

Univerzita Karlova v Praze, Přírodovědecká fakulta,
Ústav geochemie, mineralogie a nerostných zdrojů

Geochemie hornin svrchního pláště lokality Mohelno - Biskoupky

Diplomová práce

Andrea Kovács



Vedoucí diplomové práce: Mgr. Lukáš Ackerman, PhD.

Praha 2010

PROHLÁŠENÍ AUTORA

Prohlašuji, že jsem tuto práci vypracovala samostatně s použitím uvedené literatury, hlavně však s pomocí odborných konzultací a rad mého školitele Mgr. Lukáše Ackermana, Ph.D.

V Praze dne.....

Podpis.....

PODĚKOVÁNÍ

Ráda bych poděkovala všem, kteří se podíleli na odběru a přípravě mých vzorků.

Především bych chtěla velice ráda poděkovat svému školiteli Mgr. Lukáši Ackermanovi, PhD. jednak za odborné vedení a pomoc při vyhodnocování výsledků, a obzvlášť za trpělivost, důvěru, příjemnou pracovní atmosféru a za čas, který mi věnoval.

Nemalé poděkování také patří Ing. Vlastě Böhmové, Ph.D. za chemickou analýzu na mikrosondě.

Speciální poděkování patří mým přátelům, obzvlášť Katalině Csáky za pomoc při sepisování použité literatury a morální podporu.

Summary

Peridotites occurring in orogenic massifs provide important insights into geochemical processes of the Earth's upper mantle by providing direct evidence of mantle evolution throughout Earth history. It has been previously demonstrated (e.g. Medaris et al., 1990, 2005) that the uppermost tectonic unit of the Bohemian Massif - the Gföhl Nappe hosts a variety of peridotites that originated from different sources, including subcontinental lithosphere, suboceanic asthenosphere, and possible ultramafic layered intrusive complex. The Czech peridotites of the Gföhl Nappe has been divided into three groups, defined by Medaris et al. (1999), according to their chemical compositions, identity and relations of the aluminous phases, orthopyroxen compositions and estimated P-T conditions.

According to Medaris et al. (2005) „Type I“ peridotites – represented by Mohelno and Biskoupky bodies – equilibrated in low P-T regime (recording the highest equilibration temperatures - up to 1335 °C at 29 kbar - among the Gföhl peridotites) consist of spinel peridotite with garnet appearing only at its margins. Peridotites are enclosed in granulites that have been extensively recrystallized mostly at amphibolite-facies conditions. Many studies have been done on this locality and a wide range of mineralogy and P-T histories has been documented by numerous authors, however source and evolution of the Mohelno-Biskoupky peridotites remain unclear.

The observed petrographic characteristics and mineral chemistry are mostly consistent with the scenario proposed by Medaris et al. (2005). In the behavior of the trace elements however, we observed two different trends: the more common feature is identical to that described by Medaris et al. (2005),

2 samples out of 10, however, showed considerably different behavior regarding the mantle normalized abundances of REE (LREE-enriched patterns).

The observed modal composition (relatively high abundance of clinopyroxene) and LREE-enriched PUM-normalized patterns of 2 samples out of 10, doesn't seem to correlate with the oceanic-asthenospheric origin suggested by Medaris et al. (2005).

The uniform Os concentrations detected in the samples (only slightly higher than PUM) are consistent with the low variation of the other I-PGE (Ir and Ru) abundances. On the other hand, significant deviations of the $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ ratios (ranging from subchondritic to suprachondritic) indicate that at least some parts of the Mohelno-Biskoupky body were affected by metasomatism, which has resulted in higher $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ ratios. In addition, the great variability in Re abundances is also likely to indicate a metasomatic history or melt-rock interactions, which have led to Re re-enrichment of these peridotites.

Based on the described behavior of the trace elements and HSE distribution, it is likely that Mohelno-Biskoupky undergone partial melting and/or basaltic melt metasomatism, the pattern which is usually recorded by orogenic lherzolites rather than abyssal peridotites.

Abstrakt

Tektonicky přemístěné (orogenní) a abysální (oceánické) plášťové horniny umožňují bližší pohled na kompozici a procesy probíhající ve svrchním plášti, a tak doplňují informace zprostředkované plášťovými xenolity. V rámci nejvyšší tektonické jednotky Moldanubické zóny – Gföhlské jednotky najdeme několik různých peridotitových těles reprezentující fragmenty subkontinentální litosféry, suboceánické astenosféry či různé ultramafické vrstvené intruze. České peridotity Gföhlské jednotky byly na základě stanoveného chemismu, P-T podmínek, přítomnosti a vzájemných vztahů aluminických fází a složení ortopyroxenu rozděleny do tří skupin definované Medarisem et al. (1999).

Tělesa Mohelno i Biskoupky jsou zařazené do kategorie tzv. „*type I*“ peridotitů (definované Medarisem et al., 2005), vykazujících nejvyšší ekvilibrační teplotu a nejnižší P-T režim v rámci Gföhlské jednotky (až 1335 °C při 29 kbar). Těleso je složeno převážně z hrubozrnných spinelových peridotitů, granát se objevuje spíše jen na okraji obou těles, podél rozhraní s okolními felsickými granulity, které byly výrazně rekrystalizovány, převážně v podmínkách amfibolitové facie. Lokalita byla doposud studována několika autory, jimž byla zdokumentována velká množství informací týkající se chemismu a P-T historie této lokality. Přesto problematika původu a geochemického vývoje tělesa Mohelno-Biskoupky zůstala nevyřešená.

Pozorované petrografické rysy obecně souhlasí s charakteristikou popsanou Medarisem et al. (2005). Co se týče zastoupení stopových prvků, lze rozlišit 2 odlišné chování studovaných vzorků. Většina vzorků (8 z 10 popsaných) vykazuje REE distribuce popsané již Medarisem et al. (2005), avšak 2 vzorky z 10 vykazují odlišné chování REE (obohacení o LREE). Modální složení (relativně vysoký obsah klinopyroxenu) a LREE-obohacené distribuce některých vzorků teorii oceánicko-astenosférického původu, navrhovaný Medarisem et al. (2005) nepodporují.

Primitivní distribuce prvků I-PGE (Os, Ir a Ru) s absencí jakékoliv frakcionace a zřetelné ochuzení Re vůči hodnotám PUM, v zásadě podporují teorii parciálního tavení pláště, i když velká variabilita v obsahu Re indikuje pravděpodobný průběh metasomatických procesů, či interakci peridotitů s korovým materiálem, které vedly ke zpětnému obohacení Re. Velmi vyrovnaná koncentrace Os (pouze o trochu vyšší než PUM) je v souladu s nízkým rozptylem hodnot ostatních I-PGE – Ir a Ru.

Naopak výrazné odchylky poměru $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ od subchondritických až suprachondritických indikují, že minimálně některé horniny prošly procesem metasomatózy, při kterém došlo k nárustu poměru $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$. Kromě toho, i velká variabilita v obsahu Re indikuje pravděpodobný průběh metasomatických procesů, či interakci peridotitů s korovým materiálem, které vedly ke zpětnému obohacení Re.

Popsané chování a distribuce silně siderofilních prvků indikují průběh parciálního tavení či metasomatózy hornin tělesa Mohelno a Biskoupky. Tyto procesy jsou obecně častěji zaznamenány orogenními lherzolyty, než abysálními peridotity.

Obsah

1.	ÚVOD.....	1
2.	OROGENNÍ A ABYSLNÍ PERIDOTITY, OFIOLITOVÉ KOMPLEXY.....	2
2.1.	Ofiolitové komplexy	3
2.2.	Oceánické peridotity	3
2.3.	Orogenní peridotitové masivy	4
2.3.1.	Vysoko- až ultra vysokotlaké (HP/UHP) orogenní masivy	5
2.3.2.	Intermediální (IP) středně-tlaké orogenní peridotity	6
2.3.3.	Nízkotlaké (LP) orogenní peridotity	6
2.4.	Procesy ochuzení a obohacení peridotitů: interakce svrchní plášť - tavenina	7
2.4.1.	Procesy a faktory ovlivňující chemismus tavenin	7
2.4.2.	Efekt parciálního tavení a metasomatózy na složení peridotitů	8
3.	GEOCHEMIE RE-OS HORNIN SVRCHNÍHO PLÁŠTĚ.....	9
3.1.	Obecná charakteristika Re-Os systému	9
3.2.	Průměrné chondritické složení	10
3.3.	Izotopová geochemie Re-Os a geochemie HSE ultramafických hornin	11
4.	GEOLOGIE STUDOVANÉ OBLASTI.....	13
4.1.	Ultramafické horniny Gföhlské jednotky	14
4.2.	Peridotity Gföhlské jednotky	14
4.3.	Ultramafické těleso Mohelno-Biskoupky – Typ I – HT peridotity	15
5.	METODIKA PRÁCE.....	16
5.1.	Odběr a příprava vzorků	16
5.2.	Mikroskopické studium	17
5.3.	Elektronová mikrosonda	17
5.4.	Stanovení obsahu stopových prvků	17
5.5.	Příprava vzorků a měření izotopického složení Re-Os a koncentrací HSE	18
5.5.1.	Příprava vzorků	18
5.5.2.	Stanovení koncentrací Re, Os, Ir, Ru, Pd, Pt	19
5.5.3.	Stanovení izotopických poměrů Os	19
6.	VÝSLEDKY.....	21
6.1.	Petrografie	21
6.1.1.	Těleso Mohelno	21
6.1.2.	Těleso Biskoupky	23
6.2.	Analýza hlavních prvků	25
6.3.	Modální složení a chemismus minerálů	26
6.4.	Stopové prvky	29
6.5.	Silně siderofilní prvky (HSE)	33
6.5.1.	Koncentrace HSE	33
6.5.2.	Izotopová geochemie Os	37
7.	DISKUSE.....	39
7.1.	Původ a vývoj hornin tělesa Mohelno-Biskoupky	39
7.2.	Koncentrace silně siderofilních prvků (HSE) a izotopické složení Os	41
7.2.1.	Relativní zastoupení PGE: suprachondritické poměry Pd/Ir, Ru/Ir	41
7.2.2.	Izotopické složení Os	42
8.	ZÁVĚR.....	44

SEZNAM OBRÁZKŮ

Obr. 1-2. Textura spl-harzburgitu z oblasti Mohelno: Vyrostlice ortopyroxenu uzavřena v matrixu. Intergranulární zrna spinelu. (vzorek # 09MO1 v procházejícím světle)	21
Obr. 3-4. Kelyfitizace granátu a mylonitická textura grt-lherzolitu pocházející z tělesa Biskoupky (vzorek # CSBS1A v procházejícím světle).	23
Obr. 5-6. Porfyroblastická textura spl- lherzolitu z tělesa Biskoupky (vzorek # CB3A)	24
Obr. 7-8. Porfyroblastická textura spl- lherzolitu z tělesa Biskoupky (vzorek # CB4C)	25
Obr. 9. Výsledky silikátové analýzy 12 vzorků (spinelové lherzolity – v diagramu označené červenou tečkou; granátické - zelenou) prezentované Medarisem et al. (2005).....	26
Obr. 10. Modální složení 5 vzorku, pro které jsou k dispozici jak data ze silikátové analýzy (prezentované Medarisem et al., 2005), tak z měření na elektronové mikrosondě.	27
Obr. 11. Normalizace obsahu prvků vzácných zemin (REE) studovaných peridotitů vůči primitivnímu plášti (PM). Složení PM podle Sun, McDonough (1989)	30
Obr. 12. Normalizace obsahu REE hornin vůči chondritickému složení (C1) - složení peridotitů vztahena k C1 chondritům. Složení C1 podle Boynton (1984).....	31
Obr. 13. Normalizace obsahu stopových prvků studovaných hornin vůči primitivnímu plášti (PM). Složení PM podle Sun, McDonough (1989).	31
Obr. 14. Normalizace obsahu Re a PGE k PUM, podle Becker et al. (2004)	31
Obr. 15. Normalizace obsahu Re a PGE k C1 chondritům (data C1 chondritu podle Horan et al.(2003); Walker et al. (2002a)).	35
Obr. 16. Negativní korelace mezi Ru/Ir a Al ₂ O ₃	36
Obr. 17. Pozitivní korelace mezi Pd/Ir a Al ₂ O ₃	36
Obr. 18. Pozitivní korelace mezi Pt/Ir a Al ₂ O ₃	36
Obr. 19. Pozitivní korelace mezi Os a Al ₂ O ₃	38
Obr. 20. Izotopický poměr ¹⁸⁷ Os/ ¹⁸⁸ Os vs Al ₂ O ₃ (hm.%)	38
Obr. 21. Izotopický poměr ¹⁸⁷ Os/ ¹⁸⁸ Os vs koncentrace Lu (ppm)	38

SEZNAM TABULEK

Tab. 1. Koncentrace Re, Os a poměr $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$ v pozemských a kosmických materiálech i minerálech (převzato ze Shirey a Walker, 1998) zpracovaných vzorků	10
Tab. 2. Seznam zpracovaných vzorků.....	16
Tab. 3. Porovnání naměřených koncentrací referenčního materiálu (standarty JP-1 a UB-N) s hodnotami * prezentovaných v online geochemickém databázi referenčních materiálu.....	17
Tab. 4. Výsledky měření slepých pokusů.....	18
Tab. 5. Výsledky měření Os standardu UMCP. Sloupec označený * obsahuje hodnoty naměřené a prezentované v Shirley a Walker (1998).....	19
Tab. 6. Koncentrace HSE ve studovaných vzorcích z těles Mohelno a Biskoupky.	33
Tab. 7. Koncentrace HSE v primitivním svrchním plášti (PUM) podle Becker et al. (2004); Koncentrace HSE v C1 chondritech podle Horan et al.(2003); Walker et al. (2002a)	33
Tab. 8. Frakcionace PGE. V tabulce jsou vyneseny poměry normalizovaných hodnot Os, Ir, Ru vůči PUM.....	32
Tab. 9. Frakcionace PGE. V tabulce jsou vyneseny poměry normalizovaných hodnot Pd a Pt vůči PUM.....	32
Tab. 10. Koncentrace Os (ppb), Re/Os poměry, $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ a γ Os (pro 330 Ma).	37

SEZNAM PŘÍLOH

PŘÍLOHA I - Silikátová analýza (podle Medaris et al., 2005)

PŘÍLOHA II - Chemismus mierálu (částečně podle Medaris et al., 2005)

PŘÍLOHA III - Koncentrace stopových prvků studovaných vzorků

PŘÍLOHA IV - Koncentrace stopových prvků v PM a C1

PŘÍLOHA V - Koncentrace vzácných zemin

1. ÚVOD

Tektonicky přemístěné (orogenní) a abysální (oceánické) plášťové horniny umožňují bližší pohled na složení a procesy probíhající ve svrchním plášti, a tak doplňují informace zprostředkované plášťovými xenolity. Oproti drobným xenolitům svrchního pláště (nejčastěji do 20 cm) ve vulkanických horninách převážně bazaltového složení, poskytují možnost vzorkovat velké oblasti (X-X0 km) výskytu hornin svrchního pláště Země, které jsou pomocí xenolitů jen řídce, nedostatečně vzorkované. To platí zejména pro oblasti oceánského dna, pasivních kontinentálních okrajů, a v pásmech oceánských hřbetů a příkopů.

Plášťové peridotity jsou hojně přítomné v podobě několika tektonostratigrafických jednotek v Českém masivu, kde tvoří tělesa různých velikostí v pozdně-paleozoickém Variském terénu, či xenolity neogenního stáří. Gfölská jednotka Moldanubika obsahuje několik samostatných těles spinelových a granátických peridotitů metamorfovaných v amfobilitové až granulitové facii.

Předkládaná práce se zabývá ultramafickými tělesy Mohelno a Biskoupky. Tato tělesa patří do skupiny tzv. „Type I“ peridotitů definované Medarisem et al. (2005), který tělesa interpretuje jako plášťové horniny suboceánské litosféry a astenosféry jejichž geneze je spjatá s původním oceánem mezi Tepelsko-Barrandienskou jednotkou a Moldanubickou zónou.

Hlavním záměrem této práce je petrografické a komplexní geochemické zpracování horninových vzorků odebraných na lokalitách Mohelno a Biskoupky s cílem zjistit (a doplnit již existující) informace o původu a geochemickém vývoji těchto, z pláště odvozených, hornin a přispět k poznání frakcionace silně siderofilních prvků a Os izotopů ve svrchním plášti.

2. OROGENNÍ A ABYSÁLNÍ PERIDOTITY, OFIOLITOVÉ KOMPLEXY

Podrobné studie orogenních peridotitů a ofiolitů (od centimetrových až ke kilometrovým měřítkům) poskytují unikátní příležitost sledovat mechanismy pohybu a distribuce tavenin ve svrchním plášti zahrnující např.:

- (a) pohyb toku taveniny v litosférických žilových systémech,
- (b) interakci jednotlivých horninových typů (Bodinier et al., 1990), nebo
- (c) extrakci tavenin z plášťového rezervoáru pomocí kanálových toků (Kelemen et al., 1995) nebo přes sjednocené roztavené pásy kilometrových měřítek, které jsou provázené termální erozí litosférického pláště (Lenoir et al., 2001).

V porovnání s plášťovými xenolity, nevýhodou některých tektonicky přemístěných plášťových hornin je, že jejich původní geodynamické vlastnosti nejsou přesně známé a tím je jejich význam často předmětem spekulace. Např. původ orogenních lherzolitových masivů (subkontinentální litosféra versus vzdušný astenosféry) je stále diskutován (Menzies a Dupuy, 1991), stejně jako původní postavení ofiolitů (středoocéánské hřbety versus subdukční formace; Nicolas, 1989). Navíc mohou být původní plášťové struktury a mineralogické složení tektonicky přemístěných hornin zahalené deformací a metamorfni rekrytalizací během exhumace a tektonického přemístění.

Nicméně, velké množství peridotitových masivů je dostatečně dobře uchované na to, aby umožnily studium strukturních vztahů mezi plášťovými litologiemi, které jsou mnohem větších rozměrů než vzorky plášťových xenolitů. Na základě studia těchto masivů je možné stanovit míru heterogenity a relativní časovou posloupnost plášťových procesů, jako například vznik magmatických žil, interakce taveniny s horninou, deformace atd. (Bodinier a Godard, 2002).

Plášťové xenolity mohou naopak naznačit heterogenity ve svrchním plášti v mnohem menším měřítku, jako například mikro-inkluzie v minerálech (Schiano a Clocchiatti, 1994) či laterální rozdíly mezi litosférickými provinciemi (O'Reilly et al., 2001).

Abysální peridotity jsou obecně silně ovlivněné oceánickými hydrotermálními alteracemi. Jejich celkové složení je velmi často silně modifikované, a minimálně v případě hlavních prvků nemůže být přímo použito k určení chemického složení pláště (Baker a Backett, 1999). Na druhou stranu, i ty nejvíce alterované vzorky obsahují čerstvé, reliktní minerály (hlavně klinopyroxeny), které poskytují jedinou přímou informaci o svrchním plášti primitivně oceánické kůry, daleko od vulkanických center horkých skvrn („Hot Spots“). In-situ analýzy stopových prvků v jednotlivých minerálech (zejména klinopyroxenu) v abysálních peridotitech poskytují informaci o procesu tavení v oblasti středo-oceánských hřbetů (Johnson et al., 1990).

2.1. Ofiolitové komplexy

Ofiolitové komplexy reprezentují úlomky staré oceánické litosféry zabudované do kontinentální nebo oceánickou kůry při tektonických procesech (zejména uzavírání oceánů v procesu deskové tektoniky). Jsou přítomné v každém větším orogenním pásmu včetně Pan-Amerického, Alpínsko-Himalajského či Cirkum-Pacifického a poskytují unikátní možnost ke studiu struktury oceánické kůry a svrchního pláště různého stáří. Z tohoto důvodu byly ofiolitové komplexy předmětem velkého množství studií v posledních 30-ti letech. Pochopit a popsat procesy rozprostření oceánické litosféry ve spojení s kontinentálním rozhraním je hlavní výzvou studia deskové tektoniky a zemské geodynamiky (Abatte et al., 1985; Yakubchuk et al., 1994; Moores et al., 2000).

V kompletně rozvinutém ofiolitovém komplexu (viz Obr. 1.) se jednotlivé horninové sekvence nacházejí v následném pořadí; odspodu nahoru: ultramafický komplex (peridotity, převážně harzburgity), gabrové těleso (často páskované), komplex mafických žil (dolerity, tzv. *sheeted-dyke complex*), mafický vulkanický komplex bazaltů tvořený na povrchu lávovými polštáři a sedimenty.

Několik kompletně rozvinutých ofiolitů bylo důkladně prostudováno, jako například tělesa Internal Ligurides (severní Itálie) a Semail (v Omanu a ve SAE), které jsou považovány za dva koncové členy co se týče hlavních litologických variací pozorované v ofiolitových plášťových sekvencích:

- jemně refraktorní plášťové horniny s dominancí lherzolitu v Internal Ligurides
- silně refraktorní plášťové sekvence s převahou harzburgitu v Semail ofiolitu.

2.2. Oceánické peridotity

Oceánické, v užším slova smyslu abysální peridotity, byly poprvé přímo zkoumány během ranního rozvoje oceánické geologie hlavně od 60. letech 20.století. Jejich studium poskytlo první přímé informace popisující nejsvrchnější část pláště za současných geologických poměrů (Fischer a Engel, 1969), i když plášťové horniny exponované na povrchu oceánického dna se vyskytují jen omezeně. Jejich hojnější výskyt se omezuje na tektonicky narušené oblasti, jako oceánské hřbety, zlomové zóny, průkopy, serpentinitové dómy a pasivní kontinentální okraje.

Informace o abysálních peridotitech je proto omezena na tyto tektonicky narušené oblasti, a tak míra v jaké reprezentují kompozici "normálního" oceánického pláště byla často zpochybněna (např. Nicolas a Boudier, 2003). Hlavní tektonická okna umožňující expozici plášťových hornin mořského dna nacházíme v pásmech pomalu se rozšiřujících (~ 3cm za rok) středo-oceánských hřbetů. Abysální peridotity pocházející z místa rychle se rozšiřujících (> 10cm za rok) oceánských hřbetů jsou velmi vzácné. Všechny abysální peridotity jsou serpentinizované, obecně ve velkém rozsahu (např. Snow a Dick, 1995). Serpentinitovými protolity jsou hlavně harzburgity, méně často lherzolity. Dunity, wehrlity a pyroxenity jsou podřadné horninové typy. Abysální peridotity jsou nejčastěji horniny s hrubozrnnou, porfyroklastickou texturou postrádající plagioklas (např. Michael a Bonatti, 1985; Johnson et al., 1990).

Je-li plagioklas přítomen ($> 2\%$), tento minerál je obecně považován za výsledek krystalizace z infiltrované taveniny nebo z parciálního tavení (např. Constantin et al., 1995).

Částečně na základě ofiolitových záznamů, byla míra do které jsou abysální peridotity refraktorní provizorně vztažena k rychlosti rozprostření hřbetu (např. Boudier a Nicolas, 1985). Zdá se, že slabě refraktorní peridotity které prodělaly nízké stupně parciálního tavení ($<10\%$; lherzolity a cpx-harzburgity) jsou spjaty s pomalu se rozpínajícími hřbety.

Na druhou stranu, silně ochuzené peridotity (harzburgity), které prošly procesem vysokého stupně parciálního tavení (typicky více než 20%) se vyskytují na středo-oceánských hřbetech vyznačující se velkou rychlostí rozpínání. Nicméně ne všechna přístupná data o abysálních peridotitech je v souladu s tímto schématem.

2.3. Orogenní peridotitové masivy

S malým počtem výjimek, jsou orogenní peridotitové masivy charakterizované převažujícím zastoupením lherzolitů, ekvilibrované v granátové-, spinelové- či plagioklasové facii definované podle O'Hara (1967a). Orogeenní peridotity se různí v rozměrech od malých bloků (1-10 m) ležících v metamorfovaných sedimentech (například některé Pyrenejské lherzolity) až k rozsáhlým ultramafickým formacím (až 300 km^2) tvořící hlavní těleso deformovaných tektonických jednotek (například masiv Ronda, jižní Španělsko – Tubia a Cuevas, 1986), přitom naprostá většina lherzolitových masivů leží (co se týče rozměru) přibližně v průměru mezi těmito extrémy. Orogeenní peridotitové masivy se obecně odlišují od ofiolitových komplexů v tom, že nevykazují přímou spojitost s oceánskými horninami. Jsou naopak obecně spojené s platformními sedimenty nebo kontinentálními horninami dokládající extrémní podmínky metamorfózy: od vysokých teplot při středním či nízkém tlaku, až do vysokých až ultra vysokých tlaků doprovázené různými teplotními podmínkami.

