

Der Ultramafit-Komplex von Kraubath

The Kraubath Ultramafic Massif

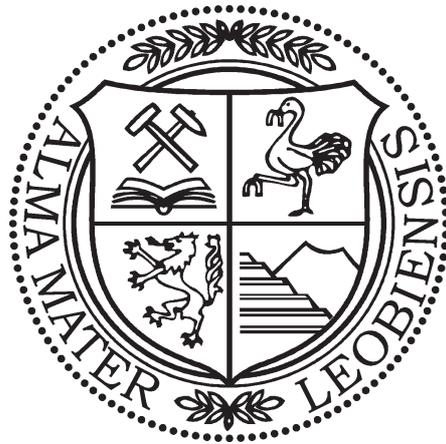
Von

THALHAMMER, O.R., EBNER, F., HORKEL, K. & MALI, H.

Mit 11 Abbildungen und 3 Tabellen
With 11 figures and 3 tables

Exkursionsführer

PANGEO 2010



Anschriften der Verfasser, addresses of the authors.
Montanuniversität Leoben
Department Angewandte Geowissenschaften und Geophysik
Peter-Tunner-Strasse 5
A 8700 Leoben, Austria
E-Mail: Vorname.Nachname@unileoben.ac.at

Journal of Alpine Geology	53	S. 137-158	Wien 2010
----------------------------------	-----------	-------------------	------------------

Inhalt

Zusammenfassung.....	138
Abstract.....	138
1. Lage, geologischer Rahmen (F.E.).....	139
2. Der Ultramafit von Kraubath - Teil des Speik-Komplexes (F.E.).....	140
3. Petrologie und Geochemie des Kraubather Ultramafits (O.R.T.).....	141
4. Der Kraubather Ultramafit und Speik-Komplex - Teil eines ältest paläozoischen Ophiolithkomplexes (F.E.).....	143
5. Mineralisationen/Rohstoffe (F.E, O.R.T., K.H & H.M.).....	143
5.1. Chromit und PGM (O.R.T. & H.M.).....	143
5.2. Kryptokristalliner Magnesit (K.H., F.E. & H.M.).....	149
5.3. Bergbautätigkeiten (H.M.).....	153
6. Beschreibung der Exkursionspunkte (F.E, O.R.T., K.H & H.M.).....	154
6.1. Steinbruch Preg.....	154
6.2. Gulsen Wegprofil.....	154
6.3. Gulsen Neogenaufschluß.....	154
6.4. Forststraße in den Augraben.....	154
6.5. Sommergraben.....	156
Literatur.....	156

Zusammenfassung

Der Ultramafit von Kraubath (im Speik-Komplex des ostalpinen Kristallins ca. 30 km SW von Leoben/Steiermark) ist Rest eines frühpaläozoischen Ophiolithes, der im Rahmen des Speik-Terranes am Gondwana NW Rand an magmatische Bogenentwicklungen (Keltisches Terrane) angegliedert wurde. Nach der Abspaltung von Gondwana wird dieses Krustensegment zum Norischen Composite Terrane, das im Zuge der variszischen Orogenese am aktiven laurasischen Kontinentalrand akkretionierte. Während der alpidischen Orogenese erfolgt der Einbau in das oberostalpine Silvretta Seckauer Deckensystem. Im Miozän lag der Kraubather Ultramafit im Einflussbereich entlang der Mur-Mürzfurche sinistral operierender Störungssysteme.

Die ultramafischen Gesteine bestehen aus Harzburgit, Dunit, Orthopyroxenitgängen und einigen kleinen Schlieren und Bändern von Chromitit. Der primär magmatische Mineralbestand ist von Olivin, Orthopyroxen und akzessorischem Chromit gekennzeichnet. Die Serpentinisierung der Gesteine variiert von 10 bis 100 %. Die sekundären Minerale sind Serpentin, Chlorit, Amphibol, Talk, Bruzit und Magnesit. Die Peridotite werden als typische Mantelrestite interpretiert, die im Zuge von zumindest zwei partiellen Aufschmelzungsereignissen in einem „supra-subduction“ Environment gebildet worden sind. Die Bronzite stellen vermutlich kleine Schmelzphasen eines dieser Aufschmelzereignisse dar, die über einem längeren Zeitraum am Ausgangsort verblieben und dann in die unmittelbare Umgebung der Restite intrudierten.

Chromitmineralisationen treten typisch podiform in kleinen Schlieren und verfalteten Linsen sowie als gebänderte Chromitite auf. Die Chromspinelle beider Typen zeichnen sich durch PGM Mineralisationen und erhöhte PGE-Gehalte aus. Die Chromitmineralisationen werden als Teil der restitischen Mantelsequenz eines Ophiolithes interpretiert. Bänderchromitite wurden höchst wahrscheinlich in einem höheren Teil der magmatischen Stratigraphie innerhalb der „transition zone“ gebildet. Die Os-Isotopen,

die durch weit streuenden Bereich der $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ Verhältnisse gekennzeichnet sind, deuten mehrere partielle Aufschmelzereignisse über einen Zeitraum von etwa 230 Ma an.

Kryptokristalliner Magnesit in Gang- und Netzwerksystemen (Kraubath Typ Magnesit) wird durch die Interaktion von Fluidsystemen, die im Neogen entlang von Störungssystemen zirkulierten, und den ultrabasischen Gesteinen erklärt.

Der Abbau von Chromit erfolgte von 1810-1881, der von kryptokristallinem Magnesit begann zwischen 1852-1857 und dauerte bis 1961 an. Heute wird Kraubather Serpentinit bevorzugt als Hartgestein verwendet.

Abstract

The ultramafic complex of Kraubath (part of the Speik-complex in the Austroalpine crystalline unit approx. 30 km SW Leoben) is part of an early Paleozoic ophiolite which accreted as Speik terrane with magmatic arcs (Celtic terrane) of the Gondwana NW margin. After separation of Gondwana this crustal segment became the Noric composite terrane which accreted with the Laurasian continental margin during Variscan orogeny. During the Alpine orogeny it was included into the upper Austroalpine Silvretta-Seckau crystalline system and finally it was affected by sinistral strike slip systems operating during the Miocene along the Mürz-Mur valleys.

The ultramafic rocks are composed of harzburgite, dunite, dykes of orthopyroxenite and a few small schlieren and bands of chromitite. The primary magmatic mineral paragenesis is formed by olivine, orthopyroxene and accessory chromite. Serpentinisation of the ultramafic rocks varies between 10 and 100%. The secondary minerals comprise of serpentine, chlorite, amphibole, talc, bruzite and magnesite. The peridotites are interpreted as typical mantle restites, formed in the course of at least two partial melting events within a supra subduction zone

environment. The bronzite dykes most likely represent small partial melt portions of one of these melting events. They supposedly stayed over a certain period of time at the melting site and intruded then into the immediate surrounding restite.

Chromite mineralisations occur as typical podiform small schlieren and folded lenses, as well as banded chromitites. Both types of chromitites are characterised by PGM mineralisations and elevated PGE-concentrations. They are interpreted as part of the restitic mantle section of an ophiolite, where banded chromitites are supposedly formed in higher portions of the magmatic stratigraphy within the transition zone. Os-isotopes show a wide variation of $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ ratios, indicating several events of partial melting over a time period of approximately 230 Ma.

Cryptocrystalline magnesite mineralizations in veins and networks (Kraubath type magnesite) formed by the interaction of the ultramafic rocks with fluids circulating along fault systems during the Neogen.

Mining activities were in the period of 1810-1881 for chromite and from 1852/1857-1961 for the magnesite. Recently materials from Kraubath are predominately used as hardrock.

1. Lage, geologischer Rahmen

Der paläozoische Ultramafitkomplex von Kraubath liegt im Murtal ca. 30 km SW von Leoben innerhalb des ost-

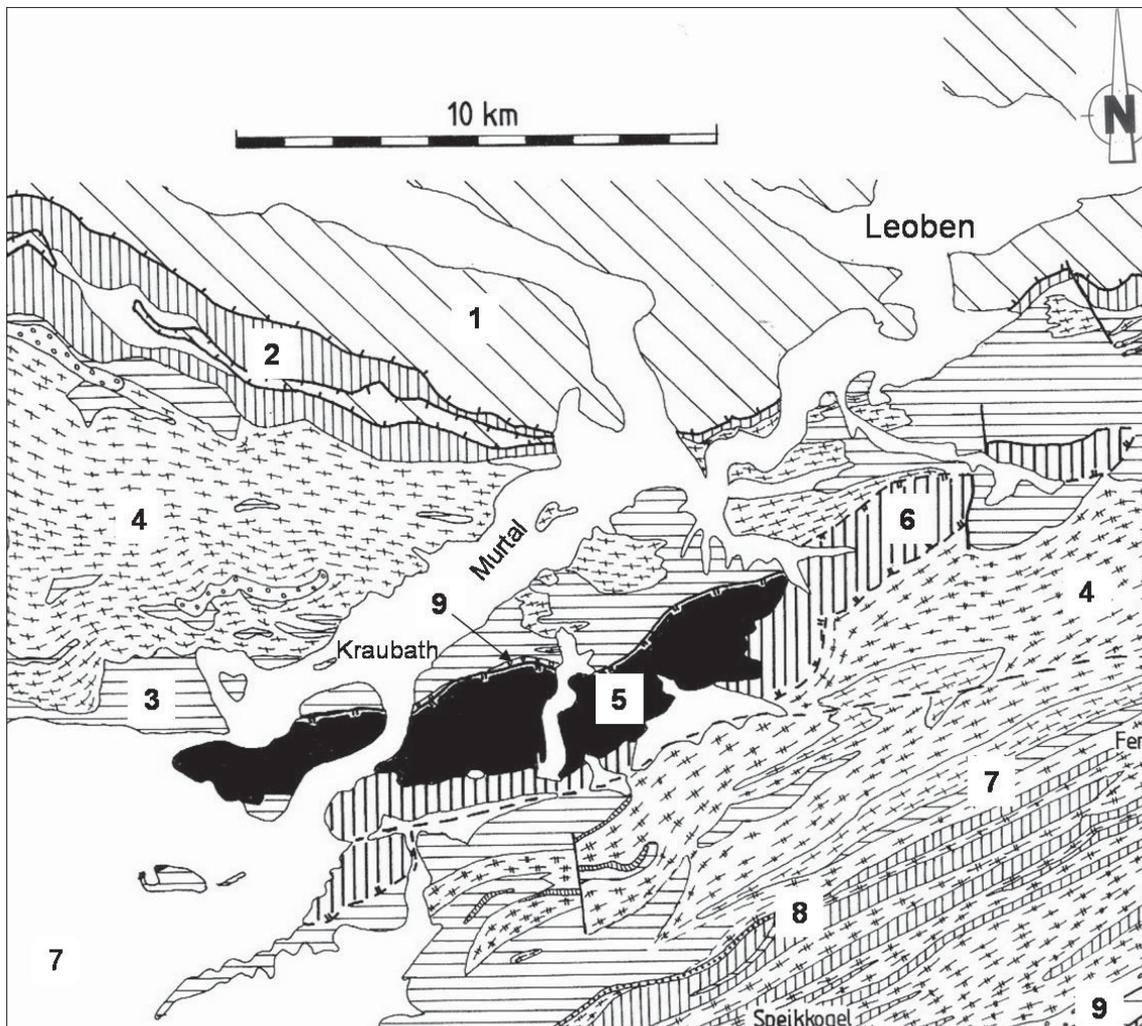


Abb. 1: Lage und geologischer Rahmen des Kraubather Ultramafit-Komplexes, der durch die Mur epigenetisch in einen Westteil („Gulsen“) und einen Ostteil („Preger Teil“) zerteilt ist. Geologischer Kartenausschnitt aus NEUBAUER (1988). Signaturen: 1 Grauwackenzone; 2 Rannach-Formation (Permotrias); 3, 4 Kern Komplex (3 Biotit-Plagioklasgneis, 4 Orthogneis); 5, 6: Speik Komplex (5 Serpentin, 6 Amphibolit); 7 Neuhof Glimmerschiefer Komplex; 8 div. Amphibolite; 9 Augengneis.

Fig. 1: Position of the Kraubath Ultramafic massif which is divided by the Mur valley into the western (“Gulsen“) and the eastern (“Preger“) part. Geological situation from NEUBAUER (1988). Signatures: 1 Graywacke zone; 2 Rannach-Formation (Permotriassic); 3,4 Core complex (3 biotite plagioklas gneiss, 4 orthogneiss); 5, 6: Speik complex (5 serpentinite, 6 amphibolite); 7 Neuhof micaschist complex; 8 amphibolites; 9 augengneiss.

alpinen Kristallins. Auf einer Fläche von ca. 28 km² stellt er das größte obertags ausbeißende Mantelrelikt der Ostalpen dar. Zwischen Kraubath und Preg wird der E-W streichende Kraubather Ultramafit epigenetisch durch die Mur in die westlich der Mur liegende „Gulsen“ und den östlich liegenden „Preger Teil“ zerteilt (Abb. 1).

Der Kraubather Ultramafit liegt an der Nordflanke der zentralen Gleinalpe und somit in der Murideneinheit des mitteloostalpinen Kristallins (sensu TOLLMANN 1987) bzw. innerhalb des oberostalpinen Silvretta Seckauer Deckensystems (sensu SCHMID et al. 2004). Entlang des Murtales zwischen Bruck/Mur und St. Michael und entlang des Palten-Liesingtales lagern dem Kristallin der Murideneinheit unter der Deckengrenze zur oberostalpinen Grauwackenzone permotriadische Sedimente (Rannach-Formation) auf (ERKAN 1977).

Der Preger Teil wird im N durch Gesteine des Kern-Komplexes (feinkörnige Ortho-Plagioklasgneise und Biotitplagioklasgneise) und Augengneise begrenzt. Im E und S wird der Rahmen des Ultramafits von Amphiboliten gebildet, die von feinkörnigen Gesteinen des Kern-Komplexes begrenzt werden. Ultramafite und Amphibolite gehören zum Speik-Komplex, der dem Kern-Komplex in einer synklinal gelagerten Deckeneinheit auflagert (NEUBAUER 1988). W des Murdurchbruchs wird der Ultramafit der Gulsen im N ebenfalls durch Gesteine des Kern-Komplexes bzw. von quartären und neogenen Sedimenten ummantelt. Im S und SE des Preger Teiles lagern auf einem morphologisch höher liegenden Niveau känozoische Sedimente dem Ultramafit auf (FLÜGEL & NEUBAUER 1984, NEUBAUER 1988).

Das W der Gulsen auftretende Neogen gehört bereits dem Fohnsdorf-Seckauer Beckensystem an, für dessen Ausgestaltung E-W verlaufende Störungen als Teile des im Miozän sinistral operierenden Mur-Mürz Scherzonensystems verantwortlich waren. Diese streichen z. T. auch in den Preger Teil hinein (SACHSENHOFER et al. 2000).

2. Der Ultramafit von Kraubath - Teil des Speik-Komplexes

Der Kraubather Ultramafit ist integraler Bestandteil des mehrere hundert mächtigen Speik-Komplexes (NEUBAUER & FRISCH 1994). Neben Ultramafiten (Peridotit, Dunit, Pyroxenit, Serpentin) enthält dieser auch Metabasalte (Granatamphibolite, Bänderamphibolite), Metagabbros (Granat-Zoisit, Plagioklas Amphibolite), dünne Augengneislinsen und selten Metasedimente.

In der Vergangenheit wurde der Speik-Komplex des Gleinstubalpenzuges auch als Speik-Serie (HERITSCH & CZERMAK 1923) oder Amphibolit-Komplex (BECKER 1981) bezeichnet. Gesteine dieser Einheit finden sich neben Kraubath (Serpentinite, Pyroxenite, Peridotite) auch in der zentralen Gleinalpe (Granat- und Bänderamphibolite, gabbroider Plagioklasamphibolit mit Serpentin und Marmorlinsen), im Murtal bei Traföss (Serpentinite, gebänderte Ultramafite, gabbroide Amphibolite) und in der südlichen Stubalpe (Granatamphibolite, plagioklasführender Amphibolit) (NEUBAUER 1988). Im weiteren Rahmen der Murideneinheit treten Ultramafite des Speik-Komplexes auch am Lärchkogel in den Triebener Tauern und am Hochgrössen (EL AGEED et al. 1980) in den Rottenmanner Tauern auf (NEUBAUER & FLÜGEL 1994).

Altersdatierungen von Gesteinen des Speik-Komplexes liegen noch nicht vor. Er ist jedoch älter als der hangend folgende Glimmerschiefer Marmor-Komplex für den aufgrund lithostratigraphischer Vergleiche ein Silur - Devon Alter angenommen wird (BECKER 1981, FRISCH & NEUBAUER 1994). Die wesentliche tektonometamorphe Ausformung erfolgte im Unterkarbon verbunden mit einer amphibolitfaziellen Metamorphose, der Migmatitbildung und syn- bis postkinematische Intrusionen von Granitoiden bei gleichzeitiger Deckentektonik nachfolgten (NEUBAUER 1988).

