

**GEOCHEMIE DER ULTENTALER ULTRAMAFITITE**  
**Projekte S4708 und S4702**

von

**Theodoros Ntaflos, Martin Thöni und Qingzhu Yin<sup>+</sup>**

Eine große Anzahl ultramafischer Linsen unterschiedlicher Mächtigkeit tritt im Ultentaler Gebirgszug auf. Sie liegen isoliert in Paragneisen und Migmatitgneisen des ostalpinen Altkristallins (ANDREATTA, 1935; HÖLLER & HOINKES, 1992). Die Ultramafitite bestehen hauptsächlich aus Granat-führenden und Granat-freien Spinell-Lherzoliten, aus Harzburgiten sowie aus Amphibol-führenden Granat-Spinell-Lherzoliten. Untergeordnet kommen auch Granat-Klinopyroxenite, Orthopyroxenite und Granatite vor. Repräsentative Modalbestandsanalysen (siehe Tab. 1) zeigen eine geringfügige Serpentinisierung der Ultramafite (im allgemeinen weniger als 3 Vol.%).

**Petrographie**

Makroskopisch und mikroskopisch kann man nach ihrer Körnigkeit feinkörnige und grobkörnige Gesteinstypen unterscheiden (OBATA & MORTEN, 1987). Ihre Paragenesen sind:

- a) grobkörnige Gesteinstypen: Ol + Opx + Cpx + Sp ± Gr ± Amph ± Kelyphit
- b) feinkörnige Gesteinstypen: Ol + Opx ± Cpx + Sp ± Gr + Amph ± Kelyphit

Equigranulare Textur kennzeichnet den feinkörnigen, meistverbreiteten Gesteinstyp, während der grobkörnige Typ durch porphyroklastische Textur charakterisiert ist. Granate sind Pyrop-reich ( $Alm_{18}Sp_1Py_{70}Gr_8$ ) und schließen fast immer Cr-reichen Spinell ( $Cr/Cr + Al = 0,45$ ) ein. Im Randbereich sind die Granate oft kelyphitisiert. Spinelle kommen auch in der Matrix als idiomorphe bis subidiomorphe Kristalle vor und sind variabel zusammengesetzt ( $Cr/Cr + Al = 0,15 - 0,48$ ).

---

<sup>+</sup> Dr. Theodoros Ntaflos  
Institut für Petrologie, Universität Wien  
Dr. Karl Lueger-Ring 1, A-1010 Wien  
Univ.-Doz. Dr. Martin Thöni  
Institut für Geologie, Universität Wien  
Universitätsstraße 7, A-1010 Wien  
Dipl.-Geol. Qingzhu Yin  
MPI für Chemie  
Saarstr. 23, D-W-6500 Mainz, Deutschland

Pargasitische Amphibole und Magnesiohornblende kommen meist im feinkörnigen Typ vor und sind in textuellem Gleichgewicht mit Olivin, Orthopyroxen, Klinopyroxen und Granat. Die häufig in den pargasitischen Amphibolen der grobkörnigen Gesteinstypen eingeschlossenen Klinopyroxen-Relikte zeigen, daß die pargasitischen Amphibole auf Kosten des Klinopyroxens gebildet sind. Die Aktinolithe sind sekundär gebildet und kommen nur in den kelyphitischen Zonen vor. Porphyroklastische Orthopyroxene bzw. Klinopyroxene weisen Entmischungslamellen von Granat und Klinopyroxen bzw. Orthopyroxen auf.

Probe	86T33**	UK 05*	UM 167*	UM 116**	UM 121**	UK 06*
Ol	53,0	56,0	61,1	69,8	53,0	57,0
Opx	24,0	17,1	17,9	8,8	23,5	20,4
Kpx	4,0	8,6	16,7	5,1	2,9	12,0
Gr	2,5	9,7	0,0	7,0	5,5	9,1
Sp	0,3	1,7	2,6	1,7	0,5	0,9
Amph	12,3	6,1	0,4	6,2	14,1	nd
Serp	2,5	0,8	1,1	0,9	0,8	tr
Rest	1,0	tr	0,2	0,4	tr	tr

Tab. 1: Repräsentative Modalbestandsanalysen der Ultramafite (in Vol. %); \* grobkörnige Gesteinstypen und \*\* feinkörnige Gesteinstypen; tr = Spuren und nd = nicht nachweisbar.