Lherzolity orogenních masivů obsahují většinou více než 10% klinopyroxenu a proto se označují jako „fertilní“ peridotity, tj. peridotity jejichž tavením může dojít k oddělení taveniny bazaltového složení. Vedlejší horninové typy jsou zastoupeny refraktorními (klinopyroxenem chudé) lherzolity, harzburgity a/nebo dunity a mafickými polohami (od několika centimetrů až k několika metrům silné vrstvy) složené z mafických granulitů, granát, spinel a/nebo plagioklas bohatých klinopyroxenitů a websteritů. Refraktorní peridotity mohou být objemově výrazné (až $30-40\%$), přitom mafické polohy obecně nedosahují ani 5% .

Předpokládá se, že každé lherzolitové těleso bylo deformováno při vysokých teplotách ($\geq 1000 \text{ }^\circ\text{C}$), tak jak to indikují izoklinální formace mafických vrstev a systematicky orientované krystaly olivínu (např. Avé Lallemant, 1967; Nicolas 1986a). Ovšem metasomatické procesy mohou částečně tyto stopy deformace zahájit.

Orogenní peridotity jsou často postižené serpentinizací během, nebo po jejich exhumaci.

Míra jejich serpentinizace je přitom extrémně variabilní (od slabé až ke kompletní).

Na základě převládajících petrologických facií a absolvované P-T dráze před samotnou exhumací mohou být orogenní peridotitové masivy rozděleny do třech hlavních skupin:

- *Vysoko- až ultra vysokotlaké (HP/UHP) masivy*, které ekvilibrovaly za vysokých- až ultra vysokých tlaků ve stabilní fázi granátických peridotitů.
- *Intermediální (IP) masivy*, nejčastěji ekvilibrované za středně vysokých teplot, při poměrech stability spinelových peridotitů, i když můžou také obsahovat vedlejší fáze dokládající vyšší či nižší tlakové poměry.
- *Nízkotlaké (LP) masivy*, charakteristické exhumací při velmi nízkém stupni a vyskytující se v tektonické denudaci serpentinizovaného peridotitu na povrchu oceánických plošin. Nízkotlaké masivy často prodělaly téměř kompletní rekrystalizaci v zóně stability plagioklasových peridotitů.

2.3.1. Vysoko- až ultra vysokotlaké (HP/UHP) orogenní masivy

Do tohoto typu se zahrnují vysokotlaké (HP) až ultra vysokotlaké (UHP) ultramafická tělesa zastoupená převládajícím granátickým peridotitem. Tyto horniny se staly poslední dobou předmětem zvýšeného zájmu. Staly se atraktivním zdrojem informací o plášťových procesech a mechanismech probíhajících v relativně vysokých hloubkách (Green et al, 1997; Liou, 1999; Brueckner a Medaris, 2000; Roermund et al., 2001). Jejich význam a původ je nicméně pořád předmětem diskuze, někteří autoři předpokládají původ ze subdukovaného materiálu, jiní ze staré litosféry vázané na štítové oblasti nebo z hluboko položených astenosferických diapirů (Bodinier a Godard, 2002).

Brueckner a Medaris (2000) studovali hlavní výskyty orogenních granátických peridotitů a poukazovali na jejich diverzitu a to i v rámci jednotlivých HP/UHP terénů. Na základě vyhodnocení pozorovaných rozdílů, které spojili s různými typy výchozího prostředí a odlišným vývojem během tektonických cyklů, tyto dva autoři navrhovali následující klasifikaci HP/UHP orogenních peridotitů: (a) plášťové a (b) korové. Korové peridotity byly původně vrstvené ultramafické kumuláty, které se během subdukce dostaly do kontaktu s kontinentálními horninami, došlo k míšení tavenin a tím i nárůstu obsahu granátu v těchto peridotitech. Tyto horniny nepředstavují „pravé“ plášťové horniny jako takové a nebudou předmětem dalšího diskuzí. „Plášťové“ granátické peridotity reprezentují plášťové horniny exhumované na povrch podél aktivních kontinentálních okrajů.

Takové peridotity lze zařadit do tří skupin (modifikované podle Brueckner a Medaris, 2000):

(1) „*Prográdní*“ a *HP-HT* typy - obsahující granátické peridotity derivované z nadsubdukčního plášťového klínu, které byly vyzdviženy k povrchu lehčími kontinentálními horninami silně vytlačenými z pláště během kontinentální kolize. K umístění prográdních peridotitů do kontinentální desky došlo v mělké až střední hloubce (20-50 km) a své granátické složení získaly během prográdní metamorfózy. HP-HT peridotity se od plášťových tavenin oddělily ve vyšších hloubkách (>50 km) v zóně stability granátických peridotitů.

Reprezentativní příklady HP-HT peridotitů najdeme v oblasti Českého masivu, Schwarzwaldu a Vogežách (Kalt et al., 1995; Medaris et al., 1995,1998), a pravděpodobně také v centrálních Alpách reprezentované tělesem Alpe Arami (Green et al., 1997). Ostatní granátické peridotity v centrálních Alpách jsou považované za deriváty plášťových protolitů serpentinizované ve velice mělkých hloubkách.

Tyto horniny potom měly být uloženy do hloubek odpovídající stabilitě granátu, a absolvovat typický prográdní vývoj.

(2) „*Reliktní*“ orogenní granátické peridotity reprezentují starou (štitovou), granátem obohacenou subkontinentální litosféru postrádající známky subdukce. Mechanika jejich výstupu není zcela jasná. Jednou z možností je spojení s intarkratonickým zlomem – nacházející se mimo saturační zóny (tj. za subdukci – Brueckner, 1998; Brueckner a Medaris, 2000).

To by znamenalo mísení litosférických peridotitů s kontinentálními horninami, které se do plášťových hloubek vmístily podél zlomu. Typickým příkladem „reliktního“ typu orogenních peridotitů se považuje Mg-Cr granátický peridotit Norská Kaledonie (Carswell et al., 1983; Brueckner a Medaris, 1998, 2000).

(3) *Vysokoteplotní (UHT)* orogenní granátické peridotity nejprve ekvilibrovaly při teplotě ≥ 1200 °C ve spinelové facii, a až poté došlo k jejich rekrystalizaci v granátové facii. Uvažuje se o tom, že tyto peridotity se do facie granátu dostaly díky subdukčním mechanismům. Potom by jejich výstup byl indikované litosférickou delaminací (Van der Wal a Vissers, 1983; Davies et al., 1993; Maruyama et al., 1996; Medaris et al., 1998). Těleso Mohelenského peridotitu v Českém masivu představuje příklad „UHT“ peridotitů (Medaris et al., 1995, 1998).

2.3.2. Intermediální (IP) středně-tlaké orogenní peridotity

Středně-tlaké orogenní peridotity jsou reprezentované několika masivy, které dominantně ekvilibrovaly ve facii spinelových (\pm amfibol, \pm flogopit) peridotitů (O'Hara, 1967a; Obata, 1980). Tyto masivy byly obecně zařazené do skupiny granátických-plagioklasových peridotitů v geochemických studiích z následujících důvodů (Bodinier a Godard, 2003):

- jejich původ (subkontinentální plášť) je méně diskutabilní než u ostatních orogenních typů,
- často vykazují dobře zachovalé plášťové struktury, textury, minerální složení oproti ostatním orogenním peridotitům, jejichž vlastnosti jsou obecně zahalené metamorfní rekrystalizací ve facii granátických nebo plagioklasových peridotitů.

2.3.3. Nízkotlaké (LP) orogenní peridotity

U této skupiny peridotitových masivů dominují „fertilní“ Iherzolity vyzdvižené v raném stádiu vytváření kontinentálního riftu a svým chemismem reprezentující typický ochuzený plášť. Nacházejí se na dně oceánu podél pasivních kontinentálních okrajů. Tento typ je obzvlášť dobře exponovaný v Alpách, kde je reprezentován několika rozsáhlými (~ 100 km² i více) tělesy podél alpského a severního appeninského horského oblouku. Obecně tyto masivy sledují zónu interakce mezi alpínskou a evropskou deskou.

2.4. Procesy ochuzení a obohacení peridotitů: interakce svrchní pláště - tavenina

2.4.1. Procesy a faktory ovlivňující chemismus tavenin

V oblasti zemského pláště probíhají různé procesy vedoucí ke změně chemického složení horninového materiálu. Některé vedou k obohacení reliktní horniny o určité prvky, jiné je naopak ochuzují. V plášti probíhá recyklace horninového materiálu díky konvekčnímu proudění a pohybu litosférických desek - především jejich kolizí a subdukci. Tyto procesy jsou ve svrchním plášti doprovázeny *parciálním tavením a metasomatózou*, ovlivňující celkový chemismus nejen svrchního pláště, ale i derivovaných magmat.

Parciální tavení je hlavním procesem ochuzení pláště. Tento proces je naprosto zásadní pro vznik a vývoj kontinentální kůry. Stupeň a typ parciálního tavení velmi výrazně ovlivňuje výsledný chemismus magmatu. Rozlišují se 2 různé typy parciálního tavení:

(1) dávkové (batch) parciální tavení kdy je tavenina v rovnováze a v neustálém kontaktu s reziduem, přičemž jde o vratný proces a (2) frakční tavení – kdy je tavenina okamžitě oddělena od rezidua, mění se zdrojový materiál a proces je nevratný.

Hlavními faktory ovlivňující chemismus tavenin jsou:

- Tlak (P): při vyšším tlaku – méně Si_2O , více Na_2O – více alkalická magmata
- Obsah CO_2 : má stejný vliv jako tlak
- Obsah vody: má opačný efekt než tlak
- Kompatibilita (Mg, Ni, HREE) / nekompatibilita (LREE, LILE, Na, K) jednotlivých prvků
- Stupeň parciálního tavení (F): při vyšším stupni F stoupá obsah Mg (kompatibilní prvek) a klesá obsah alkálií (Na, K se chovají nekompatibilně)

Metasomatóza představuje soubor procesů vedoucí k obohacení svrchního pláště o určité (nejčastěji nekompatibilní prvky). Tímto způsobem následně prakticky určuje chemismus derivovaných magmat. Rozlišují se dva hlavní typy se metasomatózy: modální vs. kryptická.

- Modální – je charakterizován krystalizací nových minerálů (amfibol, flogopit, apatit, sekundární klinopyroxen aj.), vysokým podílem tavenina /hornina, a často vyvolává kompletní rekrystalizaci peridotitového tělesa.
- Kryptická naopak nezpůsobuje žádné změny v mineralogii, je charakterizován nízkým poměrem tavenina/hornina, způsobuje prosakování tavenin spojené s chromatografickou frakcionací.

Metasomatóza fluidy je typická pro subdukční oblasti. Jde často o modální metasomatózu (doprovázen vznikem amfibolu a flogopitu). Vyvolává silné obohacení LILE (hlavně Sr a Pb) a významné změny izotopu Sr-Nd-Pb-Os.

2.4.2. Efekt parciálního tavení a metasomatózy na složení peridotitů

Navzdory variabilnímu původu jednotlivých typů peridotitů (subkontinentální litosféra, nad-subdukční plášťový klín, oceánická litosféra), většina tektonicky vmístěných a abysálních peridotitů vykazuje koherentní trend ve vývoji chemizmu hlavních prvků. Jejich variabilní modální složení je reprezentována rozdílem mezi „fertilním“ koncovým členem – odhadem blízké složení tzv. primitivního pláště (Ringwood, 1975; Jagoutz et al., 1979; McDonough a Sun, 1995), a refraktorním (ochuzeným) koncovým členem. „Fertilní“ složení je dominantní v orogenních lherzolitových masivech (max. 55-60 % modální složení olivínu a 3,0-3,5 % Al_2O_3), zatímco refraktorní složení převládají v ofiolitových komplexech a abysálních peridotitech (nejvýše kolem 70-80 % olivínu a 0,5-1,5 % Al_2O_3) (Bodinier a Godard, 2002).

Jak u individuálních peridotitových těles (např. Frey et al., 1985), tak u plášťových xenolitů, data ukazují na negativní korelaci mezi obsahy MgO a Al_2O_3 , Na_2O , K_2O a naopak pozitivní korelaci mezi CaO a Al_2O_3 (Bodinier a Godard, 2002). Obsah SiO_2 klesá jen mírně ve směru od „fertilního“ složení k mírně refraktorním peridotitům (harzburgity s ~ 1% Al_2O_3), a výrazněji od harzburgitů k dunitům (~ 0,5 % Al_2O_3). Naopak obsah FeO klesá rovnoměrně a jen velice mírně od fertilního k refraktornímu složení (Bodinier a Godard, 2002). Navíc jsou spolu s tím pozorovatelné menší mineralogické heterogenity. Například heterogenní distribuce spinelu v hrubozrnných peridotitech může ovlivnit jejich chemické složení, zvláště co se týče obsahu Cr_2O_3 v refraktorních peridotitech: v případě menších vzorků se může objevit tzv. „nugget efekt“ (Bodinier et al., 1990).

Sekundární alterační procesy mohou rovněž způsobit odchylky ve složení, převážně pak silné ochuzení CaO a Na_2O (vztažené k obsahu Al_2O_3) v některých abysálních peridotitech. Serpentinizované orogenní a ofiolitické peridotity mohou být také silně ochuzené o CaO a Na_2O (Bodinier a Godard, 2002).

Všechny tyto trendy jsou v drtivé většině připisovány procesu parciálního tavení (např. Downes, 2001), což bylo potvrzeno až na drobné výjimky i experimentálními pracemi (Niu, 1997). Na druhou stranu, např. Elthon (1992) poukázal na to, že lineární negativní korelace mezi Na_2O a MgO nemůže být důsledkem parciálního tavení a Van Acken et al. (2008) poukazuje na možnost vzniku této korelace procesem obohacení pláště taveninami bazaltového složení.

Obohacení FeO bylo zaznamenáno v abysálních peridotitech, ofiolitových komplexech a některých dunitech (např. Ackerman et al. 2009; Ionov et al., 2005) z nízkotlakých (LP) orogenních lherzolitů (Bodinier, 1988; Godard et al. 2002). Selektivní obohacení o FeO je často spojené s texturními a mineralogickými důkazy poukazujícími na procesy znovuobohacení (tzv. „refertilizace“) a modální metasomatózy, a je proto považováno za důsledek interakce tavenina-hornina ve svrchním plášti. Podobně ochuzení o NiO ($\pm \text{Cr}_2\text{O}_3$) peridotitů ofiolitových komplexů nebo Cr_2O_3 v metasomatizovaných IP orogenních peridotitech jsou obecně považované za primární důkazy interakce taveniny a peridotitu (Bodinier a Godard, 2002).

3. GEOCHEMIE RE-OS HORNIN SVRCHNÍHO PLÁŠTĚ

Radiogenní systém Re-Os je unikátní, poměrně nově používaný systém, který se v současné době aplikuje na široký okruh geologických a geochemických otázek. Tato práce se soustřeďuje na využití tohoto systému v kombinaci s geochemií silně siderofilních prvků (HSE – Ir, Ru, Pt, Pd) na lokalitě Mohelno a Biskoupky k pochopení a vysvětlení vývoje a složení hornin svrchního pláště a procesů vedoucích k jejich přemístění na zemský povrch.

3.1. Obecná charakteristika Re-Os systému

Izotopický systém Re-Os je založen na radioaktivním (β -) rozpadu ^{187}Re na stabilní ^{187}Os s poměrně dlouhým poločasem rozpadu $4,23 \cdot 10^{10}$ let, což odpovídá rozpadové konstantě $1,64 \cdot 10^{-11} \text{ let}^{-1}$ (Linder et al., 1989). Obě prvky náleží do skupiny přechodných kovů (skupina VIIA a VIIIA periodické tabulky). Důvodem zvýšeného zájmu o Re-Os systém je jejich vysoce siderofilní ale zároveň i chalkofilní charakter: oba prvky náleží do skupiny HSE, což znamená, že přednostně vstupují do sulfidických fází a slitin kovů (distribuční koeficienty K_D pro sulfidy/silikáty a slitiny kovu/silikáty je většinou vyšší než 10^4). A právě proto Re-Os systém poskytuje unikátní možnost studovat geochemické vlastnosti a datovat minerály/horniny (sulfidy, meteority, anoxické břidlice apod.), které jiné radiogenní izotopové systémy (např. Rb-Sr, Sm-Nd, U-Th-Pb) se srovnatelně dlouhým poločasem rozpadu neumožňují (Shirey a Walker, 1998). Kromě toho je díky rozdílné kompatibilitě Re a Os při procesech parciálního tavení, možné detailně studovat a datovat procesy ve svrchním plášti (např. Reisberg et al., 1995; Meisel, 1996; van Acken et al., 2008).

Rhenium má dva přírodní izotopy: ^{187}Re (zastoupení 37,398 %) a ^{185}Re (62,602 %) a je často přítomno v rozptýlené formě v sulfidech (zejména molybdenit) a minerálech prvků vzácných zemin. Osmium patří do skupiny platinových kovů (PGE), má siderofilní povahu a často tvoří přírodní slitiny s iridiem a dalšími platinoidy (více detailů např. v Cabri et al., 2005). V přírodě má 7 stabilních izotopů: ^{184}Os (0,0177 %), ^{186}Os (1,593 %), ^{187}Os (1,513 %), ^{188}Os (13,29 %), ^{189}Os (16,22 %), ^{190}Os (26,38 %) a ^{192}Os (40,98 %), z nichž izotopy ^{186}Os a ^{187}Os jsou produkty radioaktivního rozpadu (izotop ^{186}Os vzniká rozpadem ^{190}Pt).

Rhenium má oxidační stavy od -1 do +7, ale v přírodě převládá +4 a +7 (Morgan 1997b). Osmium má oxidační stavy od 0 do +8, ale v přírodě převládá 0, +3 a +4 (Morgan 1997a).

Pomalý rozpad Re na Os a jejich siderofilní, resp. chalkofilní chování činí tuto metodu vhodnou: pro určování stáří metalických fází meteoritů, stáří ložisek sulfidů, pro studium v oblasti kosmo-geochemie, chemického vývoje zemského pláště a původu ložisek sulfidů a vzácných kovů (Shirey a Walker, 1998).

3.2. Průměrné chondritické složení

Dřívější studie definovaly poměr $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ v chondritických meteoritech na 0,12700 (Luck a Allegre, 1983; Walker a Moragan, 1989). Pozdější studie však ukázaly, že C1-chondrity jsou v průměru o 1% méně radiogenní, zatímco obyčejné a enstatitem bohaté o 2% více radiogenní.

Průměrná hodnota poměru $^{187}\text{Re}/^{187}\text{Os}$ v chondritech ($^{187}\text{Re}/^{187}\text{Os}_{\text{chon}}$) je 0,40186 (Shirey a Walker, 1998). Navzdory vysoce siderofilní povaze Re a Os, zemský plášť obsahuje pouze množství odpovídající cca. 0,5% obsahu chondritického složení. Pravděpodobným důvodem ochuzení je silně kompatibilní chování Os, a naopak mírná inkompatibilita Re během parciálního tavení pláště. Díky tomu je korový materiál v porovnání s plášťovým extrémně ochuzený o Os a mírně obohacen o Re.

Esser a Turekian (1993) stanovili kontinentální krustální průměr $^{187}\text{Re}/^{187}\text{Os}$ na cca. 50. Typické koncentrace Re a Os a $^{187}\text{Re}/^{187}\text{Os}$ v různých pozemských a kosmických materiálech jsou ovšem velmi variabilní (Shirey a Walker, 1998).

Vzhledem k výrazné separaci Re a Os během parciálního tavení svrchního pláště, došlo v kůře k obohacení radiogenním ^{187}Os (vznikající rozpadem Re). Proto jsou Os a jeho izotopy důležitým petrogenetickým indikátorem (Carlson, 2005).

	Re (ng/g) ^a	Os (ng/g)	$^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$
O,C,E^b chondrites	42.3–96.96	417.9–1048	0.3731–0.4779 ^c
Mantle			
Fertile^{b,e}	0.25–0.30	2.8–3.4	0.401
Depleted^f	0.051–0.135	0.8–9	0.06–1
Komatiite^g	0.5–1.5	0.5–6	1–6
MORB^g	0.5–2	0.001–0.05	100–5,000
OIB^g	0.1–1	0.01–0.5	20–3,000
Average continental crust	<1	<0.05	~50
Pelagic sedimentⁱ	0.076–1.49		
Black shale^j	517	2.46 ^k	18,780
Minerals			
Chromite^l	0.22–0.64	13–67	0.02–0.2
Molybdenite^m	0.7–160 ppm	Radiogenic	Very high
Sulfideⁿ			
E-type	52–357	4.7–122	5.2–104
P-type	300–2,551	6,000–10,000	0.24–2.0
^b Meisel et al (1996)			
^c Morgan (1986)			
^h Esser & Turekian (1993)			

Tab. 1. Koncentrace Re, Os a poměr $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$ v pozemských a kosmických materiálech i minerálech (převzato ze Shirey a Walker, 1998)

Zvolený způsob jakým se obsah ^{187}Os stanovalo v minulosti se postupně vyvíjel. Dřívější studie (např. Herr et al. 1961 ale i novější) uvádí poměr $^{187}\text{Os}/^{186}\text{Os}$ (tj. normalizaci ^{186}Os). Protože chondrity a průměrné složení svrchního pláště vykazují hodnoty tohoto poměru blízko 1, použití tohoto poměru se stalo konvenčním, a to navzdory tomu, že na hmotovém spektrometru se obecně měřil poměr $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ (mnohem vyšší zastoupení ^{188}Os v přírodě). Následně se naměřené poměry přepočítávaly za předpokladu konstantního $^{187}\text{Os}/^{186}\text{Os}$ poměru (často citované jako 0,1203). Se vzrůstající přesností a počtem analýz provedených na železných meteoritech a rudách se projevila výrazná variabilita obsahu ^{186}Os v přírodě (Walker et al., 1997), což je samozřejmě dáno tím že vzniká rozpadem izotopu ^{190}Pt a proto se v současné době uvádí poměry $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$.

3.3. Izotopová geochemie Re-Os a geochemie HSE ultramafických hornin

Aplikace izotopického systému Re-Os a studia platinových kovů (PGE) může nápomoci při vysvětlení geochemických procesů, kde ostatní izotopické systémy nelze aplikovat, protože jejich geochemie je kontrolována silikátovými fázemi (Sr, Nd, Pb atd.). Systém Re-Os je unikátní i z důvodu kompatibilního chování dceřiného izotopu (Os při parciálním tavení přednostně zůstává v reziduu), protože u všech ostatních systému platí, že, jak mateřský, tak dceřiný izotop se chová nekompatibilně. Výsledkem je, že Re-Os systém je velmi užitečným pro studium geochemického vývoje plášťových hornin a diferenciaci pláště (Carlson, 2005; Shirey a Walker, 1998).

Na základě distribuce HSE prvků (Re a PGE včetně Os) v zemském plášti se dají definovat určitá omezení při modelování raného vývoje Země. Dlouho se domnívalo, že relativní koncentrace HSE prvků by měla odrážet složení chondritických meteoritů – ty jsou považované za reprezentativní primární materiál ze kterého Země vznikla. Je ovšem obtížné vysvětlit ne vždy chondritické složení několika různých, z pláště odvozených materiálů pouze standardními modely Zemské akrece. Jejich vývoj byl nejdříve považován za výsledek smíšení primitivního materiálu buď s nechondritickým mimozemským materiálem, diferenciováním korovým materiálem, nebo materiálem vnějšího jádra (Alard et al., 2000).

Alard et al. (2000) uvádí (na základě *in-situ* analýz sulfidů plášťových hornin provedené laserovou ablací – LA-ICP-MS), že nechondritická distribuce HSE prvků v těchto materiálech přímo odráží procesy probíhající se ve svrchním plášti – co jsou parciální tavení a obohacení sulfidy během metasomatózy – a není důsledkem přimíchání materiálu vnějšího jádra nebo mimozemského materiálu.

Přístupná data o izotopových poměrech $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ ve svrchním plášti obecně souhlasí s chondritickými Re/Os poměry, naznačující že poměry mateřních/dceřiných izotopů (Re/Os) ve svrchním plášti byly dlouho chondritické (či nižší), a supra-chondritické HSE poměry jsou pravděpodobně důsledky „mladších“ procesů (Alard et al., 2000).

Analýzy minerálů z plášťových peridotitů jasně ukazují, že PGE prvky (včetně Os) se soustřeďují ve stopovém množství v sulfidech peridotitů (Mitchell a Keays, 1981; Hart a Ravizza, 1991; Handler a Bennett, 1999; Burton et al., 2000; Lorand a Alard, 2001; Luguet et al., 2001, 2003, 2004). Přestože se

někteří autoři domnívají, že hlavní silikátové minerály a spinely obsahují 6 až 50% celkové množství PGE (Morgan and Beadecker, 1983; Garuti et al., 1984; Luguet et al., 2004), tento odhad je velmi pravděpodobně velmi nadhodnocený a je téměř jisté že drtivá většina HSE se vyskytuje v sulfidech a slitinách kovů.