Im Bereich der südlichen Gleinalpe wird der Speik-Komplex vom Neuhofer Glimmerschiefer-Komplex, einem Äquivalent bzw. tieferen Anteil des Glimmerschiefer Marmor-

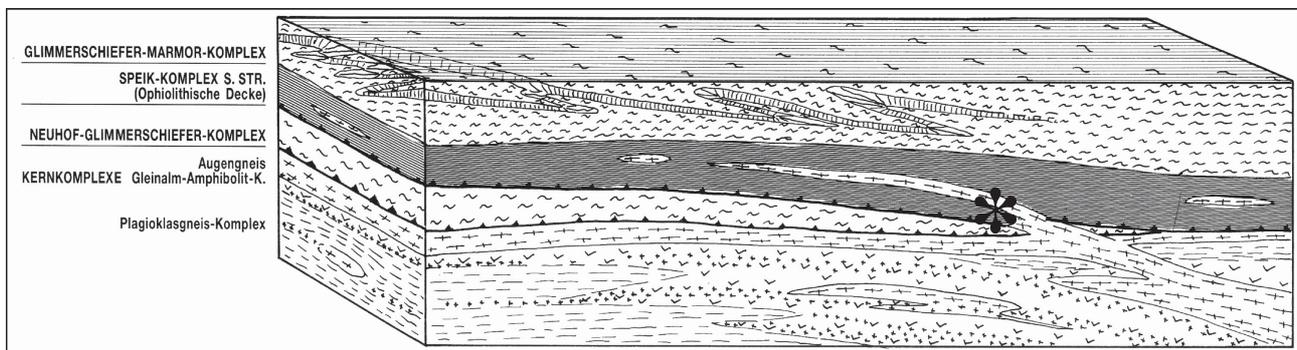


Abb. 2: Modell der karbonen Überschiebung des Speik-Komplexes mit auflagerndem Marmor-Glimmerschiefer-Komplex über den Kern- und Neuhofer-Glimmerschiefer-Komplex bei gleichzeitiger Intrusion granitischer Schmelzen in die Überschiebungsbahn (aus NEUBAUER 1988). Stern: mögliche Position des Profils entlang der Forststraße in den Augrabern.

Fig. 2: Tectonic model showing the overthrust of the Speik-complex and marble micaschist-complex above the core- and Neuhofer micaschist-complex with synchronous intrusion of granitic magma along the thrust plane (from NEUBAUER 1988). The asterisk indicates the possible position of the section along the forest way to the Augrabern.

Komplexes tektonisch unterlagert, der tektonisch einen, dem Kern-Komplex auflagernden, Augengneis zug überlagert. Ursprünglich wurde im Augengneis ein metamorphes Äquivalent der im Ostalpin weit verbreiteten oberordovizischen Porphyroide gesehen, bis er radiometrisch als Unterkarbon (Rb-Sr: 330 ± 30 Ma; FRANK et al. 1983) datiert wurde. Dadurch, ähnlicher Gefügeorientierung und Deformationsmechanismen im Kern- und Speik-Komplex wird der Speik-Komplex inkl. des auflagernden Glimmerschiefer Marmor-Komplexes als im Unterkarbon aufgeschobene Decke betrachtet, wobei synpostkinematisch granitische Schmelzen in die Deckenbahn und z. T. auch diskordant in den Speik-Komplex eindringen und die Edukte des Augengneises bildeten. Bei der Aufschubung wurde ein Teil des Glimmerschiefer Marmor-Komplexes abgetrennt und tektonisch unter den Speik-Komplex verfrachtet (NEUBAUER 1988). Eine Gruppe permischer Altersdaten (aus grobkörnigen Pegmatit-Muskoviten und anderen Granitoiden) aus dem Gleinalmkristallin deutet auf einen zweiten prä-mesozoischen magmatometamorphen Höhepunkt.

Alpidisch wird für die gesamte Gleinalpe eine Aufheizung im Bereich der Grünschieferfazies und eventuell bis in die Amphibolitfazies angenommen, die bei fallender Temperatur von einer duktilen bis spröden Scherdeformation geprägt wird (NEUBAUER 1988). Zumindest im Bereich der Gulsen und des Kraubather Murdurchbruchs ist mit dem Einfluß der neogenen sinistralen Scherzonen tektonik zu rechnen, die entlang der Norischen Senke zur Bildung von Neogenbecken, darunter auch das, im E an der Gulsen endende Fohnsdorfer-Seckauer Neogenbecken, führte.

3. Petrologie und Geochemie des Kraubather Ultramafits (O.R.T.)

Der Ultramafit von Kraubath, repräsentiert, zusammen mit dem Hochgrößen Massiv, die ältesten Relikte ozeanischer Kruste in den Ostalpen. Die ultramafischen Gesteine in Kraubath bestehen in erster Linie aus Harzburgit und Dunit. Lokal treten gangförmige bis stockartige Pyroxenite (Bronzite) auf. Im Bereich der tektonischen Hangengrenze finden sich sporadisch Hornblendite. Die ultramafischen Gesteine zeigen stark variierenden Grad der Serpentinisierung (von <10 % bis 100 %). Der sekundäre, metamorphe Mineralbestand umfasst, neben dominierendem Antigorit und untergeordnet Chrysotil, Amphibol (Tremolit), Bruzit, Talk, Chlorit und Karbonat (vorwiegend Magnesit, untergeordnet Calcit). In den meisten ultramafischen Gesteinen ist zumindest reliktsch der primäre Mineralbestand, Olivin, Orthopyroxen \pm Chromit, erhalten. Die Forsterit-Gehalte der Olivine reichen von 89 bis 93, (NiO = 0.1-0.8 Gew. %), die Orthopyroxene sind typische Enstatite ($\#Mg = 85-93$, $Al_2O_3 = <1$ Gew. %).

Harzburgite und Dunite zeigen unter dem Mikroskop ein grobkörniges, granoblastisches, teilweise stark deformiertes Gefüge, das typischen Mantelgesteinen zuzuschreiben ist. Obwohl von HIESSLEITNER (1953) und HADITSCH et al. (1982) erwähnt, konnten bei eigenen Begehungen und Geländeuntersuchungen keine magmatischen Texturen, wie „magmatic layering“ beobachtet werden. Nach unserer Auffassung sind keinerlei primär magmatische Textu-

Probe	Harzb	Harzb	Dunit	Dunit	Opx	Opx
SiO ₂	39.16	41.75	43.92	37.05	52.48	53.17
TiO ₂	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02
Al ₂ O ₃	0.46	0.26	0.28	0.10	0.66	0.69
Fe ₂ O ₃	8.12	9.17	9.06	9.22	6.07	6.46
MnO	0.11	0.13	0.13	0.13	0.10	0.13
MgO	40.62	44.81	40.98	43.50	34.37	34.40
CaO	0.53	0.07	0.26	0.26	0.75	1.16
P ₂ O ₅	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Cr ₂ O ₃	0.37	0.43	0.39	0.32	0.33	0.48
LOI	10.08	3.60	5.51	9.55	5.40	4.16
Total	99.48	100.22	100.55	100.14	100.18	100.67
#Mg	90.83	90.64	89.96	90.13	91.81	91.34
Cr	2566	2929	2686	2216	2272	3310
Ni	1880	2030	1626	1951	385	489
Co	120	122	119	114	60	80
Cu	131	1	11	13	0	10
Zn	49	50	50	33	33	48
V	20.7	13.2	21.2	9.4	34.3	30.0

Tab. 1: Haupt- und selektierte Spurenelementzusammensetzung repräsentativer, ultramafischer Gesteine des Ultramafits von Kraubath. Harzb = Harzburgit, Opx = Bronzite, Hauptelemente in Gew. %, Spurenelemente in ppm (Daten von MELCHER et al. 2000).

Tab. 1: Major and selected trace element composition of representative ultramafic rocks of the Kraubath Massif. Harzb = harzburgite, Opx = bronzite. Major elements in wt %, trace elements in ppm (data from MELCHER et al. 2002).

ren erhalten geblieben, oder waren nie offensichtlich ausgebildet, wie das bei derartigen, tektonisierten Mantelgesteinen durchaus üblich ist. Den einzigen Hinweis bezüglich der magmatischen Stratigraphie bekommt man durch das unterschiedliche Auftreten von Chromititen (siehe Kapitel „Chromit-PGE“). Sind die Ultramafite mittelmäßig bis stark serpentinisiert, zeigt sich im Dünnschliff das charakteristische „Netzgefüge“, wobei Relikte des primären Mineralbestandes (Olivin, Orthopyroxen ± Chromit) in einer netzartigen Serpentinmatrix schwimmen. Die Bronzitite, die eine scharfe Grenze zu den Peridotiten zeigen, weisen ein mittel- bis grobkörniges, granoblastisches Gefüge auf, das als Adkumulat angesprochen werden kann. Der untergeordnete Olivin (<10 Modal %) weist, wie der Orthopyroxen, die gleiche Zusammensetzung auf. Die geochemische Zusammensetzung der Ultramafite ist in Tab. 1 dargestellt. Die Harzburgite weisen Cr-Gehalte von 2000 bis 3800 ppm auf, die Ni-Gehalte reichen von 1550 bis 2200 ppm, die Dunite zeigen Cr-Gehalte bis 5100 ppm, die Ni-Konzentrationen reichen bis 2000 ppm. Die CaO-Gehalte sind sehr verarmt (Harzburgite und Dunite <1 Gew.%, Bronzitite bis 1 Gew. %), das einerseits den primär refraktären Charakter der Gesteine widerspiegelt, andererseits dürfte CaO auch während der Serpentinisierung in Lösung gegangen sein. Charakteristisch ist die sehr homogene chemische Zusammensetzung der Ultramafite über den gesamten Bereich des Kraubather Ultramafits.

Die Konzentrationen an seltenen Erden (REE) ist sehr gering und liegt zwischen 2.6 und 36 ppb. Dies wird in den Chondrit-normalisierten REE Verteilungskurven (Abb. 3) deutlich. Harzburgite und Dunite des Ultramafits von Kraubath sind durch U-förmige Kurven zwischen 0.009 und 0.13 x Chondrit gekennzeichnet, typisch für stark verarmte, residuale Mantelgesteine (MELCHER et al. 2002). Dies, abgesehen von der Zusammensetzung der Chrom-Spinelle, veranlasste EL AGEED et al. (1980) den Ultramafit von Kraubath als die Mantelsequenz eines ursprünglich mit dem Hochgrößen Massiv verbundenen altpaläozoischen Ophiolithes zu interpretieren. Die Bronzitite von Kraubath zeigen höhere Konzentrationen an HREE (schwere seltene Erden) und geringe Anreicherung der LREE (leichte seltene Erden) und nicht so deutlich ausgeprägte U-Form der REE Verteilungskurven (Abb. 3). Sie können als höher differenzierte Gesteine bezeichnet werden.

Für die Interpretation von U-förmigen REE Verteilungskurven existieren in der Literatur eine Reihe von Hypothesen (zusammengefasst in MELCHER et al. 2002). Geht man davon aus, dass die REE während Serpentinisierung und Metamorphose nicht wesentlich verändert worden sind (dies ist durchaus anzunehmen, da auch relativ frische, verarmte, residuale Mantelgesteine durch U-förmige REE Verteilungsmuster gekennzeichnet sind, McDONALD & FREY 1989), dann bietet sich für die Ultramafite von Kraubath ein zumindest zweifaches partielles Aufschmelzungsszenario an (MELCHER et al. 2002): Partielle Aufschmelzung (ca. 10 % Schmelzphase) eines nicht-verarmten Mantelmaterials im Proterozoikum innerhalb eines MOR (MOR = mittelozeanischer Rücken) oder eher „supra-subduction

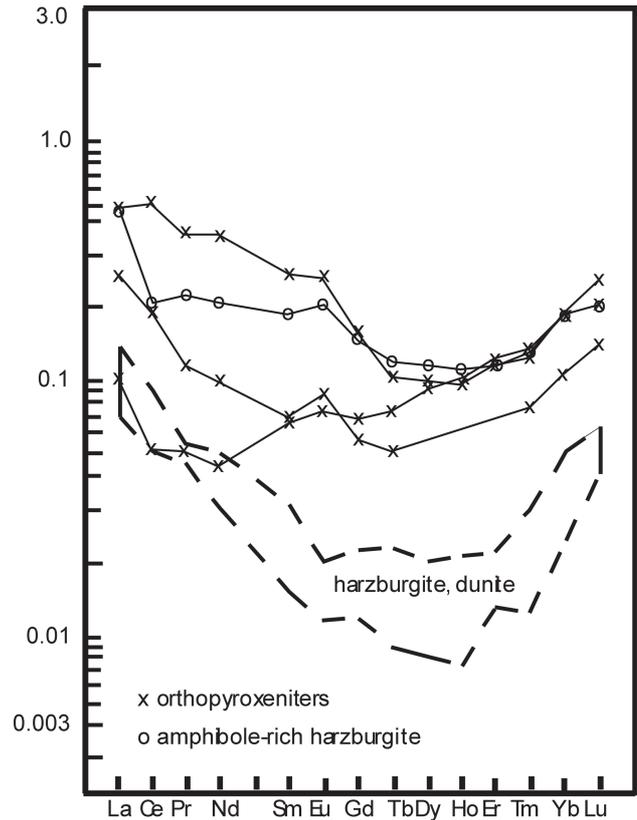


Abb. 3: Chondrit-normalisierte seltene Erd-Verteilungsmuster der Ultramafite von Kraubath (Daten von MELCHER et al. 2002).

Fig. 3: Chondrite-normalised rare earth element distribution patterns of ultramafic rocks of the Kraubath Massif (data from MELCHER et al. 2002).

zone“ Environments, wobei ein harzburgitisches Residuum zurückbleibt.

Eine zweite partielle Aufschmelzphase (ca. 20-30 % Schmelzphase), vermutlich im frühen Kambrium, initiiert durch das Vorhandensein einer fluiden Phase (daher ist ein supra-subduction zone geotektonisches Setting zu favorisieren), aus der ein stark verarmtes Residuum von harzburgitischer bis dunitischer Zusammensetzung zurückbleibt.

Diese Interpretation stimmt sehr gut mit dem Chemismus der Chrom-Spinelle und den Os-Isotopen überein (siehe Kapitel „Chromit und PGE“).

Die Bronzitite mit deutlich intrusivem Erscheinungsbild sind nicht Teil der restitischen Peridotite. Ihr Auftreten, ihr Mineralbestand und die teilweise erkennbare Kumulattextur lassen mit größter Wahrscheinlichkeit vermuten, dass es sich um aus Teilschmelzen kristallisierte Gesteine handelt (KELEMEN et al. 1992, MELCHER et al. 2002). Das Auftreten pyroxenitischer Gänge, sowohl Klinopyroxenite, wie auch Orthopyroxenite, sind in residualen Mantelgesteinen nicht nur innerhalb von Ophiolith-Komplexen häufig. In Alaskan-Uralian-Type Komplexen sind Klinopyroxenitgänge z. B. häufig zu beobachten (THALHAMMER et al. 2006). Deshalb wird angenommen, dass die Bronzititgänge aus kleinen, partiellen Si-, Mg-reichen

Teilschmelzen des Mantelmaterials stammen. Die identische Zusammensetzung der Pyroxene und des Olivins mit jenen der restitischen Peridotite lässt vermuten, dass die Menge der partiellen Schmelzen zu gering gewesen ist, um sich vom Restit zu entfernen. Damit ist es vermutlich zu einer Equilibrierung dieser Schmelzen mit dem Restit gekommen, bevor diese in ihrer unmittelbaren Umgebung in das residuale Mantelmaterial eingedrungen sind. Der scharfe Kontakt zu den residualen Mantelgesteinen und die Tatsache, dass praktisch keine Kontakt-Alteration zu beobachten ist, deuten darauf hin, dass zum Zeitpunkt der Intrusion dieser Teilschmelzen das restitische Mantelmaterial noch in einem plastischen Zustand vorgelegen ist.

4. Der Kraubather Ultramafit und Speik-Komplex - Teil eines ältest paläozoischen Ophiolithkomplexes

Bei der Terrane-Analyse des ostalpinen Grundgebirges (FRISCH & NEUBAUER 1987, NEUBAUER et al. 1997) kommt dem Speik- und Kern-Komplex eine fundamentale Bedeutung zu. Das Speik-Terrane (= Speik-Komplex) ist eine ältest paläozoische, tektonisch stark zerlegte ophiolithische Sequenz, in der alle charakteristischen Glieder mit Ausnahme der Sheeted Dykes enthalten sind und geochemische Charakteristika auch Back arc ocean floor Settings zeigen (NEUBAUER et al. 1989, NEUBAUER & FRISCH 1989). Das Keltische Terrane (= Kern-Komplex bestehend aus Plagioklasgneisen und Amphiboliten = Vulkanogener Komplex BECKER 1981 und Ammering Serie HERITSCH & CZERMAK 1923) ist Bestand eines spät präkambrischen bis ältest paläozoischen magmatischen Bogens. Beide Terranes waren mit dem Gondwana NW Rand assoziiert. Sie amalgamierten vor dem mittleren bis älteren Ordovicium zum Basement jüngerer (ordovicischer - karbonischer) vulkanosedimentär Abfolgen. Im Silur - Unterdevon wird dieses Krustensegment als Norisches Composite Terrane von Gondwana separiert und nach einer N-gerichteten Driftphase im Karbon bei der variszischen Orogenese der mitteleuropäischen variszischen Terranecollage angegliedert. Im ostalpinen Kristallin entspricht der Glimmerschiefer Marmor-Komplex dem silurisch-devonischen Anteil der Overstepsedimente des Norischen Terranes (FRISCH & NEUBAUER 1987, NEUBAUER et al. 1997).