## Geochemie

Haupt- und Spurenelementanalysen sowie SEE zeigen, daß die Ultramafite vom Ultental Gesteine des oberen Erdmantels repräsentieren. Ihr Chemismus ist allerdings sehr variabel. Man findet Peridotite mit einer Zusammensetzung sehr ähnlich der des "primitiven" Erdmantels, wie sie von den Mantel-Xenolithen (JAGOUTZ et al., 1979) oder von massiven Peridotiten (FREY et al., 1985) bekannt ist. Spurenelemente aus den Ultentaler Ultramafiten wie Sc, Yb, Co und Ir sind vergleichbar mit primitiven Ultramafiten aus gut untersuchten Lokalitäten (Tab. 2).

Außerdem findet man Peridotite, die die Merkmale eines "residualen" Erdmantels aufweisen. Hauptelementanalysen zeigen große Unterschiede, z.B. variieren  $Al_2O_3$  zwischen 1,26 und 4,39 Gew.% und CaO zwischen 0,72 und 3,34 Gew.%. Obwohl die Gesteine aus verschiedenen Lokalitäten stammen, gibt es eine sehr gute positive lineare Korrelation sowohl zwischen Hauptelementen, z.B.  $Al_2O_3$ -CaO (Abb. 1), als auch zwischen Hauptelementen und Spurenelementen z.B.,  $Al_2O_3$ -Yb,

MgO-Ni, (Abb. 2 und 3). Diese lineare Korrelation ist sehr wahrscheinlich auf unterschiedlich intensive partielle Aufschmelzung homogenen Materials innerhalb des oberen Erdmantels zurückzuführen (FREY et al., 1985). Auch die chondritisch normierten SEE bestätigen diesen Trend (Abb. 4). In den SSEE sind die Proben, mit Ausnahme von UM102 und UM128, ähnlich den "primitiven" Spinell-Lherzoliten (JAGOUTZ et al., 1979). Im Gegensatz zu den SSEE zeigen die LSEE eine starke Anreicherung. Die Anreicherung der LSEE kann durch Metasomatose (Zufuhr von fluider Phase) erklärt werden und ist sehr wahrscheinlich mit der Amphibolbildung gekoppelt. In der Probe UK06, in der kein Amphibol vorkommt, (Tab. 1) gibt es keine angereicherten LSEE (Abb. 4). Auch stark inkompatible Elemente, wie z.B. Sr und K, sind metasomatisch angereichert.

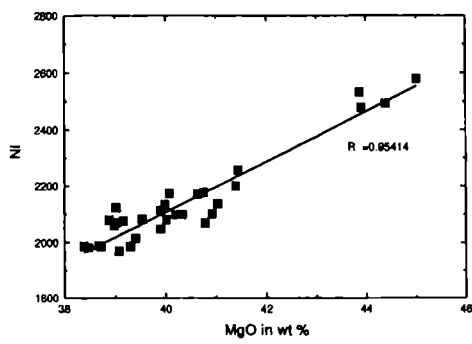


Abb. 1: Positive lineare Korrelation zwischen Ni and MgO in Granat- und Spinell-Lherzoliten aus dem Ultental. Ein kumulativer Ursprung der Ultramafite ist aufgrund der Variationen des Ni-Gehaltes unwahrscheinlich (FREY & PRINZ, 1978). Durchgezogene Linie: Regressionsgerade; R: Korrelationskoeffizient.

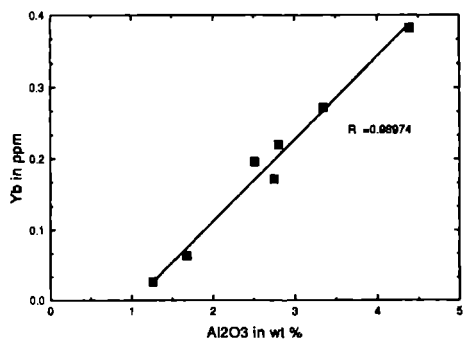


Abb. 2: Die positive Korrelation zwischen Yb and Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> in Granat- und Spinell-Lherzoliten aus dem Ultental weist auf partielle Aufschmelzung eines homogenen oberen Erdmantels hin; Symbole und Legende wie Abb. 1.

