MASARYKOVA UNIVERZITA

PŘÍRODOVĚDECKÁ FAKULTA

Utínské ultrabazické těleso a jeho případná genetická vazba na ranský masiv

Bakalářská práce

LUKÁŠ ZRŮSTEK

Vedoucí práce: Mgr. Martin Kubeš, Ph.D.

Ústav geologických věd
Program Geologie

Brno 2025

MUNI
SCI

Bibliografický záznam

Autor:	Lukáš Zrůstek Přírodovědecká fakulta Masarykova univerzita Ústav geologických věd
Název práce:	Utínské ultrabazické těleso a jeho případná genetická vazba na ranský masiv
Studijní program:	Geologie
Vedoucí práce:	Mgr. Martin Kubeš, Ph.D.
Rok:	2025
Počet stran:	41
Klíčová slova:	utínské ultrabazické těleso, ranský masiv, peridotit, spinel, olivín, amfibol, pyroxen, metasomatóza

Bibliographic record

Author: Lukáš Zrůstek
Faculty of Science
Masaryk University
Department of Geological Sciences

Title of Thesis: Utín ultrabasic body and its potential genetic link to the Ransko massif

Degree Programme: Geology

Supervisor: Mgr. Martin Kubeš, Ph.D.

Year: 2025

Number of Pages: 41

Keywords: utín ultrabasic body, Ransko massif, peridotite, spinel, olivine, amphibole, pyroxene, metasomatosis

Abstrakt

Utínské ultrabazické těleso je z velké části tvořeno peridotity dunitického složení, s dominantním zastoupením olivínu převažujícím nad ortopyroxenem, spinelem a amfibolem. Dunitické složení je rovněž typické pro mineralizovaný ranský ultabazický komplex. Potenciální vzájemná vazba těchto dvou těles byla prověřena pomocí detailního studia utínských peridotitů, využitím polarizačního mikroskopu a elektronové mikrosondy. Při následném srovnání chemického složení byla jejich genetická vazba vyloučena na základě rozdílného rozpětí hodnot Cr_2O_3 a Al_2O_3 ve spinelech, zvýšeného Mg# spinelu a vysokého podílu forsteritové komponenty v olivínu z utínského tělesa. Na základě těchto pozorování lze usuzovat, že utínské těleso představuje fragment orogenního pláště, nikoliv kumulátového ultrabazického komplexu. Konkrétně se jedná o tzv. fore-arc peridotity původem pocházející ze subdukční zóny, které se vyznačují vysokým Cr# ve spinelu a vysokou mírou parciálního tavení (~30–35%), což koresponduje s dunitickým složením studovaných hornin. Dále byla v utínském tělese prokázána rozsáhlá metasomatóza, která se projevila krystalizací hrubozrnných ortopyroxenových poloh. V těchto polohách vykazují olivíny snížené Mg#, což nejspíše reflektuje interakci peridotitu s bazaltickou taveninou.

Abstract

The Utín ultrabasic body is largely composed of peridotites of dunite composition, with olivine predominating over orthopyroxene, spinel, and amphibole. This dunite composition is also typical for the mineralized Ransko ultrabasic complex. The potential genetic relationship between these two bodies was investigated through a detailed study of Utín peridotites using a polarizing microscope and electron microprobe. Upon comparing their chemical compositions, their genetic linkage was excluded based on differences in Cr2O3 and Al2O3 values in spinels, increased Mg# of spinel, and high forsterite component in Utín olivines. Based on these observations, it can be inferred that the Utín body represents a fragment of an orogenic mantle rather than a cumulate ultrabasic complex. Specifically, these are fore-arc peridotites originating from a subduction zone, characterized by high Cr# in spinel and a high degree of partial melting (~30–35%), consistent with the dunite composition of the studied rocks. Furthermore, extensive metasomatism was identified in the Utín body, manifested by the crystallization of coarse-grained orthopyroxene layers. In these layers, olivines exhibit reduced Mg#, likely reflecting interaction of peridotite with basaltic melt.