Die ophiolithische Natur des Speik-Komplexes wird durch die Petrologie und Geochemie gestützt (NEUBAUER et al. 1989). In Teilbereichen des Speik-Komplexes wurden, tektonisch isoliert, mit Ausnahme der Sheeted Dykes alle Teilbereiche einer ophiolithischen Sequenz rekonstruiert (NEUBAUER, 1988; NEUBAUER & FRISCH, 1994): subkrustale metamorphe Peridotite (Olivin reiche Serpentinite) - ultramafische Kumulate (lagige Metaultramafite, Metagabbro) - mafische Kumulate (gabbroide Plagioklasamphibolite) - extrusive Mafite (Granatamphibolit, Bänderamphibolit, feinkörniger Plagioklasamphibolit) - ozeanische Sedimente (Silikatmarmor, Sulfiderz führende Glimmerschiefer, Quarzite).

5. Mineralisationen/Rohstoffe

In der metallogentischen Karte von Österreich (WEBER et al. 1997) werden die Ultramafite der Murideneinheit (Speik-Terrane) mit ihren typischen Mineralisationen (Chromit, kryptokristalliner Magnesit) im Chromit-Asbest-Magnesitbezirk Kraubath/Hochrössen zusammengefasst. Die Mineralisationen sind an Ultramafite (Dunit, Serpentin, Bronzinit/Pyroxenit) gebunden, die bei Kraubath auch ein bedeutendes Hartgesteinspotential darstellen. Kraubather Gesteine bilden aber auch die Rohstoffbasis für die MgO-Produktion der Fa. Magnifin in der Breitenau. Die Ni-Gehalte der Ultramafite (max. 0,2-0,5 %; HADITSCH et al. 1982) liegen im Normbereich derartiger Gesteine.

Schlierenförmig und lagig auftretender Chromit wurde von 1855-1881 auch bergbaulich genutzt. Eine große Anzahl von PGE Mineralen wurde aus dem Bereich der Chromitvererzungen in „akademischen“ Konzentrationen beschrieben (THALHAMMER et al. 1990, MELCHER & MALI 1998).

Die aus dem Kraubather Ultramafitkomplex bekannten Mineralparagenesen sind umfangreich. Sie spiegeln die mehrphasige Entwicklungsgeschichte von den ersten Kristallisationsprozessen der Ophiolithsequenz, der variszischen und alpidischen Metamorphose bis zu (sub)rezenten Sekundärmineralisationen wieder (MEIXNER & WALTER 1939, POSTL 1993). MEIXNER ordnet die Minerale folgenden Bildungsphasen zu:

1. Peridotit-Pyroxenitphase: Olivin, Enstatit, Chromit, Awaruit
2. Chrysotilphase: Chrysotil, Lizardit, Brucit
3. Kluftchrysotilphase: Chrysotil in Klüften
4. Kluftantigoritphase: Antigorit, Tremolit, Anthophyllit, Smaragdit, Talk, Kämmererit, Magnetit, Zirkon, Apatit, Monazit, Chalcosin, Chalkopyrit, Bravoit, Covellin, Vallerit, Pentlandit, Millerit, Healzlewoodit, Breithauptit, ged. Kupfer
5. Magnesitphase: kryptokristalliner Magnesit, Sepiolith, „Gymnit“ und „Eisengymnit“ = Gemenge von Serpentinmineralen bzw. Hämatit mit Magnesit
6. Brucitphase: Brucit, Aragonit, Artinit, Hydromagnesit, Pyroaurit, div. Vertreter der Hydrotalkit-Manasseit Gruppe, Coalingit, Brugnatellit, Calcit
7. SiO₂-CaCO₃-Phase: Aragonit, Opal-CT, Quarz (Bergkristall, Amethyst, Chalcedon, Calcit, Dolomit)
8. Rezente Bildungen: Hydromagnesit, Dypingit, Nesquehonit, Zaratit, Epsomit

Dazu kommen noch

- seltene Cu-Mg-Karbonate: Mcguinnessit, Nakaurit, Callaghanit
- µm große Einschlüsse in Chrom-Spinellen: Pentlantit, Chalkopyrit, Healzlewoodit, Pyrit, Galenit, Arsenopyrit
- PGM Minerale (siehe Tab. 2).

5.1. Chromit und PGE (O.R.T. & H.M.)

Chromit tritt im Ultramafit von Kraubath in Form von irregulären Schlieren, gefalteten Linsen, teilweise

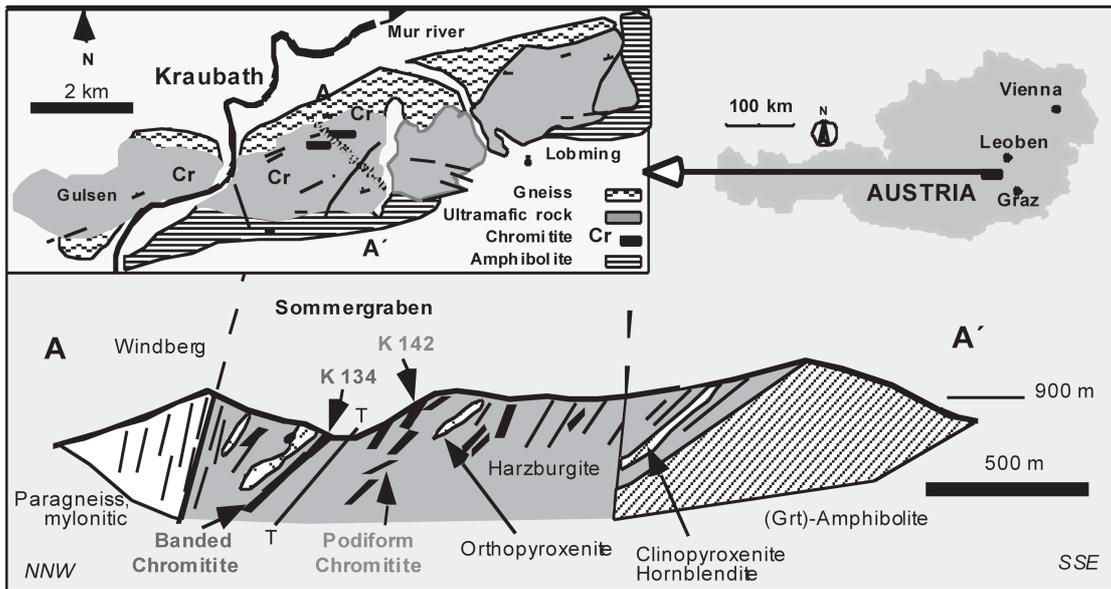


Abb. 4: Lage des Ultramafites von Kraubath, seine Gesteine und Position der Chromitvererzungen. Schematisches Profil der Chromitvorkommen im Sommergraben (A-A) nach MELCHER (2000), sowie die Probenpunkte K142 mit Chromit Typ 1 und K134 mit Chromit Typ 2 nach MALITCH et al. (2003a) sind markiert.

Fig. 4: Location of the Kraubath Massif, the lithology of the Massif and the location of the chromite mineralisations. Schematic cross section of the chromite occurrences in the Sommergraben (A-A) after MELCHER (2000). Location of sample numbers K142 refer to chromite type 1, K134 to chromite type 2, respectively, after MALITCH et al. (2003a), are also shown.

stockwerkartig, sowie lokal als über mehrere 10er Meter verfolgbare Bänder, mit einer Mächtigkeit von cm bis mehreren dm, auf. Das größte, schichtartige, massive Chromititband im Sommergraben (Exkursionspunkt 5) läßt sich im Streichen über mehr als 30 m verfolgen (THALHAMMER et al. 1990, MELCHER & MALI 1998, MELCHER et al. 1999, MELCHER 2000). Texturell und auf der Basis der chemischen Zusammensetzung werden vier Chromit-Typen unterschieden (MELCHER 2000):

Typ 1 - Cr-reicher Ferrochromit tritt vorwiegend in serpentinierten Duniten bis Harzburgiten auf. Von der Zusammensetzung ist der Chromspinell durch #Cr >80, #Mg 40-50 und niedrige Gehalte an TiO₂ (um 0,15 Gew. %), MnO und NiO charakterisiert.

Typ 2 - Ferrochromit, der durch #Cr von 74-80, #Mg 35-44 und ebenso niedrigen TiO₂ (<0,2 Gew. %), MnO und NiO (<<0,1 Gew. %) gekennzeichnet ist und in unterschiedlich stark serpentinierten, vorwiegend Harzburgiten auftritt.

Typ 3 - dieser Typ ist durch variable Cr-Gehalte (#Cr 53-85), #Mg zwischen 40 und 54 und signifikant höhere TiO₂-Gehalte (>0,2 bis 0,8 Gew. %), wie auch durch höhere MnO-Gehalte (0,4-1,4 Gew. %) und NiO-Gehalte (bis 1,3 Gew. %) charakterisiert. Typ 3 Chromite treten in Kraubath untergeordnet, meist innerhalb von Chloritschiefern und damit an Störungszonen gebunden, auf. Dieser Typ 3 Chromit ist von seiner Zusammensetzung ähnlich wie die Chromite aus dem Hochgrößen Massiv (THALHAMMER et al. 1990, MELCHER 2000).

Typ 4 - tritt bevorzugt in relativ frischen, kaum serpentinierten Duniten auf. Er ist durch hohe #Cr (78-

89, hohe Fe-Gehalte und niedrige #Mg (um 20), sowie höhere TiO₂-Gehalte (um 0,36 Gew. %) und niedrigen MnO- und NiO-Gehalten gekennzeichnet.

Alle vier Chromit-Typen treten im Nordteil des Sommergrabens auf (siehe Exkursionspunkt 5). Wirtschaftlich genutzt wurden Chromit Typ 1 und 2, Typ 1 wurde am Kamm des Hügels zwischen Sommer- und Wintergraben, Typ 2 an den Südhängen des Sommergrabens abgebaut (siehe Exkursionspunkt 5). Chromit Typ 2 tritt vorwiegend in Form von Bändern auf, während Typ 1 als typischer podiformer Chromit, in Schlieren und kleinen verfalteten Linsen auftretend, bezeichnet werden kann. Sieht man von Chromit Typ 3 und 4, die deutlich untergeordnet auftreten (MELCHER 2000) ab, so lassen sich typisch podiforme Chromitite (Typ 1 nach MELCHER 2000) und lagig in Form von Bändern auftretende Bänderchromitite (Typ 2 nach MELCHER 2000) unterscheiden, die sich deutlich hinsichtlich ihrer chemischen Zusammensetzung (#Cr und #Mg, Abb. 6), ihres Auftretens und ihrer Einschlüsse, sowie PGE-Gehalte voneinander abheben.

Sämtliche Chrom-Spinelle des Ultramafits von Kraubath zeigen stellenweise Zonarbau, wobei eine kontinuierliche Abnahme von Al, Mg, und teilweise Cr bei gleichzeitiger Zunahme von Fe vom Kern zum Rand zu beobachten ist (Ferrit-Chromit, THALHAMMER et al. 1990, Abb. 6). Vereinzelt konnte ein äußerer Rand von Magnetit nachgewiesen werden. Dieser Zonarbau wird als sekundär angesehen, entstanden im Zuge von Alteration während der Serpentinisierung (THALHAMMER et al. 1990).

Die meisten Chrom-Spinelle des Ultramafits von Kraubath

Mineral	Banded Chromitite No. of grains	Podiform Chromitite No. of grains
Os-Ir Alloy (Os,Ir)	2	1
Ir-Os Alloy (Ir,Os)		4
Ruthenium (Ru,Os,Ir)		1
Pt-Fe Alloy Pt ₃ Fe		8
Pt(Pd)-Fe Alloy		8
Unnamed Pt-BM Alloy	5	
Laurite (Ru,Os)S ₂	6	125
Erlichmanite (Os,Ru)S ₂	3	8
Kashinite (Ir,Rh) ₂ S ₃		3
Bowieite (Rh,Ir) ₂ S ₃		1
Cuproiridsite (CuIr ₂ S ₄)		4
Cuprorhodsit (CuRh ₂ S ₄)		2
Unnamed BM-PGE Sulfides		10
Braggite (Pt,Pd)S		2
Irsarsite (IrAsS)	11	233
Platarsite (PtAsS)		26
Hollingworthite (RhAsS)	9	11
Ruarsite (RuAsS)	3	61
Pt-Ru-Rh-Sulfarsenide		19
Kethconnite Pd ₂₀ Te ₇		3
Sperrylite PtAs ₂	69	709
Mayakite (PdNiAs)	1	
Geversite PtSb ₂	1	
Stibiopalladinite Pd ₅ Sb ₂	24	41
Potarite (PdHg)		53
Mertieite II Pd ₈ (As,Sb) ₁	1	1
Unnamed Pd-As-Sb	6	
Unnamed Pd-Rh-As	1	
Unnamed Pd-Pt-Bi-Cu	1	
Ru-rich Oxide		4
Gold (Au)		1
Au-rich Silver (Ag,Au)		5
Tetraauricupride (AuCu)	1	
Total counted	131	1359

Tab. 2: Häufigkeit der auftretenden PGM in typischen podiformen und gebänderten Chromititen aus dem Ultramafit von Kraubath. Daten aus MELCHER & MALI (1998), MALITCH et al. (2001), (2003a, 2003b).

Tab. 2: Abundance of PGM in typical podiform and banded chromitites of the Kraubath Massif. Data from MELCHER & MALI (1998), MALITCH et al. (2001), (2003a, 2003b).

zeigen Silikat-, Sulfid- und PGM (Platingruppen Mineral) Einschlüsse. Primäre Einschlüsse sind Olivin (Fo 93-95), Diopsid und Sulfide (Pentlandit, Pyrrhotin, Chalcopyrit), sekundäre Einschlüsse umfassen Chlorit, Serpentin, Tremolit, Calcit, Graphit, Talk und Bornit. Die Einschlüsse zeigen in der Regel eine Größe zwischen 2 und 30 µm, sind häufig im Randbereich konzentriert und treten bevorzugt innerhalb von Chromit Typ 1 und 2 auf (THALHAMMER et al. 1990, Melcher 2000). Auf die PGM Einschlüsse wird im Folgenden gesondert eingegangen. Neben festen Einschlüssen konnten auch Flüssigkeitseinschlüsse (H₂O-CO₂, CO₂, NH₄) innerhalb der Chromite gefunden werden (THALHAMMER unpubl. Daten).

PGE - PGM (Platingruppen-Elemente - Platingruppen Minerale)

Die ersten PGM aus dem Ultramafit von Kraubath wur-

den Ende der 80er Jahre des vergangenen Jahrhunderts entdeckt (THALHAMMER & STUMPF 1988). Generell treten PGM in podiformen Chromititen, entweder als Einschlüsse im Chrom-Spinell, oder in der Olivin-Serpentinmatrix zwischen den Chromiten, mit einer Korngröße <20 µm auf. Diese Tatsache macht die Entdeckung von PGM in podiformen Chromititen, so wie das Studium ihrer chemischen Zusammensetzung und ihrer Kristallographie nicht einfach. In vielen Fällen sind/werden PGM in podiformen Chromititen einfach nicht gefunden.

Dieser Umstand war der Grund neue Möglichkeiten der Liberation und Konzentration von PGM als akzessorische Gesteinsbestandteile podiformer Chromitite zu suchen. Nach einigen Versuchen gelang es, eine Kombination aus Electric Pulse Desintegration und Hydroseparation anzuwenden und damit Konzentrationen der aus dem Gestein gewonnen PGM in der Größenordnung von 10000fach zu erzielen (RUDASHEVSKY et al. 1995, KNAUF 1996). Damit

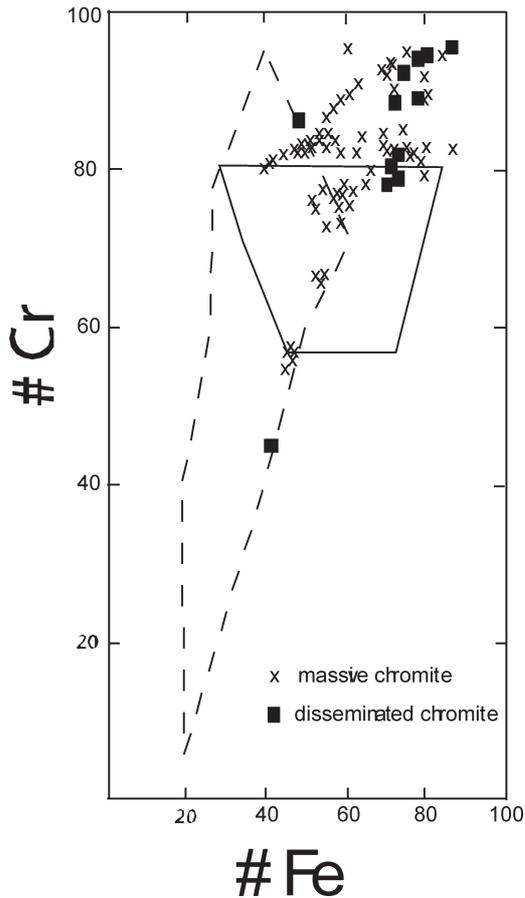


Abb. 5: Repräsentative Chromitzusammensetzung im #Cr (100Cr/(Cr+Al)) versus #Fe (100Fe²⁺/(Mg+Fe²⁺)) Diagramm aus dem Ultramafit von Kraubath. Daten von THALHAMMER et al. (1990), MELCHER (2000) und PUHL (2000). Strichliertes Feld = alpinotype Chromitite, durchgezogenes Feld = stratiforme Chromitite nach DICK & BULLEN (1984).