Během frakční krystalizace metalických fází Re a Os se oddělují od sebe i od ostatních HSE prvků (Pernička a Wasson, 1987; Morgan et al., 1997). Re i Os je preferenčně extrahováno z taveniny do metalických fází (Shirey a Walker, 1997), přičemž Os se chová více kompatibilně než Re a proto precipitace kovů má za následek pokles Re/Os poměru ve zbytkové tavenině.

Výsledky současných studií naznačují, že obohacení litosférických peridotitů o Re, radiogenní Os, a případně i jinými PGE prvky během interakce se silikátovými taveninami či fluidy je častější než se to předtím předpokládalo.

Becker et al. (2001) zkoumali chování Re-Os ve vysokoteplotních granátových- a spinelových-peridotitech Českého masivu při metasomatických procesech, tzv. "prosakování" taveniny. Cílem studie bylo objasnit jak interakce tavenina/peridotit a metasomatóza ovlivňují izotopovou geochemii Re-Os. Tavenina (která s peridotity interagovala v odlišném rozsahu) se vyznačovala velice odlišnými koncentracemi radiogenních izotopů Os, Sr a Nd, než je typické pro peridotity obecně. Tyto izotopy jsou (ve spojení s koncentracemi hlavních a stopových prvků) výbornými indikátory vývoje Re-Os systému ovlivněného procesem parciálního tavení. Výsledky indikují odlišné chování Re a Os během interakce tavenina/peridotit v závislosti na rozsahu interakce (velikosti poměru tavenina/hornina). Následky interakce na složení $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ při nízkém poměru tavenina/hornina jsou nevýrazné i když jen těžko odhadnutelné.

Naopak ve zkoumaných dunitech, vykazující vyšší poměry tavenina/hornina, bylo pozorováno částečné nahrazení původního primárního Os radiogenním „přidaném“ Os pocházející z taveniny. Stejný proces přenesl velké množství původního Os a Cr do Mg-bohaté taveniny a jejích pyroxenitových kumulátů. Narušený Re-Os systém pak naznačoval nízké až sub-recentní modelové stáří studovaných dunitů a ortopyroxenitů. Výsledky této i předchozích studií dokumentují, že („tektonicky přidané“) radiogenní Os může výrazně změnit izotopické složení Os kontinentálního litosférického pláště zejména v oblastech původního konvergentního rozhraní (Becker et al., 2001).

4. GEOLOGIE STUDOVANÉ OBLASTI

Studované lokality Mohelno a Biskoupky se nacházejí v jihovýchodní části Moldanubické zóny Českého masivu, který reprezentuje nejvýchodnější a největší jednotku Variského orogenního pásu. Český masiv se konsolidoval v pozdním Paleozoiku během kolize Gondwany, Laurusie a blízkých mikrokontinentů (např. Franke, 2000). Samotná Moldanubická zóna se vyznačuje inverzní vnitřní metamorfní stavbou, vysokou intenzitou metamorfózy a přítomností HP-HT hornin, které se odlišují od podobných hornin v jiných oblastech většími teplotami i tlaky ekvibrace. Lokalita Mohelno leží ve vysokotlaké zóně - tzv. Gföhlské jednotce (Kachlák, 2002).

Oblast Moldanubická (moldanubikum) je nejvýchodnější součástí moldanubické zóny variských internid. Představuje nejvýše metamorfovanou, kořenovou zónu variského orogénu s bivergentní příkrovovou stavbou (Kachlák, 2002). Je to velmi heterogenní a polymetamorfní jednotka, kterou budují silně přeměněné horniny prakambrického a proterozoického stáří a které jsou prostoupeny intruzivními tělesy hlubinných granitoidních hornin (Kachlák, 2002).

Suprakrustální horniny zde byly intenzivně metamorfovány v podmínkách vyšší amfibolitové až granulitové facie (800 – 1000 °C, 15 – 20 kbar, Carswell a O'Brien, 1993). Při procesech stlačení se korové horniny v blízkosti suturních zón dostaly do kontaktu s HP-HT plášťovými horninami (peridotity) a eklogity, které vznikaly tavením plášťových hornin za vysokých tlaků nebo metamorfní přeměnou oceánských bazaltů při subdukci oceánské kůry v oblasti předpokládaného styku tepelsko-barrandienské a moravsko-slezské oblasti (Kachlák, 2002).

V průběhu exhumace byly horniny Moldanubika intenzivně migmatitizovány a došlo k intruzi velkého množství granitoidů různých chemismů (viz. např. Finger et al., 1997). Moldanubikum má ke všem okolním jednotkám (tj. tepelsko-barrandienské, sasko-durynské i moravsko-slezské) tektonické omezení, což je výsledkem variských kolizních procesů a postorogenní extenze během gravitačního kolapsu variského orogénu.

Moldanubikum se v dnešním tektono-stratigrafickém pojetí rozděluje na tři litostratigrafické jednotky:

- (1) ostogonskou (monotónní) - jednotvárná skupina tvořena především Bi-Plg-pararulyami,
- (2) drosendorfskou (pestrá) - pararuly s četnými vložkami amfibolitu, kvarcitu, mramoru atd. a
- (3) gföhlskou - původně nejhlouběji zanořená a nejvýše matamorfovaná skupina.

Z hlediska hornin svrchního pláště, nejzajímavější Gföhlská jednotka představuje nejvyšší tektonickou jednotku Moldanubika. Horniny této jednotky jsou nasunuty na poněkud níže metamorfované parautochtonní suprakrustální komplexy drosendorfské a ostronské skupiny, a v důsledku příkrovových pohybů zde vznikla typická inverzní metamorfní zonálnost (Kachlák, 2002).

4.1. Ultramafické horniny Gföhlské jednotky

Gföhlská jednotka se vyznačuje velkou litologickou heterogenitou a přítomností těles HP-HT plášťových hornin (granátické a spinelové peridotity), eklogitů a skarnů které jsou uzavírány jako budiny nebo větší tělesa uvnitř různých typů korových hornin – migmatitů, migmatitických rul, ortorul a granulitů, které jsou převažujícími horninovými typy této jednotky. Granulitové komplexy s hojnými ultrabazity jsou rozšířeny zejména v jižních Čechách a moravské části moldanubika (Obr. 1.), kde má Gföhlská jednotka největší plošné rozšíření (např. lokality Plešovice, Horní Bory, Mohelno, Nové Dvory atd.). Přes značnou heterogenitu Gföhlské jednotky, lze na základě přítomnosti vysokotlakých a plášťových hornin a pozice jednotky převážně na periférii Moldanubika, předpokládat, že tato jednotka reprezentuje tektonickou melanž vysunutou z předpokládané moldanubické sutury mezi tepelsko-barandienskou oblastí a moldanubikem (Matte, 1986). Mladší stavba této jednotky ve východní části moldanubika je již spjata s nasouvaním moldanubika jako celku na brunovistulikum během spodního karbonu (Kachlák, 2002).

4.2. Peridotity Gföhlské jednotky

Gföhlská jednotka je po studium peridotitových hornin unikátním terénem mezi vysokotlakými kolizními zónami. To je dáno vysokou variabilitou peridotitů - na základě stanoveného chemismu (hlavní a stopové prvky, Sr-Nd izotopy), P-T podmínek a rychlosti chladnutí, byla zjištěna přítomnost tří odlišných typu peridotitů v české části Gföhlské jednotky:

- *1.typ (Type I)* peridotitů zahrnuje spinelové a granátické peridotity vytvářející budiny a tělesa v granulitech a postrádající vrstvy granátických pyroxenitů či eklogitů (např. Mohelno, Biskoupky). Horniny vykazují silné chemické ochuzení, co se týče hlavních prvků a prvků vzácných zemin (REE), radiogenní poměry Nd izotopů blíží se ochuzenému oceánickému plášti. Termo-barometrie indikuje podmínky nízkého P-T režimu a velice rychlého chladnutí. Peridotity pravděpodobně představující útržky oceánické ochuzené litosféry a astenosféry (Medaris et al., 2005).
- *2.typ (Type II)* se vyskytuje na typové lokalitě Horní Bory, kde tvoří budiny v granulitu. Chemickým složením se dá rozdělit na dva různé podtypy: (a) Mg-lherzolit a (b) Fe-dunit-wehrlit. Mg-lherzolit představuje reliktní subkontinentální litosféry, zatímco Fe-dunit/wehrlit se zásadně liší relativně vysokým obsahem FeO, modálním složením a hojným výskytem granáticko-pyroxenitových vrstev. Fe-dunit/wehrlit pravděpodobně vznikl interakcí mezi lherzolity a bazaltovými taveninami spjatými se subdukčními procesy (Ackerman et al., 2009).
- *3.typ (Type III)* je složen z granátického peridotitu, ale obsahuje i vrstvy granátových pyroxenitů a eklogitů. Vyskytuje se jak v granulitech tak pararulách Gföhlské jednotky a vyazuje široký rozsah ochuzení až obohacení lehkými vzácnými zeminami (LREE), indikuje podmínky středního P-T režimu a pomalejší chladnutí než např. typ I.

Diverzita peridotitů Gföhlské jednotky je připsána derivaci jednotlivých typů z různých plášťových zdrojů nacházející se pod Bohemikem a Moldanubikem v době jejich kolize ve spodním karbonu.

4.3. Ultramafické těleso Mohelno-Biskoupky – Typ I – HT peridotity

Peridotitová tělesa Mohelno a Biskoupky jsou součástí jednotky a nacházejí se v oblasti výskytu již zmíněného prvního typu (Type I) plášťových peridotitů. Peridotit Mohelno je ultramafické těleso středních rozměrů (cca. 2 km x 4 km) uložené ve gřohlských granulitech ve východní části Českého masivu. Těleso Biskoupky s největší pravděpodobností představuje navazující těleso a vyznačuje se velice podobnými rysy.

Těleso Mohelno-Biskoupky je složeno převážně z hrubozrnných spinelových peridotitů, přičemž obě peridotitová tělesa se vyznačují vysokým obsahem spinelu. Granát se objevuje spíše jen na okraji obou těles, které se vyznačují vyšším stupněm deformace. Obě tělesa naprosto postrádají eklogity, ekvilibrovaly v nízkém P-T režimu (až 1335 °C při 29 kbar, Medaris et al., 2005) a mají konkordantní rozhraní vůči okolním Qtz-Plg-granulitům (Kachlík, 2002).

Tělesa Mohelno a Biskoupky byly doposud studovány Medarisem et al. (2005), kteří uvádějí P-T podmínky, chemismus hlavních a stopových prvků, analýzy minerálů a jeden Sr-Nd izotopický poměr. Strukturní parametry tělesa pak byly nově publikovány v práci Kamei et al. (2010). Byl určen chemismus hlavních minerálů a studována přednostní orientace zrn olivínu metodou EBSD.

Na základě tohoto měření byly rozlišeny 2 různé typy olivínů:

(a) olivín charakteristický pro hrubozrnný spinelový peridotit pocházející se ze střední části tělesa. Texturní znaky a přednostní orientace krystalových zrn tohoto typu indikují přítomnost středně-tlakové deformace.

(b) olivíny hrubozrnných granátových peridotitů nacházejících se na okraji tělesa vykazují (010) (100) přednostní orientaci normální vůči foliaci a paralelní s lineací – což je naopak charakteristické pro vysokoteplotní deformaci. Vývoj vedoucí ke vzniku těchto navzájem protikladných texturních a mineralogických znaků byla interpretována na základě znalosti P-T historie jednotlivých peridotitových typů. Autoři předpokládají, že vysokoteplotní spinelový peridotit se během exhumace a zchlazení díky okolním granulitickým horninám, se na okraji tělesa v přímém kontaktu s granulity přeměnil na granátický peridotit. Střední část tělesa naopak zůstala ve spinel peridotitové facii, protože zchlazení zde probíhalo pomaleji. Důsledkem pomalého chlazení a kontinuální deformace se znaky původního vysokoteplotního režimu přeměnily na níže teplotní. Vysokoteplotní charakter texturních znaků byl zachován jen na okraji tělesa, kde chladnutí probíhalo rychleji.

5. METODIKA PRÁCE

5.1. Odběr a příprava vzorků

Odběry vzorků byly provedeny Lukášem Ackermanem (Geologický ústav AV ČR, v.v.i.) a v některých případech Gordon L. Medarisem (University of Wisconsin-Madison) a to na lokalitách Mohelno a Biskoupky nacházející se cca. 8 km od sebe. Z odebraných vzorků byly zhotoveny leštěné výbrusy pro mikroskopické studium (Geologický ústav AV ČR, v.v.i., University of Wisconsin-Madison). Po mikroskopickém studiu byly tyto preparáty pokoveny pro elektronovou mikroanalýzu. Vybrané vzorky – co nejméně postižené alterací - byly pro chemické rozklady rozdrčeny a homogenizovány na analytickou jemnost v achátovém mlýnu (Geologický ústav AV ČR, v.v.i.).

Vzorek	Lokalita	Litologie	Petrografie	Silik.anal.	Mikrosonda	Stop.prvky	Re, PGE	Os
09MO1	Mohelno	spl pd	•	—	•	•	•	—
09MO2	Mohelno	spl pd	•	—	•	•	•	—
CZ 3B	Mohelno	Grt Pd	•	• ^M	• ^M	•	•	—
CZ 3C	Mohelno	spl pd	—	• ^M	• ^M	•	•	•
CSBS1A	Biskoupky	Grt Pd	•	• ^M	• ^M	•	•	—
CSBS1D	Biskoupky	Grt Pd	•	—	• ^M	•	•	—
02CZ4	Biskoupky	spl pd	—	• ^M	• ^M	•	•	•
02CZ5	Biskoupky	spl pd	—	• ^M	• ^M	•	•	•
CB 3A	Biskoupky	Grt Pd	•	• ^M	—	•	•	—
CB 4C	Biskoupky	spl pd	•	• ^M	—	•	•	—
09BIS1	Biskoupky	spl pd	•	—	•	•	—	—
09BIS2	Biskoupky	spl pd	•	—	•	•	—	—
09BIS3	Biskoupky	spl pd	•	—	•	•	—	—
09BIS4	Biskoupky	spl pd	•	—	•	•	—	—

Tab. 2. Seznam zpracovaných vzorků. Označení •^M - analýza provedená Medarisem et al. (2005).

5.2. Mikroskopické studium

Vzorky byly studovány v procházejícím i odraženém světle na polarizačním mikroskopu Olympus BX50, který byl spojen s digitální kamerou Olympus DP70. Pomocí tohoto vybavení bylo umožněno pořizování fotografií, které se následně využily pro analýzu jednotlivých minerálů pomocí elektronové mikrosondy a zdokumentování petrografických poměrů.

5.3. Elektronová mikrosonda

Elektronová mikroanalýza byla provedena na Geologickém ústavu AV ČR, v.v.i. (Analytik Ing. Vlasta Böhmová, PhD) pomocí přístroje CAMECA SX 100 vybavené čtyřmi WDS analyzátory. Analytické podmínky při měření: urychlovací napětí 15 kV, napětí svazku elektronu 10 nA, průměr elektronového svazku 2 μm .

5.4. Stanovení obsahu stopových prvků

Obsahy stopových prvků (Li, Sc, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Cs, Ba, Hf, Pb, Th, U a REE) ve vybraných vzorcích byly stanoveny na hmotnostním spektrometru s vysokým hmotnostním rozlišením (HR-ICP-MS) Element 2 (Thermo) na Geologickém ústavu AV ČR, v.v.i. Měření všech prvků probíhalo v módu nízkého hmotnostního rozlišení (LR), nicméně některé prvky (např. Sc, Ba) byly pro kontrolu analyzovány rovněž ve středním hmotnostním rozlišení (MR). Analytická přesnost ICP-MS analýz byla ve všech případech lepší než 0,2 %. Externí reprodukovatelnost měření byla monitorována pomocí referenčních materiálů (peridotity) UB-N (CNRS-CRPG, Francie) a JP-1 (Geological Survey of Japan, Japonsko) a pro většinu prvků se pohybovala do 10 %.

Měření standardů	JP-1	GeoReM*	UB-N	GeoReM*
Re (ppb)	0,023	0,023	0,203	0,210
Ir (ppb)	2,702	2,600	3,551	3,500
Ru (ppb)	5,372	6,000	7,225	6,400
Pt (ppb)	4,302	4,500	7,410	7,500
Pd (ppb)	2,220	1,500	7,991	6,000

Tab. 3. Porovnání naměřených koncentrací referenčního materiálu (standards JP-1 a UB-N) s hodnotami * prezentovaných v online geochemickém databázi referenčních materiálu (GeoReM - Geochemical Database for Reference Materials and Isotopic Standards, <http://georem.mpch-mainz.gwdg.de/>).

Samotnému měření předcházela rozklad (cca. 0,2 g) vzorků v Pt kelímkách pomocí 10 ml HF a 0,5 ml HClO_4 (*Merck Supra Pure*) při zahřívání na plotně (cca. 170 °C). Po odkouření většiny HF a HClO_4 , a následném přidání 5 ml HF se vzorky nechaly na plotně odpařit kompletně do sucha. Suché reziduum bylo rozpuštěno pomocí 2 % HNO_3 (1 x destilované v teflonu). Následně byl roztok přefiltrován a naředěn do 100 ml baněk. Pro samotné měření na ICP-MS se jednotlivé vzorky ještě 2-3

násobně naředily. Během pokusů bylo zjištěno, že vzhledem k velmi nízkým koncentracím stopových prvků je nutné vzorky měřit nejpozději následující den s tím, že musí být okamžitě po naředění do 100 ml baněk transportovány do čistých plastových lahvíček. Celkové slepé pokusy celého rozkladu a následného ředění byly až na Ba-Sr naprosto zanedbatelné. Vzhledem k nízkým koncentracím Ba a Sr v některých vzorcích byla ovšem výsledná korekce na slepý pokus někdy až 30 %.

5.5. Příprava vzorků a měření izotopického složení Re-Os a koncentrací HSE

Hlavní překážkou širšího použití systému Re-Os se ukázaly výrazné analytické problémy při stanovení obou prvků. To platilo zejména pro Os, který je silně nestabilní prvek a již při pokojových teplotách dochází ve většině roztoků k jeho oxidaci a úniku. Další problémy byly čistě analytické: Os má velmi dlouhý tzv. „paměťový efekt“ což je dáno tím že v roztocích vytváří silné anionty OsO_3^- a OsO_4^- . Z tohoto důvodu se Os měří pomocí termálně-ionizační hmotnostní spektrometrie negativních iontů (N-TIMS – Völkening et al., 1995).

Techniky přípravy a ekvibrace vzorků s Re a Os spiky se rozvíjely poměrně pomalu, což bylo zase dáno neexistencí chemicky čisté a konsistentní Os látky a tím značnými problémy s kalibrací spiků (např. Markey et al., 2008). Sestavení úspěšné metody založené na chemickém rozkladu fází nesoucí HSE (zejména sulfidy) kyselinami bylo zatíženo mnoha možnými oxidačními stavy obou prvků. Každá dosud známá metoda má výhody i nevýhody oproti jiným metodám (Shirey a Walker, 1998). V současné době se nejčastěji používá metoda rozkladu vzorků pomocí lučavky královské, následná separace Os kombinací CCl_4 a HBr, a separace HSE použitím iontové chromatografie.

5.5.1. Příprava vzorků

Zkoumané vzorky byly nadrceny v achátové misce, naváženy do skleněných ampulí (tzv. metoda Carius Tube podle Shirey a Walker, 1995) spolu s Re-Os a HSE spiky a následně bylo přidáno 9 ml lučavky královské (tzv. obrácené 2:1 HNO_3 -HCl). Po celou dobu práce byly ampule naloženy v ledové lázni aby se zabránilo oxidaci a úniku Os. Po zatažení ampulí byly vzorky podrobeny vysokoteplotnímu rozkladu při 250-270 °C. Tento typ rozkladu je schopný rozložit i velice odolné fáze.

Nevýhodou této metody jsou poměrně vyšší hodnoty slepých pokusů a nekompletní rozklad silikátů (kyselina fluorovodíková nemůže být použita ve skleněných ampulích a teflonové nádoby se nehodí pro vysokoteplotní oxidaci kvůli porositě teflonu vůči OsO_4 při takových teplotách). Množství jednoho vzorku je limitováno do cca. 5g.

Po úspěšném rozkladu vzorku je Os extrahováno z roztoku pomocí nepolárního rozpouštědla, jako chloroform, tekutý Br či CCl_4 (Walker, 1988; Shirey a Walker, 1995, Shen et al., 1996; Birck et al., 1997). Z CCl_4 se Os následně extrahuje pomocí HBr. Výsledná frakce se ještě „vyčistí“ metodou mikrodestilace (Birck et al., 1997). Separace Re a ostatních PGE prvků probíhala pomocí chromatografie iontovou výměnou (ionexová chromatografie). Samotná separace na iontoměničích byla provedena na kolonách

obsahující 1,6 ml ionexu (AG 1x8), Po vyčištění a ekvilibraci kolon byly HSE frakce zachyceny pomocí těchto kyselin:

- Re+Ru pomocí 6M HNO₃
- Pt-Ir pomocí 14M (konc.) HNO₃
- Pd pomocí 12M (konc.) HCl

Slepé pokusy tohoto celého procesu byly:

	Re (pg)	Ru (pg)	Ir (pg)	Pt (pg)	Pd (pg)
Blk 1	8	6	4	535	1555
Blk 2	5	6	6	647	312

Tab. 4. Výsledky měření slepých pokusů.

5.5.2. Stanovení koncentrací Re, Os, Ir, Ru, Pd, Pt

Rhenium, Ir, Ru, Pd a Pt byly analyzovány pomocí HR-ICP-MS (Element2) na Geologickém ústavu AV ČR, v.v.i. Všechny prvky byly měřeny ve formě izotopických poměrů (spike vs. přírodní izotop) pomocí přídavného zařízení pro snížení produkce oxidů a zvýšení sensitivity (desolvační zmlžovač *Aridus II* od firmy *Cetac*). Pomocí tohoto zařízení dochází k cca. 4 x vyšší sensitivitě ICP-MS a snížení produkce oxidů na cca. 0,5 %. To je velmi významné pro měření prvků jako Ru a Pd. Izotopická frakcionace byla korigována standardy daných prvků (300 ppt až 1 ppb) a výsledné koncentrace HSE byly stanoveny metodou izotopického ředění.

5.5.3. Stanovení izotopických poměrů Os

Izotopické složení Os bylo naměřeno ve formě OsO₃⁻ pomocí negativní termálně-ionizační hmotnostní spektrometrie (N-TIMS) na přístroji *Finnigan MAT 262* v České geologické službě. Vzorky byly nanášeny na Pt vlákna a pro vytvoření negativních iontů bylo přidáno 0,5 mikrolitrů Ba(OH)₂. Měření probíhalo na Faradayových detektorech ve statickém módu. Naměřené izotopické složení Os bylo korigováno na izotopickou frakcionaci O₂ a frakcionaci Os použitím ¹⁹²Os/¹⁸⁸Os = 3.08271 (Shirey a Walker, 1998). Koncentrace Os byly spočítány metodou izotopického ředění. Externí přesnost byla monitorována měřením 3 ng standardu Os (*UMCP - University of Maryland-College Park*);).

Stanovení Os standardu UMCP			
	Os std	Os std*	Odchylka (%)
$^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$	0,113884	0,113791*	0,0817
$^{190}\text{Os}/^{188}\text{Os}$	1,988084	1,98451*	0,1801
$^{92}\text{Os}/^{188}\text{Os}$	3,082004	3,08271*	-0,0229

Tab. 5. Výsledky měření Os standardu UMCP. Sloupec označený * obsahuje hodnoty naměřené a prezentované v Shirley a Walker (1998).

Vzhledem k tomu, že v dané době nebyl v provozu elektronový násobič, nebylo možné naměřit koncentrace (izotopické poměry) slepých pokusů. Nicméně s předchozími měřeními s použitím stejné metodiky studia je možné hodnoty slepých pokusů odhadnout na cca. 40 ppt.

Měření izotopického složení Os je nová metodika, která se právě zavádí na nově upraveném TIMS v České geologické službě. Naše měření ukázala na mnoho úskalí na které je nutno brát při budoucím měření zřetel. Jedná se zejména o množství naneseného vzorku a aktivátoru $\text{Ba}(\text{OH})_2$ na vlákno a rychlost jejich odpaření (velikost proudu na vlákne při sušení).