MUNI
SCI

MASARYKOVA UNIVERZITA
PŘÍRODOVĚDECKÁ FAKULTA
KOTLÁŘSKÁ 2, 611 37 BRNO
IČ: 00216224
DIČ: CZ00216224

ZADÁNÍ BAKALÁŘSKÉ PRÁCE

Akademický rok: 2024/2025

Ústav:	Ústav geologických věd
Student:	Lukáš Zrůstek
Program:	Geologie
Specializace:	Geologie

Ředitel *ústavu* PřF MU Vám ve smyslu Studijního a zkušebního řádu MU určuje bakalářskou práci s názvem:

Název práce:	Utínské ultrabazické těleso a jeho případná genetická vazba na Ranský masiv
Název práce anglicky:	Utín ultrabasic body and its potential genetic link to the Ransko massif
Jazyk práce:	čeština

Oficiální zadání:
Výzkum v rámci bakalářské práce bude primárně zaměřen na utínské ultrabazické těleso a jeho případnou petrogenetickou vazbu na Ranský masiv, který představuje významný ultrabazický komplex asociovaný s Ni-Cu-PGE mineralizací. Vybrané vzorky peridotitů z povrchových výchozů a vrtných jader budou nejdříve studovány pomocí polarizačního mikroskopu za účelem popsání hlavních minerálních asociací ultrabazických hornin. Chemické složení primárních plášťových fází bude následně stanoveno pomocí elektronové mikrosondy. Získaná data student srovná s předešlými výzkumy plášťových hornin z Ranského masivu a interpretuje jejich možný petrogenetický kontext.

Literatura: Ackerman, L., Pašava, J., & Erban, V. (2013). Re–Os geochemistry and geochronology of the Ransko gabbro–peridotite massif, Bohemian Massif. Mineralium Deposita, 48, 799-804.
Kubeš, M., Leichmann, J., Kotková, J., Čopjaková, R., Holá, M., Sláma, J. (2022) Diversity of origin and geodynamic evolution of the mantle beneath the Variscan Orogen indicating rapid exhumation within subduction-related mélange (Moldanubian Zone, Bohemian Massif). Lithos 422, 106726.

Vedoucí práce:	Mgr. Martin Kubeš, Ph.D.
Konzultant:	Mgr. Vojtěch Wertich, Ph.D.
Datum zadání práce:	12. 3. 2024
V Brně dne:	20. 5. 2025

Zadání bylo schváleno prostřednictvím IS MU.

Lukáš Zrůstek, 17. 1. 2025
Mgr. Martin Kubeš, Ph.D., 18. 1. 2025
doc. Mgr. Jan Cempírek, Ph.D., 20. 1. 2025

Čestné prohlášení

Prohlašuji, že jsem svoji bakalářskou práci vypracoval samostatně pod vedením vedoucího práce s využitím informačních zdrojů, které jsou v práci citovány.

V Brně 20. května 2025

……
Lukáš Zrůstek

Poděkování

Na tomto místě bych chtěl vyjádřit upřímné poděkování vedoucímu této bakalářské práce, Mgr. Martinu Kubešovi, Ph.D. Za jeho odborné vedení, cenné rady, vstřícnost a přátelský přístup jsem mu velmi vděčný.

Výzkum v rámci bakalářské práce byl prováděn pod záštitou projektu "RENS" Horninové prostředí a nerostné suroviny (SS02030023).

Obsah

Seznam příloh 11

1 Úvod 12

2 Charakteristika geologie území 13

2.1 Moldanubikum 14

3 Ultrabazické horniny ve gföhlské jednotce 15

3.1 Peridotity 15

3.1.1 Typ Mohelno 15

3.1.2 Typ Horní Bory 15

3.1.3 Typ Nové Dvory 16

4 Utínské ultrabazické těleso 17

4.1 Petrografie 17

4.1.1 Serpentinity 17

4.1.2 Amfibolicko-pyroxenické horniny 18

4.1.3 Amfibolity 18

4.1.4 Eklogity 18

5 Ranský masiv 20

5.1 Petrografie 21

5.2 Rudní mineralizace 21

5.2.1 Ni-Cu + PGE 21

5.2.2 Zn-Cu + Ba 22

5.3 Stáří 22

6 Metodika 23

7 Výsledky 24

7.1 Mineralogicko-petrologický popis 24

7.1.1 Olivín 24

7.1.2 Amfibol 24

7.1.3 Ortopyroxen 25

7.1.4 Spinel 26
7.2 Popis chemického složení 27
7.2.1 Olivín 27
7.2.2 Amfibol 27
7.2.3 Ortopyroxen 28
7.2.4 Spinel 28
8 Diskuze **31**
8.1 Vazba na ranský masiv 31
8.2 Původ a geneze utínského ultrabazického tělesa 31
8.3 Plášťová metasomatóza 32
9 Závěr **34**
Použité zdroje **35**
Příloha A **38**