Fig. 5.: Representative chromite compositions from the Kraubath Massif in the #Cr (100Cr/(Cr+Al)) vs. #Fe (100Fe²⁺/Mg+Fe²⁺). Data from THALHAMMER et al. (1990), MELCHER (2000) and PUHL (2000). Stripped field = alpine-type chromitites, field with full line = stratiform chromitites, after DICK & BULLEN (1984).

erweiterte sich das Spektrum der PGM signifikant. So konnten, beispielsweise, allein aus zwei repräsentativen Chromititproben (K142, typischer podiformer Chromitit Typ 1 nach MELCHER 2000; K134 gebänderter Chromitit Typ 2 nach MELCHER 2000) insgesamt nahezu 330 PGM separiert und untersucht werden (MALITCH et al. 2003a). Tab. 2 bietet eine Übersicht der PGM. Die Mehrzahl der PGM treten in mehrphasigen Einschlüssen auf, komplexe Einschlüsse von Ru-Os Sulfiden mit Sulfarseniden können häufig beobachtet werden.

Kalkuliert man die unterschiedlichen Häufigkeiten der in typischer podiformen Chromititen bzw. in den gebänderten Chromititen auftretenden PGM in %, dann zeigt sich, dass die podiformen Chromitite durch Ir-Os, Pt-Fe Legierungen, Ru-Os Sulfide und PGE Sulfarsenide charakterisiert sind, während gebänderte Chromitite durch die Dominanz

von Pt-Pd Arseniden, Pd Antimoniden und Pd-Sb-As-führende PGM gekennzeichnet sind (MALITCH et al. 2003a). Die PGE-Konzentrationen im Ultramafit von Kraubath sind generell niedrig. In den meisten Fällen liegen die Konzentrationen der PGE_{tot} <1000 ppb. Maximale PGE Konzentrationen konnten in Chromititen des Typ 1 mit etwa 3400 ppb gemessen werden (Os 667 ppb, Ru 1283 ppb, Pt 762 ppb). Die Ir/Pt Verhältnisse sind, typisch für podiforme Chromitite <1. Gebänderte Chromitite des Typ 2 zeigen höhere Pt- und Pd-Konzentrationen und damit Ir/Pt Verhältnisse bis 6.

Der Trend der PGE-Mineralogie lässt sich auch in den Chondrit-normierten PGE Verteilungskurven ablesen (Abb. 7). Die podiformen Chromitite zeigen typischerweise negative normierte Verteilungskurven mit deutlich positiven Anomalien der IPGE (Ir-Gruppe der PGE). Der gebänderte Chromitit spiegelt positive Anomalien für Pt und Pd wider. Derartige Verteilungsmuster mit positiver Anomalie der PPGE (Pt-Gruppe der PGE) erinnert an Verteilungskurven von stratiformen Chromititen.

Os-Isotopen

MELCHER et al. (1999) untersuchten die Os-Isotopenzusammensetzung an acht Chromititproben aus dem Ultramafit von Kraubath mittels NTI-MS. Die ¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os Verhältnisse reichen von 0,1239 bis 0,2028. Abgesehen von hochradiogenen ¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os-Verhältnissen, die mit erhöhten Gehalten von Sulfiden in Zusammenhang zu bringen sind, deuten MELCHER et al. (1999) die Ergebnisse als die Mischung zwischen einer gering radiogenen und einer höher radiogenen Os-Komponente.

Die Os-Isotopenzusammensetzung einzelner PGM (Laurit, Erlichmanit, Ruarsit, Irarsit, Ru-Pt-Sulfarsenide und Ni-Rh-(Fe-Cu-Ir)-Sulfid) wurde sowohl von typischen podiformen, wie auch von gebänderten Chromititen des Ultramafits von Kraubath unter der Anwendung NTI-MS und LA MC-ICP-MS Techniken untersucht (MALITCH et al. 2003a, 2003b).

Auch in der Os-Isotopenzusammensetzung differieren PGM aus typischer podiformen bzw. stratiformen Chromititen. Laurite aus podiformen Chromititen weisen ¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os-Verhältnisse von 0,11580-0,12437 auf. Laurit und Erlichmanit aus gebänderten Chromititen sind durch ¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os-Verhältnisse von 0,13080 bis 0,13212 gekennzeichnet.

Die gering radiogenen ¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os-Verhältnisse der PGM aus podiformen Chromititen sind typischerweise für Ophiolithe und deuten eine Os-Herkunft aus einem primitiven („verarmten“), nahezu chondritischen Mantel an. Die höher radiogenen ¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os-Verhältnisse der PGM aus dem gebänderten Chromitit weisen auf eine Ähnlichkeit mit jenen aus stratiformen Chromititen hin und deuten eine Os-Herkunft aus einem supra-chondritischen Mantel an.

Genese des Chromits von Kraubath

Das Auftreten der Chromitite innerhalb des Ultramafits von Kraubath, die chemische Zusammensetzung der Chrom-Spinelle, die PGE Gehalte der Chromitite und ihre

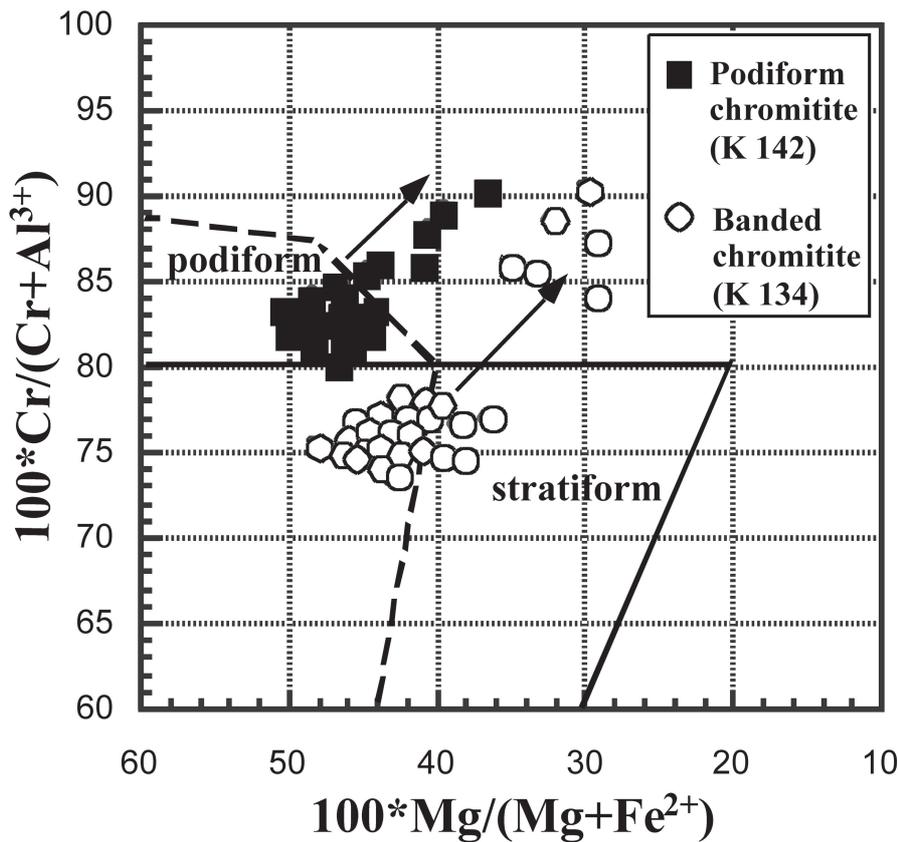


Abb. 6: Chromitzusammensetzung aus dem Ultramafit von Kraubath im #Mg versus #Cr Diagramm. Felder für stratiforme und podiforme Chromitite nach DICK & BULLEN (1984), die Pfeile deuten Alterationstrends an. Daten aus THALHAMMER et al. (1990), MALITCH et al. (2003a).

Fig. 6: Chromite composition from the Kraubath Massif in the #Mg vs. #Cr diagram. Fields for stratiform and podiform chromitites after DICK & BULLEN (1984), arrows indicate alteration trends. Data from THALHAMMER et al. (1990), MALITCH et al. (2003a).

PGM Mineralogie, so wie die Petrogenese der Muttergesteine, lässt keinen Zweifel, dass es sich in erster Linie um typisch podiforme Chromitite handelt (EL AGEED et al. 1980, THALHAMMER et al. 1990, MELCHER 2000, MELCHER et al. 1999, MALITCH et al. 2001, MELCHER et al. 2002). Die Genese von podiformen Chromititen, als Teil des tektonisierten Mantelanteils (unterhalb der MOHO) eines Ophiolith-Komplexes, ist immer noch nicht geklärt. Zhou & Robinson (1997) postulierten die „supra-subduction zone (SSZ)“ als das geeignetste Environment zur Bildung

podiformer Chromitite, da man es mit einem verarmten Mantelmaterial und genügend fluiden Substanzen zu tun hat. Es gibt ein Vielzahl von Aspekten, wie die unterschiedliche Größe dieser „chromitite pods“, von wenigen cm bis mehreren 100 m in Mächtigkeit und lateraler Ausdehnung (vgl. KEMPIRSAL, MELCHER et al. 1997, MELCHER et al. 1999) reichend, die Bildung der außergewöhnlichen Texturen (nodular, orbicular), sowie der „refraktäre“ Chemismus der Chrom-Spinelle, die in den letzten 40 Jahren zu verschiedensten Hypothesen der podiformen Chromititgenese ge-

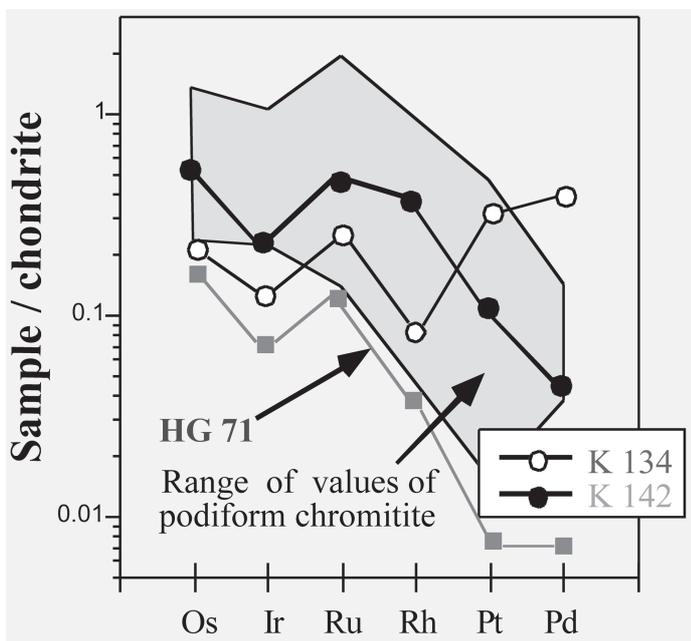


Abb. 7: Chondrit-normalisierte PGE Verteilungskurven von repräsentativen typisch podiformen (K142) und gebänderten Chromititen (K134) im Ultramafit von Kraubath (MALITCH et al. 2003a). Im Vergleich sind das graue Feld für alpinotype Chromitite, so wie eine Verteilungskurve des Ultramafites vom Hochgrößen (HG71, MELCHER 2000) dargestellt.

Fig. 7: Chondrite-normalised PGE pattern of representative podiform (K 142) and layered chromitite (K 134) from the ultramafic massif of Kraubath (MALITCH et al. 2003a). Comparatively the pattern of alpinotype chromitite (grey area) and a pattern from the Hochgrößen ultramafics are shown (HG71, MELCHER 2000).

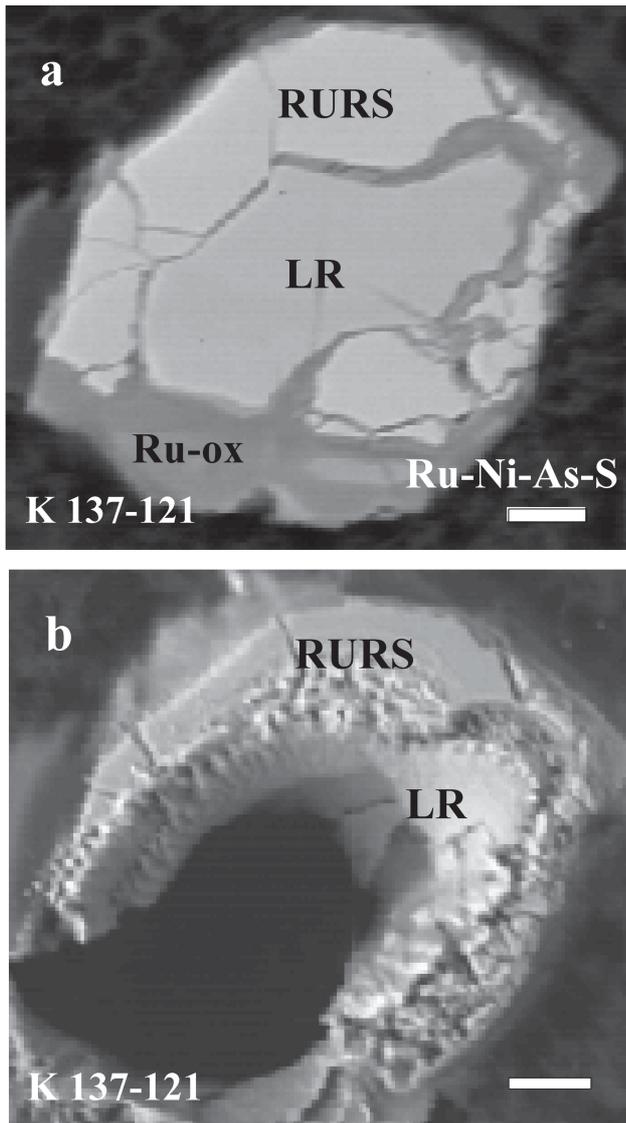


Abb. 8: Polyphasiges PGM Korn aus Laurit (LR), Ruarsit (RURS), Ru-Oxid (Ru-ox) und Ru-Ni-As-S bestehend vor (links) und nach Laser Ablation (rechts). Das Korn stammt aus podiformem Chromitit Typ 1 (MALITCH et al. 2003b).

Fig. 8: Polyphase PGM, composed of laurite (LR), ruarsite (RURS), Ru-oxide (Ru-ox) and Ru-Ni-As, prior to (a) and after laser ablation (b). The PGM comes from typical podiform chromitite type 1 (MALITCH et al. 2003b).

führt haben. Im Folgenden seien lediglich einige dieser Hypothesen zusammenfassend dargestellt:

Die Bildung diskordanter Chromitit-Pods aus schmalen, kanalartigen, basaltischen Magma Portionen und nachfolgender, plastischer Deformation (LAGO et al. 1982).

Kontinuierliche Reaktion aufsteigender basaltischer Magmen mit dem restitischen Mantel-Peridotit, wobei die Pyroxene aufgelöst werden und Olivinreste im Mantel-Peridotit übrig bleiben (die so häufigen Dunitsäume um podiforme Chromitite). Die durch die Reaktion veränderte Schmelze wird an Si und Al angereichert und an Mg abgereichert und kann Chromit kristallisieren (ZHOU et al. 1994, 1996, 1999).

Reaktion zwischen einer primitiven und SiO₂-reichen Schmelze, das in der Literatur als „magma mingling“ eingegangen ist (BALLHAUS 1998).

Reaktion reduzierender Na-, Ca- und Cr-reicher Fluida mit dem basaltischen Magma führt zu einem Sinken des fO₂ und Kristallisation von Chromit (JOHAN et al. 1983, JOHAN 1986).

Keines der beispielhaft angeführten Modelle und Hypothesen erklärt sämtliche Charakteristika von podiformen Chromititen.

Das Auftreten der Chromitite innerhalb des Ultramafits von Kraubath (Schlieren, Linsen, Disseminationen und Bänder), die chemische Zusammensetzung der Chrom-Spinelle (#Cr, #Mg), die PGE-Mineralogie der eingeschlossenen PGM, die PGE Konzentrationen und die Chondrit-normalisierten PGE-Verteilungskurven, sowie die ¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os Verhältnisse der Chromitite und einzelner PGM deuten eindeutig darauf hin, dass es sich um vorwiegend podiforme Chromitite als Teil einer ophiolithischen Mantelsequenz handelt. Für die typisch als Schlieren und Linsen auftretenden Chromitite (Typ 1 nach MELCHER 2000) kann auf der Basis der PGE-Mineralogie und der Os-Isotopenzusammensetzung ein nahezu chondritischer „verarmter“ Mantel als Ausgangsmaterial angenommen werden. Als geotektonische Position kann eine „supra-subduction zone“ vermutet werden. Die breite Heterogenität der ¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os Verhältnisse (0,1158-0,12437) und das Vorhandensein hoch radiogener ¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os Verhältnisse (bis 0,13212) lässt eine Kontamination des verarmten Mantels durch subduziertes Krustenmaterial vermuten. Es ist wohl am wahrscheinlichsten, dass die Chromitite aus kleinen, kanalartigen, Mg-Cr-reichen, S-armen partiellen Schmelzen kristallisierten. Das Vorhandensein von Flüssigkeitseinschlüssen in den Chrom-Spinellen deutet auf das Vorhandensein von vermutlich reduzierenden Fluida während der Bildung der Chromitite hin.

Die im Chromit eingeschlossenen PGM sind mit größter Wahrscheinlichkeit zu einem frühen Zeitpunkt der Chromitkristallisation unter hohen Temperaturen, zu Beginn unter stark S-armen Bedingungen (Bildung von Os-Ir, Ir-Os und Pt-Fe Legierungen) mit einer kontinuierlichen Zunahme der S-Aktivität (Bildung der PGE-Sulfide und Sulfarsenide), geformt worden. Polyphasige PGM lassen den Schluss zu, dass diese PGM in Form von Schmelztröpfchen vom Chromit eingeschlossen worden sind.