6. VÝSLEDKY

6.1. Petrografie

Zvláštnost tělesa Mohelno-Biskoupky spočívá v přítomnosti spinelových i granátických peridotitů současně – v rámci jednoho souvislého tělesa. Převažují zde spinelové lherzolity, granátické typy se objevují spíše jen na okraji tělesa v pásmu několika desítek metrů, podél rozhraní s okolními felsickými granulity, které byly výrazně rekrystalizovány, převážně v podmínkách amfibolitové facie (Kamei et al., 2010). Jejich charakteristické strukturní znaky, foliace a lineace, se na styku dvou horninových typů nepřerušují, ale kontinuálně pokračují i v peridotitech, indikující společnou deformaci celého peridotit-granulitového komplexu. Těleso Mohelno-Biskoupky je tvořeno převážně středně až hrubozrnnými peridotity. Jemnozrnné variace – jak spinelové, tak granátové – se omezují na okraj tělesa. Hrubozrnné typy mají typickou porfyroklastickou texturu, jemnozrnné byly naopak postiženy silnější deformací, mají výraznou foliaci a mylonitickou texturu (Kamei et al., 2010).

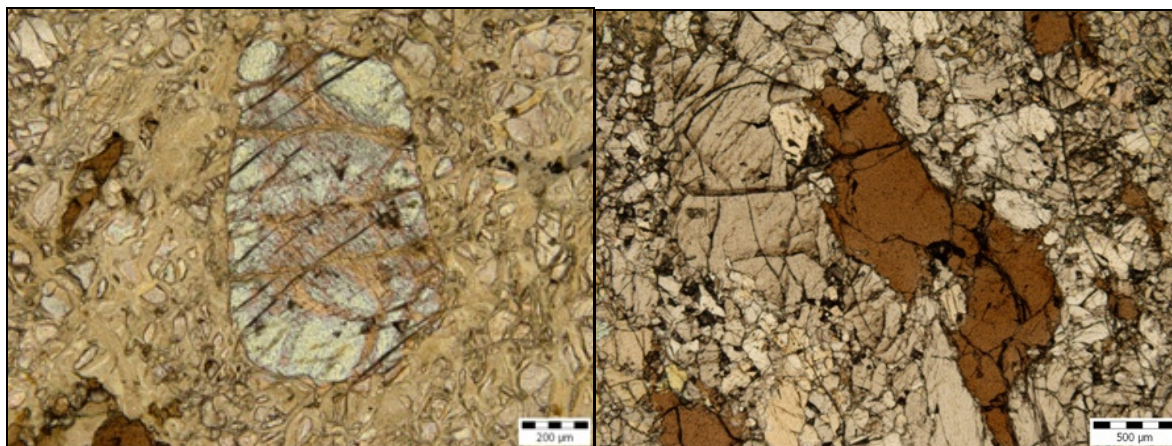
Horniny tvořící tyto tělesa se zdají být stejného původu a složení, tudíž je pravděpodobné, že tělesa Mohelno a Biskoupky (spolu s několika dalšími ččkami peridotitů) reprezentují fragmenty jednoho, původně souvislého, peridotitového tělesa, uloženého v Námešťském granulitu (Medaris et al., 2005).

6.1.1. Těleso Mohelno

Všechny horniny tělesa Mohelno se vyznačují silnou serpentinizací a rekrystalizací. Převažující lherzolity mají typickou porfyroblastickou texturu, kde je původní olivínová matrix částečně- kompletně rozložena a ortopyroxen tvoří velké porfyroklasty. Ortopyroxen tvoří větší (až 5 mm dlouhé), olivín a klinopyroxen menší porfyroklasty (do 1-2 mm), přitom zrna ortopyroxenů mají často lamely klinopyroxenových odmíšenin (sledující linii trhlin) a naopak. Porfyroklasty granátu jsou postiženy variabilním stupněm kelyfitizace, což se projevuje vláknitými zrny amfibolu a pyroxenu tvořící reakční korunu kolem zrna granátu.

Vzorek # 09MO1 - Spinelový lherzolit

Středně- až hrubozrnná hornina, jejíž základní složení tvoří olivín, ortopyroxen, klinopyroxen (do 5 %) a spinel. Hornina má porfyroblastickou texturu (Obr. 2.). Zrna olivínu a ortopyroxenu jsou mnohem hojnější a tvoří větší (0,5 – 2 mm) porfyroblasty než klinopyroxen (~ 0,5 mm). Spinely se jeví jako diskrétní intergranulární zrna: vyskytují se hojně a v různých velikostech (Obr. 2-3.). Základní hmotu tvoří jemnozrnná, rozložená matrix, jehož hlavní složkou je silně alterovaný olivín a ortopyroxen.



Obr. 1-2. Textura spl-harzburgitu z oblasti Mohelno: Vystřelice ortopyroxenu uzavřena v matrixu (vlevo) Intergranulární zrna spinelu (vpravo) (vzorek # 09MO1 v procházejícím světle).

Vzorek # 09MO2 - Spinelový lherzolit

Hornina velice podobná vzorku #09MO1. Základní složení tvoří olivín, ortopyroxen, klinopyroxen a spinel. Středně zrnitá hornina s porfyroblastickou texturou. Obsahuje až 2 mm dlouhé vystřelice (porfyroblasty) olivínu, ortopyroxenu, spinelů a menší vystřelice klinopyroxenu. Zrna ortopyroxenů mají často lamely klinopyroxenových odmíšenin a naopak. Spinely se vyskytují samostatně, jako intergranulární zrna a mají světlejší barvu než ve více ochuzených typech peridotitů (dunity). Okolní jemnozrná matrix je tvořena především z olivínu ortopyroxenu, které jsou postiženy silnou serpentinizací.

Vzorek # CZ3C- Spinelový lherzolit

Základní složení tvoří olivín, ortopyroxen, klinopyroxen a spinel. Středně zrnitá hornina s porfyroblastickou strukturou, kde vystřelice olivínu, pyroxenů a intergranulární zrna spinelu jsou uzavřené v jemnozrné, alterované matrix. Zrna ortopyroxenů jsou často zatlačovány klinopyroxenem, obsahují i jeho odmíšeniny a naopak. Okolní jemnozrná matrix byla původně tvořena z olivínu a pyroxenů, které byly výrazně postiženy rekrystalizací. Hornina obsahuje výrazně více klinopyroxenu než předchozí vzorky.

Vzorek # CZ3B- Granátický lherzolit

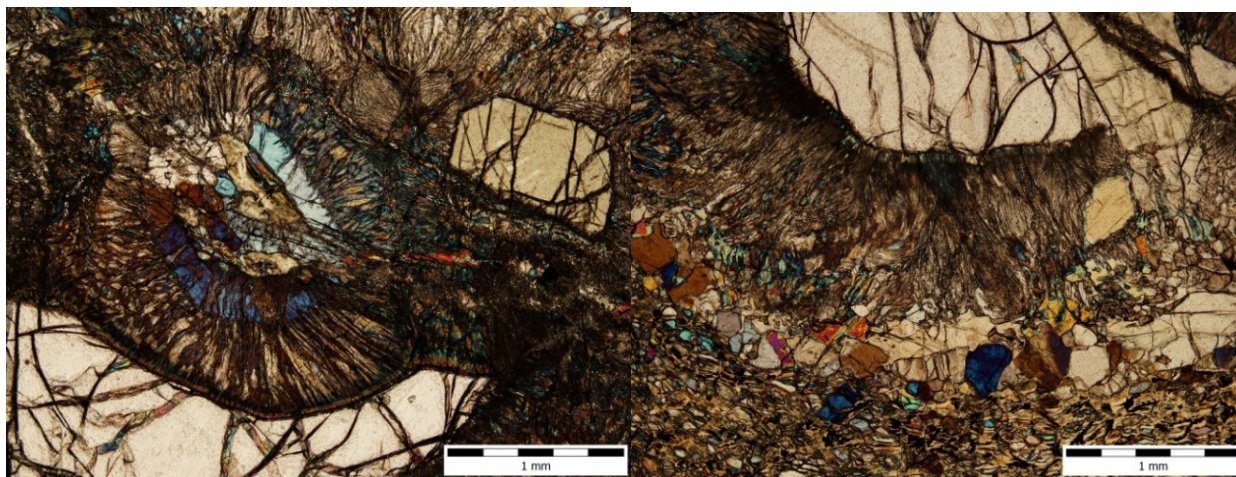
Tato silně přeměněná hornina je tvořena minerály olivínu, ortopyroxenu, klinopyroxenu a granátu. Základní hmota je postižená silnou serpentinizací olivínu a pyroxenů, a vyznačuje se výraznou foliací a mylonitickou texturou. Hornina obsahuje až 2,5 mm dlouhé vystřelice (porfyroklasty) granátu, které jsou aspoň částečně postiženy kelyfitizací, tj. vláknité zrna amfibolu a pyroxenu tvoří reakční korunu kolem zrna granátu.

6.1.2. Těleso Biskoupky

Horniny tohoto tělesa mají velmi podobnou petrografickou charakteristiku jako horniny tělesa Mohelno, což je jedním z důvodů proč se s největší pravděpodobností jedná o jedno těleso.

Vzorek # CSBS1A- Granátický lherzolit

Silně přeměněná hornina složená z olivínu, ortopyroxenu, klinopyroxenu a granátu. Základní hmota je tvořena olivínem a pyroxeny a je velmi silně rozložená. Porfyroblasty granátu jsou - buď jen na okraji zrna, či zcela - nahrazené kelyfitem. Značně alterovaná, jemnozrná matrix má mylonitickou texturu.



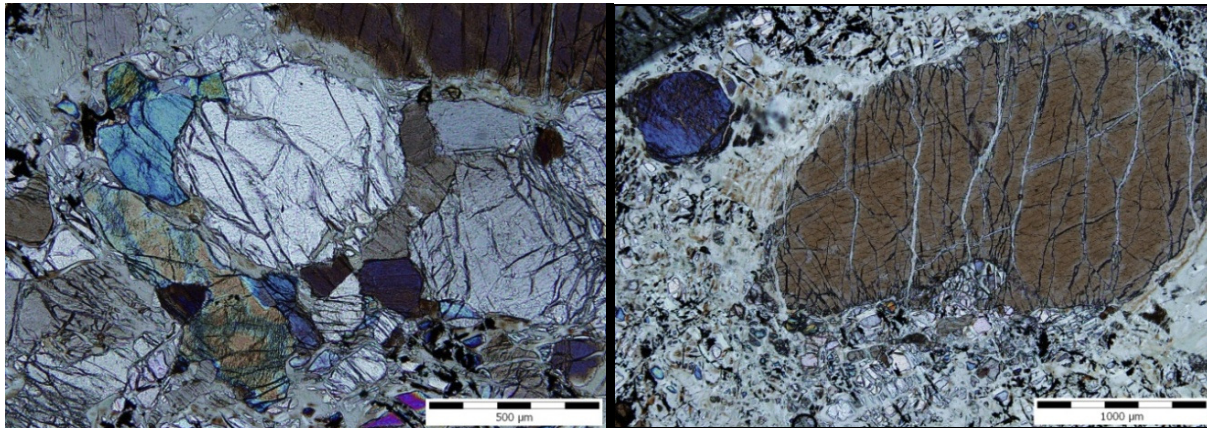
Obr. 3-4. Kelyfitezace granátu a mylonitická textura grt-lherzolitu pocházející z tělesa Biskoupky (vzorek # CSBS1A v procházejícím světle).

Vzorek # CSBS1D – Granátický lherzolit

V jemnozrné, serpentinizované matrix - složené původně z olivínu a pyroxenů - jsou uloženy porfyroblasty olivínu, ortopyroxenu, klinopyroxenu a granátu. Vyroستlice olivínu a ortopyroxenu jsou často protáhlého tvaru, vytvářející mírnou foliaci a lineaci uvnitř horniny. Některá zrna ortopyroxenu obsahují odmíšeniny klinopyroxenu. Vyroستlice granátu jsou na okraji zrna postiženy kelyfitezací. Značně alterovaná, jemnozrná matrix má mylonitickou texturu.

Vzorek # CB3A - Spinelový lherzolit

Středně- až hrubě zrnitá hornina, jejíž hlavní stavební složkou jsou: olivín, ortopyroxen, klinopyroxen a spinel. Hornina má porfyroblastickou texturu díky vyrostlicím (0,5 – 3mm) olivínu a ortopyroxenu. Spinely tvoří intergranulární zrna o velikosti až 2,5 mm. Základní hmotu horniny tvoří silně rozložený matrix s jemnou ekvigranulární texturou, což je následkem rozsáhlé rekrystalizace, která vedla k serpentinizaci olivínu a pyroxenů.



Obr. 5-8. Porfyroblastická textura spl- lherzolitů z tělesa Biskoupky (vzorek # CB3A).

Vzorek # 02CZ4 - Spinelový lherzolit

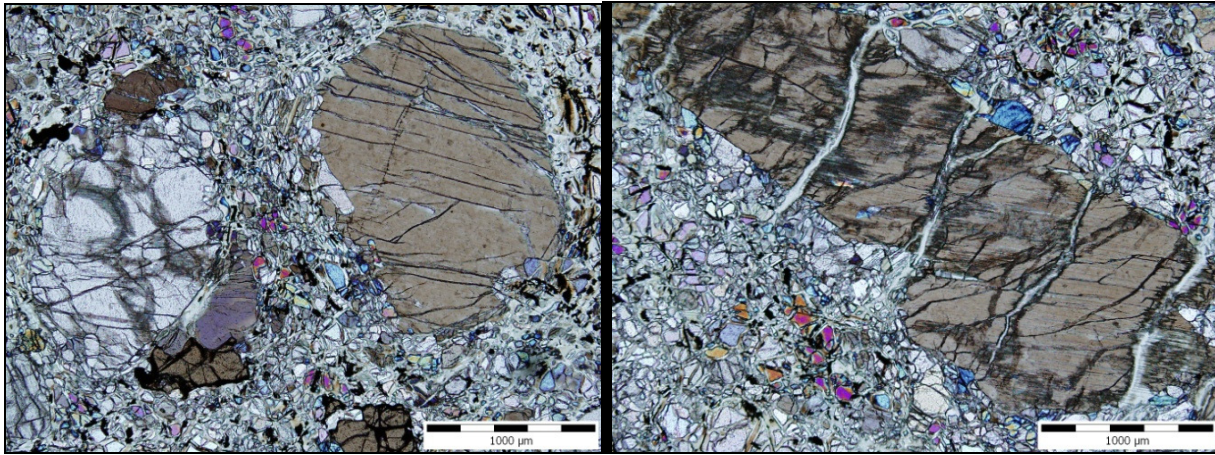
Základní složení tvoří olivín, ortopyroxen, klinopyroxen a spinel. Středně zrnitá hornina s porfyroblastickou texturou. V jemnozrnné, serpentinizované matrix jsou uzavřeny až 3 mm dlouhé vyrostlice olivínu, ortopyroxenu, spinelu a menší zrna klinopyroxenu. Zrna ortopyroxenů mají často lamely klinopyroxenových odmíšenin a naopak. Spinely se vyskytují samostatně, jako intergranulární zrna.

Vzorek # 02CZ5 - Spinelový lherzolit

Základní složení tvoří olivín, ortopyroxen, klinopyroxen a spinel. Díky vyrostlicím hlavně olivínu, ortopyroxenu a spinelu má hornina porfyroblastickou strukturu. Okolní jemnozrnná matrix má ekvigranulární texturu, která vznikla pravděpodobně následkem rekrystalizace. Některá zrna ortopyroxenů mají lamely klinopyroxenových odmíšenin sledující linie trhlin. Hojně se vyskytující spinel tvoří intergranulární zrna různých velikostí.

Vzorek # CB4C - Spinelový lherzolit

Hrubozrnná hornina, s porfyroblastickou texturou, jejíž základní složení tvoří olivín, ortopyroxen, klinopyroxen a spinel. V jemnozrnné, silně rozložené matrix se vyskytují velké, až 5 mm dlouhé, porfyroblasty olivínu a ortopyroxenů. Zrna klinopyroxenů a spinelů jsou menších rozměru (do 1 mm). Některé vyrostlice obsahují znaky deformace: výrazné protažení zrna ve směru odpovídající minerální foliaci a lineaci vzorku.

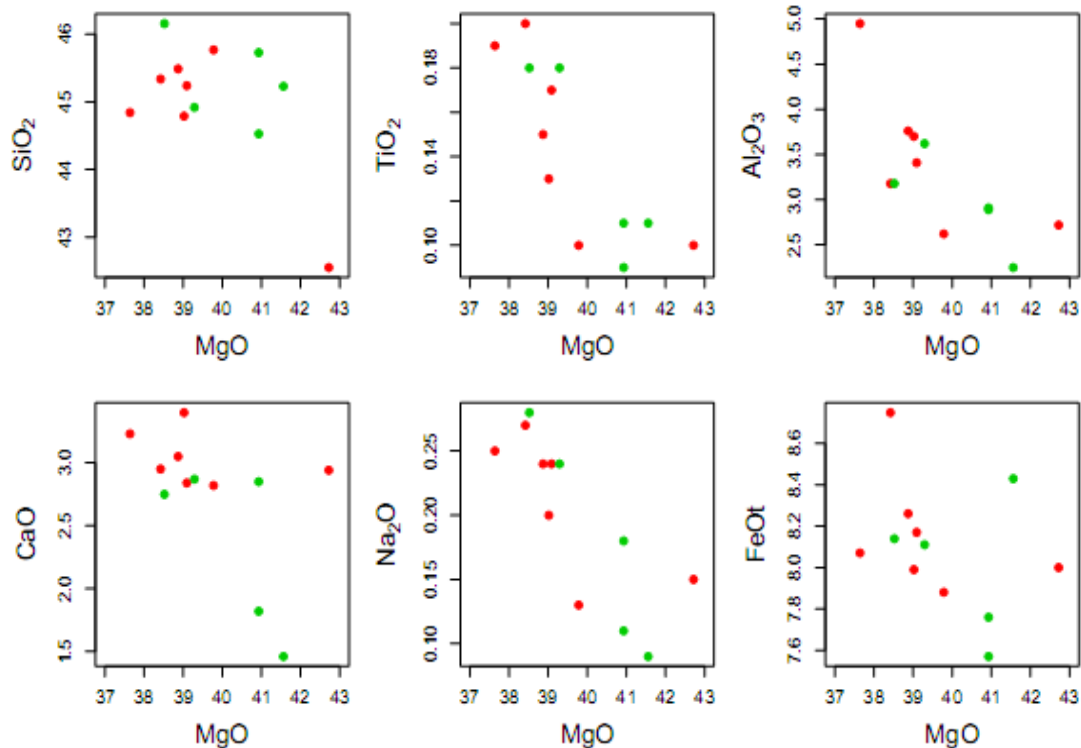


Obr. 7-8. Porfyroblastická textura spl- lherzolitu z tělesa Biskoupky (vzorek # CB4C)

6.2. Analýza hlavních prvků

Silikátové analýzy hlavních prvků nebyly předmětem tohoto studia. Zde zpracovaná data byla získána pomocí rozkladu na mokré cestě a XRF analýzou Gordonem Medarisem a kol., a následně prezentována v práci Medaris et al., (2005). Tato data jsou v této práci zahrnuta z důvodu jejich využití k diskusi vlastních dat. Podle toho (viz Příloha 2.): obsahy SiO_2 a FeO jsou ve všech vzorcích homogenní a pohybují se pro SiO_2 od 44,5 do 46,2 hm.%, pro FeO od 7,5 až 8,7 hm.%. Jednotlivé vzorky se naopak vyznačují mírnou variabilitou obsahu MgO a Al_2O_3 : spinelové typy mají obecně trochu více MgO (o 1-3 hm.%) a méně Al_2O_3 .

Celkové hodnoty $\#Mg$ ($100 * MgO / (FeO + MgO)$) se pohybují mezi 88,7 a 90,6 a indikují tak velmi proměnlivý stupeň ochuzení těchto hornin. To je zřejmé i z poměrně variabilních obsahů CaO (indikace množství klinopyroxenu v horninách), které se pohybují v rozmezí 1,5 až 3,4 hm.%. Nicméně obsahy CaO jsou určitě poznamenány často vysokými obsahy sekundárního kalcitu, který byl zjištěn při studiu na mikrosondě.



Obr. 9. Výsledky silikátové analýzy 12 vzorků (spinelové lherzolity – v diagramu označené červenou tečkou; granátické - zelenou) prezentované Medarisem et al. (2005). Diagramy ukazují obsahy MgO vs. SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, CaO, Na₂O a FeO, resp.

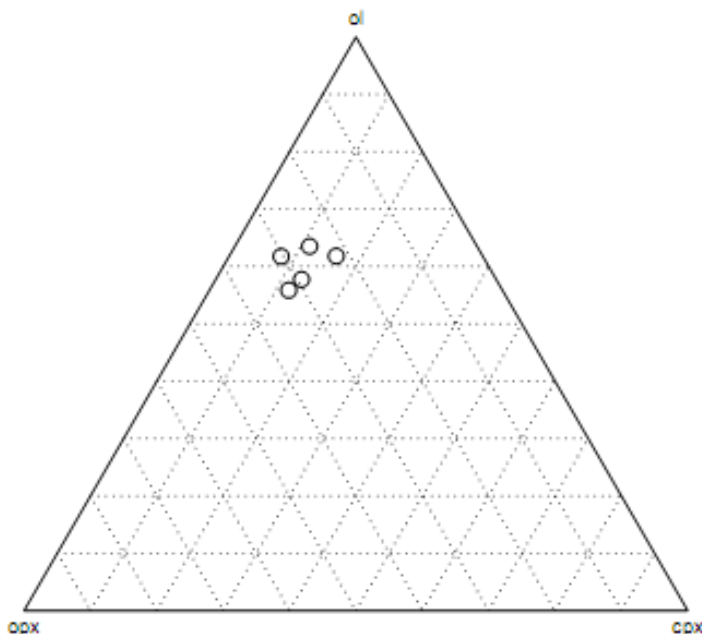
Co se týče hlavních prvků, studované vzorky se vyznačují složením podobným ochuzenému plášti (DM):

- obohacení Mg, Ni,
- ochuzení Al, Ti, Ca a Na vůči primitivnímu plášti (PM),
- negativní korelace Al₂O₃, TiO₂, CaO a Na₂O s MgO (viz Obr.11.) je v souladu s teorií parciálního tavení a extrakce taveniny z rezidua (Sun & McDonough, 1991).

6.3. Modální složení a chemismus minerálů

Modální složení studovaných deseti hornin bylo zjištěno přepočtem na základě obsahu hlavních prvků a minerální analýzy, provedené na elektronové mikroskopě. Přibližné modální složení všech deseti vzorků odpovídá lherzolitu, v některých případech blízké k složení harzburgitu (viz Obr. 11.).

Zastoupení olivínu mírně kolísá kolem 59 vol. %, přičemž spinelové variace ho mají obecně větší, než granátické. Zastoupení ortopyroxenu se pohybuje mezi 20 až 30 vol. %. Klinopyroxen tvoří přibližně 7 až 15 vol. % studovaných vzorků, a na rozdíl od ortopyroxenu je obecně hojněji zastoupen v granátických variacích.



Obr. 10. Modální složení 5 vzorku, pro které jsou k dispozici jak data ze silikátové analýzy (prezentované Medarisem et al., 2005), tak z měření na elektronové mikrosondě.

Jedná se o 2 vzorky z Mohelna: CZ3B2, CZ3C2; a 3 vzorky z tělesa Biskoupky: 02CZ4, 02CZ5, CS-BS1A.

Chemické složení minerálů byla zjištěna na základě měření na elektronové mikrosondě. Všechny studované vzorky se vyznačují silnou rekrystalizací a pokročilým stupněm přeměny. Jemnozrnná matrix - původně z olivínu a ortopyroxenu - byl přeměněna na hydratované fáze, především na serpentín. V serpentinizovaném matrixu se místy vyskytují i protáhlé čočky a žítky (paralelně s foliací) klinopyroxenového, amfibolového a kalcitového složení. Reprezentativní zrna olivínu, ortopyroxenu, klinopyroxenu a spinelu byly analyzovány na elektronové mikrosondě (Příloha 3.), kde byla provedena bodová analýza minerálů na šesti vzorcích, ze kterých dva (#09MO1, #09MO2) sloužily jako podklad pro další rozklady. Výsledky minerální analýzy pro dalších 8 vzorků (Příloha 4.) byly převzaty z práce Medaris et al. (2005).

Zkoumané vzorky mají porovnatelné a velice blízké chemické složení hlavních minerálů. Výjimku tvoří jeden vzorek (#09MO2), který svým obsahem Al_2O_3 a složením spinelu se výrazně liší od ostatních, a proto bude zvlášť popsán. Vzhledem k tomu že mají zkoumané horniny tělesa Mohelno a Biskoupky velmi podobnou charakteristiku minerálního složení, nebudou studované vzorky popsány podle lokalit, ze kterých pochází, ale na základě rozdílu v chemismu jednotlivých minerálních fází.