Seznam příloh

Přílohy v textu

Příloha A [EMPA data] 38

1 Úvod

Utínské těleso představuje menší ultrabazický útvar uprostřed migmatitizovaných rul gföhlské jednotky na SV okraji moldanubika. Právě tato jednotka je typická svou diverzitou ultrabazických hornin a jejich různorodých plášťových zdrojů.

Litologicky je utínské těleso složeno hlavně z peridotitů, které sdílejí několik rysů s peridotity vyskytujícími se v nedalekém ranském masivu, což by mohlo indikovat jejich genetickou vazbu.

Ranský masiv je intruzivní kumulátový komplex, který je tvořen různými druhy bazických a ultrabazických hornin. Je známý především pro svou sulfidickou mineralizaci, která se zde objevuje ve dvou typech.

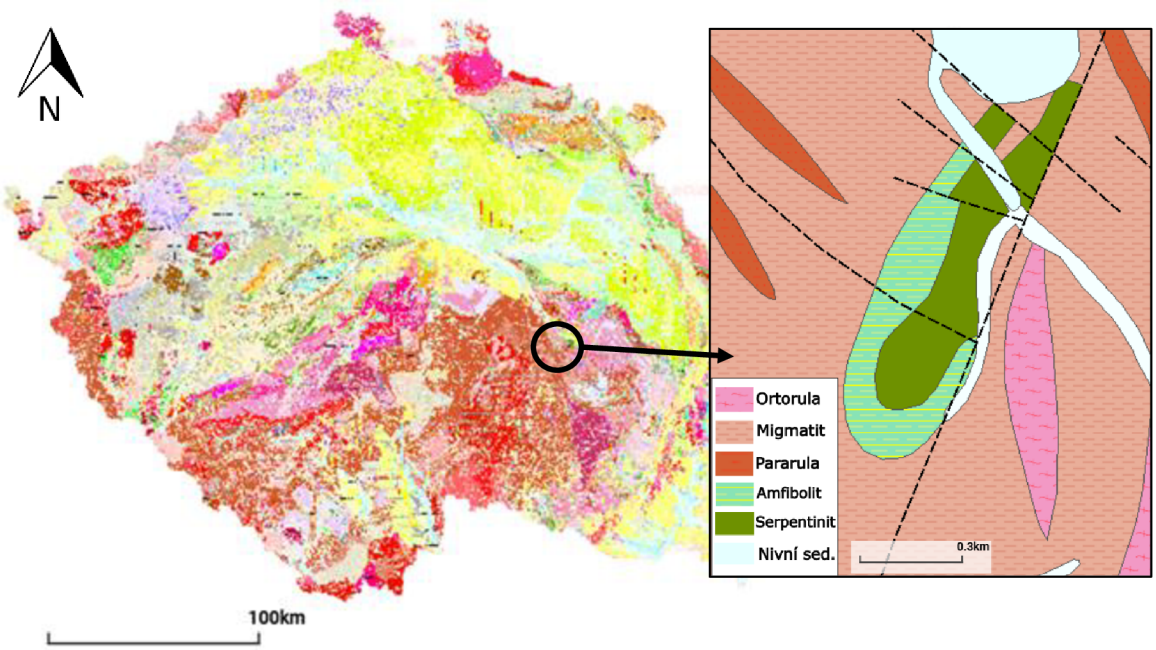
Cílem práce je objasnit pravý původ peridotitů z utínského ultrabazického tělesa, a tímto potvrdit nebo vyvrátit jejich genetickou příbuznost s peridotity z ranského masivu.