HANSON & LANGMUIR (1978) zeigten daß der  $K_D$  von  $[(MgO)_{OI}/(MgO)_{melt}]$  und  $[(FeO)_{OI}/(FeO)_{melt}]$ , der eine Funktion von Druck, Temperatur und Zusammensetzung ist, verwendet werden kann, um den FeO- und MgO-Gehalt von Peridotiten, die durch partielle Aufschmelzungen unterschiedlicher Intensität eines homogenen ultramafischen Materials entstehen, zu berechnen. Ähnliche Modellberechnungen wurden auch für die Ultentaler Ultramafite durchgeführt (Abb. 5). Als primitiven Zusammensetzung wurde die Probe UK-05 verwendet, der  $K_D$  wurde von GROVER et al. (1980) entnommen. Die Probe UK-05 ist reich an basaltischen Komponenten (MgO = 38,7, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 4,31, CaO = 3,27 Gew.%) und entspricht der Zusammensetzung des primitiven oberen Erdmantels (RINGWOOD, 1975; JAGOUTZ et al., 1979). Anhand der theoretischen Modellberechnungen weisen

die Ultramafite aus dem Ultental zwei magmatische Prozesse auf. Abb. 5 verdeutlicht die zwei magmatischen Prozesse: Partielle Aufschmelzungen von 20 - 30 %, bei hohen Temperaturen und partielle Aufschmelzungen von 5 - 10 % bei niedrigeren Temperaturen.

LOKALITÄT	Sc ppm	Yb ppm	Co ppm	Ir ppb
Ultental <sup>1 **</sup>	16,5	0,315	99	4,1
Ronda <sup>2 **</sup>	15,2	0,401	102	-
Kapfenstein <sup>2 *</sup>	14,2	0,323	111	4,1
San Carlos <sup>2 *</sup>	16,2	0,425	99	3,6
Zabargad <sup>2 **</sup>	15,3	0,571	108	4,1

Tab. 2: Sc, Yb, Co und Ir in Granat- und Spinell-Lherzoliten aus dem Ultental sind vergleichbar mit primitiven Ultramafiten aus gut untersuchten Lokalitäten.  
 Legende: <sup>1</sup> diese Arbeit; <sup>2</sup> aus SPETTEL et al. (1991); \* Xenolithe; \*\* massive Peridotite.

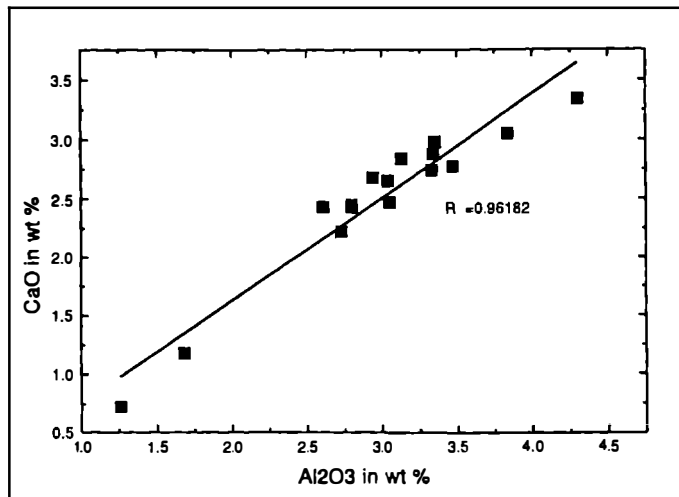


Abb. 3: Positive lineare Korrelation zwischen den Hauptelementen CaO und Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> in Granat- und Spinell-Lherzoliten aus dem Ultental.