Olivín

Porfyrroklasty: studované vzorky obsahují vysoce hořčnaté olivíny, s výraznou převahou forsteritové složky (Fo 90,2-89,7). Přitom olivín se zdá být nejhomogennější fází, co se týče chemismu hlavních minerálů studovaných hornin. Analýza olivínových zrn ukazuje vOelice blízké složení v každém vzorku, jak ve spinelových tak i granátických variacích (40,7 hm.% SiO_2 ; 9,6 hm.% FeO a 48,7 hm.% MgO,

s odchylkou +/- 0,4 hm.%). Nelze poznamenávat výraznější odchylky ani mezi tělesy Mohelno a Biskoupky.

Základní hmota: složena převážně z olivínu a výrazně postižena alterací, což se projevuje i v chemismu. Olivín je nejméně stabilním minerálem peridotitů (při povrchových podmínkách). Přednostně se přeměňuje na směs hořečnatých fylosilikátů, většinou ze skupiny serpentinu. Jeho stabilita za povrchových teplot klesá s narůstajícím obsahem forsteritové složky.

Ortopyroxen

Porfyroklasty: zrna ortopyroxenu jsou podobně jako olivín vysoce hořečnaté, s výraznou převahou enstatitové složky (v průměru En 90,5). Co se týče chemismu, jsou více heterogenní fází než olivín: jednotlivé vzorky vykazují mírnou variabilitu v obsahu Cr_2O_3 , Al_2O_3 a CaO. Obsah Al_2O_3 je obecně trochu vyšší ve spinelových typech (výjimku tvoří vzorek #09MO2). Totéž platí o obsahu Cr_2O_3 . Diagram níže (Obr. 13.) ukazuje obsah Cr_2O_3 vůči obsahu Al_2O_3 pro jednotlivé vzorky. Je patrné poměrně široké rozpětí tohoto poměru a vyšší obsahy Cr a Al ve spinelových typech. Jádra porfyroklastů mají trochu odlišné složení oproti okrajům zrn - byly naměřeny mírně vyšší obsahy Cr_2O_3 a Al_2O_3 .

Co se týče obsahu CaO, nelze sledovat jednoznačný trend, ale zdá se že spinelové typy mají variabilnější obsahy Ca (ve vzorcích #02CZ5 a #09MO2 až 1,09 hm. %). Podle Kamei et al. (2010) obsahy CaO ortopyroxenu jsou ovlivněny přítomností klinopyroxenových exolučních lamel podél trhlin, zdají se totiž být větší uprostřed zrna, než na okraji.

Základní hmota: malá neoblastická zrna ortopyroxenu se vyznačují nižšími obsahy Cr_2O_3 a Al_2O_3 , než jeho porfyroklasty (stejně ve spinelových i granátických typech).

Klinopyroxen

Na rozdíl od pozorovaného trendu u ortopyroxenu, porfyroklasty klinopyroxenu mají obecně (mírně) vyšší obsahy Al_2O_3 v granátických lherzolitech. Co se týče obsahu Cr_2O_3 , zkoumané vzorky pokrývají poměrně široký interval (0,7 až 1,3 hm.%), bez jakéhokoliv trendu. Chemismus analyzovaných klinopyroxenů odpovídá složení Cr-diopsidu.

Jednoznačné rozdíly ve složení orto- a klinopyroxenu se mezi tělesy Mohelno a Biskoupky neukázaly, až na obecně (mírně) nižší obsahy TiO_2 v horninách tělesa Mohelno, týkající se především spinelových typů.

Spinel

Horniny #09MO1 a #09MO2 reprezentují koncové členy při porovnání chemického složení spinelu jednotlivých hornin. Vzorek #09MO1 se vyznačuje nejvyšším obsahem Al_2O_3 a MgO, a naopak nejnižšími hodnoty Cr_2O_3 a FeO. Spinely ostatních vzorků jsou podobného složení, pouze mírně chudší na Al_2O_3 a MgO, resp. bohatší na Cr_2O_3 a FeO. Mezi poměry $\text{Cr}/(\text{Al}+\text{Cr})$ a $\text{Fe}/(\text{Mg}+\text{Fe})$ obecně platí pozitivní korelace

Hornina #09MO2 se vyznačuje především výrazně odlišným chemismem spinelu, než ostatní studované vzorky: značné ochuzení Al a Mg, a naopak výrazné obohacení Cr a Fe. Výrazné ochuzení Al_2O_3 vůči ostatním horninám se projevuje také ve složení orto- a klinopyroxenů.

Granát

Porfyroklasty granátu jsou ve studovaných vzorcích postiženy variabilním stupněm kelyfitizace, což se projevuje vláknitými zrny amfibolu a pyroxenu tvořící reakční korónu kolem zrna granátu. Přesto granát představuje relativně homogenní fázi, co se týče chemismu, tj. vzorek od vzorku se výrazně neliší, jeho složení zřetelně nekolísá. V každém studovaném vzorku výrazně převládá pyropová složka.

Medaris et al. (2005) uvádí průměrné složení granátu: Prp 72,2 hm.%; Alm 15,5 hm.%; Sps 0,6 hm.%; Grs 11,6 hm.%.

6.4 Stopové prvky

Koncentrace a distribuce stopových prvků poskytují další, podrobnější informace o zdrojové oblasti a geochemickém vývoji studovaných hornin. Důležitou roli ve vývoji plášťových hornin hraje kompatibilita, resp. inkompatibilita prvků. Termíny zavedl Ringwood (1966), a obecně charakterizují, do jaké míry prvek upřednostňuje krystalickou fázi oproti tavenině. Během parciálního tavení nekompatibilní prvky přednostně stupují do taveniny. Mají-li dva nekompatibilní prvky shodný distribuční koeficient K_D , potom poměry jejich koncentrace se během parciálního tavení nemění a odráží složení původního zdroje, nezávisle na rozsahu natavení. Naopak poměr dvou prvků s odlišným K_D se bude měnit v závislosti na rozsahu parciálního tavení: tedy víc nekompatibilní prvek bude ve větším podílu obohacovat taveninu. Míra (in)kompatibility prvků přitom není konstantní, může se měnit v závislosti na chemickém složení, tektonických a fyzikálních podmínkách prostředí.

Sun a McDonough (1994) uvádí následující klasifikaci hlavních i stopových prvků do 5 skupin na základě relativního obohacení mezi taveninou a peridotitovým reziduem (tato rozdělení není absolutní, mírnou variabilitu prvků - v závislosti na modálním složení peridotitu - mezi jednotlivými skupinami nelze vyloučit):

- **Prvky skupiny I** (např. Co, Mg, Ni, Rh, Ru, Ir a Os) mají $K_D > 1$, tudíž během parciálního tavení se nahromadí v reziduu. Tyto prvky se obecně chovají koherentně, tj. jejich poměry se navzájem nemění a tudíž odráží původní relativní složení zdrojového materiálu
- **Prvky skupiny II** (např. Si, Mn, Fe, Ge a Cr) mají $K_D \approx 1$, tj. jejich koncentrace v tavenině a reziduu jsou velice podobné a vyznačují se relativně stálými poměry v široké škále peridotitových těles.
- Prvky dalších tří skupin se obohacují v tavenině během parciálního tavení:
- **Prvky skupiny III** (např. Cu, Zn, Ca, Sc, Al, V, Lu, Yb, Re, Au a Cd) se můžou chovat kompatibilně v některých minerálech (px, spl, grt), mají ovšem obecně inkompatibilní charakter, co se týče celkového složení rezidua, který bývá těmito prvky ochuzena.
- **Prvky skupiny IV** mají silnější tendenci vstupovat do taveniny, než prvky předchozí skupiny, vyznačují se velice nízkým distribučním koeficientem ($K_D \sim 0,1 - 0,005$).
- Do této skupiny náleží prvky těžkých- (HREE) až středně těžkých vzácných zemin (MREE), Y, Ti, Na, Cr, Hf, Li, Sb, Sn, Pd.
- **Prvky skupiny V** mají silně inkompatibilní charakter: vyznačující se výraznou frakcionací do taveniny a nejnižšími hodnotami $K_D (< 0,005)$. Patří sem prvky lehkých vzácných zemin (LREE), P, Sr, Ba, Nb, Ta, Mo, W, Tl, Cs, Rb, K, Th a U.

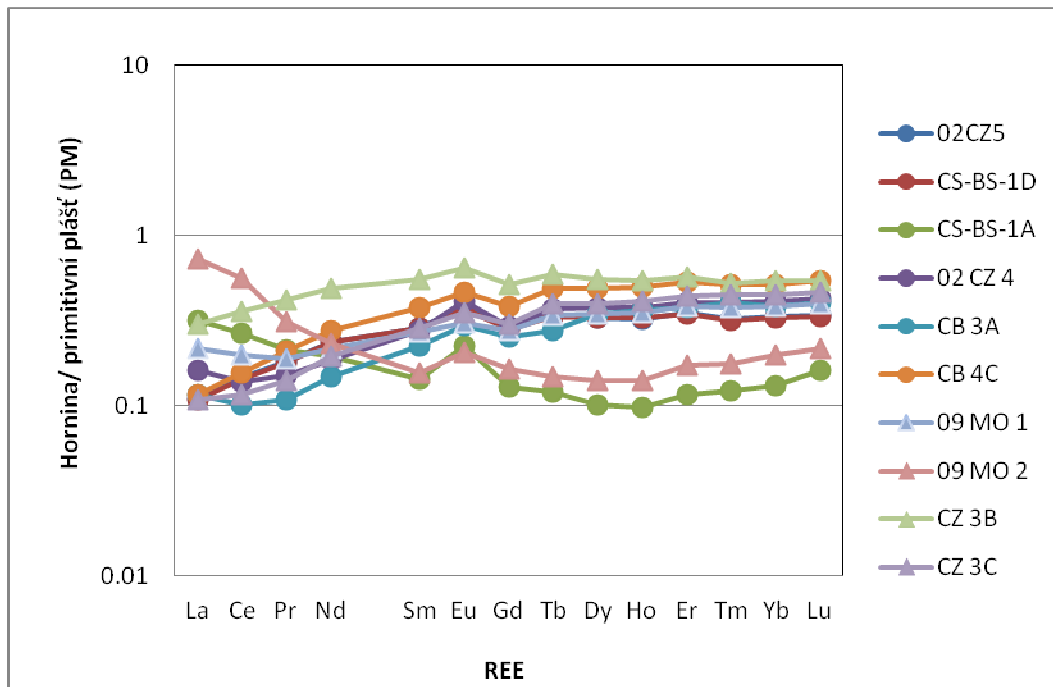
Zastoupení stopových prvků a izotopické poměry jsou funkcí především složení původního materiálu zdrojové oblasti (plášťového rezervoáru), tektonické historie a charakteru procesů, které se podílely na vzniku a transportu plášťových hornin na povrch. Dosavadní studie zkoumající geochemický vývoj peridotitů naznačují, že široké rozmezí modálního složení, obsahu transitních a stopových prvků jsou následky polygenetického vývoje těchto hornin.

Frey a Green (1974) na základě studia peridotitových xenolitů poukázaly na pravděpodobně dvoustupňový vývoj těchto hornin: po iniciální extrakci tavenin (ochuzení rezidua o nekompatibilní prvky) následuje zpětné obohacení horniny některými nekompatibilními prvky (např. metasomatózou).

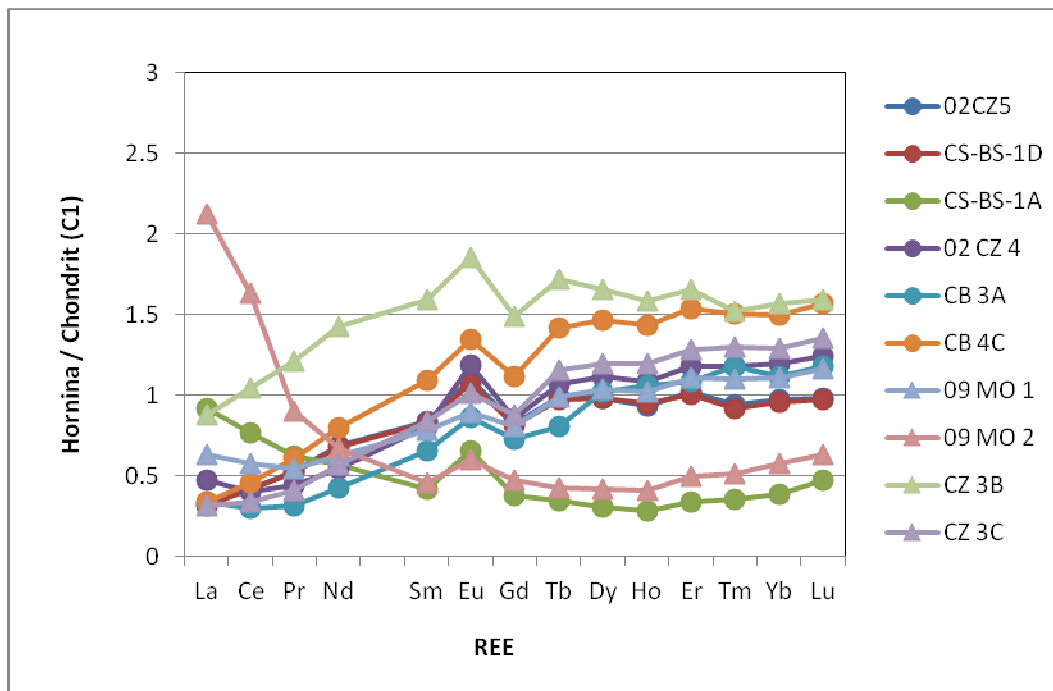
Kombinace těchto procesů se projeví v následujícím složení peridotitových xenolitu: obohacení vůči PM o kompatibilní a vysoce nekompatibilní prvky (především lehké vzácné zeminy – LREE), a naopak ochuzením o nekompatibilní prvky s distribučním koeficientem $K_D < 1$ (ale větší než 0,005) (McDonough, 1994). Tento trend je více charakteristický pro peridotitové xenolity, než pro masivy. Peridotitová tělesa jsou obecně ochuzená o LREE, což odpovídá teorii ochuzení během parciálního tavení. Existují ovšem výjimky: peridotitová tělesa vykazující obohacení LREE (či ostatními silně nekompatibilními prvky) vůči primitivnímu plášti. (McDonough a Frey, 1989), které byly vystaveny druhému stadiu obohacení (Bodinier et al., 1990; Vasseur et al., 1991).

Při grafickém znázornění výsledků – s cílem zachytit určité trendy ve vývoji studovaných hornin – se naměřené hodnoty stopových prvků normalizují vůči složení primitivního pláště (resp. vůči chondritickému složení – chondrit typu C1). Do normalizačních diagramů níže (Obr. 15. a 16.) jsou hodnoty zastoupení stopových prvků vyneseny v poměru hornina/primitivní plášť (PM), resp. hornina/chondritické složení (C1).

(Příloha 5. Obsahuje charakteristické hodnoty složení primitivního pláště (PM) a chondritů (C1) - podle Sun a McDonough (1989) a Boynton (1984) - použité k normalizaci. Příloha 6. uvádí naměřené koncentrace stopových prvků.)



Obr. 11. Normalizace obsahu prvků vzácných zemin (REE) studovaných peridotitů vůči Primitivnímu plášti (PM). Složení PM podle Sun, McDonough (1989).



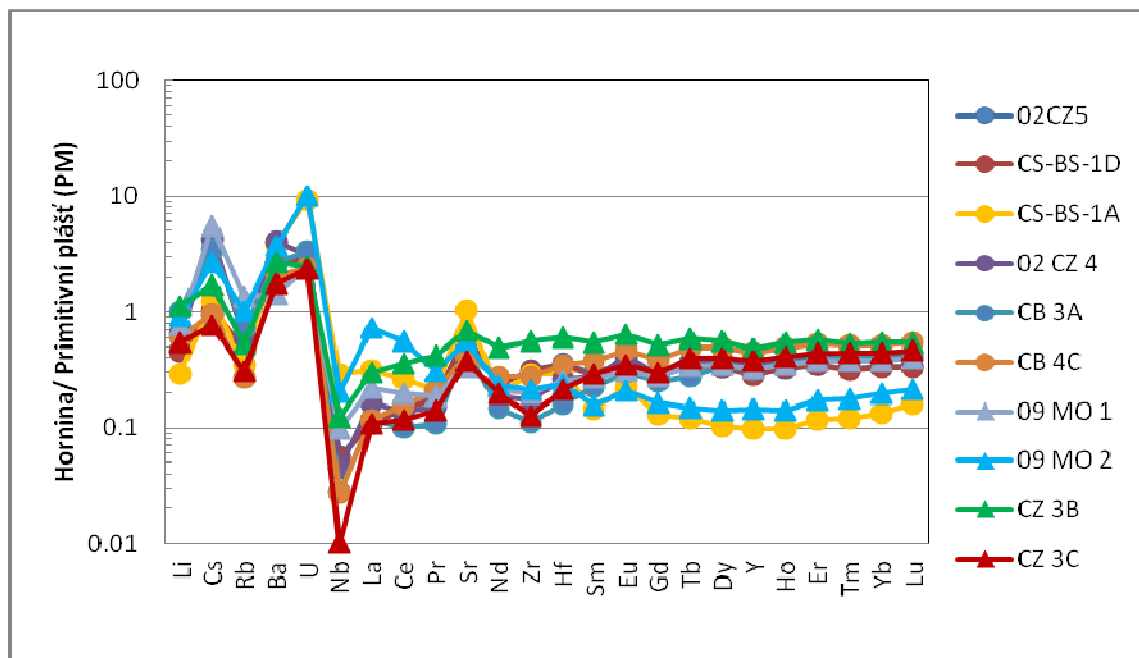
Obr. 12. Normalizace obsahu REE hornin vůči chondritickému složení (C1) - složení peridotitů vztažena k C1 chondritům. Složení C1 podle Boynton (1984).

Na diagramech výše je patrné celkové ochuzení studovaných hornin oproti PM a jejich ochuzení, ale i obohacení oproti C1 chondritům.

Horniny nicméně vykazují 2 různé typy REE profilů:

- peridotity s výrazným ochuzením o lehké vzácné zeminy (LREE; 0,1x až 0,5x oproti PM), slabou pozitivní Eu anomálií a primitivní distribucí středně těžkých (MREE) a těžkých vzácných zemin (HREE). Horniny vykazují poměry $(La/Yb)_N$ ($N =$ primitivní plášť) v rozmezí 0,2439 až 0,5707.
- peridotity s **nabohacením** o LREE ($La_N/Yb_N = 2,407; 3,7059$), se vyznačují výraznou pozitivní Eu anomálií a profilem typu „U“ v místě MREE a HREE.

Ochuzení hornin tělesa Mohelno-Biskoupky o všechny REE podporuje teorii o ochuzení těchto hornin během parciálního tavení plášťových peridotitů. Diagram níže ovšem znázorňuje obohacení studovaných hornin některými silně nekompatibilními prvky (Cs, Ba, U), což nemůže být vysvětleno samotným parciálním tavením a extrakcí taveniny od rezidua, ale indikuje následné, sekundární obohacení peridotitu během metastatických procesů. Zajímavá je pozorovaná frakcionace prvků s vysokým nábojem (HFSE – Nb, Zr, Hf). Přestože všechny horniny vykazují velmi výraznou negativní Nb anomálii ($U_N/Nb_N = 13.3$), distribuce Zr-Hf nevykazují žádné výrazné odchylky od sousedních prvků s podobným stupněm kompatibility (např. Nd, Sm). Zvýšené koncentrace Sr jsou zřejmě jednak výsledkem metasomatických procesů, ale také zvýšeného obsahu sekundárních karbonátů ve většině studovaných hornin.



Obr. 13. Normalizace obsahu stopových prvků studovaných hornin vůči primitivnímu plášti (PM). Složení PM podle Sun, McDonough (1989).

6.5. Silně siderofilní prvky (HSE)

6.5.1. Koncentrace HSE

Pro stanovení koncentrací silně siderofilních prvků (HSE) bylo vybráno 6 vzorků z tělesa Biskoupky, a 4 vzorky z tělesa Mohelno.

Tabulka níže ukazuje naměřené koncentrace HSE a poměry Os_N/Ir_N a Ru_N/Ir_N (N – primitivní plášť podle Becker et al., 2006; uvedené poměry popisují případnou frakcionaci I-PGE studovaných hornin. Druhá tabulka znázorňuje koncentrace charakteristické pro primitivní svrchní plášť (PUM) a C1 chondrity.

Lokalita	Biskoupky						Mohelno				
	Vzorek	CSBS1A	CSBS1D	02CZ4	02CZ5	CB 3A	CB 4C	09MO1	09MO2	CZ 3B	CZ 3C
Litologie	Grt Pd	Grt Pd	spl pd	spl pd	Grt Pd	spl pd	spl pd	spl pd	spl pd	Grt Pd	spl pd
Re (ppb)	0,20	0,40	0,16	0,23	0,24	0,33	0,20	0,17	0,21	0,26	
Ir (ppb)	3,3	3,0	3,4	3,5	3,4	3,2	3,2	3,2	3,4	3,7	
Ru (ppb)	6,3	6,0	7,6	7,0	7,0	6,7	6,8	5,9	6,8	7,5	
Pt (ppb)	7,2	7,8	5,5	6,8	8,1	7,4	5,7	4,7	6,9	7,9	
Pd (ppb)	7,7	10,4	5,0	6,7	9,4	9,6	5,7	2,3	8,0	9,0	
Os (ppb)			4,0	4,3						4,3	
Os_N/Ir_N			1,1	1,1						1,0	
Ru_N/Ir_N	1,0	1,0	1,1	1,0	1,0	1,0	1,1	0,9	1,0	1,0	

Tab. 6. Koncentrace HSE ve studovaných vzorcích z těles Mohelno a Biskoupky.

	Prim.plášť	Chondrity
	PUM	C1
Re (ppb)	0,350	51,6
Ir (ppb)	3,500	608,5
Ru (ppb)	7,000	862,2
Pt (ppb)	7,600	1150,0
Pd (ppb)	7,100	688,5
Os (ppb)	3,900	642,6
Os/Ir	1,114	1,056
Ru/Ir	2,000	1,417

Tab. 7. Koncentrace HSE v primitivním svrchním plášti (PUM) podle Becker et al. (2006); Koncentrace HSE v C1 chondritech podle Horan et al. (2003); Walker et al. (2002a).

Naměřené koncentrace HSE jsou vyneseny do normalizačních diagramů (níže) vůči primitivnímu svrchnímu plášti (PUM) a C1 chondritům. Na distribuci HSE normalizované k PUM (Obr. 18.) je zřejmé, že všechny studované vzorky vykazují velice podobný trend a to, že koncentrace I-PGE (Os, Ir a Ru) velice podobné primitivnímu plášti, což se odrazí ve velmi primitivní distribuci I-PGE s absencí jakékoliv frakcionace:

Vzorek	CSBS1A	CSBS1D	02CZ4	02CZ5	CB 3A	CB 4C	09MO1	09MO2	CZ 3B	CZ 3C
Os_N/Ir_N	-	-	1,07	1,09	-	-	-	-	-	1,05
Ru_N/Ir_N	0,96	1,01	1,13	0,99	1,02	1,03	1,07	0,93	1,00	1,02

Tab. 8. Frakcionace PGE. V tabulce jsou vyneseny poměry normalizovaných hodnot Os, Ir, Ru vůči PUM.