Na splnění cíle budou využity dvě hlavní metody, a to polarizační mikroskopie pro identifikaci hlavních minerálních fází a elektronová mikrosonda pro určení jejich chemického složení. Na základě získaných dat bude následně vytvořena mineralogická a petrografická charakteristika peridotitů.

2 Charakteristika geologie území

Utínské ultrabazické těleso je situováno do moldanubické zóny, která je součástí variského orogenního pásu Českého masivu. Moldanubikum se skládá převážně z metamorfovaných komplexů, které byly následně intrudovány rozdílnými typy granitických magmat (Mísař et al. 1983, Lardeaux et al. 2014).

Studované těleso leží na SV okraji moldanubické jednotky, tedy téměř na styku s kutnohorsko-svrateckým krystalinikem. Ranský masiv leží 10 km na SV od utínského tělesa. (obr. 1).



Obr. 1: Poloha utínského tělesa a ranského masivu v rámci geologické mapy České republiky + detailní geologická mapa utínského tělesa. ČGS (2025), (upraveno)

2.1 Moldanubikum

Moldanubická jednotka se na základě rozdílných litologií a rozdílných metamorfních podmínek dělí na 3 litologické skupiny, které se nazývají monotónní, pestrá a gföhlská (Lardeaux et al. 2014).

Monotónní (jednotvárná) skupina odpovídá prostředí střední kůry a obsahuje horniny metamorfované v amfibolitové facii (600-700 °C, 8-10 kbar (Petrakakis 1997)). Převážně je tvořena biotitickými, biotiticko-muskovitickými a biotiticko-silimanitickými pararulami (Chlupáč et al. 2011). Stáří protolitu těchto metasedimentů bylo určeno pomocí metody U/Pb na zirkonech, kde dominoval věk 550 Ma, avšak některé zirkony dosáhly až archaického stáří. (Košler et al. 2014).

Pestrá skupina taktéž pochází ze střední kůry a její litologie je převážně tvořena metasedimenty. Nejčastější horniny, které se zde objevují, jsou ortoruly, mramory, grafitické svory, kvarcity a amfibolity (Faryad et al. 2015). Stáří protolitů této skupiny bylo také stanoveno metodou U/Pb, která ukázala na stejný věk (550 Ma) jako v případě monotónní skupiny (Košler et al. 2014). Metamorfóza těchto hornin proběhla při 600-700 °C a 8-10 kbar (Petrakakis 1997).

Gföhlská jednotka se od prvních dvou liší v místu původu, jelikož pochází z nižších částí zemské kůry. Její litologie se vyznačuje horninami, které prošly vyšším stupněm metamorfózy (1000 °C, 14-20 kbar (Wendt et al. 1994)). Skládá se hlavně z ortorul, migmatitů, amfibolitů a granulitů. Méně častý je výskyt bazických až ultrabazických hornin jako jsou eklogity, pyroxenity a peridotity (Friedl et al. 2004). Tyto peridotity často obsahují granáty nebo spinely a vyskytují se pouze ve gföhlské jednotce (Kusbach et al. 2015).

Ze tří jednotek je tato ta nejmladší, přičemž U/Pb stáří zirkonů v protolitu bylo určeno na 340 Ma (Košler et al. 2013).

Monotónní skupina leží nejníže, na ní je položena pestrá skupina a v jejím nadloží je jednotka gföhlská (Lardeaux et al. 2014).

3 Ultrabazické horniny ve gföhlské jednotce

Gföhlská jednotka je typická velkou diverzitou ultrabazických hornin, které se liší svým mineralogickým a geochemickým složením. To napovídá jejich odlišnému plášťovému zdroji. Jejich vznik je spojený s variskou orogenezí, jedná se tedy o tzv. orogenní horniny.

3.1 Peridotity

V gföhlské jednotce byly peridotity rozděleny do tří skupin na základě obsahu hlavních a stopových prvků, P-T podmínek a rychlosti jejich tuhnutí. Také byl zjištěn rozdílný původ každého typu (Medaris et al. 2005).

3.1.1 Typ Mohelno

První typ se označuje jako typ Mohelno. Litologicky se skládá hlavně ze spinelových peridotitů, které vytvářejí deskovitá tělesa o délce až 4 km a šířce 300 m. Na kontaktu s granulitem jsou minoritně zastoupeny také granátické peridotity. Jejich původ je v suboceánském zemském plášti v astenosféře (Medaris et al. 2005).