Die Heterogenität der ¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os-Verhältnisse gibt nicht nur einen Hinweis auf die Heterogenität des Mantelmaterials, sondern auch auf die Zeit, während das Mantelmaterial von partiellen Aufschmelzprozessen betroffen gewesen ist. In diesem Zusammenhang wird nicht auf die Komplexität der Modellalterberechnung auf der Basis der Os-Isotopenverhältnissen eingegangen (siehe dazu MELCHER et al. 2002, MALITCH et al. 2003b). Ein Vergleich der ¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os Verhältnisse von PGM aus typischen Ophiolithen mit PGM aus Alaskan-Uralian-Type Komplexen macht diese Vermutung deutlich (Abb. 9). Die ¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os-Verhältnisse aus untersuchten Ophiolithen sind durchwegs durch eine breite Heterogenität gekennzeichnet, während jene aus Alaskan-Uralian-Type Komplexen in ihren ¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os-Verhältnisse einen sehr engen Bereich zwischen 0,1242 und 0,1252 liefern (MALITCH et al. 2003b,

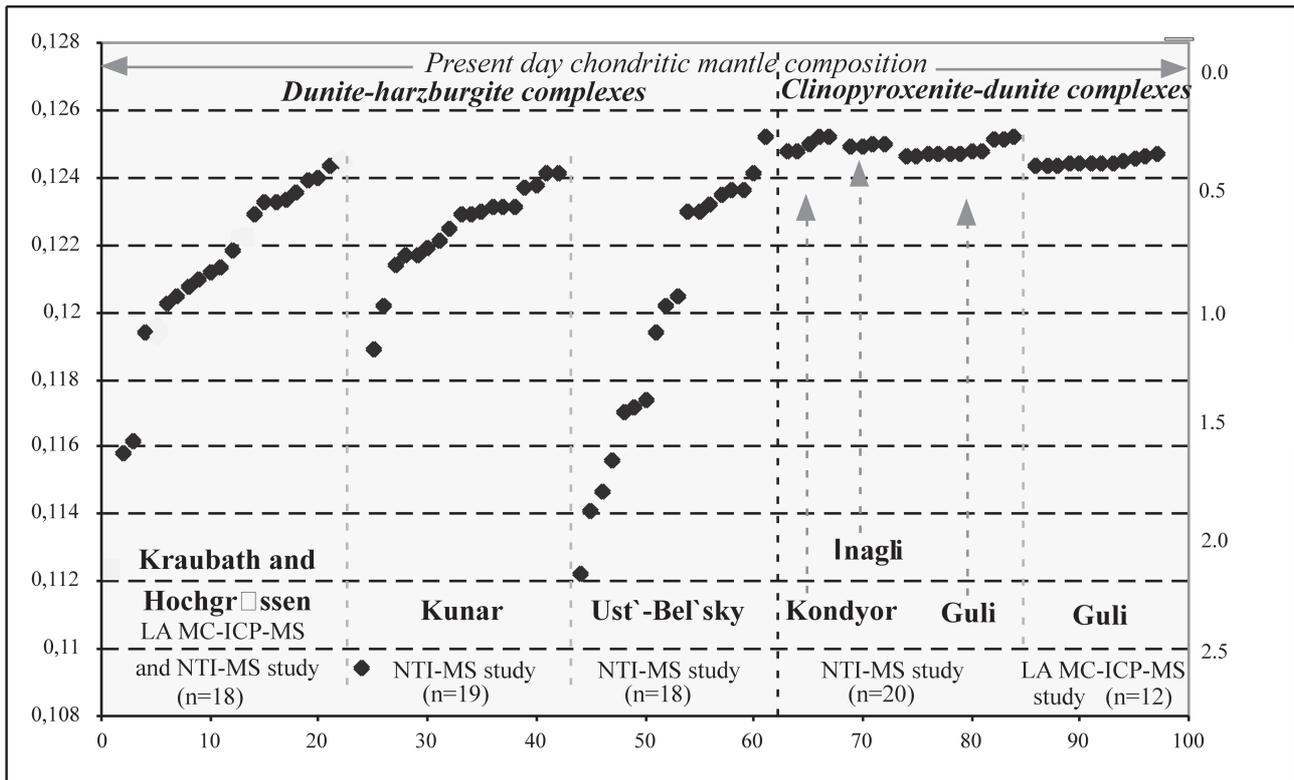


Abb. 9: $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ -Verhältnisse (Y-Achse) verschiedener PGM aus Ophiolithen (Kraubath, Hochgrößen, Kunar, Ust'-Bel'sky) verglichen mit den $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ -Verhältnisse der PGM aus Alaskan-Uralian-Type Komplexen (Daten MALITCH et al. 2003a, THALHAMMER & MEISEL 2005).

Fig. 9: $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ ratios (Y axis) of various PGM from ophiolites (Kraubath, Hochgrößen, Kunar, Ust'-Bel'sky) in comparison with $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ ratios of PGM from Alaskan-Uralian-type complexes (data from MALITCH et al. 2003a, THALHAMMER & MEISEL 2005).

THALHAMMER & MEISEL 2005). Daraus lässt sich ableiten, dass die Os-Isotopen der PGM vom Ultramafit von Kraubath eine lang andauernde Bildungsgeschichte des Ophiolithes widerspiegeln. Diese Annahme stimmt gut mit Sm-Nd und Re-Os Isotopendaten, die für die Bildung der ultramafischen Gesteine des Speik-Komplexes Hinweise auf einen Bildungszeitraum von 780 Ma bis etwa 550 Ma liefern (MELCHER et al. 2002, MELCHER & MEISEL 2005). Deshalb kann vermutet werden, dass die heterogenen Os-Isotopen ein mehrmaliges, partielles Aufschmelzen des Mantelmaterials über einen Zeitraum von etwa 230 Ma Jahren andeuten.

Die gebänderten Chromitite (Typ 2) unterscheiden sich von den podiformen Chromititen des Typ 1 durch niedrigere #Cr, höhere Pt- und Pd-Konzentrationen, unterschiedliche PGE-Mineralogie der Einschlüsse und höher radiogene Os-Isotopenzusammensetzung und erinnern damit an stratiforme Chromitite. Dies lässt auf einen weniger refraktären Charakter dieser Chromitite schließen. Die Bänderchromitite werden daher als stratigraphisch höher als die podiformen Chromitite gebildet, innerhalb der „transition zone“, angesehen (MALITCH et al. 2003a).

Nach der Obduktion wurde der Ultramafit von Kraubath von einer mehrphasigen Metamorphose während variszischer und alpidischer Orogenese überprägt. Dabei

kam es teilweise zu Alteration bis zu Rekristallisation und Reequilibrierung der Chrom-Spinelle. Als Resultat dieser sekundären Überprägung können die Bildung von Ferritchromitträndern (THALHAMMER et al. 1990), wie auch die Chromit-Typen 3 und 4 (MELCHER 2000) angesehen werden. Stellenweise wurden während der Serpentinisierung der Trägergesteine PGM Einschlüsse im Zuge der Alteration der Chromite aufgelöst, die PGE lokal remobilisiert, was zur Bildung sekundärer PGM in Assoziation mit sekundären Mineralphasen (Serpentin, Chlorit, Karbonat etc.) führte. Diese sekundären PGM sind vorwiegend durch Sulfarsenide Pt-Arsenide und Antimonide repräsentiert und treten in alterierten Chromitträndern und/oder zwischen den Chromitkörnern auf (THALHAMMER et al. 1990).

5.2. Kryptokristalliner Magnesit (K.H., F.E. & H.M.)

In Ultramafiten auftretender kryptokristalliner Magnesit wurde als Rohstoff erstmals von Kraubath beschrieben (REDLICH 1909). Seither werden diese in Gängen, Klüften und Netzwerkstrukturen auftretenden Magnesite auch in der internationalen Lagerstättenliteratur als „Kraubath-Typ“ zusammengefasst. Ein zweiter Typ kryptokristalliner Magnesite ist an junge Sedimente im Umfeld ultramafischer Gesteine gebunden. Dieser wird allgemein

als „Bela Stena-Typ“ (POHL 1990, EBNER & WILSON 2006) bezeichnet. Kryptokristalliner Magnesit kann in seiner reinsten Form zu 100 % aus $MgCO_3$ bestehen. Qualitätsmindernd sind der Fe_2O_3 -, SiO_2 - und CaO -Gehalt. Abbauwürdige Qualitäten enthalten meist weniger als 0,02 % Fe_2O_3 , 0,5 % SiO_2 und 2,5 % CaO .

Kryptokristalliner Magnesit vom Kraubath-Typ tritt in ultramafischen Gesteinskomplexen streng tektonisch kontrolliert und teufenabhängig auf (POHL 1990, ILLIC & TOSHOVICH 2002, ECE et al. 2005).

Netzwerkmineralisationen dominieren das obere Stockwerk, wo es nach oben bis zu einem Paläorelief reichen kann oder in tiefgründig aufgewitterten Serpentiniten von streifigen Mineralisationen abgelöst wird (Zebra-Netzwerk = zebra ore ABU-JABER & KIMBERLY 1992). Die Netzwerkmineralisation, die mehreren Klufsystemen folgt, kann bis zu einer maximalen Teufe von ca. 80-100 m ausgebildet sein. Einzelne Klüfte sind zu Gängen (~ max. 1 m) erweitert, normalerweise erreichen sie aber nur cm-Mächtigkeiten. Häufig sind Netzwerke saumartig um Gänge oder in tektonischen Zerrüttungszonen zwischen zwei Gängen ausgebildet.

Bis zu mehrere m mächtige Gänge kommen ebenfalls im oberen Stockwerk vor und können sich aber bis zu maxi-

malen Teufen von 350 m erstrecken (ILLIC & TOSHOVICH 2002). Sie sind an Störungen gebunden und beinhalten fast immer deutlich ausgebildete Harnischflächen. Die syntektonische Magnesitbildung zeigt sich auch darin, dass die Magnesitgänge selten homogen sind, sondern oft auch aus Brekzien mit Serpentin-/Magnesitkomponenten in einer Magnesitmatix bestehen. An den Harnischflächen kann der Magnesit durch feine Eisenoxidpigmente rötlich bis rot gefärbt sein.

Eine spezielle Erscheinungsform ist der „Blumenkohlartige Magnesit“. Er entsteht, wenn die Magnesitbildung wenigstens in einer Richtung nicht durch festes Gestein eingengt wurde. Er tritt daher häufig im Sediment (Bela Stena-Typ), in durch die Paläoverwitterung tiefgründig zersetzten Ultramafiten, als auch in tektonisch entfestigtem Kataklastit in Gang- und Störungszonen auf.

Allgemein ist anerkannt, dass das Mg^{2+} für die Magnesitbildung aus Mg -reichen Mineralen der Ultramafite bei der Alteration des Serpentinits bzw. Zersetzung des Olivins zur Magnesitbildung bereitgestellt wird. Ergebnis dieser Alteration ist oft bräunlich gefärbter Serpentin im Umfeld von Mineralisationen. Olivin ist nur mehr rudimentär erhalten, oder im Serpentin in situ zu Magnesit umgewandelt (ZACHMANN & JOHANNES 1989, ABU-JABER &

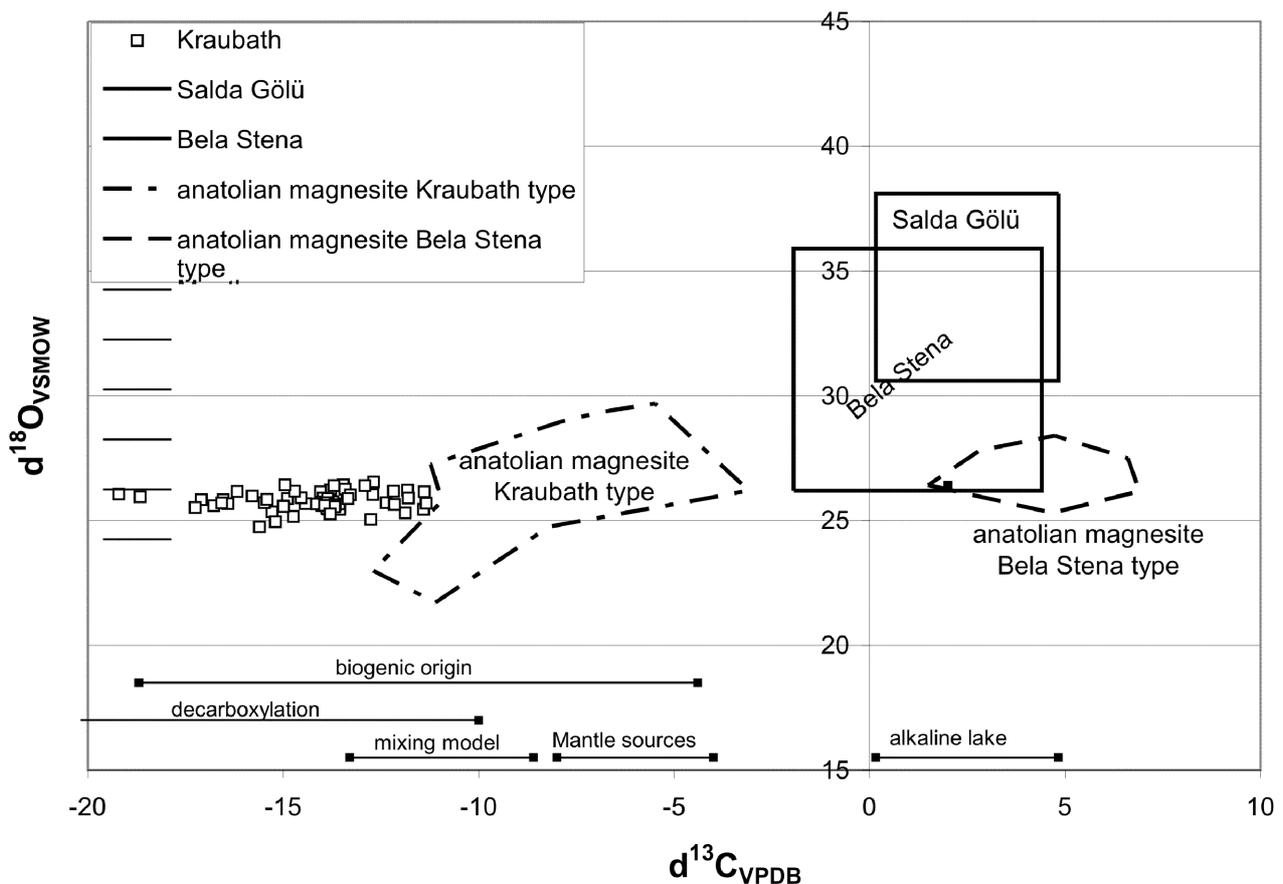


Abb. 10: $\delta O^{18}/\delta^{13}C$ Diagramm kryptokristalliner Magnesite der Kraubath-, Bela Stena- und Zebra Netzwerk-Typen sowie des rezenten Salda Golü (BRAITHWAITE & ZEDEF 1996, ZEDEF et al. 2000) und Angabe der Reichweite der $\delta^{13}C$ Werte für bestimmte CO_2 -Herkunftsbereiche.

Fig. 10: $\delta O^{18}/\delta^{13}C$ diagram of cryptocrystalline magnesite (Kraubath-, Bela Stena- and zebra network-type; rezent Salda Lake BRAITHWAITE & ZEDEF 1996, ZEDEF et al. 2000) and $\delta^{13}C$ values indicating the indidual origin of CO_2 .

KIMBERLEY 1992, ECE et al. 2005). Diskussionen konzentrieren sich auf die Herkunft des CO₂ und ob die mineralisierenden Lösungen ascendente oder descendente Ursprungs sind (POHL 1990, 2005, FALLICK et al. 1991).

Lösungsansätze zur Klärung der CO₂-Herkunft zeichnen sich mit Hilfe der C-Isotopie ab. Positive $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$ Werte (-2 bis +4.4 ‰) sind für Magnesite des Bela Stena-Typs der Typuslokalität bzw. Anatoliens (+1 bis +7‰) charakteristisch, während negative Werte (-22 bis -3 ‰) für den Kraubath-Typ typisch sind (Abb. 10). Im Idealfall indiziert die C-Isotopensignatur mögliche CO₂-Quellen, wobei das Problem in der Überlappung der Bereiche liegt. Als mögliche CO₂-Quellen werden diskutiert:

Herkunft aus Atmosphäre und Böden, Wässer alkaliner Seen, Dekarboxylierung C-haltiger und Dekarbonatisierung karbonatischer Gesteine, metamorphogene und magmatogene Prozesse, Mantelentgasung sowie Mischung ascendenter und descendenter Systeme (DEINES 1980, IRWIN et al. 1977, JEDRYSEK & HALAS 1990, GARTZOS 1990, FALLICK et al. 1991, BRAITHWAITE & ZEDEF 1996, ZEDEF et al. 2000, PRASANNAKUMAR et al. 2002, JURKOVIC & PAMIC 2003).

Aufgrund der Fraktionierung der O-Isotopen kann die Bildungstemperatur des Magnesits ermittelt werden (SPÖTL & BURNS 1994, ZHENGH 1999). Bei teilweiser Überlappung der $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ -Werte beider Magnesittypen zeigt der Kraubath-Typ tendenziell niedrigere Werte (+22 bis +29 ‰) als der Bela Stena-Typ (+26 bis +36 ‰). Daraus abgeleitete Bildungstemperaturen reichen von 60 ° bis 80 °C für den Kraubath- und 20 ° bis 60 °C für den Bela Stena-Typ. Niedrige Bildungstemperaturen indizieren jedenfalls den Einfluss von Oberflächenwässern (vgl. KRALIK et al. 1989, FALLICK et al. 1991, ZEDEF et al. 2000, JURKOVIC & PAMIC 2003, ECE et al. 2005, HÖRTEL et al. 2009, UNTERWEISSACHER et al. 2009).