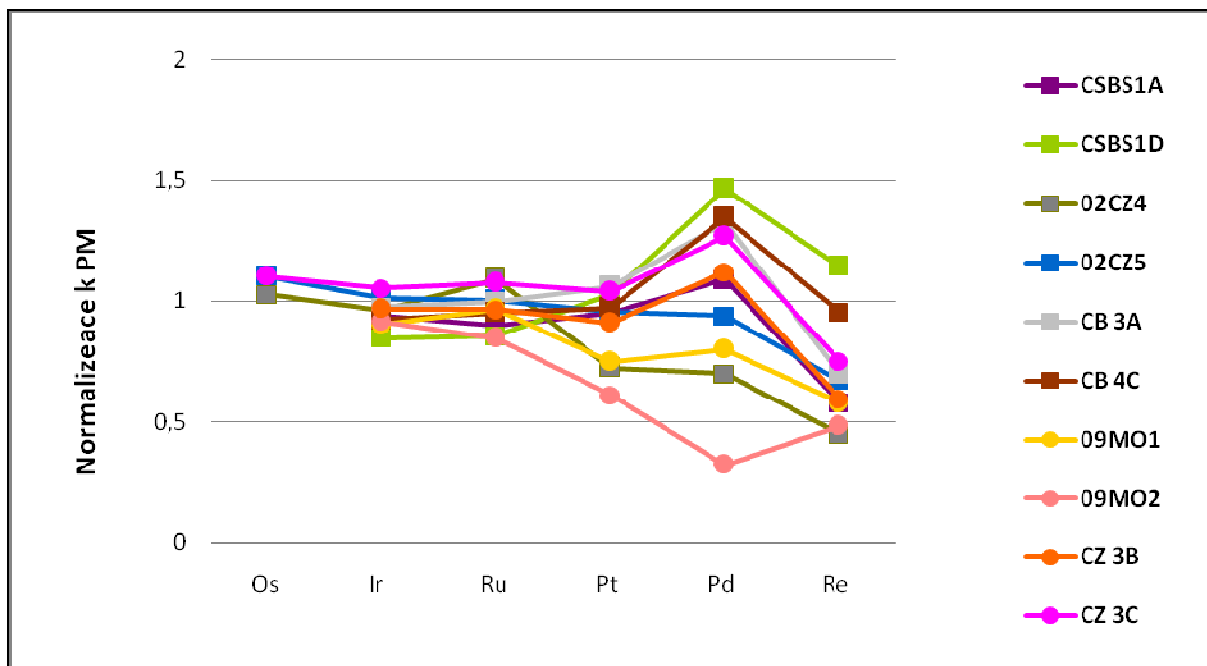
Výrazně větší rozptyl se ukázal v obsahu Pt, Re a především Pd. Tři vzorky z deseti ukazují ochuzení o Pt (všechny jsou spinelové typy) oproti PUM, ostatní (včetně všech granátických typů) vykazují srovnatelné či mírně vyšší koncentrace Pt v porovnání s PUM. To se je projevuje ve velmi výrazné Pd anomálií na distribuci HSE:

Vzorek	CSBS1A	CSBS1D	02CZ4	02CZ5	CB 3A	CB 4C	09MO1	09MO2	CZ 3B	CZ 3C
Pd_N/Pt_N	1,15	1,42	0,97	1,05	1,25	1,38	1,07	0,53	1,23	1,22

Tab. 9. Frakcionace PGE. V tabulce jsou vyneseny poměry normalizovaných hodnot Pd a Pt vůči PUM.

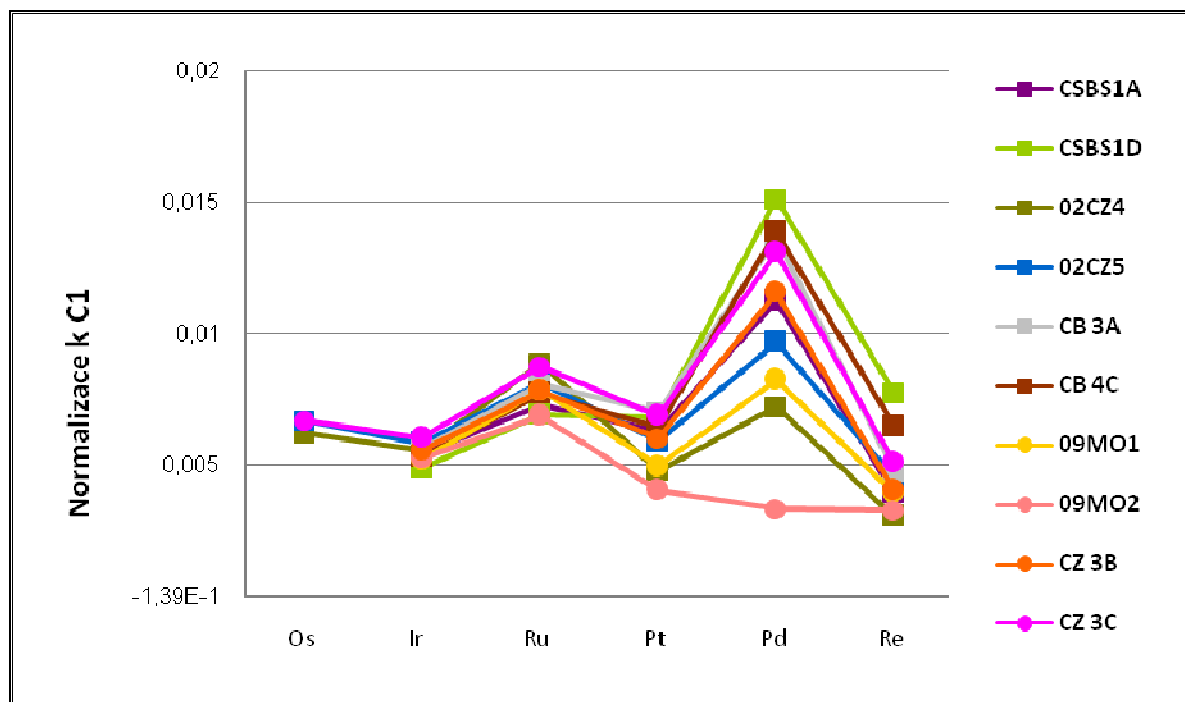
V zastoupení Pd lze rozlišit dva rozdílné trendy (v porovnání s PUM): jednak mírné ochuzení u 4 vzorků, a mírné obohacení u ostatních. Míra ochuzení a obohacení nepřesahuje 0,4 násobek, resp. 1,5 násobek obsahu PUM. Mezi tělesy Mohelno a Biskopupky nebyly zjištěny žádné rozdíly. Nicméně všechny granátické lherzolity (CSBS1A, CSBS1A, CZ3B, CB3A) jsou více či méně obohacené o Pd vůči PUM, naopak spinelové typy vykazují jak obohacení, tak ochuzení.

Obsahy Re jsou silně variabilní a v drtivé většině vykazují zřetelné ochuzení vůči hodnotám PUM a Pt. Jedinou výjimkou jsou vzorky CB4C a CSBS1D, které mají stejné, resp. vyšší hodnoty koncentrace Re v porovnání s PUM.



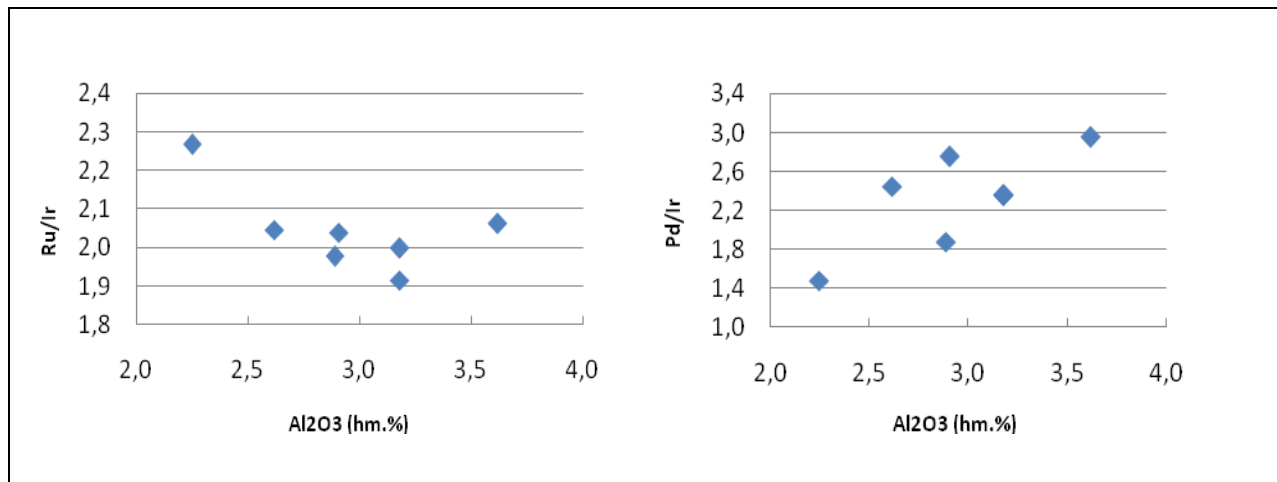
Obr. 14. Normalizace obsahu Re a PGE k PUM. Koncentrace HSE v PUM podle Becker et al. (2006).

Diagram normalizace HSE (Obr. 19.) pro porovnání koncentrací studovaných vzorků s chondritickým složením ukazuje podobný trend v chování jednotlivých vzorků, ale samozřejmě výrazné ochuzení o HSE vůči chondritům typu C1. Největší rozptyl v koncentraci vykazuje zase Pd, následuje Re a Pt.



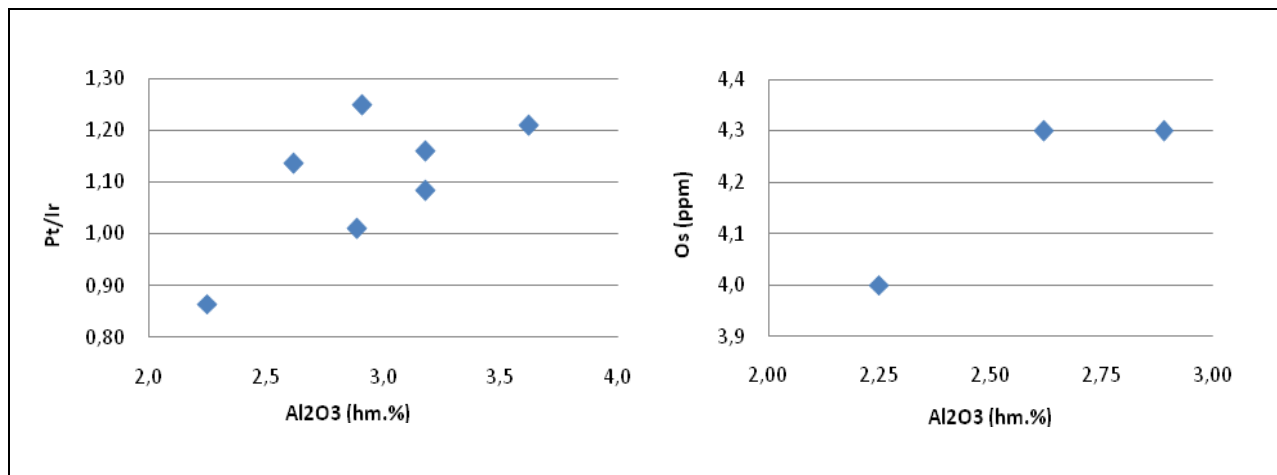
Obr. 15. Normalizace obsahu Re a PGE k C1 chondritům (data C1 podle Horan et al., 2003; Walker et al., 2002a).

Pro ilustraci frakcionace HSE v závislosti na stupni ochuzení studovaných hornin slouží diagramy Ru/Ir a Pd/Ir vs Al_2O_3 . Jak je zřejmé z Obr. 20. a Obr. 21. poměry Ru/Ir vykazují negativní korelaci s obsahy Al_2O_3 , zatímco poměry Pd/Ir naopak vykazují pozitivní korelaci s Al_2O_3 . Diagram níže ukazuje negativní korelaci mezi poměrem Ru/Ir a Al_2O_3 . Tyto trendy budou více diskutovány v kapitole Diskuse.



Obr. 16. (vlevo) Negativní korelace mezi Ru/Ir a Al_2O_3 . (Do diagramu vyneseno jen 7 vzorků z deseti, protože jen pro ty jsou k dispozici výsledky ze silikátové analýzy.)

Obr. 17. (nahore vpravo) Pozitivní korelace mezi Pd/Ir a Al_2O_3 . (2 vzorky ze 7 vykazují prakticky totožný vztah mezi Pd/Ir a Al_2O_3).



Obr. 18. (vlevo) Pozitivní korelace mezi Pt/Ir a Al_2O_3 .

Obr. 19. (nahore vpravo) Pozitivní korelace mezi Os a Al_2O_3 .

6.5.2. Izotopová geochemie Os

Izotopová geochemie Os může poskytnout velmi cenné informace o historii hornin svrchního pláště (např. stáří parciálního tavení, případné interakce hornina/tavenina atd.; více informací v kapitole 3.3).

Bylo provedeno 10 separací Os ze studovaných vzorků, ale izotopické poměry Os (a tudíž i koncentrace, které se stanovují metodou izotopového ředění) se podařilo úspěšně naměřit pouze u 3 vzorků.

U ostatních 7 vzorků se nepodařilo naladit při měření Os žádný signál, pravděpodobně v důsledku analytických problémů, které nastaly při posledním kroku separace Os zvané mikrodestilace.

Při tomto procesu dochází k extrakci Os zahříváním víčka 5ml teflonového kónického kelímku obsahující Cr_2O_3 a Os. Všechno Os se následně uvolňuje ze vzorku a mělo by se zachytit v kapce HBr v kónické části kelímku. Tato metoda má však bohužel více úskalí, přičemž jedním z nich je množství přidaného HBr a Cr_2O_3 tak aby Os destilace byla kompletní, což se ne u všech vzorků zdařilo.

Srovnávací tabulka níže (Tab. 6.) ukazuje výsledky měření Os izotopických poměrů 3 ng Os standardu *UMCP (University of Maryland, College Park)* na *N-TIMS MAT 262* v České geologické službě při stanovení izotopických poměrů Os studovaných hornin a odchylky od stanovených Os poměrů uvedených v práci Shirey a Walker (1998).

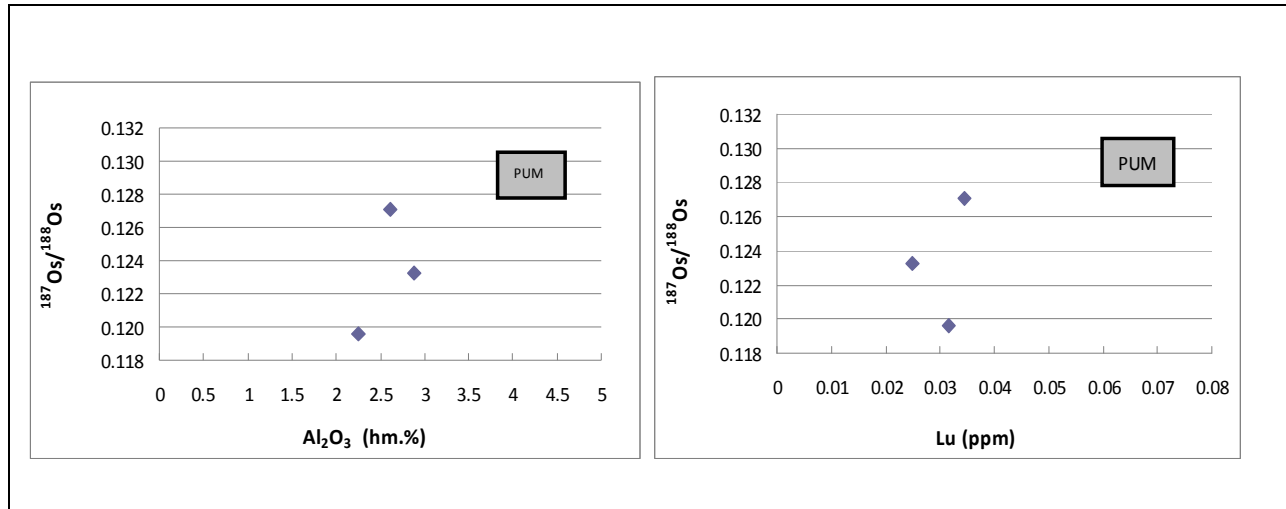
Výsledky měření izotopů Os (koncentrace Os a $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$) tří úspěšně naměřených vzorků jsou uvedeny v tabulce níže (Tab. 7.) Je zřejmé, že koncentrace Os jsou velmi vyrovnané a pouze o trochu vyšší než je hodnota PUM (3.9 ppb – Becker et al., 2006). Naopak poměry $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ vykazují poměrně výrazné odchylky od subchondritických (02CZ4, 02CZ5) až superchondritických poměrů (CZ3C). Hodnota γ Os, přepočítaná na stáří 330 Ma, tyto odchylky velmi přesně popisuje (-2.4 až -5.0 a +0.6, resp.).

	Re/Os	Os (ppb)	$^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$	γ Os (330 Ma)
02CZ4	0,03931	4,000	0,11960	-5,0
02CZ5	0,05463	4,300	0,12326	-2,4
CZ 3C	0,06114	4,300	0,12710	+0,6

Tab. 10. Koncentrace Os (ppb), Re/Os poměry, $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ a γ Os (pro 330 Ma).

Při parciálním tavení dochází k frakcionaci Re od Os (Re je nekompatibilní, zatímco Os je kompatibilní). Pokud jsou stupně tavení dostatečně vysoké, může dojít téměř ke kompletní extrakci Re což vede k zastavení rozpadu ^{187}Re na ^{187}Os . Vzhledem k tomu, že např. koncentrace Al_2O_3 nebo Lu představují velmi dobré indikátory parciálního tavení, příp. pozitivní korelace mezi těmito prvky a $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ může vést ke zjištění iniciálního složení $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ a tím i k určení stáří parciálního tavení (např. Reisberg et al., 1995).

Bohužel obrázky níže (Obr. 22. a Obr. 23.) ukazují pouze velmi nevýraznou pozitivní korelaci mezi obsahy Al_2O_3 a $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$, resp. mezi Lu a $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ a není tak možné blíže určit stáří parciálního tavení.



Obr. 20. Izotopický poměr $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ vs. Al_2O_3 .

Obr. 21. Izotopický poměr $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ vs. koncentrace Lu.

7. DISKUSE

Ultramafické horniny Gfölské jednotky byly v minulosti studovány několika autory (např. Ackerman et al., 2009; Faryad, 2009; Medaris et al., 2006; Medaris et al., 2005). Na základě těchto studií byla zdokumentována široká škála mineralogických dat a P-T historie. Medaris et al. (2005) se zabýval geochemickou charakteristikou a identifikací původu zdejších peridotitů. Na základě elementární analýzy, koncentrací stopových prvků a charakteru P-T režimu dospěl k názoru, že peridotity tělesa Mohelno-Biskoupky pravděpodobně reprezentují fragmenty ochuzeného pláště, a jsou v určitých aspektech velice blízké abysálním peridotitům (např. ochuzením o LREE, silně radiogenním složením izotopů Nd apod.). Jejich vysoká teplota ekvibrace (až 1335 °C) v nízkém P-T režimu (~ 1300°C při 29 kbar) indikuje blízké spojení s astenosférou. Tělesa Mohelno i Biskoupky jsou zařazené do kategorie tzv. „*type I*“ peridotitů definované Medarisem et al. (1999), vykazující nejvyšší ekvilibrační teplotu a nejnižší P-T režim v rámci Gfölské jednotky a pravděpodobně oceánicko-astenosferický původ. Pokud tato tělesa považujeme ve skutečnosti za jedno (čemuž nasvědčuje mnoho charakteristik jako bylo ukázáno výše),, jedná se o jedno z největších peridotitových těles v rámci této jednotky a obsahují jak spinelové tak granátické typy. Medaris et al. (1999) soudí, že granátické peridotity, které se vyskytují jen na okraji tělesa v pásmu několika desítek metrů - na rozhraní s okolními felsickými granulity (deformovanými a rekrystalizovanými převážně v amfibolitové facii), vznikly sekundárně, přeměnou původně spinelových peridotitů během exhumačních procesů. Různý autoři, jako např. Urban (1992), Nosál et al. (2005) a Kamei et al. (2010) popisují kontinuálnost strukturních znaků deformace (na jedné straně výrazně protáhlé krystaly křemene tvořící lineaci – na druhé straně identické rysy granátových zrn) okolního Náměšťského granulitu pokračující v granátických peridotitech, indikující společnou a silnou deformaci peridotit-granulitového komplexu.

7.1. Původ a vývoj hornin tělesa Mohelno-Biskoupky

Petrograficky se všechny studované vzorky vyznačují velice podobnými rysy, jde o spinelové a granátické lherzolity (s průměrným obsahem klinopyroxenu kolem 10%) postižené silnou serpentinizací a rekrystalizací. Pozorované petrografické rysy obecně souhlasí s charakteristikou popsanou Medarisem et al. (2005). Avšak na rozdíl od Kamei et al. (2010), který uvádí přítomnost jak hrubozrnných, tak jemnozrnných variací obou typů hornin, všechny studované vzorky v této práci mají středně- až hrubozrnnou – porfyroklastickou strukturu, kde největší porfyroklasty tvoří zejména ortopyroxen a granát.

Co se týče zastoupení stopových prvků, lze rozlišit 2 odlišné chování studovaných vzorků. Většina vzorků (8 z 10 popsaných, viz Obr. 16.) vykazuje REE distribuce popsané již Medarisem et al. (2005): výrazné ochuzení o LREE (poměr hornina/PUM ~ 0,1 až 0,5), naopak mírnější ochuzení o MREE a HREE v porovnání s PUM (poměr hornina/PUM ~ 0,4 až 0,8). Druhý trend (reprezentovaný vz. 09MO2 a CSBS1A mající na normalizačním diagramu tvar “U“, Obr.16.) je naopak charakteristický výraznějším ochuzením o MREE a HREE, než LREE v porovnání s PUM. Tyto vzorky mají rovněž vyšší koncentrace litofilních prvků jako U a Sr. Podobný trend pozoroval Medaris et al. (2005) u jednoho vzorku pocházející z lokality Lom pod Libínem – také náležící do skupiny “*type I*“ peridotitů,

ovšem ten byl i výrazně obohacený o LREE vůči PUM a vykazoval celkově vyšší obsahy všech stopových prvků, než vzorky 09MO2 a CSBS1A. Zajímavá je i kombinace těchto dvou vzorků, reprezentující druhý – „od normálu“ odlišný – trend: 09MO2 – spinelový lherzolit z tělesa Mohelno a BSCS1A – granátický lherzolit z tělesa Biskoupky. Popsané rozdíly možná indikují míšení původně dvou odlišných typů hornin, pocházející se ze dvou zdrojů. Dalším rozdílem v porovnání s Medarisovými výsledky jsou pozitivní Eu anomálie, což je obecně platný pro všechny studované vzorky a především pro dva s odlišným trendem ve tvaru „U“ (09MO2, BSCS1A). Medaris et al. (2005) přitom uvádí mírnou negativní anomálii Eu u všech popsáných „type I“ peridotitů. Zajímavá je také frakcionace stopových prvků s vysokým nábojem (HFSE): Nb, Zr, Hf. Přestože všechny horniny vykazují velmi výraznou negativní Nb anomálii, distribuce Zr a Hf nevykazují žádné výrazné odchylky od sousedních prvků s podobným stupněm kompatibility (např. Nd, Sm). Zvýšené koncentrace Sr pozorovatelné u všech vzorků mohou být výsledkem metasomatických procesů, ale také zvýšeného obsahu sekundárních karbonátů ve většině studovaných hornin.

Tyto dva různé trendy distribuce REE (a částečně i stopových prvků) s největší pravděpodobností indikují rozdílnou historii některých hornin z tělesa Mohelno-Biskoupky. Distribuční trend ochuzení o LREE se většinou připisoval procesu parciálního tavení ve svrchním plášti, kdy dochází k výrazné frakcionaci REE (LREE jsou více nekompatibilní než MREE a HREE a vstupují tak přednostně do taveniny). Abysální (oceánické) peridotity vykazují vysoké stupně parciálního tavení a výrazně LREE-ochuzené distribuce (Johnson et al., 1990). To (a výrazně radiogenní složení izotopů Nd jednoho vzorku – Beard et al., 1991) vedlo Medaris et al. (2005) k názoru že těleso Mohelno-Biskoupky představuje relikt oceánské litosféry.

Tento názor ovšem nemusí korespondovat s tím, že:

(a) všechny peridotity, které byly zkoumány v rámci této diplomové práce jsou lherzolyty (včetně LREE ochuzených), zatímco typickou horninou oceánické litosféry (abysální peridotit) jsou harzburgity, tj. peridotity které prošly vysokým stupněm parciálního tavení při němž došlo k výrazné až ke kompletní extrakci klinopyroxenu (Bodinier a Godard, 2003),

(b) dva studované vzorky z tělesa Mohelno-Biskoupky vykazují LREE obohacené distribuce indikující metasomatózu typickou zejména pro kontinentální litosféru (např. Downes, 2001)

Vzhledem ke složení zkoumaných hornin je nanejvýše pravděpodobné, že distribuce REE odráží koncentrace REE v minerálu, který v peridotitech kontroluje distribuce REE, tj. klinopyroxenu. Johnson et al. (1990) modeloval REE složení klinopyroxenu při parciálním tavení a pokud vezmeme jeho model v potaz, tak studované vzorky z tělesa Mohelno-Biskoupky vykazují pouze nízký stupeň parciálního tavení (odhadem < 10 %), což podle prvotních studií není typické pro abysální peridotity. Nicméně např. Hartman a Wedepohl (1993) se přesto domnívají že tento typ hornin může být zdrojem bazaltů středo-oceánských hřbetů (MORB), jejichž „obohacený“ charakter mohl vzniknout procesem mísení ochuzeného pláště (tzv. depleted MORB mantle – DMM) s recyklovanými krustálními horninami nebo materiálem ze zdroje plášťových chocholů. Ale např. Lenoir (2001) poukázal na fakt, že stejné LREE ochuzené distribuce peridotitů lze docílit rovněž metasomatózou taveninou blízkou MORB.