Z geochemického hlediska se typ Mohelno vyznačuje ochuzeným charakterem, což se ukazuje na koncentracích lehkých prvků vzácných zemin (dále LREEs), které jsou nízké. Při svém vývoji tato hornina prošla rychlým ochlazením a stabilizovala se při nízkých P-T podmínkách (teplota 1000-1350 °C, tlak 20-30 kbar). (Medaris et al. 2005).

Hlavní lokality, na kterých se tento typ vyskytuje, leží v blízkém okolí obcí Mohelno, Biskoupky a Prachatice. Na všech těchto místech je peridotit obklopen felsickým granulitem, což je pro typ Mohelno typické (Medaris et al. 2005).

3.1.2 Typ Horní Bory

Druhý typ dostal pojmenování podle lokality Horní Bory. Ultrabazické a bazické horniny se zde vyskytují až v několikametrových budinách. Litologicky jsou zastoupeny

dunity, lherzolity, harzburgity, eklogity, olivinické pyroxenity a pyroxenity, které jsou často granátické (Medaris et al. 2005).

Peridotit z Horních Borů je dominantně tvořen Fe-bohatým dunitem, který zde převažuje nad Mg-bohatým lherzolitem. Geneticky se jedná o fragment plášťového klínu, který byl postižen metasomatózou způsobenou infiltrací bazaltické taveniny. Dalším produktem této reakce byla krystalizace pyroxenitu (Ackerman et al. 2009).

Medaris et al. (2005) také zjistil, že tyto horniny vznikaly ve středních P-T podmínkách (teplota 900-1200 °C, tlak 22-50 kbar) a stejně jako u prvního typu jsou obklopeny granulitem.

3.1.3 Typ Nové Dvory

Třetí typ byl pojmenován po obci Nové Dvory. Litologicky se více podobá druhému typu, jelikož obsahuje granátické peridotity s vrstvami granátického pyroxenitu a eklogitu. Peridotit Nové Dvory představuje fragment subkontinentálního litosférického pláště. (Medaris et al. 2005).

Tyto peridotity také vykazují rozdílné obsahy LREEs. Jejich obsah je vázaný na pyroxenity, jelikož peridotity v jejich blízkosti ukazují vyšší hodnoty než ty vzdálenější. Tyto pyroxenity plus eklogity asociované s tímto typem peridotitu se vyznačují negativní anomálií europia (Medaris et al. 2005, Medaris et al. 1995).

Oproti prvním dvěma typům nejsou peridotity typu Nové Dvory obklopené granulitem, ale rulou a jejich P-T podmínky spadají do střední kategorie (teplota 850-1250 °C, tlak 32-60 kbar) (Medaris et al. 2005).

4 Utínské ultrabazické těleso

Utínské ultrabazické těleso bylo popsáno Kudělásковou et al. (1961) jako serpentinitové těleso ohraničené rulami a migmatity. Jeho tvar je protáhlý, s délkou až 1 km a s maximální šířkou 300 m.

Jeho přesná poloha spadá mezi obce Utín, Stříbrné Hory a Dlouhá Ves. Od ranského masivu se nachází asi 10 km jihozápadním směrem (Kudělásková et al. 1961, ČGS 2025).

4.1 Petrografie

Utínské těleso lze rozdělit na centrální část a okrajovou část, která ho lemuje (obr. 2). Každá část je formována jinými horninami. Centrální část je tvořena několika druhy serpentinitů, zatímco v oblasti okraje převažují spíše pyroxenické, amfibolické a eklogitické horniny. Obecně pro lem platí, že horniny blíže k jádru jsou spíše pyroxenické a na vnějším okraji mají charakter amfibolitu (Kudělásková et al. 1961).

4.1.1 Serpentinity

Na této lokalitě byly rozlišeny 3 druhy serpentinitů. První typ byl popsán jako soudržný, tmavě šedozelený serpentinit, který je z těchto typů nejméně postižený serpentinizací. Díky tomu v něm stále jdou rozeznat primární minerály jako olivín, pyroxen a amfibol (Kudělásková et al. 1961).