Bevorzugt zirkulieren die mineralisierenden Fluide in extensional erweiterten Strukturen von Strike Slip-Systemen. Deszendente eindringende Wässer laugen entlang der Migrationsbahnen Mg²⁺ aus dem Serpentin, erhöhen durch freigesetzte OH-Ionen den pH-Wert des Fluides und heizen sich entsprechend ihres Tiefganges oder durch Einfluß zusätzlicher Wärmequellen auf. In aufsteigenden Konvektionsästen sinkt durch Entgasung der pCO₂. Dies führt zu einer Übersättigung des Fluides und Ausfällung von Magnesit (KRALIK et al. 1989, POHL 1990, FALLICK et al. 1991, ABU-JABER & KIMBERLY 1992, RUSSEL et al. 1999, ZEDEF et al. 2000, JURKOVIC & PAMIC 2003, ECE et al. 2005). Entlang des Aufstieges bilden sich Magnesitgänge und Netzwerke in Extensionsstrukturen im Serpentin, gefolgt von Zebra-Netzwerken im tiefgründig aufgewitterten Serpentin an der Grenze zur Paläooberfläche und letztlich Magnesit in Knollen und Lagen (Bela Stena-Typ) in den überlagernden Sedimenten. Nach diesem aus Geländebefunden abgeleiteten Modell können alle beobachteten Magnesit-Mineralisationstypen in einem Prozess ablaufen, der durch die Lage zur Paläooberfläche kontrolliert wird. Die Bildungsprozesse in aus der Tiefe aufsteigenden ascendente Systemen sind durch Mischungsprozesse komplexer, die Magnesitfällung erfolgt aber ebenfalls in relativ seichten Zonen.

In Abb. 10 definieren die Kraubath-Typ Magnesite der Typ-Lokalität (Kraubath) und Anatoliens getrennte Felder.

Abgesetzt sind auch die rezenten Magnesite des Salda Gölü (BRAITHWAITE & ZEDEF 1996, ZEDEF et al. 2000) und der Typlokalität für Bela Stena-Magnesite (JURKOVIC & PAMIC 2003). Mineralisationen des Zebra-Netzwerks in aufgewitterten Serpentinitten haben dieselben Werte wie der Kraubath-Typ.

Bei normalen geothermischen Gradienten ist dafür beim Kraubath-Typ bei descendente in die Kruste eindringenden Wässern ein Tiefgang der konvektierenden Fluidzellen von mindestens ~2 km Tiefe erforderlich. Erhöhter Heatflow durch magmatische Intrusionen, aufsteigende metamorphe Kerne sowie ascendente Fluidtransporte verlagern die Magnesitbildungsbereiche in geringere Tiefen.

Kryptokristalliner Magnesit im Ultramafitkomplex von Kraubath

Im Kraubather Ultramafitkomplex ist kryptokristalliner Magnesit in zahlreichen Bereichen aufgeschlossen. Das Zentrum der Mineralisationen liegt im Preger Komplex im Bereich des Lobming-, Sommer- und Augrabens, wo Magnesit Ende des 19. Jahrhunderts in kleinen Tagebauen und Stollen abgebaut wurde. Der längste zurzeit noch befahrbare Stollen (im Sommergraben) besitzt eine Länge von 385 m. Die Netzwerk- und Gangmineralisationen sind an eine Zone mit tektonisch stark zerlegten Gesteinen gebunden, die durch ein parallel zum Murtal verlaufendes Störungssystem (Norische Linie) kontrolliert werden (HADITSCH et al. 1982).

WENINGER (1981) beschreibt fünf Magnesittypen:

1. Magnesitgänge mit Mächtigkeiten einiger cm bis 2 m. Die Begrenzungen dieser Gänge werden oft durch gestrieme Harnischflächen gebildet. Der Magnesit ist mitunter brekziiert, wobei die Magnesitkomponenten magnesitisch zementiert sind.
2. Größere Brekzien von Serpentinitten in einer Grundmasse kryptokristallinen Magnesits.
3. Feine, mm dicke Magnesitklüftchen eines Netzwerkes im Serpentin.
4. Blumenkohlartiger Magnesit.
5. Durch geringe Mengen von Hämatit rotgefärbter Magnesit.

Tab. 3 zeigt den Chemismus des Kraubather Magnesits. Die Magnesite sind allesamt Si-reich, wobei die Magnesite aus dem Au- und Sommergraben vergleichsweise niedrigere Werte besitzen. Auch die Fe₂O₃-Gehalte sind, mit höheren Gehalten im Lobminggraben und der Mangelhube, relativ hoch. Bei den Spurenelementen zeigen Cr und Ni ähnliche Trends, da im Au- und Sommergraben die Gänge aus einer magnesitisch zementierten Magnesitbrekzie bestehen, während im Lobminggraben und der Mangelhube im Magnesit noch feinste Serpentinittkomponenten auftreten.

Die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte aus Kraubath sind niedriger ($-14,8 \pm 1,5$ ‰) als die der Kraubath-Typ Magnesite Anatoliens (Abb. 10). Im $\delta^{18}\text{O}/\delta^{13}\text{C}$ Diagramm (Abb. 10) definiert Kraubather Material von den anatolischen Magnesiten klar abgesetztes Feld mit stärker negativen $\delta^{13}\text{C}$ -Werten.

		Hauptelemente												
wt %	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	LOI	Total		
KB 12.2	1,3	< 0,01	0,08	0,02	47,25	0,38	< 0,01	< 0,01	< 0,001	< 0,01	51,15	100,2		
KB 4.6	1,22	0,01	0,05	0,02	46,31	0,52	< 0,01	< 0,01	< 0,001	< 0,01	51,2	99,35		
LO 4.4	4,17	0,01	0,63	0,04	46,09	0,31	0,04	< 0,01	0,003	< 0,01	49,2	100,5		
LO 4.9	2,2	0,03	0,47	0,03	47,15	0,3	0,03	0,02	0,003	< 0,01	50,46	100,7		
MA 2.1	5,47	0,02	0,99	0,08	45,41	0,11	0,05	< 0,01	0,003	< 0,01	48,28	100,4		

		Spurenelemente																
ppm	Sc	Be	V	Ba	Sr	Y	Zr	Cr	Co	Ni	Rb	Nb	Sn	Hf	Ta	W	Th	U
KB 12.2	< 1	< 1	< 5	5	5	< 2	7	< 20	1	< 20	< 2	< 1	< 1	< 0,2	< 0,1	21	< 0,1	< 0,1
KB 4.6	< 1	< 1	< 5	7	11	< 2	< 4	< 20	2	< 20	< 2	< 1	< 1	< 0,2	< 0,1	33	< 0,1	< 0,1
LO 4.4	2	1	11	< 3	2	7	58	80	8	110	6	16	9	1,4	0,6	10	2,3	0,2
LO 4.9	< 1	< 1	< 5	8	8	< 2	5	90	7	120	< 2	< 1	< 1	< 0,2	0,1	34	< 0,1	< 0,1
MA 2.1	< 1	< 1	< 5	5	4	< 2	7	200	16	270	< 2	< 1	< 1	< 0,2	< 0,1	14	< 0,1	< 0,1

		Selten-Erd-Elemente													
ppm	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	
KB 12.2	0,1	< 0,1	< 0,05	0,1	< 0,1	< 0,05	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,05	< 0,1	< 0,04	
KB 4.6	< 0,1	0,1	< 0,05	< 0,1	< 0,1	< 0,05	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,05	< 0,1	< 0,04	
LO 4.4	2,4	5,3	0,56	1,7	0,5	< 0,05	0,6	0,2	1,4	0,3	1	0,15	0,9	0,1	
LO 4.9	< 0,1	0,1	< 0,05	< 0,1	< 0,1	< 0,05	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,05	< 0,1	< 0,04	
MA 2.1	< 0,1	< 0,1	< 0,05	< 0,1	< 0,1	< 0,05	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	0,05	< 0,1	< 0,04	

Tab. 3: Haupt-, Spuren- und Seltenen Erdelemente von Magnesitproben aus dem Kraubather Serpentin Komplex. KB - Augraben und Sommergraben, LO - Lobmingraben, MA - Mangelhube.

Tab. 3: Contents of major-, trace- and RE-elements of magnesite samples of the Kraubath ultramafic complex. KB - Augraben and Sommergraben, LO - Lobmingraben, MA - Mangelhube.

Genetische Aspekte

Der Kraubather Magnesit ist an die aus dem Murtal in NE-SW Richtung in den Kraubather Ultramafit hineinreichenden Scherzonen und in diesem Regime auftretende Extensionsstrukturen gebunden. Sie wurden nach der eo-alpidischen (kretazischen) Metamorphose und, abgeleitet aus den Magnesitkomponenten in den Brekzien (Aufschlusspunkt 3), vor den basalen Brekzien der Fohnsdorf/Laas-Formation (Karpat/Baden) gebildet. Es liegt nahe, die Magnesitbildung in Extensionsstrukturen am Beginn der sinistralen Seitenverschiebungstektonik entlang der Norischen Linie, aber noch vor oder in einem sehr frühen Stadium der Beckenbildung entlang der Norischen Linie zu sehen.

Eine syntektonische Magnesitbildung wird durch gestriemte Harnischflächen an der Begrenzung und innerhalb der Magnesitgänge sowie die magnesitische Matrix tektonisch entstandener Magnesit- und Serpentinbrekzien angezeigt. Die lokale Rotfärbung des Magnesits wurde synchron mit dem Magnesit gebildet, als das im Störungsbereich zirkulierende Fluid Magnetit des Serpentinits oxidierte. Hinweis auf eine gelartige Konsistenz des neugebildeten Magnesits sind blumenkohlartige Aggregate, die in tektonisch aufgelockerten Bereichen entstanden. Die Bildungstiefe des Magnesits ist unklar, da die Höhenlage der karpatisch/badenischen Landoberfläche nicht bekannt

ist.

Die aus der O-Isotopie errechneten Bildungstemperaturen liegen bei 64 °C. Die Herkunft des CO₂ ist aufgrund der δ¹³C Isotopie (Abb. 10) mehrdeutig. Als Möglichkeiten stehen Decarboxylation C-reicher Metasedimente im Basement, die Mischung ascendenter und descendenter Systeme und biogener/atmosphärischer CO₂-Ursprung in absteigenden Systemen zur Frage. Bei normalen geothermischen Gradienten ist bei descendenter in die Kruste eindringenden Wässern zu einer derartigen Aufheizung ein Tiefgang der konvektierenden Fluidzellen von mindestens ~ 2 km erforderlich. Ein erhöhter Heatflow ist für das Karpat/Baden nicht gegeben, eine zusätzliche CO₂-Entgasung aus tiefen Lithosphärenbereichen ist aufgrund der auch heute noch entlang der Norischen Linie auftretenden Kohlensäurerlinge anzunehmen.

Im δ¹⁸O/δ¹³C Diagramm (Abb. 10) definiert Material von Kraubath im Verbreitungsfeld der Kraubath-Typ Magnesite aus bisher noch ungekannten Gründen ein von den anatolischen Magnesiten klar abgesetztes Feld mit höher negativen δ¹³C-Werten. Dies kann nur in regional unterschiedlichen geologisch/geodynamischen Verhältnissen und/oder unterschiedlichen CO₂-Quellen liegen.

5.3. Bergbauaktivitäten (H.M.)

In der Steiermark tritt Magnesit in zwei Formen auf, die sich nach Entstehung, Struktur und geologischem Umfeld deutlich unterscheiden: als dichter Magnesit, auch kryptokristalliner oder Gelmagnesit genannt, und als grobkristalliner Magnesit, vielfach als Spatmagnesit bezeichnet (REDLICH 1909).

Vor dem 19. Jahrhundert wurde Magnesit nur als Dekor- und Werkstein gewonnen (z. B. Stift Admont in Sunk bei Hohentauern). Bereits zurzeit Erzherzog Johann wurde Kraubather Magnesit aber auch als feuerfeste Ausmauerung der Hochöfen von Vordernberg eingesetzt. Die Erzeugung feuerfester Magnesiaziegel war in weiterer Folge das Hauptziel der Gewinnung. Die österreichische und hier besonders die steirische Magnesitproduktion hatte und hat weltwirtschaftliche Bedeutung. Bis etwa 1930 konnte man von einem österreichischen Magnesitmonopol sprechen und noch 1980 war Österreich immerhin mit 15 % an der Weltproduktion beteiligt.

Der Abbau des Magnesits von Kraubath beginnt in der Zeit zwischen 1852 bis 1857 (CZEDIK-EYSENBERG 1959). Nach dem 2. Weltkrieg wurde kryptokristalliner Magnesit durch die Steirische Magnesitindustrie AG hauptsächlich untertage im Sommergraben und in der letzten Betriebsphase vor der Schließung im Augraben abgebaut. Aufgrund der nicht mehr entsprechenden Qualität (hoher SiO_2 -Gehalt) und wegen Unwirtschaftlichkeit wurde der Abbau 1961 eingestellt (Österreichisches Montan-Handbuch 1962). Im Zeitraum zwischen dem 2. Weltkrieg und der Betriebseinstellung im Jahr 1961 wurden durch die Steirische Magnesitindustrie AG etwa 100000 t Rohmagnesit gefördert. Die höchste Jahresförderung wurde mit etwas über 9.000 t im Jahr 1954 erreicht. Die Abbaumengen vor 1944 betragen vermutlich etwa 200000 t, sodass sich eine Gesamtmenge von ca. 300000 t Rohmagnesit für die Gewinnungsstätten im Bereich des Ultramafitkörpers von Kraubath ergibt. Die Gesamtmenge an Rohmagnesit (kryptokristalliner und Spatmagnesit), die in der Steiermark bisher gefördert wurde, beträgt etwa 4000000 t. Davon entfallen ca. 85 % auf den Zeitraum nach 1945 (PROSKE 2008).

Die Entdeckung der Chromitvorkommen bei Kraubath fällt in den Beginn des 19. Jahrhunderts (WEISS 1991). Die dortige Bergbautätigkeit begann um 1810 und fand im Jahr 1881 ein Ende. Die einzige Gewinnungsstätte von Chrom in der Steiermark befand sich sowohl nördlich der Mur am Gulsenberg als auch südlich der Ortschaft Chromwerk bei Kraubath im Sommer- und Wintergraben. Die Kraubather Chromitvorkommen erzielten zwar nie eine besondere wirtschaftliche Bedeutung, sie spielten aber in der Geschichte der Entdeckung des Minerals Chromit, des Chroms und seiner Verbindungen eine bedeutende Rolle. Während sich heute die Verwendung von Chrom und Chromit und seinen Verbindungen auf die Stahl-, die Feuerfest- und die chemische Industrie konzentriert, wurden im 19. Jahrhundert Chromverbindungen vorwiegend zur Herstellung von Farben und in der Gerberei benützt. Die für den Beginn des 19. Jahrhunderts reichen Kraubather Vorkommen eröffneten erstmals die Möglichkeit, Chrom und Chromverbindungen für gewerbliche und industrielle

Zwecke in größerem Maßstab herzustellen (WEISS 1991). Im Zeitraum zwischen dem Jahr 1855 und dem Jahr 1880 wurden insgesamt 2075 t Chromit erzeugt, wobei die höchsten Fördermengen unmittelbar vor der Schließung des Bergbaus in den Jahren 1879 und 1880 mit jeweils rund 300 t erreicht wurden. HIESSLEITNER (1951/52) schätzt die Gesamtproduktion des Bergbaus bis zur Einstellung 1881 im günstigsten Fall auf etwa 5000 bis 6000 t. Der erzeugte Chromit wurde an Fabriken in Wien und in der damaligen Untersteiermark zur Erzeugung von Chromfarben geliefert (HIESSLEITNER 1951/52). In der kriegsbedingten Betriebsperiode zwischen 1915 und 1916 wurden weitere 48 t Chromit gewonnen. Abnehmer für die Erze waren die Stahlwerke in Witkowitz.

Die Gesamterzeugung an Chromit in der Steiermark kann mit etwa 5000 t angegeben werden, wobei der maximale Cr-Gehalt von Chromit 46 % beträgt. Damit ergibt sich eine Menge von ca. 2300 t Cr aus dem steirischen Chromit-Abbau (PROSKE 2008). In den chromitreichen Schlieren und Bändererzen wurde jüngst auch eine Vielzahl an PGM gefunden (THALHAMMER et al. 1988, MELCHER et al. 1999, MELCHER & MALI 2000).

Gleichzeitig mit der Verwendung von Magnesit als Feuerfestrohstoff wurde auch der Serpentin von Kraubath in der Mitte des 19. Jahrhunderts als Gestellstein für Hochöfen in Vordernberg verwendet (KAHL 1869).

Rohstoffbasis für Magnolith-Erzeugnisse ist ein in der unmittelbaren Nähe des Verarbeitungsbetriebes St. Stefan/Leoben gelegenes Dunitvorkommen, dessen magnesiumreicher Olivin eine Verwendung zur Herstellung feuerfester Materialien zulässt. Das Gestein wird im Tagbau im Lobminggraben gewonnen, anschließend zerkleinert und klassiert. Danach wird es nach St. Lorenzen transportiert und dort in einem Drehrohrofen bei etwa 1600 °C gesintert.