Modální složení a distribuce REE studovaných hornin tělesa Mohelno-Biskoupky ukazují spíše na příbuznost s tzv. **orogenními lherzolyty** (Bodinier a Godard, 2003) jako např. Ronda, Lanzo apod. Dva rozdílné typy (LREE-ochuzené vs. obohacené) mohou být výsledkem rozdílných stupňů parciálního tavení a/nebo procesů metasomatózy. Pozorované profily REE a ostatních prvků u dvou LREE-obožených vzorků hovoří pro nejpravděpodobnější typ metasomatózy pomocí taveniny bazaltového složení (např. Downes, 2001).

7.2. Koncentrace silně siderofilních prvků (HSE) a izotopické složení Os

Všechny studované vzorky vykazují velice podobný trend distribuce HSE: koncentrace I-PGE (Os, Ir a Ru) jsou velice podobné primitivnímu plášti (PM), což se odráží ve velmi primitivní distribuci těchto prvků s absencí jakékoliv frakcionace podporující teorii parciálního tavení pláště.

Výrazně větší rozptyl se ukázal v obsahu Pt, Re a především Pd. Tři vzorky z deseti ukazují ochuzení o Pt (všechny jsou spinelové typy) oproti PM, ostatní (včetně všech granátických typů) naopak vykazují mírné ochuzení. To se je projevuje velmi výraznou Pt anomálií na distribuci HSE. Koncentrace Pd vykazují dva rozdílné trendy (v porovnání s PM): jednak mírné ochuzení u 4 vzorků, a obohacení u ostatních (včetně všech granátických typů). Míra ochuzení a obohacení se pohybuje mezi 0,4 - 1,6 násobkem obsahu PUM. Obsahy Re jsou silně variabilní a v drtivé většině vykazují zřetelné ochuzení vůči hodnotám PUM, což v zásadě podporuje teorii parciálního tavení pláště, i když velká variabilita v obsahu indikuje pravděpodobný průběh metasomatických procesů, či interakci peridotitů s korovým mariálem, které vedly ke zpětnému obohacení o Re.

Taky je třeba brát na zřetel fakt, že P-PGE prvky (Pt, Pd, Rh) a Re se v rámci HSE vyznačují větší volatilitou, než prvky I-PGE, což obecně komplikuje správnou interpretaci naměřených dat, a mohlo zavinit zvýšený rozptyl v obsahu Pt, Pd a Re.

7.2.1. Relativní zastoupení PGE: suprachondritické poměry Pd/Ir, Ru/Ir

Poměry Pd/Ir a Pt/Ir vykazují pozitivní korelaci s Al_2O_3 , což indikuje zvýšenou frakcionaci Pd a Pt při vyšším stupni ochuzení (viz Obr. 20., Obr. 21.).

Ovšem, ve srovnání s PM, poměry Pt/Ir se relativně shodují s PUM poměrem, pohybují se v rozmezí 0,83 - 1,2 násobku poměrů charakteristické pro PUM ($(Pt/Ir)_{PM} = 2,17$), což jen mírně převyšuje chondritický poměr ($(Pt/Ir)_{C1} = 1,89$). Naopak poměry Pd/Ir se pohybují v rozmezí 0,35 a 1,73 násobku PUM poměrů, což vyjma jednoho vzorku odpovídá vyloženě suprachondritickým poměrům (v průměru dvojnásobku poměru Pd/Ir charakteristické pro C1 chondrity ($(Pd/Ir)_{C1} = 1,13$)).

Kromě Pd/Ir, i Ru/Ir poměry studovaných vzorků vykazují suprachondritické rysy, v průměru 1,5 násobku hodnoty typické pro C1 chondrity ($(Ru/Ir)_{C1} = 1,42$), naměřené hodnoty jsou naopak vyrovnanější a víceméně odpovídají hodnotě typické pro PM ($(Ru/Ir)_{PM} = 2$).

Alard et al. (2000) ve své práci uvádí, že některé novější studie identifikovaly vzorky se suprachondritickými poměry Pd/Ir, Pt/Ir a Rh/Ir a navrhuje vysvětlení pomocí procesů probíhající přímo ve svrchním plášti, podle kterého jsou vyšší než chondritické poměry studovaných hornin následkem

tavení a obohacení o sulfidy během metasomatických procesů (sulfidy představují klíčové minerály, které kontrolují distribuci HSE – např. Lorand, 2001). Pattou et al. (1996) při studiu orogenních peridotitů v Evropě stanovil 1,8-krát vyšší poměry Pd/Ir pro studované horniny, než je průměrná hodnota C1 chondritů. Podobné obohacení bylo následně publikováno dalšími autory při studiu abysálních peridotitů (Snow and Schmidt, 1998; Rehkämper et al., 1999) a peridotitových xenolitů (Schmidt et al., 2000). Schmidt et al. (2000) rovněž publikoval obohacení Ru a Rh. Becker et al. (2006) při studiu peridotitových xenolitů pozoroval chondritické poměry Re/Ir, Os/ Ir a Pt/Ir, ale suprachondritické hodnoty pro Ru/Ir a Pd/Ir – v průměru o 1,4-krát, resp. 1,6- krát vyšší, než průměrné hodnoty pro C1 chondrity. Tento popis je velice podobný mnou studovaným vzorkům z tělesa Mohelno-Biskoupky.

Obecně lze říci, že většina autorů studující zastoupení HSE pláště došla k předpokladu, že nechondritické relativní zastoupení HSE odráží globální komplexní procesy probíhající v plášti, jako např. pozdní akrece extraterestrického materiálu s nechondritickým složením, vliv ekvibrace kovů a silikátů hluboko v původním „magmatickém oceánu“, či výměna HSE mezi jádrem a pláštěm (Snow a Schmidt 1998; Rehkämper et al., 1999; Becker et al., 2006; Luguet et al., 2008).

Podle Walkera (2009) se nezdá být pravděpodobné, že by regionálně specifické procesy mohly vést k vývoji tak jednotné charakteristiky různých typů hornin, tj. že by různě staré horniny, pocházející z jiných lokalit měly tak podobné charakteristiky. Tudíž suprachondritické Pd/Ir a Ru/Ir (a možná i Rh/Ir a Au/Ir) poměry se zdají být obecně platnou (vsudypřítomnou) charakteristikou svrchního pláště a PUM, spíše než následky samostatné, lokální redistribuce některých HSE prvků uvnitř svrchního pláště.

Vzhledem ke komplexnosti procesů jež mohou ovlivnit koncentrace HSE je poměrně problematické interpretovat naměřená HSE data z tělesa Mohelno-Biskoupky. Zřejmý je ale fakt absence frakcionace mezi I-PGE, která je poměrně typická pro metasomatózu v kontinentální litosféře při které často dochází k rozpadu sulfidů a výrazné I-PGE frakcionaci (např. Ackerman et al., 2009; Büchl et al., 2002 a další). Naopak výrazné odchylky a frakcionace Pd nejpravděpodobněji vznikla opět kombinací parciálního tavení a metasomatózy. Data z tělesa Mohelno-Biskoupky tedy nepodporují teorii, že suprachondritické Pd/Ir a Ru/Ir představují „primární“ charakteristiku zemského pláště vzniklou při prvotní diferenciaci Země.

7.2.2 Izotopické složení Os

Z deseti rozložených vzorků se se bohužel úspěšně podařilo naměřit pouze tří (Tab. 7.), což výrazně stěžuje interpretaci naměřených dat. Naměřené koncentrace Os jsou velmi vyrovnané (4ppb; 4,3 ppb; 4,3ppb) a pouze o trochu vyšší než je hodnota PUM (3.9 ppb – Becker et al., 2006), což je v souladu s velmi vyrovnanými hodnotami ostatních I-PGE – Ir a Ru. Naopak poměry $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ vykazují poměrně výrazné odchylky od subchondritických (02CZ4, 02CZ5) až suprachondritických poměrů (CZ3C), což je nejlépe vidět z hodnoty γ Os, přepočítané na předpokládané stáří hornin ~330 Ma (-2,4 až -5,0 a +0,6 resp.). Z těchto hodnot je naprosto zřejmé, že minimálně některé horniny prošly procesem metasomatózy, při kterém došlo k nárustu ^{187}Os . Z nízkých hodnot γ Os je možné předpokládat, že metasomatická tavenina/fluidum vznikla procesem parciálního tavení ve svrchním

pláští a nejedná se tedy o metasomatózu spjatou se subdukčními procesy, tak jak to např. popsal Ackerman et al. (2009) a Becker (2001) z blízkých lokalit Horní Bory a dolního Rakouska nacházející se rovněž v Gföhlské jednotce.

Koncentrace Al_2O_3 nebo Lu představují velmi dobré indikátory parciálního tavení, ovšem naměřené hodnoty Os poměrů ukazují pouze velmi nevýraznou pozitivní korelaci mezi obsahy Al_2O_3 a $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$, resp. mezi Lu a $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$, tudíž další interpretace je velice obtížná.

8. ZÁVĚR

Na základě analýzy stopových prvků (především distribuce REE) se zdá velmi pravděpodobné, že peridotity tělesa Mohelno-Biskoupky indikují spíše příbuznost s orogenními Iherzolity (jako např. Ronda, Lanzo apod.), než abysálními peridotity. Modální složení (relativně vysoký obsah klinopyroxenu) a LREE-obohacené distribuce některých vzorků totiž teorii oceánicko-astenoférického původu příliš nepodporují.

Dva různé trendy distribuce REE (a částečně i dalších stopových prvků) indikují rozdílnou historii některých hornin z tělesa Mohelno-Biskoupky. Tyto odlišné distribuce mohou být následkem rozdílných stupňů parciálního tavení a/nebo procesů metasomatózy. Profily distribuce stopových prvků u dvou LREE-obohacených vzorků hovoří pro nejpravděpodobnější typ metasomatózy pomocí taveniny bazaltového složení.

Primitivní distribuce prvků I-PGE (Os, Ir a Ru) s absencí jakékoliv frakcionace a zřetelné ochuzení Re vůči hodnotám PUM, v zásadě podporují teorii parciálního tavení pláště, i když velká variabilita v obsahu Re indikuje pravděpodobný průběh metasomatických procesů, či interakci peridotitů s korovým materiálem, které vedly ke zpětnému obohacení Re. Výrazné odchylky v koncentraci Pd, jeho výrazná frakcionace a superchondritické poměry Pd/Ir a Ru/Ir indikují opět kombinaci parciálního tavení a metasomatózy.

Velmi vyrovnaná koncentrace Os (pouze o trochu vyšší než PUM) je v souladu s nízkým rozptylem hodnot ostatních I-PGE – Ir a Ru. Naopak výrazné odchylky poměru $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ od subchondritických až suprachondritických poukazují na fakt, že minimálně některé horniny prošly procesem metasomatózy, při kterém došlo k obohacení o ^{187}Os . Z nízkých hodnot γ_{Os} je možné předpokládat, že metasomatická tavenina/fluidum vznikla procesem parciálního tavení ve svrchním pláští a nejedná se tedy o metasomatózu spjatou se subdukčními procesy, jak je tomu u některých dalších lokalit peridotitů v Gföhlské jednotce (např. Horní Bory)..

PŘÍLOHA I

výsledky silikátové analýzy (převzato z Medaris et al., 2005)

Locality	Mohelno		Biskoupky					
Sample	CZ3B2	CZ3C2	02CZ4	02CZ5	CB3A	CB4C	CSBS1A	
Lithology	grt pd	spl pd	spl pd	spl pd	spl pd	spl pd	grt pd	
SiO ₂	45,34	45,77	45,23	44,53	45,73	44,92	46,16	
TiO ₂	0,2	0,1	0,11	0,11	0,09	0,18	0,18	
Al ₂ O ₃	3,18	2,62	2,25	2,89	2,91	3,62	3,18	
Cr ₂ O ₃	0,41	0,42	0,42	0,33	0,39	0,35	0,36	
NiO	0,27	0,3	0,3	0,24	0,28	0,25	0,27	
FeO	8,75	7,88	8,43	7,76	7,57	8,11	8,14	
MnO	0,13	0,13	0,11	0,12	0,12	0,12	0,12	
MgO	38,42	39,78	41,56	40,93	40,93	39,29	38,52	
CaO	2,95	2,82	1,46	2,85	1,82	2,87	2,75	
Na ₂ O	0,27	0,13	0,09	0,18	0,11	0,24	0,28	
K ₂ O	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	
P ₂ O ₅	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	
Total	100	100	100	100	100	100	100	
Mg*	88,7	90	89,8	90,4	90,6	89,6	89,4	

PŘÍLOHA II

Chemismus mienerálů

OLIVINE								
Locality	Biskoupky				Mohelno			
Sample	CSBS1A	CSBS1D	02CZ4	02CZ5	CZ3B	CZ3C	09MO2	09MO1
SiO ₂	40,36	40,63	40,69	40,64	40,8	40,6	40,93	40,89
FeO	9,93	9,93	9,18	9,42	10,1	9,85	9,65	9,56
MnO	0,14	0,15	0,14	0,13	0,14	0,26	0,18	0,15
MgO	48,32	48,54	49,05	48,96	48,5	48,8	48,75	48,57
NiO	0,37	0,36	0,37	0,35	0,38	0,45	0,39	0,47
Total	99,12	99,62	99,42	99,51	99,92	99,96	99,82	99,57
ORTHOPYROXENE								
Locality	Biskoupky				Mohelno			
Sample	CSBS1A	CSBS1D	02CZ4	02CZ5	CZ3B	CZ3C	09MO2	09MO1
SiO ₂	54,33	54,17	53,86	53,85	54,1	53,8	55,19	54,48
TiO	0,16	0,17	0,13	0,16	0,13	0	0,07	0,10
Al ₂ O ₃	4,64	4,78	5,51	5,17	4,56	5,63	3,44	5,09
Cr ₂ O ₃	0,48	0,49	0,6	0,68	0,38	0,59	0,62	0,40
FeO	6,5	6,46	6,06	5,93	6,88	6,58	6,35	6,48
MnO	0,14	0,16	0,14	0,13	0,14	0,07	0,17	0,20
MgO	32,76	32,82	32,72	32,25	32,9	33	32,53	32,25
CaO	0,74	0,69	0,59	1,08	0,65	0,59	1,09	0,60
Na ₂ O	0,06	0,04	0,01	0,06	0	0	0	0
Total	99,8	99,77	99,61	99,3	99,74	100,26	99,96	99,86
CLINOPYROXENE								
Locality	Biskoupky (Med.)				Mohelno			
Sample	CSBS1D	02CZ4	02CZ5	CSBS1A	CZ3B	CZ3C	09MO2	09MO1
SiO ₂	52,38	51,35	52,08	52,1	52,9	51,8	52,27	51,72
TiO ₂	0,57	0,48	0,48	0,58	0,52	0	0,19	0,39
Al ₂ O ₃	6,75	6,23	6,25	6,93	6,88	6,56	4,42	6,01
Cr ₂ O ₃	0,9	0,89	1,13	1,1	0,71	0,96	1,24	0,80
FeO	2,88	2,2	2,51	2,28	3,53	2,64	2,32	2,35
MnO	0,11	0,07	0,1	0,08	0,11	0,02	0,14	0,15
MgO	15,26	17,99	15,07	14,84	15,6	15,4	16,88	15,08
CaO	19,01	19,06	20,63	20,03	17,5	20,7	21,52	22,04
Na ₂ O	1,91	1,05	1,43	1,73	1,71	1,2	0,95	1,37
Total	99,76	99,32	99,69	99,68	99,46	99,28	99,68	99,31

PŘÍLOHA II – část 2.

SPINEL					
Locality	Biskoupky (Med.)		Mohelno		
Sample	02CZ4	02CZ4	CZ3C	09MO2	09MO1
TiO ₂	0,02	0,05	0,07	0	0,058
Al ₂ O ₃	53,1	50,8	51,7	43,5725	54,6865
Cr ₂ O ₃	13	16,5	13,7	21,504	11,417
V ₂ O ₃	0,06	0,03	0,08	0,1515	0,179
FeO	13,83	13,31	13,6	16,35825	12,088
MnO	0,06	0,13	0,04	0,2285	0,1745
MgO	18,36	17,77	18,3	15,29925	19,2645
ZnO	0,21	0,18	0,24	0,4895	0,2575
NiO	0,34	0,29	0,29	0,273333	0,3585
Total	98,97	99,06	98,2	97,73275	98,09483

GARNET			
Locality	Biskoupky		Mohelno
Sample	CSBS1A	CSBS1D	CZ3B
SiO ₂	42,08	41,58	41,4
TiO ₂	0,44	0,23	0
Al ₂ O ₃	22,66	23,01	22,5
Cr ₂ O ₃	1,13	1,22	1,27
FeO	7,84	7,23	7,51
MnO	0,28	0,31	0,28
MgO	20,98	21,09	21,8
CaO	4,7	4,49	4,77
Total	99,31	99,39	99,62

PŘÍLOHA III

Koncentrace stopových prvků

Vzorek	02CZ5	CSBS1D	CSBS1A	02 CZ 4	CB 3A	CB 4C	09MO 1	09MO 2	CZ 3B	CZ 3C
Lokalita	Biskoupk	Biskoupk	Biskoupk	Biskoupk	Biskoupk	Biskoupk	Moheln	Moheln	Moheln	Moheln
Litologie	spl pd	grt pd	grt pd	spl pd	grt pd	spl pd	spl pd	spl pd	grt pd	spl pd
Li	0,740	0,720	0,470	1,055	1,620	0,963	1,219	1,485	1,823	0,874
Sc	10,340	9,853	10,200	9,542	9,680	9,639	9,365	7,385	10,201	9,767
Rb	0,310	0,309	0,230	0,399	0,470	0,176	0,881	0,670	0,344	0,198
Sr	13,200	12,964	21,860	7,934	10,220	8,948	7,064	11,823	14,471	7,993
Y	1,330	1,308	0,450	1,574	1,450	2,017	1,463	0,658	2,184	1,718
Zr	3,490	3,425	3,240	1,964	1,260	3,092	2,229	2,403	6,326	1,415
Nb	0,040	0,039	0,210	0,031	0,020	0,019	0,069	0,144	0,088	0,007
Cs	0,030	0,033	0,040	0,136	0,110	0,031	0,177	0,086	0,055	0,024
Ba	18,670	18,424	26,970	28,021	18,760	14,486	10,048	26,051	18,668	12,184
La	0,076	0,074	0,218	0,112	0,080	0,080	0,149	0,503	0,208	0,075
Ce	0,257	0,253	0,471	0,246	0,180	0,279	0,352	0,998	0,639	0,207
Pr	0,050	0,050	0,059	0,042	0,030	0,058	0,052	0,086	0,115	0,039
Nd	0,320	0,319	0,265	0,253	0,200	0,374	0,293	0,312	0,665	0,264
Sm	0,128	0,127	0,064	0,123	0,100	0,167	0,120	0,070	0,244	0,128
Eu	0,064	0,063	0,038	0,069	0,050	0,078	0,052	0,035	0,108	0,059
Gd	0,169	0,167	0,077	0,175	0,150	0,229	0,166	0,097	0,306	0,180
Tb	0,037	0,036	0,013	0,040	0,030	0,053	0,037	0,016	0,064	0,043
Dy	0,249	0,249	0,077	0,283	0,260	0,372	0,263	0,106	0,421	0,303
Ho	0,053	0,054	0,016	0,062	0,060	0,081	0,058	0,023	0,090	0,068
Er	0,169	0,166	0,056	0,195	0,180	0,254	0,183	0,083	0,273	0,213
Tm	0,024	0,023	0,009	0,030	0,030	0,038	0,028	0,013	0,039	0,033
Yb	0,166	0,163	0,065	0,203	0,190	0,254	0,188	0,097	0,266	0,220
Lu	0,025	0,025	0,012	0,031	0,030	0,040	0,030	0,016	0,040	0,034
Hf	0,110	0,109	0,091	0,080	0,050	0,109	0,078	0,073	0,188	0,066
Ta	0,119	0,115	0,201	0,090	0,120	0,084	0,087	0,241	0,197	1,598
Pb	0,690	0,682	0,908	2,339	1,000	2,774	2,452	5,229	1,182	0,549
Th	0,006	0,006	0,013	0,016	0,000	0,001	0,013	0,093	0,007	0,010
U	0,062	0,061	0,197	0,066	0,070	0,050	0,050	0,214	0,052	0,049

PŘÍLOHA IV

PM - Podle Sun a McDonough (1989), C1 –podle Boynton (1984)

PŘÍLOHA V - Koncentrace stopových prvků		
(ppm)	Ochuzený plášť PM	C1 chondrit
Li	1,600	1,570
Rb	0,653	2,320
Sr	21,100	7,260
Y	4,550	1,570
Zr	11,200	3,870
Nb	0,713	0,246
Cs	0,032	0,188
Ba	6,989	2,410
La	0,687	0,237
Ce	1,775	0,612
Pr	0,276	0,095
Nd	1,354	0,467
Sm	0,444	0,153
Eu	0,168	0,058
Gd	0,596	0,206
Tb	0,108	0,037
Dy	0,757	0,254
Ho	0,164	0,057
Er	0,480	0,166
Tm	0,074	0,026
Yb	0,493	0,170
Lu	0,074	0,025
Hf	0,309	0,107
Ta	0,041	0,014
Pb	0,185	2,470
Th	0,085	0,029
U	0,021	0,008

PŘÍLOHA V

Koncentrace REE ve studovaných vzorcích												
Lokalita	Biskoupky						Mohelno				Prim. plášť PM	Chondrit C1
Vzorek Litologie	02CZ5 spl pd	CS-BS-1D grt pd	CS-BS-1A grt pd	02CZ 4 spl pd	CB 3A grt pd	CB 4C spl pd	09MO 1 spl pd	09MO 2 spl pd	CZ 3B grt pd	CZ 3C spl pd		
La	0,1106	0,1081	0,3173	0,1625	0,1164	0,1160	0,2173	0,7317	0,3023	0,1088	0,6870	0,2370
Ce	0,1448	0,1428	0,2654	0,1387	0,1014	0,1572	0,1982	0,5623	0,3602	0,1166	1,7750	0,6120
Pr	0,1812	0,1794	0,2138	0,1504	0,1087	0,2086	0,1874	0,3106	0,4168	0,1406	0,2760	0,0950
Nd	0,2363	0,2355	0,1957	0,1871	0,1477	0,2759	0,2161	0,2307	0,4910	0,1952	1,3540	0,4670
Sm	0,2883	0,2854	0,1441	0,2772	0,2252	0,3757	0,2696	0,1571	0,5485	0,2880	0,4440	0,1530
Eu	0,3810	0,3727	0,2262	0,4089	0,2976	0,4658	0,3079	0,2075	0,6403	0,3506	0,1680	0,0580
Gd	0,2836	0,2810	0,1292	0,2930	0,2517	0,3840	0,2777	0,1633	0,5139	0,3013	0,5960	0,2055
Tb	0,3426	0,3371	0,1204	0,3711	0,2778	0,4921	0,3421	0,1480	0,5948	0,3991	0,1080	0,0374
Dy	0,3289	0,3290	0,1017	0,3744	0,3435	0,4915	0,3475	0,1401	0,5566	0,4005	0,7570	0,2540
Ho	0,3232	0,3286	0,0976	0,3753	0,3659	0,4951	0,3514	0,1417	0,5466	0,4118	0,1640	0,0566
Er	0,3521	0,3459	0,1167	0,4055	0,3750	0,5290	0,3818	0,1725	0,5696	0,4430	0,4800	0,1655
Tm	0,3243	0,3149	0,1216	0,4062	0,4054	0,5187	0,3794	0,1767	0,5249	0,4466	0,0740	0,0255
Yb	0,3367	0,3308	0,1318	0,4123	0,3854	0,5151	0,3807	0,1974	0,5394	0,4459	0,4930	0,1700
Lu	0,3378	0,3346	0,1622	0,4255	0,4054	0,5387	0,3994	0,2160	0,5451	0,4660	0,0740	0,0254

POUŽITÁ LITERATURA

- Abbate E., Bortolotti V., Passerini P., and Principi G., 1985. *The rhythm of Phanerozoic ophiolites*. Ophioliti, 10, 109-138 str.
- Ackerman L., Jelínek E., Medaris G. Jr., Ježek J., Siebel W., Strnad L., 2009. *Geochemistry of Fe-rich peridotites and associated pyroxenites from Horní Bory, Bohemian massif: Insights into subduction-related melt-rock reactions*. Chemical Geology, 259, 152-167 str.
- Alard O., Griffin W. L., Lorand J.-P., Jackson S. E., O'Reilly E. J and S. Y., 2000. *Non-chondritic distribution of the highly siderophile elements in mantle sulphides*. Nature, 407, 891-894 str.
- Avé Lallemant H. G., 1967. *Structural and petrographic analysis of an "Alpine-type" peridotite: the lherzolite of the French Pyrenees*. Leid. Geol. Med., 42, 1-57 str.
- Baker M. B. and Beckett J. R., 1999. *The origin of abyssal peridotites: a reinterpretation of constraints based on primary bulk compositions*. Earth Planet. Sci. Lett., 171, 49-61 str.
- Beard B. L., Medaris G. G., Johnson C. M., Mísař Z. and Jelínek E., 1991. *Nd and Sr isotope geochemistry of Moldanubian eclogites and garnet peridotites, Bohemian Massif, Czechoslovakia*. 2nd Eclogite field Symposium, Spain
- Becker H., Shirey S. B., Carlson R. W., 2001. *Effects of melt percolation on the Re-Os systematics from a Paleozoic convergent plate margin*. Earth Planet. Sci. Lett., 188, 107-121 str.
- Becker H., Carlson R. W., Shirey S. B., 2004, *Slab-derived osmium and isotopic disequilibrium in garnet pyroxenites from a Paleozoic convergent plate margin (lower Austria)*. Chemical Geology, 208, 141-156 str.
- Birck J. L., Roy Barman M. and Capmas F., 1997. *Re-Os isotopic measurements at the femtomole level in natural samples*. Geostand. News, 21, 19-28 str.
- Bodinier J.-L., 1988. *Geochemistry and petrogenesis of the Lanzo peridotite body, Western Alps*. Tectonophysics, 149, 67-88 str.
- Bodinier J.-L., Vasseur G., Vernières J., Dupuy C., and Fabriès J., 1990. *Mechanism of mantle metasomatism: geochemical evidence from the Lherz orogenic peridotite*. J. Petrol, 31, 597-628 str.
- Bodinier J.-L. and Godard M., 2003. *Orogenic, Ophiolitic and Abyssal Peridotites*. In: Carlson, R. W. (Ed.) *Treatise in Geochemistry, Volume 2 – The Mantle and Core*. Elsevier Pergamon, 103-157 str.
- Boudier F. and Nicolas A., 1985. *Harzburgite and lherzolite subtypes in ophiolitic and oceanic environments*. Earth Planet. Sci. Lett., 76, 84-92 str.