Druhý typ byl podle svého vzhledu nazván jako kropenatý. Ten je již značně víc ovlivněn serpentinizací takže v něm se primární minerály nedochovaly. Místo nich se zde objevují minerály serpentinové skupiny, chlorit a méně často i mastek (Kudělásková et al. 1961).

Třetí typ se vyznačuje páskováním, které je způsobeno žilkami magnetitu. Jinak je hornina z větší části serpentinizovaná a z původních minerálů lze rozlišit jen velmi malá zrnka olivínu (Kudělásková et al. 1961).

4.1.2 Amfibolicko-pyroxenické horniny

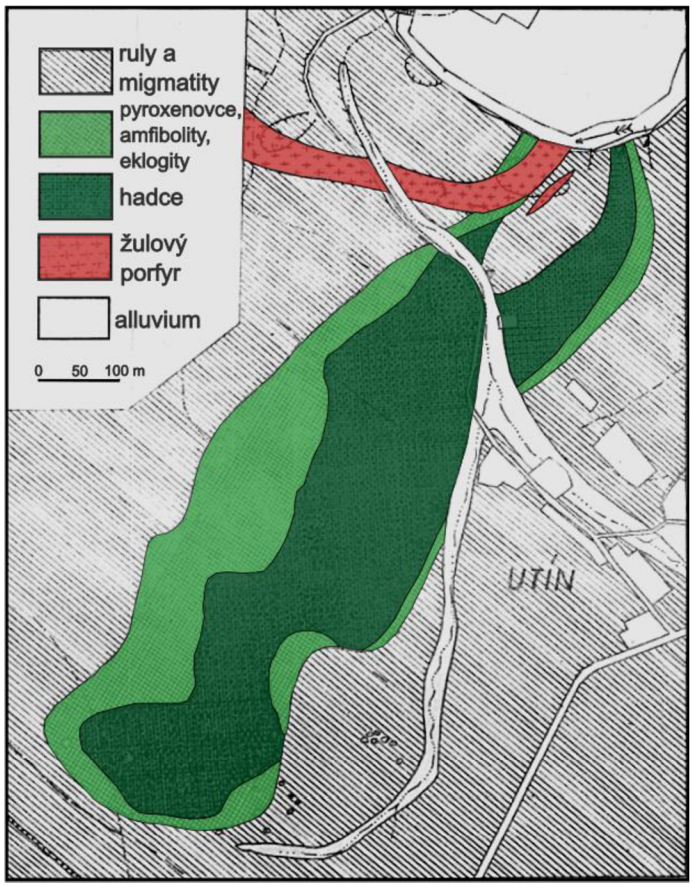
V tělese se nacházejí na kontaktu centrální části a okraje nebo i v samotném středu, do kterého pronikají v podobě laločnatých výběžků, žilek a čoček (mocnosti od 1 mm do několika cm). Jejich hlavními minerály jsou klinopyroxen a klinoamfibol, přičemž pyroxen převládá. Méně častý je výskyt granátu (Kudělásková et al. 1961).

4.1.3 Amfibolity

Amfibolity tvoří s eklogity lem okolo centrální části. Jejich minerální složení a vzhled se mění v závislosti na jejich poloze. Některé jsou formované téměř výhradně amfibolem, v jiných se objevuje velké množství plagioklasu nebo granátu. Nejvíce jsou zastoupeny v SZ okraji, kde jejich polohy dosahují mocnosti až 150 m (Kudělásková et al. 1961).