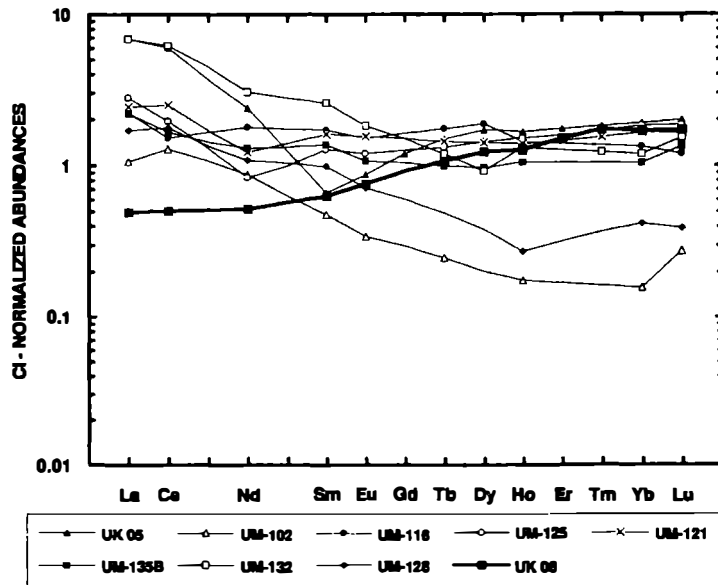


Abb. 4: CI-normierte SEE in Granat- und Spinell-Lherzoliten aus dem Ultental. Die starke LSEE Anreicherung weist auf metasomatische Prozesse (Zufuhr von fluider Phase) hin. Die Verteilung der SEE der Probe UK-06 entspricht etwa der des primitiven oberen Erdmantels.

PROBE	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$^{187}\text{Os}/^{186}\text{Os}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
UM-102	0,51264	0,9800	0,70700
86T33	0,51271	1,0985	0,70470
86T33 Granat	0,51392		
UM -112	0,512619		
UK-05			0,70509

Tab. 3: Isotopenverhältnisse von Os, Nd, Sr an "Bulk" Proben und einem Granatseparat.

### Isotopengeochemie

Messungen von Os-, Sr- und Nd-Isotopen wurden an ausgewählten "Bulk" Proben durchgeführt. Die Ergebnisse (Tab. 3) bestätigen die "primitive" Natur der Ulten-

taler Ultramafite. Os hat ein  $^{187}\text{Os}/^{186}\text{Os}$ -Verhältnis von 0,98 bis 1,0985 und Nd ein  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -Verhältnis von 0,51262 bis 0,51270. Das Sm/Nd-Isochronenalter für Granat-Gesamtgestein der Probe 86T33 liegt bei  $339 \pm 3$  Ma. Weitere Messungen an Mineralseparaten sind erforderlich, um die Frage nach dem Alter der Ultramafite besser zu klären.

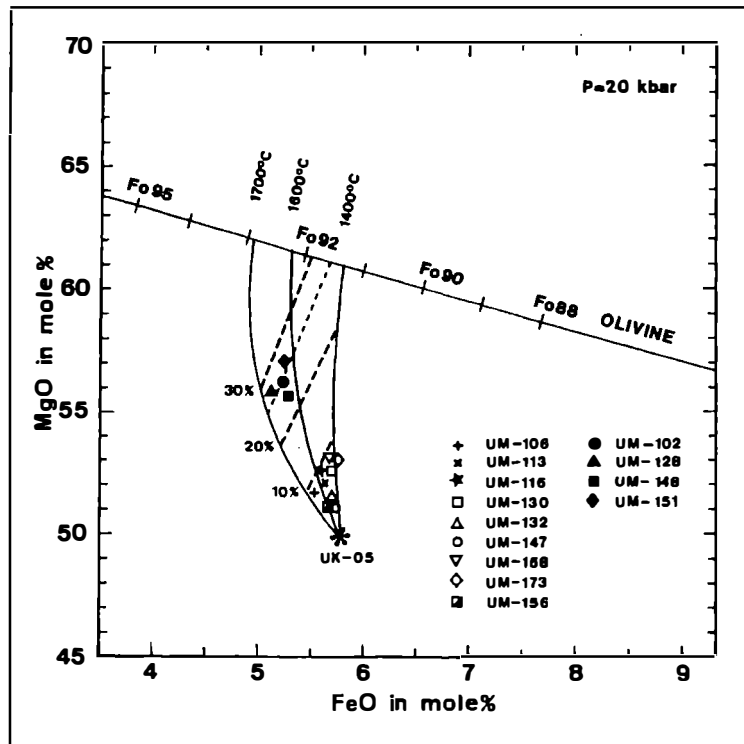


Abb. 5: Modellberechnungen von FeO and MgO (Mol-Gew. %) in residualen Peridotiten aus dem Ultental. Als "primitive" Zusammensetzung wurde die Probe UK-05 verwendet. Die durchgezogenen Kurven zeigen die Zusammensetzung und den Pfad der "residuals" nach partieller Aufschmelzung der Probe UK-05 bei verschiedenen Temperaturen.