1970/1971 wurde von der Veitscher Magnesitwerke AG (VMAG), die jetzt Teil der RHI AG ist, eine sogenannte MgO-Anlage in Breitenau gebaut, in der magnesiumreiche Rückstände von den Staubabscheidern zur Herstellung von reinem MgO verarbeitet wurden. 1982 wurde die Anlage dahingehend modifiziert, sodass Serpentin von Kraubath als Rohstoff zur MgO-Gewinnung eingesetzt werden kann. 1986 wurde das Werk mit der Wasserglasanlage erweitert, sodass zusätzlich als Beiprodukt Silica und Natiumsilikat hergestellt werden konnte. Im Oktober 1990 wurde die MAGNIFIN Magnesiaprodukte GmbH gegründet und die neue Anlage zur Herstellung von 10000 t/a Magnesiumhydroxid gebaut. Serpentin wird mit Hilfe von Salzsäure aufgelöst. In einem mehrstufigen Prozess werden dann die einzelnen Produkte aus der Lösung wieder ausgefällt. Seit 2006 werden pro Jahr ca. 20000 t Magnesiumhydroxid hergestellt. Derzeit werden Magnesiumoxid, Magnesiumhydroxid, Kaliumsilikat und Silica mit unterschiedlichen Spezifikationen hergestellt und weltweit vermarktet.

Die Mg-Produkte werden als flammhemmende Substanzen in verschiedenen Kunststoffen und als Füllstoffe eingesetzt. Zusätzlich finden sie Verwendung in der Pharmaindustrie, als Feuerfest- und Keramikmaterial, als Magnesiaelemente, Korrosionsschutz u. a. m.. Die sogenannten ANKERGLAS-Produkte bestehen aus Wasserglas mit

unterschiedlichen $\text{SiO}_2/\text{Na}_2\text{O}$ Gehalten und werden als silikatische Bindemittel in Keramiken und Feuerfestspritzmassen eingesetzt. Silica wird hauptsächlich in der Nahrungsmittel-, Papier-, Bau- und Keramikindustrie verwendet.

Der Serpentin von Kraubath enthält im Schnitt ca. 0,2 % Ni, das durch Laugungsverfahren durchaus gewinnbar wäre (MÜLLER 1950, HADITSCH 1981). Bis jetzt sind jedoch keine nennenswerten wirtschaftlich interessanten Ergebnisse damit erzielt worden. In der Magnifinanlage fällt u. a. auch nickelreicher Schlamm an, aus welchem jedoch das Nickel (noch) nicht weiter extrahiert wird.

Das Hartsteinwerk Pronat-Preg GmbH, zwischen Kraubath und St. Lorenzen gelegen, zählt zu den bedeutendsten Erzeugern von Hartgestein in Österreich. Bereits seit Beginn des 19. Jahrhunderts werden am Standort Preg in den Steinbrüchen Preg und Gulsen unterschiedlich stark serpentinierte Dunite und Peridotite sowie Bronzite aus dem Kraubather Ultramafitstock abgebaut. Der vorliegende Rohstoff zeichnet sich als hart, zäh, griffig und abriebfest aus. Der LA-Wert liegt bei 18 und der PSV-Wert bei 50. Deshalb wird Preger Hartgestein nicht nur im Straßen-, Beton-, und Wasserbau, sondern vorzugsweise im Eisenbahnbau eingesetzt. Heute ist der primäre Geschäftszweck die Gewinnung, Verarbeitung und der Vertrieb von Bahnschotter und Edelsplitterzeugnissen. Deshalb wurde nach Übernahme durch die Schwarzl Gruppe im Jahre 2001 eine neue Splittanlage errichtet. Mit modernster Aufbereitungstechnologie und hochwirtschaftlicher Anlagenkombination aus Großbrecher, Bahnschotter- und Splittanlage können entsprechend den Marktbedürfnissen Gleisschotter für den Eisenbahnbau, Edelsplite als Zuschlag für Asphalt und Beton, Frostschutzmaterial, Flussbausteine, Kunststeine und Feuerfestrohmaterialien hergestellt werden. Preg ist mit einer Produktion von ca. 1 Mio. t/a der größte Hersteller von Hartgestein in der Obersteiermark.

6. Beschreibung der Exkursionspunkte (F.E, O.R.T., K.H & H.M.)

6.1. Steinbruch Preg

In Abhängigkeit von den Betriebsbedingungen im Steinbruch Preg, werden die dominierenden Harzburgite, die zu mehr als 60 % aus teilweise serpentinierten Olivin und <40 % aus grobkörnigen Bronzitblasten bestehen, gezeigt. Weiters ist die sehr stark schwankende Serpentinisierung, die deutlich an Strukturen wie Brüche, Störungen, Scherhorizonte gebunden ist, zu erkennen. Lokal sind deutlich feinkörnigere Gesteine mit nur sporadisch erkennbaren Bronziten zu beobachten, die graduelle Übergänge zu den Harzburgiten zeigen. Dabei handelt es sich um Dunit. Stellenweise sind fein disseminiert verteilt Chrom-Spinelle in den Duniten zu erkennen, in stark serpentinierten Gesteinen handelt es sich um Magnetit, der als Beiprodukt der Serpentinisierung anzusehen ist. Die deutliche Deformation der Peridotite ist an unregel-

mäßigen Scherbahnen, auf denen oft Harnische zu beobachten sind, und die das Gestein schollenartig zerlegen, zu erkennen.

6.2. Gulsen Wegprofil

Am Weganfang finden sich neogene Brekzien denen im Bereich des Kontaktes zu Bronziten rot-braun gefärbte Bodenbildungen, eventuell Reste von Paläoböden, folgen. Entlang des Weges ist dann eine Reihe von meist steil stehenden Bronzigitgängen zu erkennen. Die Mächtigkeit reicht von wenigen cm bis mehr als fünf Metern. Die Gänge bestehen zu mehr als 90 % aus Bronzit (hell- bis dunkelbraun und an den schön ausgebildeten Spaltflächen zu erkennen) und weisen einen scharfen Kontakt zum Harzburgit auf. An einer Stelle sind fiederartig ausgebildete Intrusionsstrukturen zu beobachten. Das peridotitische Nebengestein scheint brekziös aufgelöst. Die Tatsache, dass nahezu keine Alteration des peridotitischen Nebengesteins zu beobachten ist, lässt den Schluss zu, dass die Gänge in eine noch plastisch vorliegende Gesteinssequenz eingedrungen sind. Die Bronzigitgänge weisen stellenweise im zentralen Bereich bis mehrere cm-große Amphibolblasten auf.

Hinweis auf Magnesite in höheren Bereichen und Lesestückfunde von Blumenkohl-Magnesit in der ersten Wegkehre.

6.3. Gulsen Neogenaufschluß

Dieser Exkursionspunkt entspricht Haltepunkt 2 (Preg) der Pangeo 2010 Neogen-Exkursion E/ (SACHSENHOFER et al. 2010).

Am Beginn eines Güterweges sind grobklastische und gut verfestigte Sedimente aufgeschlossen, die bereits den östlichsten Randbereichen des Fohnsdorf-Seckauer Neogen-Beckens angehören. Dominant sind grobe, ungeschichtete, matrixgestützte Ultramafitbrekzien. Die Matrix besteht aus groben Kristallinsanden. In der Ultramafit-Brekzie tritt kryptokristalliner Magnesit häufig in Komponenten auf. Blumenkohlartige Aggregate von kryptokristallinem Magnesit wurden als Lesestücke gefunden.

In den hangenden Anteilen der Brekzien sind zwei dm-mächtige Konglomeratlagen mit gutgerundeten, cm-großen Kristallingeröllen, aber keine Magnesitkomponenten eingelagert. Wir sehen in diesen grobklastischen Sedimenten Randbildungen (Debris Flows und fluviale Channels) des Fohnsdorf-Seckauer Beckens (Karpatum bis ? unteres Badenium; POLESNY 1970, SACHSENHOFER et. al. 2000, 2010). Die Grobklastika grenzen einige 10er m östlich im Wald an die Ultramafite der Gulsen. Die Magnesitkomponenten der Brekzie implizieren eine Magnesitbildung in einem frühen Stadium der Beckenbildung.

6.4. Forststraße in den Augraben

Nach Serpentiniten folgen Biotitschiefer/-gneise mit Einschaltungen von Augengneisen und Quarziten. Ab der

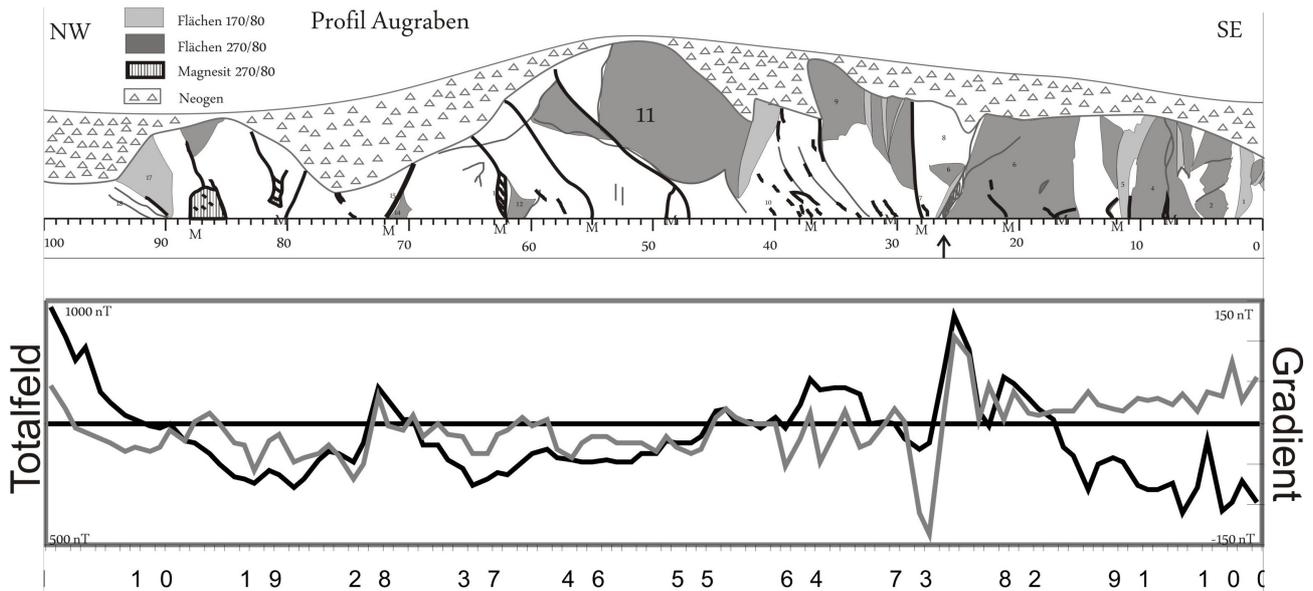


Abb. 11: Profil entlang des Augrabenauflusses. Die Lithologie besteht durchgehend aus Serpentin. Dunkelgraue Flächen streichen N-S, hellgraue Flächen E-W. Magnesit wird in den dicken, schwarzen Linien dargestellt. Darunter das geomagnetische Profil. Die schwarze (dicke) Kurve zeigt die magnetische Totalintensität an, die graue Linie, der magnetische Gradient, gibt Auskunft über die Differenz zweier gleichzeitig gemessener Magnetfelder in unterschiedlichen Tiefen. Negative Gradienten indizieren Zonen mit Magnesitmineralisation.

Fig. 11: Section along the Augraben serpentinite outcrop. Dark and white areas of the outcrop graphic indicate joint systems of different orientations (strike of dark areas N-S; white: E-W). Magnesite occurs along the bold black lines. The geomagnetic curve below indicates the magnetic total intensity in the bold line. The grey curve is the magnetic gradient in which negative values indicate zones with magnesite mineralization.

Kehre treten darin dünne Einschaltungen von Amphiboliten (Bänder- und Granatamphibolite) und gelblichweißen Marmoren und zumindest als Lesestücke auch grobschuppige Hellglimmerschiefer dazu. Dieser Gesteinsbestand entspricht nicht der bei FLÜGEL & NEUBAUER (1984) und NEUBAUER (1988: Abb. 3) dargestellten Situation, wonach der Serpentin im N von einem Augengneisband und dann Gesteinen des Kern-Komplexes begrenzt wird. Die hier auftretenden Gesteine entsprechen in ihrer Position und z. T auch ihren Lithologien dem Neuhof-Glimmerschiefer-Komplex, der nach NEUBAUER (1988) als tektonisch abgegrenzte Einheit an der S-Seite der Gleinalm auftritt. Dort lagern diese Gesteine tektonisch dem Augengneis auf und werden im Hangenden tektonisch vom Speik-Komplex überlagert. Entlang des Wegprofils sind die Grenzen zum abrupt südlich (? hangend) folgenden Serpentin nicht aufgeschlossen. Das gesamte Profil ist im Sinne NEUBAUER (1988: Abb. 11) interpretierbar, wonach der Speik-Komplex bei der variszischen Orogenese dem Neuhof-Glimmerschiefer-Komplex und Kern-Komplex als Decke aufgeschoben wurde und entlang der Deckenbahn granitische Schmelzen zur Bildung der Grobgnais-Protolithen eindrangen. Entsprechend dieser Vorstellung und der Grobgnaisdatierungen (FRANK et al. 1983) ist diese Überschiebung karbonischen Alters. Auf ca. 710 m Seehöhe wird ohne Detailaufschlüsse die Grenze zum südlich folgenden Serpentin überschritten. Im Serpentin tritt als Netzwerkmineralisation und entlang E-W streichender Störungszonen kryptokristalliner Mag-

nesit auf.

Der NW-SE verlaufende Straßenaufschluss ist ca. 100 m lang. Er besteht aus Peridotit in dem mehrere Magnesitgänge (maximale Mächtigkeit bis zu 3 m; Streichen) und auch feine Netzwerkmineralisationen auftreten (Abb. 11). Im Serpentin eingelagert finden sich bereichsweise Chromit- und Magnetitkörner sowie vereinzelte boudinierte Körper (Durchmesser cm- bis dm-Bereich) von Pyroxeniten.

Im nördlichen Bereich tritt im Bereich einer Störung eine ca. 3 m mächtige magnesitisch zementierte Serpentinbrekzie auf. Anschließend folgen feine Netzwerkmineralisationen, die durch ein mittelsteil nach E einfallendes Kluftsystem dominiert sind. Bei Profil-Laufmeter 26 befindet sich eine Störung (Abb. 11), die mit 60° nach NNW einfällt und nach der die Mineralisation nicht mehr so ausgeprägt ist.

Zur Eichung geomagnetischer Messungen für Prospektionszwecke wurde entlang der Straße ein geomagnetisches Profil aufgenommen (Abb. 11). Es zeigt eine deutliche Änderung des Signals bei Laufmeter 26 - 28. Das hängt mit einer Änderung der Suszeptibilität des Serpentinkörpers zusammen, die im SE höher ist. Die Störungen sind durch Peaks in der Messkurve erkennbar. Serpentinbereiche mit erhöhtem Vorkommen an diamagnetischem Magnesit sind durch negative Gradienten erkennbar.

6.5. Sommergraben

Der Sommergraben kann als die „Typ-Lokalität“ für den Chromit innerhalb des Ultramafits von Kraubath angesehen werden. Es treten hier an verschiedenen Stellen vorwiegend Chromit-Typ 1 und 2 (MELCHER 2000) auf. Die Besonderheit in dem alten, teilweise noch zugänglichen, Stollen ist das Auftreten des bänderartigen Chromit-Typ 2 oder 3. Das hier steil stehende Chromititband fällt nach NW ein, zeigt eine Mächtigkeit von 5-20 cm und ist in streichender Richtung über mehr als 30 Meter zu verfolgen. Die im Exkursionsführer ausführlich beschriebene und untersuchte Probe K134 wurde von diesem Chromititband genommen. Die unterschiedliche Zusammensetzung der Chromite (#Cr 73-78, #Mg 36-48, im Unterschied zu den podiformen Chromititen mit #Cr 80-85, #Mg 44-50), die unterschiedliche PGE-Mineralogie (Dominanz von Pt-Pd Arseniden, Pd Antimoniden und Pd-Sb-As-führende PGM), wie auch höher radiogene ¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os-Verhältnisse lässt vermuten, dass diese Chromitite innerhalb der „Transition Zone“ knapp unterhalb der MOHO gebildet worden sind. Damit deuten diese Chromititbänder eine höher stratigraphische Position als die typisch podiformen Chromitite an. Die Bergbautätigkeit in den erkennbaren Stollen begann um 1810 und reichte bis 1881.