- Boynton W.V., 1984. *Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies*. Henderson, P. (Ed.), *Rare Earth Element*. Geochemistry, Elsevier, Amsterdam, 63–114 str.
- Brueckner H. K., 1998. *Sinking intrusion model for the emplacement of garnet-bearing peridotites into continent collision orogens*. *Geology*, 26, 631-634 str.
- Brueckner H. K. and Medaris L. G., 1998. *A tale of two orogens-the contrasting P-T-t history and geological evolution of mantle in ultrahigh pressure (UHP) metamorphic terranes of the Norwegian Caledonides and the Czech Variscides*. *Schweizer. Mineral. Petrogr. Mitteil.*, 78, 293-307 str.
- Brueckner H. K. and Medaris L. G., 2000. *A general model for the intrusion and evolution of "mantle" garnet peridotites in high-pressure and ultra-high-pressure metamorphic terranes*. *J. Metamorph. Geol.*, 18, 123-133 str.
- Burton P. R., Palmer L. J., Jacobs K., Keen K. J., Olson J. M., Elston R. C., 2000. *Ascertainment adjustment: where does it take us? (erratum 67:672 [2001])*. *Am J Hum Genet*, 67, 1505–1514 str.
- Cabri L. J., Rudashevsky V. N., Rudashevsky N. S., Sylvester P. J., Tubrett M. N., 2005. *Current developments in quantitative process mineralogy of PGE-bearing ores from different deposits*. 10th International Platinum Symposium "Platinum-Group Elements – from Genesis to Beneficiation and Environmental Impact", Oulu, Finland
- Carlson R. W., 2005. *Application of the Pt-Re-Os isotopic systems to mantle geochemistry and geochronology*. *Lithos* 82. 249-272 str.
- Carswell D. A., Harvey M. A., and Al-Samman A., 1983. *The petrogenesis of contrasting Fe-Ti and Mg-Cr garnet peridotite types in the high grade gneiss complex of western Norway*. *Bull. Mineral.*, 106, 727-750 str.
- Carswell D. A. and O'Brien P. J., 1993. *Thermobarometry and geotectonic significance of high-pressure granulites. Examples from the Moldanubian Zone of the Bohemian Massif in lower Austria*. *J. Petrol*, 34, 427-459 str.
- Constantin M., Hèkinian R., Ackermann D., and Stoffers P., 1995. *Mafic and ultramafic intrusions into upper mantle peridotites from fast spreading centers of the Easter microplate (South East Pacific)*. In *Mantle and Lower Crust Exposed in Oceanic Ridges and in Ophiolites* (eds. R. L. M. Vissers and A. Nicolas). Kluwer Academic, Dordrecht, Boston, London, pp. 71-120 str.
- Davies G. R., Nixon P. H., Pearson D. G., and Obata M., 1993. *Tectonic implications of graphitized diamonds from the Ronda peridotite massif, southern Spain*. *Geology*, 21, 471-474 str.
- Downes H., 2001. *Formation and modification of the shallow sub-continental lithospheric mantle: a review of geochemical evidence from ultramafic xenolith suites and tectonically emplaced ultramafic massifs of Western and Central Europe*. *Journal of Petrology*, 42, 233-250 str.

- Elthon D., 1992. *Chemical trends in abyssal peridotites: refertilization of depleted suboceanic mantle*. J. Geophys. Res., 97, 9015-9025 str.
- Esser B. K. and Turekian K. K., 1993. *The osmium isotopic composition of the continental crust*. Geochim. Cosmochim. Acta, 46, 1913-1920 str.
- Faryad S. W., 2009. *The Kutná Hora Complex (Moldanubian Zone, Bohemian Massif): a composite of crustal and mantle rocks subducted to HP/UHP conditions*. Lithos, 109, 193-208 str.
- Finger F., Roberts M. P., Haunschmidt B., Schermayer A., Steyer H. P., 1997. *Variscan granitoids of Central Europe: their typology, potential sources and tectonothermal relations*. Mineralogy and Petrology, 61, 67-96 str.
- Fischer R. L., and Engel C. G., 1969. *Ultramafic and basaltic rocks dredged from the nearshore flank of the Tonga trench*. Geol. Soc. Am. Bull., 80, 1373-1378 str.
- Franke W., 2000. *The mid-European segment of the Variscides: tectonostratigraphic units, terrane boundaries and plate tectonic evolution*. In: Franke W., Haak V., Oneken O., Tanner D. (Eds.), *Orogenic Processes: Quantification and Modelling in the Variscan Belt*. Geological Society of London, Special Publication, vol. 179, pp. 35-61 str.
- Frey F. A., Green D. H., 1974. *The mineralogy, geochemistry and origin of lherzolite inclusions in Victorian basanites*. Geochimica Cosmochimica Acta, 38, 1023-1059 str.
- Frey F. A., Suen C. J., and Stockman H. W., 1985. *The Ronda high temperature peridotite: geochemistry and petrogenesis*. Geochim. Cosmochim. Acta, 49, 2469-2491 str.
- Garuti G., Gorgoni C. and Sighinolfi G. P., 1984. *Sulfide mineralogy and chalcophile and siderophile elements abundances in the Ivrea-Verbano mantle peridotites (Western Italian Alps)*. Earth and Planetary Science Letters, 70, 69-87 str.
- Green H. W., II, Dobrzhinetskaya L., Riggs E. M., and Jin Z.-M., 1997. *Alpe Arami: a peridotite massif from the mantle transition zone?*. Tectonophysics, 279, 1-21 str.
- Handler, M.R., Bennett, V.C., 1999. *Behaviour of platinum group elements in the sub-continental mantle of eastern Australia during variable metasomatism and melt depletion*. Geochim. Cosmochim. Acta 63, 3597-3618 str.
- Hart S. R. and Ravizza G. E., 1996. *Os partitioning between phases in lherzolite and basalt*. *Earth Processes: Reading the Isotopic Code*, ed. A Basu, SR Hart. Geophys. Monogr., Washington DC, 5, 123-134 str.
- Hartmann G. and Wedepohl K. H., 1993. *The composition of peridotite tectonites from the Ivrea complex northern Italy: residues from melt extraction*. Geochim. Cosmochim. Acta, 57, 1761-1782 str.
- Herr W., Hoffmeister W., Hirt B., Geiss J., Houtermans F. G., 1961. *Versuch zur datierung von eisenmeteoriten nach der Rhenium-Osmiummethode*. Z. Naturforsch. Teil A, 16, 1053-1058 str.

Horan M. F., Walker R. J., Morgan J. W., Grossman J. N., Rubin A., 2003. *Highly siderophile elements in chondrites*. Chem. Geol., 196, 5–20 str.

Ionov D. A., Chanefo I., Bodinier J.-L., 2005. *Origin of Fe-rich lherzolites and wehrlites from Tok, SE Siberia by reactive melt percolation in refractory mantle peridotites*. Contrib. Mineral. Petrol, 150, 335-353 str.

Jagoutz E., Palme H., Baddenhausen H., Blum K., Cendales M., Dreibus G., Spettel B., Lorenz V., and Vanke H., 1979. *The abundance of major, minor and trace elements in the earth's mantle as derived from primitive ultramafic nodules*. Geochim. Cosmochim. Acta, 11, 2031-2050 str.

Johnson K. T. M., Dick H. J. B., and Shimizu N., 1990. *Melting in the oceanic upper mantle: an ion microprobe study of diopsides in abyssal peridotites*. J. Geophys. Res., 95, 2661-2678 str.

Kachlík V., 2003. *Geologický vývoj území České republiky. -Doplněk k publikaci Příprava hlubinného úložiště radioaktivního odpadu a vyhořelého jaderného paliva*. SÚRAO Praha, UK, 65 str.

Kalt A., Altherr R., and Hanel M., 1995. *Contrasting P-T conditions recorded in ultramafic high-pressure rocks from the Variscan Schwarzwald (FRG)*. Contrib. Mineral. Petrol., 121, 45-60 str.

Kamei A., Obata M, Michibayashi K., Hirajima T. and Svojtka M., 2010. *Two contrasting fabric patterns of olivine observed in garnet and spinel peridotite from a mantle-derived ultramafic mass enclosed in felsic granulite, the Moldanubian zone, Czech Republic*. Journal of Petrology, 51, 101-123 str.

Kelemen P. B., Shimizu, Nobumichi, Salters, and Vincent J. M., 1995. *Extraction of mid-ocean-ridge basalt from the upwelling mantle by focused flow of melt in dunite channels*. Nature, London, 375, 747-753 str.

Lenoir X., Garrido C. J., Bodinier J.-L., Dautria J.-L., and Gervilla F., 2001. *The recrystallization front of the Ronda peridotite: evidence for melting and thermal erosion of subcontinental lithospheric mantle beneath the Alboran basin*. J. Petrol, 42, 141-158 str.

Lindner M., Leich D. A., Russ G. P., Bazan J. M. and Borg R. J., 1989. *Direct determination of the half-life of ^{187}Re* . Geochim. Cosmochim. Acta, 53, 1597–1606 str.

Liou J. G., 1999. *Petrotectonic summary of less intensively studied UHP regions*. Int. Geol. Rev., 41, 571-586 str.

Lorand J.-P. and Alard O., 2001. *Platinum-group element abundances in the upper mantle: new constraints from in situ and whole-rock analyses of Massif Central xenoliths (France)*. Geochimica et Cosmochimica Acta, 65

Luck J. M., Allègre C. J., 1983. *^{187}Re - ^{187}Os systematics in meteorites and cosmochemical consequences*. Nature, 302, 130–132 str.

Luguet A., Alard O., Lorand J. P., Pearson N. G., Ryan C., O'Reilly S. Y., 2001. *Laser-ablation microprobe (LAM)-ICPMS unravels the highly siderophile element geochemistry of the oceanic mantle*. Earth Planet. Sci. Lett., 189, 285-294 str.

Luguet A., Lorand J. P., Seyler M. 2003. *Sulfide petrology and highly siderophile element geochemistry of abyssal peridotites: A coupled study in samples from the Kane Fracture Zone (Mark area 45°W 23°20'N, atlantic ocean)*. Geochim. Cosmochim. Acta, 67, 1553-1570 str.

Luguet A., Lorand J. P., Alard O., Cottin J.Y., 2004. *A multi-technique study of platinum group element systematic in some Ligurian ophiolitic peridotites, Highly Siderophile Elements and Igneous processes, Reisberg, Lorand, Alard, Ohnenstetter (eds.)*. Chem. Geol., 208, 175-194 str.

Luguet A., Jaques A. L., Pearson D. G., Smith C. B., Bulanova G., Roffey S., Rayner M. and Lorand J.-P., 2008. *An integrated petrological, geochemical and Re-Os isotope study of peridotite xenoliths from the Argyle lamproite, Western Australia and implications for cratonic diamond occurrences*. Lithos, 112, 1096-1108 str.

Maruyama S., Liou J. G., and Terabayashi M., 1996. *Blueschists and eclogites of the world and their exhumation*. Int. Geol. Rev., 38, 485-594 str.

Matte P., 1986. *Tectonics and plate tectonics model for the Variscan belt of Europe*. Tectonophysics, 126, 329-374 str.

Matte P., Maluski H., Rajlich P., Franke W., 1990. *Terrane boundaries in the Bohemian massif: result of large-scale Variscan shearing*. Tectonophysics, 177, 151-170 str.

McDonough W. F. and Frey F.A., 1989. *Geochemistry and Mineralogy of Rare Earth Elements (eds Lipin B. And McKay G. R.)*. Mineralogical Society of America, Chelsea, Michigan, 99-145 str.

McDonough W. F., 1994. *Chemical and isotopic systematics of continental lithospheric mantle*. CPRM, Brasilia, 478-485 str.

McDonough W. F. and Sun S. S., 1995. *The composition of the Earth*. Chem. Geol., 120, 223-253 str.

Medaris Jr. G., Wang H. F., Misař Z., Jelínek E., 1990. *Thermobarometry, diffusion modelling and cooling rates of crustal garnet peridotites: two examples from the Moldanubian zone of the Bohemian Massif*. Lithos, 25, 189-202 str.

Medaris L. G., Beard B. L., Johnson C. M., Valley J. W., Spicuzza M. J., Jelinek E., and Misař Z., 1995. *Garnet pyroxenite and eclogite in the Bohemian Massif: geochemical evidence for Variscan recycling of subducted lithosphere*. Geol. Rundsch., 84, 489-505 str.

Medaris L. G., Fournelle J. H., Ghent E. D., and Jelinek E., 1999. *Prograde eclogite in the Gföhl Nappe, Czech Republic: new evidence on Variscan high-pressure metamorphism*. J. Metamorph. Geol., 16, 563-576 str.

Medaris Jr. G., Wang H. F., Jelínek E., Mihaljevič M. and Jakeš P., 2005. *Characteristics and origins of diverse Variscan peridotites in the Gföhl Nappe, Bohemian Massif, Czech Republic*. Lithos, 82, 1-23 str.

Medaris L. G. Jr., Beard B. L., Jelínek E., 2006. *Mantle-derived, UHP garnet pyroxenite and eclogite in the Moldanubian Gföhl Nappe, Bohemian Massif: a geochemical review, new P-T determinations, and tectonic interpretation*. Int Geol Rev, 48, 765-777 str.

Meisel T., Walker R. J., Morgan J. W., 1996. *The osmium isotopic composition of the Earth's primitive upper mantle*. Nature, 383, 517-520 str.

Menzies M. A. a Dupuy C., 1991. *Orogenic massifs: Protolith, process and provenance*. J. Petrol, 1-16 str.

Michael P. J. and Bonatti E., 1985. *Peridotite composition from the North Atlantic: regional and tectonic variations and implications for partial melting*. Earth Planet. Sci. Lett., 73, 91-104 str.

Mitchell R. H., Keays R. R., 1981. *Abundance and distribution of gold, palladium and iridium in some spinel and garnet lherzolites: implications for the nature and origin of precious metal-rich intergranular components in the upper mantle*. Geochim. Cosmochim. Acta, 45, 2425-2442 str.

Moores E., Kellogg L. H. and Dilek Y., 2000. *Tethyan ophiolites, mantle convection, and tectonic "historical contingency": a resolution of the "ophiolite conundrum"*. *Ophiolites and Oceanic Crust: New Insights from Field Studies and the Oceanic Drilling Program, Special Paper* (eds. Y. Dilek, E. M. Moores, D. Elthon and A. Nicolas). Geological Society of America, Boulder, CO, USA, 349, 3-12 str.

Morgan J. W., Baedeker P. A., 1983. *Elemental composition of sulfide particles from an ltramafic xenolith and the siderophile element content of the upper mantle*. Lunar Planet. Sci., 14, 513-514 str. (Abstr.)

Morgan J. W., 1997a. *Osmium*. Encyclopedia of Geochemistry. ed. Rfairbridge, NewYork, Chapman-Hall

Morgan J. W., 1997b. *Rhenium*. In Encyclopedia of Geochemistry. ed. Rfairbridge, NewYork, Chapman-Hall

Morgan J. W., Walker R. J., Smoliar M. I., Beary E. S., Baedeker P. A., 1997. *Coupled ^{190}Pt - ^{186}Os and ^{187}Re - ^{187}Os isotopic systems: detection of possible core-mantle interaction and stimation of sulfur in the outer core*. Lunar Planet. Sci., 28, 977-978 str. (Abstr.)

Nicolas A., 1986a. *Structure and petrology of peridotites: clues to their geodynamic environment*. Rev. Geophys., 24, 875-895 str.

Nicolas A., 1989. *Structure of Ophiolites and Dynamics of Oceanic Lithosphere*. Kluwer Academic Press, Dordrecht, Boston, London

- Nicolas A. and Boudier F., 2003. *Where ophiolites come from and what do they tell us*. Geological Society of America, Special Paper, Boulder, USA, vol. 373
- Niu Y., 1997. *Mantle melting and melt extraction processes beneath ocean ridges: evidence from abyssal peridotites*. J. Petrol, 38, 1047-1074 str.
- Nosál L., Ulrich S. and Hrouda F., 2005. *Internal strain fabric of the Mohelno serpentized peridotite*. Geolines, 19, 90-91 str.
- O'Hara M. J., 1967a. *Mineral parageneses in ultramafic rocks*. In *Ultramafic and Related Rocks* (ed. P. J. Wyllie). Wiley, New York, pp. 393-403 str.
- O'Reilly S. Y., Griffin, W. L., Poudjom-Djomani, Y. H., and Morgan P., 2001. *Are lithospheres forever?*. GSA Today, 11, 4-10 str.
- Obata M., 1980. *The Ronda peridotite: Garnet-, Spinel-, and Plagioclase-lherzolite facies and the P-T trajectories of a high-temperature mantle intrusion*. J. Petrol, 21, 533-572 str.
- Pattou L., Lorand J.-P. and Gros M., 1996. *Non-chondritic platinum-group element ratios in the Earth's mantle*. Nature, 379, 712-715 str.
- Pernicka E., Wasson J. T., 1987. *Ru, Re, Os, Pt and Au in iron meteorites*. Geochim. Cosmochim. Acta, 51, 1717-1726 str.
- Rehkämper M., Halliday A. N., Alt J., Zipfel J. and Takazawa E., 1999. *Non-chondritic platinum-group element ratios in oceanic mantle lithosphere: petrogenetic signature of melt percolation?*. Earth Planet. Sci. Lett., 172, 65-81 str.
- Reisberg L., Lorand J. P., 1995. *Longevity of subcontinental mantle lithosphere from osmium isotope systematics in orogenic peridotite massifs*. Natur, 376, 159-162 str.
- Ringwood A. E., 1966. *The chemical composition and origin of the Earth*. *Advances in Earth Sciences* (ed. P. M. Hurley). MIT Press, Cambridge, MA, 287-356 str.
- Ringwood A. E., 1975. *Composition and Petrology of the Earth's Mantle*. McGraw-Hill, New York
- Schiano P. and Clochiatti R., 1994. *Worldwide occurrence of silica-rich melts in sub-continental and sub-oceanic mantle minerals*. Nature, London, 368, 621-624 str.
- Schmidt G., Palme H., Kratz K.-L. and Kurat G., 2000. *Are highly siderophile elements (PGE, Re and Au) fractionated in the upper mantle of the earth? New results on peridotites from Zabargad*. Chem. Geol., 163, 167-188 str.
- Shirey S. B., Walker R. J., 1995. *Carius tube digestions for low-blank rhenium-osmium analysis*. Anal. Chem., 67, 2136-2141 str.
- Shirey S. B. and Walker R. J., 1998. *The Re-Os isotope system in cosmochemistry and high-temperature geochemistry*. Annu. Rev. Earth Planet. Sci., 26, 423-500 str.

Snow J. E. and Dick H. J. B., 1995. *Pervasive magnesium loss by marine weathering of peridotite*. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 59, 4219-4235 str.

Snow J. E. and Schmidt G., 1999. *Proterozoic melting in the northern peridotite massif, Zabargad Island: Os isotopic evidence*. *Terra Nova*, 11, 45-50 str.

Sun S. S. and McDonough W. F., 1989. *Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. Magmatism in the Ocean Basins (eds. A. D. Saunders and M. J. Norry)*. Geological Society of London, London, 42, 313-345 str.

Sun S. S., McDonough W. F., 1995. *The composition of the earth*. *Chem. Geol.*, 120, 223-253 str.

Tubia J. M. and Cuevas J., 1986. *High temperature emplacement of the Los Reales peridotite nappe (Betic Cordillera, Spain)*. *J. Struct. Geol.*, 8, 473-482 str.

Urban M., 1992. *Kinematics of the Variscan thrusting in the Eastern Moldanubicum (Bohemian Massif, Czechoslovakia): evidence from the Namest granulite massif*. *Tectonophysics*, 201, 371-391 str.

Van Acken D., Becker H. and Walker R. J., 2008. *Refertilization of Jurassic oceanic peridotites from the Tethys Ocean -Implications for the Re-Os systematics of the upper mantle*. *Earth and Planetary Science Letters*, 268, 171-181 str.

Van der Wal D. and Vissers R. L. M., 1993. *Uplift and emplacement of upper mantle rocks in the western Mediterranean*. *Geology*, 21, 1119-1122 str.

Vasseur G., Vernières J. and Bodinier J.-L., 1991. *Modelling of trace element transfer between mantle melt and heterogranular peridotite matrix*. *J. Petrol. Orogenic lherzolites and mantle processes*, sp. Vol., 41-54 str.

Völkening J., Walczyk T. and Heumann K. G., 1991. *Osmium isotope ratio determinations by negative thermal ionization mass spectrometry*. *Int. J. Mass Spectrom. Ion Processes*, 105, 147-159 str.

Walker R. J., Morgan J. W., 1989. *Rheniumosmium isotope systematics of carbonaceous chondrites*. *Science*, 243, 519-522 str.

Walker R. J., Carlson R. W., Shirey S. B., Boyd F. R., 1989. *Os, Sr, Nd, and Pb isotope systematics of southern African peridotite xenoliths: implications for the chemical evolution of subcontinental mantle*. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 53, 1583-1595 str.

Walker R. J., Morgan J. W., Hanski E., Smolkin V. F., 1997. *Re-Os systematics of early proterozoic ferropicrites, Pechenga Complex, NW Russia: evidence for ancient ^{187}Os -enriched plumes*. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 61, 3145-3160 str.

Walker R. J., Horan M. F., Morgan J. W., Becker H., Grossman J. N., Rubin A., 2002a. *Comparative ^{187}Re - ^{187}Os systematics of chondrites: implications regarding early solar system processes*. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 66, 4187-4201 str.

Walker R. J., 2008. *Highly siderophile elements in the Earth, Moon and Mars: Update and implications for planetary accretion and differentiation*. *Chemie der Erde*, 69, 101-125 str.

Yakubchuk A. S., Nikishin A. M. and Ishiwatari A., 1994. *Late Proterozoic ophiolite pulse. Circum Pacific Ophiolites*, Vol. Proc. 29th Int. Geol. Cong., Part D (eds. A. Ishiwatari, J. Malpas and H. Ishizuka), VSP, Utrecht, The Netherlands, 273-286 str.

GeoReM - Geochemical Database for Reference Materials and Isotopic Standards,
<http://georem.mpch-mainz.gwdg.de/>