### Diskussion

Die Ultramafite aus dem Ultental stellen ein Stück des oberen Erdmantels dar, das unterschiedlich intensiv partiell aufgeschmolzen ist. Man findet sowohl "primitive" als auch "residuale" Ultramafite. Partielle Aufschmelzung von 20 bis 30 % liefert nach Modellberechnungen "residual" Ultramafite (Harzburgite) und pikritische

Schmelzen. Solche Mg-reiche Schmelzen sind von Baffin Island bekannt, sie wurden bei 30 Kbar und 1350 °C nach partieller Aufschmelzung eines Granat-Peridotites gebildet (CLARK, 1970).

Die Anwesenheit des Spinells als Einschluss in den Granaten zeigt, daß die Ultenantaler Ultramafite aus der Transformationszone vom Spinell- zum Granat-Peridotit-Feld stammen. OBATA & MORTEN (1987) argumentieren, daß die Transformation zum Granat-Peridotit-Feld in der tieferen Kruste durch Druckzunahme und Temperaturabnahme stattfand. SSEE und das Tb/Yb Verhältnis zeigen jedoch, daß die Transformation im oberen Erdmantel und nicht in der Kruste stattgefunden hat. Die Spinell-Harzburgite UM-102 und UM-128 sind Granat-frei und an basaltischen Komponenten stark verarmt. Allerdings ist ihr Tb/Yb-Verhältnis überraschenderweise hoch (Abb. 6). Wenn sie "residuale" Ultramafite darstellen, die aus "primitiven" Ultramafiten aus dem Spinell-Peridotit-Feld stammen, dann sollte mit abnehmendem Yb das Tb/Yb-Verhältnis auch abnehmen, wie die Harzburgite und Dunite aus New Caledonia zeigen (Abb. 6). Andererseits kann das hohe Tb/Yb-Verhältnis leicht erklärt werden, wenn man Granat als residuale Phase annimmt, d.h., wenn man die "residuale" Ultenantaler Ultramafite aus dem Granat-Peridotit-Feld stammend betrachtet. Die Probe UM-135A ist metasomatisch angereichert, weil sie in Kontakt mit einem Granatit-Gang ist. Die anderen Proben liegen im Bereich des Granat-Peridotit-Feldes (Abb. 6; BODINIER et al., 1988).

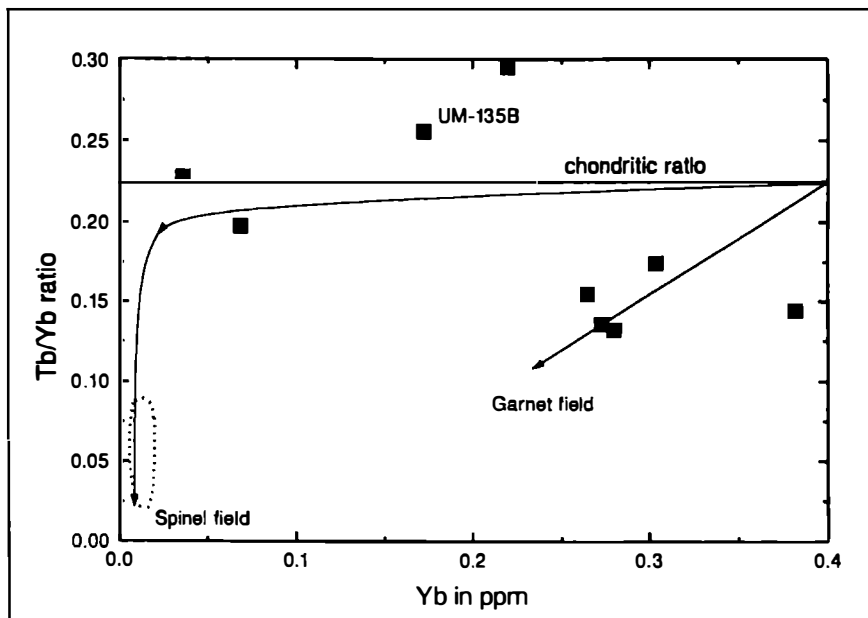


Abb. 6: Variationen zwischen Tb/Yb-Verhältnis und Yb in Ultenantaler Ultramafiten. Strichliertes Feld: Harzburgite und Dunite aus New Caledonia (PRINZHOFER & ALLEGRE, 1985).