Literatur

- ABU-JABER, N.S. & KIMBERLEY, M.M. (1992): Origin of ultramafic-hosted vein magnesite deposits. - *Ore Geol. Rev.*, **7**: 155-191, Amsterdam.
- BALLHAUS, C. (1998): Origin of podiform chromite deposits by magma mingling. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, **156**: 185-193.
- BECKER, L.P. (1981): Zur Gliederung des Obersteirischen Altkristallins (Muriden). Mit Bemerkungen zu den Erzvorkommen in den einzelnen Kristallinkomplexen. - *Verh. Geol.B.-A.*, **1981**: 3-17, Wien.
- BRAITHWAITE, C.J.R. & ZEDEF, V. (1996): Hydromagnesite stromatolites and sediments in an alkaline lake, Salda Gölü, Turkey. - *J. Sed. Res.*, **66**: 991-1002, Lawrence/Kansas.
- CZEDIK-EYSENBERG, F. (1959): Zur Geschichte des Magnesits. - *Berg- und hüttenmännische Monatshefte*, **104**: 118-122, Wien.
- DEINES, P. (1980): The carbon isotopic composition of diamonds: Relationship to diamond shape, color, occurrence and vapor composition. - *Geochim. et Cosmochim. Acta*, **44**: 943-961.
- DICK, H. J. B. & BULLEN, T. (1984): Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, **86**: 54-76.
- EBNER, F. (1997): Die geologischen Einheiten Österreichs und ihre Rohstoffe. - (In: WEBER, L. (Ed.): *Handbuch der Lagerstätten der Erze, Industriemineralien und Energierohstoffe Österreichs*), Arch. Lagerst. forsch. Geol. B.-A., **19**: 49-229, Wien.
- EBNER, F., MALI, H. & PROCHASKA, W. (with a contribution of AZIM ZADEH, A.M.) (2004): Excursion to Magnesite, Siderite and Talc Deposits in Austria. - IGCP No. 443, Final Field Meeting, Guidebook, 1-40, Leoben.
- ECE, Ö.I., MATSUBAYA O. & ÇOBAN F. (2005): Genesis of hydrothermal stockwork - type magnesite deposits associated with ophiolite complexes in the Kütahya - Eskişehir region, Turkey. - *N. Jb. Miner. Abh.*, **181/2**: 191-205, Stuttgart.
- EL AGEED, A., SAAGER, R. & STUMPFL, E. F. (1980): Pre-alpine ultramafic rocks in the eastern central Alps, Styria, Austria. - (In: PANAYIOTOU, A. (Ed.): *Ophiolites, Proceedings of the Int. Ophiolite Symposium, Cyprus*), 1979, 601-606.
- ERKAN, E. (1977): Uran- und gipsführendes Permoskyth in den östlichen Ostalpen. - *Jb. Geol. B.-A.*, **120**: 343-400, Wien.
- FALLICK, A.E., ILLICH, M. & RUSSEL, M.J. (1991): A stable isotope study of the magnesite deposits associated with the alpine-type ultramafic rocks of Yugoslavia. - *Econ. Geol.*, **86**: 847-861.
- GARTZOS, E. (1990): Carbon and oxygen isotope constrains and the origin of magnesite deposits, North Evia (Greece). - *Schweiz. Miner. Petrogr. Mitt.*, **70**: 67-72.
- FRANK, W., FREY, I., JUNG, G., KROHE, A. & WEBER, J. (1983): Die Entwicklungsgeschichte von Stub- und Korralpenkristallin und seine Beziehung zum Grazer Paläozoikum. - *Jahresber. Hochschulschwerpunkt S* **15**(3): 263-293, Leoben.
- FRISCH, W. & NEUBAUER, F. (1989): Pre-Alpine terrane and tectonic zoning in the eastern Alps. - *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.*, **230**: 91-100.
- HADITSCH, J.G. (1981): Geological and geochemical investigation of the Kraubath ultramafic massif (Styria, Austria). - *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, **10**: 243-255, Innsbruck.
- HADITSCH, J.G., KRAUSS, P. & YAMAC, D. (1982): Beiträge für eine geologisch-lagerstättenkundliche Beurteilung hinsichtlich einer hydrometallurgischen Verwertung der Kraubather Ultramafitmasse. - *Mitt. Abt. Geol. Joanneum*, **42**: 3-78, Graz.
- HERITSCH, F. & CERRMAK, F. (1923): Geologie des Stubalpengebietes in Steiermark. - 1-56, geol. Karte 1:37500, (Moser) Graz.
- HIESSLEITNER G. (1951/1952): Bericht an die Veitscher Magnesitwerke AG. Über die Frage der Erschließbarkeit neuer bauwürdiger Chromitlager im Kraubather Chromerz führenden Serpentinmassiv. - Archiv FRIEDRICH, Unveröff. Bericht, 1-6, (Geol. B.-A.) Wien.
- HORKEL K., EBNER F., MALI H., UNTERWEISSACHER T. & SPÖTL C. (2009): $\delta^{13}\text{C}/\delta^{18}\text{O}$ isotope studies of cryptocrystalline magnesite in Anatolia (Turkey) and Kraubath (Austria). - 9th Austrian Stable Isotope User Group Meeting, Abstract, Innsbruck.
- ILLICH, M. & TOSHOVICH, R. (2002): Geology and origin of the Golesh vein magnesite deposit: a brief survey. - *Proceedings of XVII. Congress of Carpathian-Balkan Geological Association*, Bratislava.
- IRWIN, H, CURTIS, C. & COLEMAN, M. (1977): Isotopic evidence for the source of diagenetic carbonates formed during burial of organic-rich sediments. - *Nature*, **269**: 209-213.
- JEDRYSEK, M.O. & HALAS, S. (1990): The origin of magnesite deposits from the Polish Foresudetic block ophiolites: preliminary $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{C}$ investigations. - *Terra Nova*, **2**: 154-159, Oxford.
- JOAN, Z., DUNLOP, H., LEBEL, L., ROBERT, J.L. & VOLFFINGER, M. (1983): Origin of chromite deposits in ophiolitic complexes: evidence for a volatile- and sodium-rich reducing fluid phase. - *Fortschr. Mineral.*, **61**: 105-107.
- JOHAN, Z. (1986): Chromite deposits in the Massif du Sud ophiolite, New Caledonia: Genetic consideration. - (In: Chromites, UNESCO IGCP197 project), 311-339, (Theophrastos Publ.) Athens.
- JURKOVIC, I. & PAMIC, J. (2003): Carbon and oxygen composition of the Dinaridic ophiolite related magnesites. - (In: ELIPOPOULOS, D.G. et al. (Eds.): *Mineral Exploration and Sustainable Development*), **2**: 883-886, (Millpress) Rotterdam.
- KAHL, A. (1869): Der Chrombergbau bei Kraubath in Obersteier. - *Berg- und hüttenmännisches Jahrbuch der Kaiserlich Königlichen Bergakademien zu Pribram und Leoben und der Königlich Ungarischen Bergakademie zu Schemnitz*, **18**: 266-281, Prag.
- KELEMEN, P. B., DICK, H. J. B. & QUICK, J. E. (1992): Formation of harzburgite by pervasive melt/rock reaction in the upper mantle. - *Nature*, **358**: 635-644, London.
- KNAUF, V.V. (1996): On the methodological background of mineralogical investigations. - *Zap. Mineral. Obshest.*, **125**

- (1): 109-113 (in russ.).
- KRALIK, M., AHARON, P., SCHROLL, E. & ZACHMANN, D. (1989): Carbon and oxygen isotope systematics of magnesites. - (In: MÖLLER, P. (Ed.): Magnesite - Geology, Mineralogy, Geochemistry, Formation of Mg-Carbonates), Mon. Ser. Min. Deposits., **28**: 197-223. Berlin.
- LAGO, B.L., RABINOWICZ, M. & NICOLAS, A. (1982): Podiform chromitite ore bodies: a genetic model. - *J. Petrol.*, **23**: 103-125.
- MALITCH, K.N., MELCHER, F. & MÜHLHANS, H. (2001): Palladium and gold mineralisation in podiform chromitite at Kraubath, Austria. - *Mineral. Petrol.*, **73**: 247-277.
- MALITCH, K.N., THALHAMMER, O.A.R., KNAUF, V.V. & MELCHER, F. (2003a): Diversity of platinum-group mineral assemblages in banded and podiform chromitite from the Kraubath ultramafic massif, Austria: evidence for an ophiolitic transition zone? - *Mineralium Deposita*, **38**: 282-297.
- MALITCH, K.N., JUNK, S.A., THALHAMMER, O.A.R., MELCHER, F., KNAUF, V.V., PERNICKA, E. & STUMPFL, E.F. (2003b): Laurite and ruarsite from podiform chromitites at Kraubath and Hochgrößen, Austria: new insights from osmium isotopes. - *Canad. Mineral.*, **41**: 331-352.
- MCDONOUGH, W.F. & FREY, F.A. (1989): Rare earth elements in the upper mantle rocks. - *Rev. Mineral.*, **21**: 99-145.
- MELCHER, F. (2000): Chromite and platinum-group elements as indicators of mantle petrogenesis. - *Habilitationsschrift*, 1-406, (Montanuniversität Leoben) Leoben.
- MELCHER, F. & MALI, H. (1998): Platingruppenminerale in Chromititen von Kraubath. - *Mitt. Abt. Miner. Landesmus. Joanneum*, **62/63**: 39-48, Graz.
- MELCHER, F., PUHL, J., MALI, H. & MEISEL, T. (1999): Chromite and platinum-group element mineralization in ultramafic rocks of the Speik Complex, Eastern Alps. - (In: STANLEY, C.J. et al. (Eds.): *Mineral deposits: Processes to Processing 1*), 739-742, (Balkema) Rotterdam.
- MELCHER, F., MEISEL, T., PUHL, J. & KOLLER, F. (2002): Petrogenesis and geotectonic setting of ultramafic rocks in the Eastern Alps: constraints from geochemistry. - *Lithos*, **65**: 69-112, Amsterdam.
- MEIXNER, H., WALTER, L. (1939): Die Minerale des Serpentingebietes von Kraubath (Obersteiermark). - *Fortschr. Miner.*, **23**: 81-89, Stuttgart.
- MIRNEJAD, H., EBRAHIMI-NASRABADI, K., LALONDE, A.E. & TAYLOR B.E. (2008): Mineralogy, stable isotope geochemistry, and paragenesis of magnesite deposits from the ophiolite belt of eastern Iran. - *Econ. Geol.*, **103**: 1703-1713.
- MÜLLER, R. (1950): Versuche zur Verwertung serpentinischer Gesteine für die Nickelgewinnung. - *Berg- und hüttenmännische Monatshefte*, **95**: 76-79, 129-132, 155-161, Wien.
- NEUBAUER, F. (1988): Bau und Entwicklungsgeschichte des Rennfeld-Mugel- und des Gleinalm-Kristallins (Ostalpen). - *Abh. Geol. B.-A.*, **42**: 1-136, Wien.
- NEUBAUER, F., EBNER, F., FRISCH, W. & SASSI, F.P. (1998): Terranes and tectonostratigraphic units in the Alps. - *Ann. Geol. des Pays Helleniques*, **37** (1996/97): 219-244, Athens.
- NEUBAUER, F. & FLÜGEL, H.W. (1994): Geologische Karte der Steiermark 1: 200.000. - (Geologische Bundesanstalt), Wien.
- NEUBAUER, F. & FRISCH, W. (1993): The Austro-Alpine Metamorphic Basement E of the Tauern Window. - (In: RAUMER, J.F. & F. NEUBAUER (Eds.): *Pre-Mesozoic Geology in the Alps*), 515-536, (Springer) Berlin.
- NEUBAUER, F., FRISCH, W., SCHMEROLD, R. & SCHLOSER, H. (1989): Metamorphosed and dismembered ophiolite suites in the basement of the Eastern Alps. - *Tectonophysics*, **164**: 49-62, Amsterdam.
- POHL, W. (1990): Genesis of magnesite deposits - models and trends. - *Geol. Rdsch.*, **79**: 291-299, Stuttgart.
- POLESNY, H. (1970): Beitrag zur Geologie des Fohnsdorf-Knittelfelder und Seckauer Beckens. - *Unveröff. Diss.* 1-234, (Univ. Wien) Wien.
- POSTL, W. (1993): *Mineralschätze der Steiermark*. - 1-94, (Joanneum-Verein/Sekt. Mineralogie) Graz.
- PRASANNAKUMAR V., VIKAS C. & KUMAR S.N. (2002): Constraints on the origin of south Indian magnesite deposits. - *Boletim Paranaense de Geosciencias*, **50**: 15-20, Curitiba/Brazil.
- PROSKE, H. (2008): Abfallwirtschaftliche Anforderungen an den Bergbau in der Steiermark für den Übergang zu einer nachhaltigen Stoffflusswirtschaft. - *Joannea Geol.*, 2008, Graz.
- PUHL, J. (2000): Vergleichende Petrologie und Geochemie von ultramafischen Massiven der Ostalpen. - *PhD. Thesis*, 1-264, (Montanuniversität Leoben) Leoben.
- REDLICH, K.A. (1909): Types of magnesite deposits. - *Zeit. für prakt. Geol.*, **17**: 300-310, Berlin.
- RUSSEL, M.J., INGHAM, J.K., ZEDEF, V., MAKATV, D., SUNAR, F., HALL, A.J. & FALICK, A.E. (1999): Search for signs of ancient life on Mars: expectation from hydromagnesite microbialites, Salda Lake, Turkey. - *J. Geol. Soc.*, **156**: 869-888, London.
- RUDASHEVSKY, N.S., BURAKOV, B.E., LUPAL, S.D., THALHAMMER, O.A.R. & SAINI-EIDUKAT, B. (1995): Liberation of accessory minerals by electric pulse disintegration - a new technology. - *Inst. of Mining Metall. London*, **104**: C25-C30. London.
- SACHSENHOFER, R.F., STRAUSS, P., WAGREICH, M., ABART, R., DECKER, K., GOLDBRUNNER, J.E., GRUBER, W., KRIEGL, C. & SPÖTL, C. (2000): Das miozäne Fohnsdorfer Becken - Eine Übersicht. - *Mitt. Ges. geol. Bergbaustud. Österr.*, **44**: 173-190, Wien.
- SACHSENHOFER, R.F., GRUBER, W. & DUNKL, I. (2010): Das Miozän der Becken von Leoben und Fohnsdorf. - *Journal of Alpine Geologie*, **53**: 9-38, Wien.
- SCHMID, S.M., FÜGENSCHUH, B., KISSLING, E. & SCHUSTER, R. (2004): Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen. - *Ecolage Geol. Helv.*, **97**: 93-117, Bern.
- SPÖTL, C. & BURNS (1994): Magnesite diagenesis in redbeds - a case study from the Permian of the northern Calcareous Alps (Tyrol, Austria). - *Sedimentology*, **41**: 543-565, Oxford.
- THALHAMMER, O.A.R. & STUMPFL, E.F. (1988): Platinum-group minerals from Hochgrößen ultramafic massif, Styria: first reported occurrence of PGM in Austria. *Trans. Inst. Mining Metall. Appl. Earth Sci.*, **97**: B77-B82.
- THALHAMMER, O.A.R., PROCHASKA, W. & MÜHLHANS, H.W. (1990): Solid inclusions in chrome-spinel and platinum group element concentrations from the Hochgrößen and Kraubath ultramafic massifs (Austria). - *Contrib. Mineral. Petrol.* **105**: 66-80.
- THALHAMMER, O.A.R., MACKELSON, J. & LOIDL, G. (2006): The Guli Dunite Complex, Taimyr Province, northern Siberia, Russia: a highly metasomatised asthenospheric mantle portion? - (In: DISTLER, V.V. (Ed.): *Understanding the Genesis of Ore Deposits to meet the demands of the 21st Century*), 12th IAGOD Symp. Moscow, 162-165.
- THALHAMMER, O.A.R. & MEISEL, T. (2005): Os-isotopic systematics from the Guli Massif, northern Siberia, Russia. - (In: TÖRMÄNEN, T.O. & ALAPIETI, T.T. (Eds.): *Platinum-group elements - from genesis to beneficiation and environmental impact*, 10th Int. Platinum Symposium), *Geol. Surv. Finland*, 243-247.
- TOLLMANN, A. (1977): *Die Geologie von Österreich, Bd. 1, Die Zentralalpen*. - 1-765, (Deuticke), Wien.
- UNTERWEISSACHER, T., HORKEL, K., MALI, H. & EBNER, F. (2009): Geologie der Magnesitlagerstätten im Raum Tavshanli (Türkei). - *Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark*, **139**: 149-160, Graz.
- WEBER, L. (1997): *Metallogenetische Karte von Österreich (1: 500.000) und Handbuch der Lagerstätten der Erze, Industriemineralien und Energierohstoffe Österreichs*. - *Arch. Lagerst. forsch. Geol. B.-A.*, **19**: 1-607, Wien.
- WENINGER, H.P. (1981): *Kraubath/Steiermark: Der Ultramafit von Kraubath und seine Mineralien*. - *Lapis*, **6/10**: 27-33.
- WEISS, A. (1991): *Zur Geschichte des Chromitbergbaues Kraubath/Steiermark*. - *Res montanarum*, **3**: 20-25, Leoben.
- ZACHMANN, D.W. & JOHANNES, W. (1989): *Cryptocrystalline magnesite*. - *Mon. Ser. Min. Deposits.*, **28**: 15-28, Berlin Stuttgart.

- ZEDEF, V., RUSSEL, M. J., FALICK, E. & HALL, A.J. (2000): Genesis of vein stockwork and sedimentary magnesite hydro-magnesite deposits in the ultramafic terranes of Southwestern Turkey: A stable isotope study. - *Econ. Geol.*, **95**: 429-446. Littleton/Colorado.
- ZHOU, M.-F. & ROBINSON, P.T. (1997): Origin and tectonic environment of podiform chromite deposits. - *Econ. Geol.*, **92**: 259-262
- ZHOU, M.-F., ROBINSON, P.T. & BAI, W.-J. (1994): Formation of podiform chromitites by melt/rock interaction in the upper mantle. - *Mineralium Deposita*, **29**: 98-101.
- ZHOU, M.-F., ROBINSON, P.T., MALPAS, J. & LI, Z. (1996): Podiform chromitites in the Luobusa ophiolite (Southern Tibet): Implications for melt/rock interaction and chromite segregation in the Upper mantle. - *J. Petrol.*, **37**: 3-21.
- ZHOU, M.-F., SUN, M., KEAYS, R.R. & KERRICH, R.W. (1998): Controls on platinum-group elemental distributions of podiform chromitites: A case study of high-Cr and high-Al chromitites from Chinese orogenic belts. - *Geochim. Cosmochim. Acta*, **62**: 677-688.