Neben den magmatischen Prozessen liefern die metasomatische Prozesse wichtige Argumente für die Klärung der Frage, ob die Ultentaler Ultramafite direkt aus dem Granat-Peridotit-Feld stammen oder ob sie unter metamorphen Bedingungen in der tieferen Kruste aus dem Spinell-Lherzolith-Feld in das Granat-Peridotit-Feld transformiert wurden. Eine Schlüsselrolle spielt hier der Amphibol. Er ist nicht überall vorhanden. Wo Amphibol vorkommt (Tab. 1), sind LSEE, Sr und K angereichert, unabhängig von der Zugehörigkeit zum grobkörnigen oder feinkörnigen Gesteinstyp. Texturale Beobachtungen zeigen, daß Amphibol sehr wahrscheinlich nicht primär ist, sondern auf Kosten des Klinopyroxenes unter metamorphen Bedingungen in der Kruste gebildet wurde. Grobkörnige Amphibol-freie Gesteinstypen zeigen keine metasomatische Effekte (Abb. 4, UK-06). Sehr wahrscheinlich sind die Ultentaler Ultramafite durch metasomatische Prozesse während des Verweilens des Gesteins in der Kruste gekennzeichnet und nicht wie OBATA & MORTEN (1990) berichten, durch Metasomatose der grobkörnigen Gesteinstypen im Erdmantel und der feinkörnigen in der Kruste. Die Os- und Nd-Isotopenverhältnisse zeigen, daß sie durch metasomatische Prozesse nicht beeinflußt worden sind.

### Literatur

- ANDREATTA, C. (1935) : La formazione gneissico-kinzigitica e le oliviniti di Val d'Ultimo (Alto Adige). - Mem. Mus. Storia Nat. Trident., 3, 1 - 160.
- BODINIER, J.C., DUPUY, C., DOSTAL, J. (1988): Geochemistry and Paragenesis of Eastern Pyrenean peridotites. - Geochim.Cosmochim.Acta, 52, 2893 - 2907.
- CLARKE, D.B. (1970): Tertiary basalts of Baffin Bay: possible primary magma from the mantle. - Contrib.Mineral.Petrol., 25, 203 - 224.
- FREY, F.A., PRINZ, M. (1978): Ultramafic inclusions from San Carlos, Arizona: petrologic and geochemical data bearing on their paragenesis. - Earth Planet. Sci.Lett., 38, 129 - 176.
- FREY, F.A., SUEN, C.J., STOCKMAN, W.H. (1985): The Ronda high temperature peridotite: Geochemistry and petrogenesis. - Geochim.Cosmochim Acta, 49, 2469 - 2491.
- GROVER, J.E., LINDSLEY, D.H., BENCE, A.E. (1980): Experimental phase relations of olivine vitrophyres from breccia 14321: the temperature and pressure dependence of Fe-Mg partitioning for olivine and liquid in a highlands melt-rock. - Proc. Lunar Planet.Sci.Conf., 11th, 179 - 196.
- HANSON, G.N., LANGMUIR, C. (1978): Modelling of major elements in mantle-melt systems using trace elements approaches. - Geochim.Cosmochim Acta, 52, 725 - 741.
- HÖLLER, W., HOINKES, G. (1992): Metamorphosebedingungen des Ultental - Kristallins. - Schwerpunktprogramm S47 GEO Präalpidische Kruste in Österreich, Bericht 1991, 59 - 65.



- JAGOUTZ, E., PALME, H., BADDENHAUSEN, H., BLUM, K., CENDALES, M., DREIBUS, G., SPETTEL, B., LORENZ, V., WÄNKE, H. (1979): The abundance of major, minor and trace elements in the earth's mantle as derived from primitive ultramafic nodules. - Proc. Lunar Planet.Sci.Conf., 10th, 2031 - 2050.
- MORTEN, L., OBATA, M. (1990): Rare earth abundances in the eastern Alpine peridotites, Nonsberg area, Northern Italy. - Eur.J.Mineral., 2, 643 - 653.
- OBATA, M., MORTEN, L. (1987): Transformation of Spinel Lherzolite to Garnet Lherzolite in Ultramafic Lenses of the Austridic Crystalline Complex, Northern Italy. - Jour. Petrology, 28, 599 - 623.
- PRINZHOFER, A., ALLEGRE, C.J. (1985): Residual peridotites and the mechanism of partial melting. - Earth Planet.Sci.Lett. 74, 251 - 256.
- SPETTEL, B., PALME, H., IONOV, D., KOGARGO, L. (1991): Variations in the Iridium content of the upper mantle of the Earth. - LPSC XXII, 1301 - 1302.