4.1.4 Eklogity

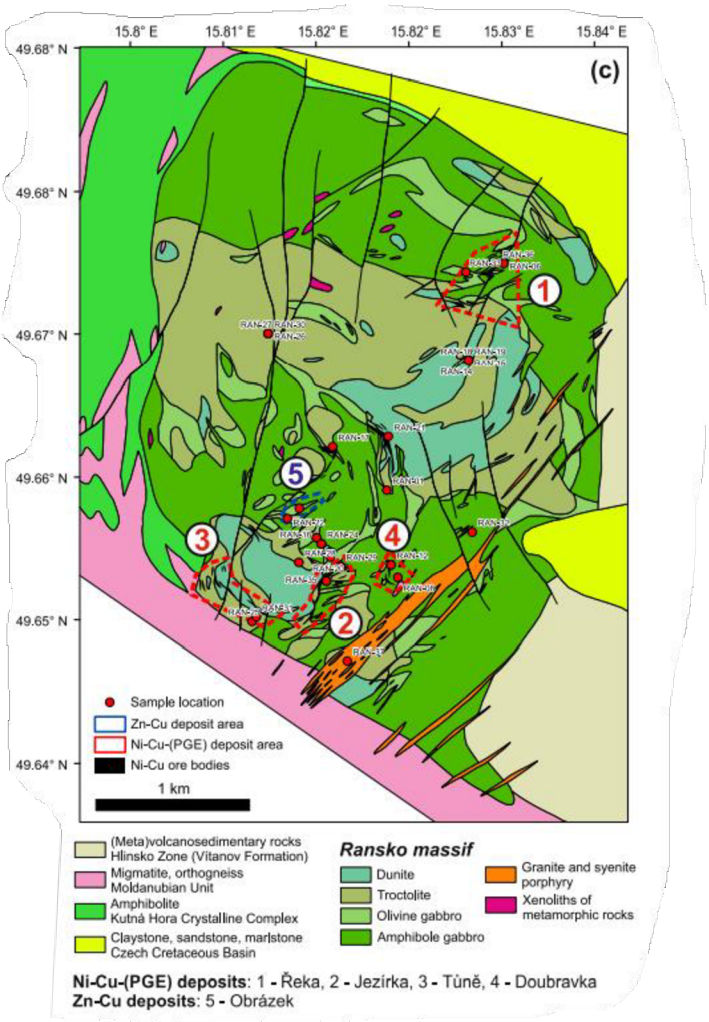
Eklogity lze v drobných čočkách nalézt v celém utínském tělese. Hlavní minerál těchto hornin je granát a pyroxen, v menším množství i amfibol. Granáty svým složením nejvíce odpovídají almandinu (Kudělásková et al. 1961).



Obr. 2: Mapa utínského ultrabazického tělesa (Kudělásková et al. (1961)), (upraveno)

5 Ranský masiv

Ranský masiv je silně diferencovaný intruzivní komplex, který se nachází necelých 20 km SV od Havlíčkova Brodu. Těleso zaujímá oblast o rozloze asi 10 km^2. Jeho regionální pozice spadá na rozhraní moldanubika, kutnohorsko-svrateckého krystalinika a hlinské zóny. Je tedy uzavírané v horninách jako jsou migmatity, ortoruly, amfibolity a (meta)vulkanosedimenty (obr. 3). Tvarem ransko připomíná válec (Mísař et al. 1974, Mísař 1979).



Obr. 3: Mapa ranského masivu (Ackerman et al. (2025))

5.1 Petrografie

Magmata, ze kterých se následně vyvinuly horniny ranského masivu, prošla dvoufázovou diferenciací. Nejdříve vznikla částečným natavením zemského pláště, a poté vystoupala do oblasti zemské kůry. Během tohoto procesu probíhala frakční krystalizace. (Mísař et al. 1974, Pašava et al. 2003)

Mísař et al. (1974) vymezil 2 hlavní litologické typy. První skupinu tvoří peridotity (dunity) a další horniny bohaté olivínem, jako jsou olivinická gabra a troktolity. Ve druhé dominují gabra obsahující pyroxen, amfibol a v menší míře olivíny. Minoritně jsou zde zastoupeny gabrodiorit a anortozit.

5.2 Rudní mineralizace

Vůbec první zmínky o sulfidech na území ranského masivu uvedli Krejčí a Helmhacker (1882), kteří zde popsali pyrhotin, pyrit, chalkopyrit a arsenopyrit.

Na ransku se vyskytují dva typy mineralizace jsou to Ni-Cu + PGE a Zn-Cu + Ba rudy (Mísař et al. 1974).

5.2.1 Ni-Cu + PGE

Tento typ se objevuje převážně v 3 km dlouhé protáhlé zóně, která masiv protíná v SV-JZ směru. V této zóně jsou horniny více serpentinizované a uralitizované. Jednotlivá ložiska obecně leží na kontaktech hornin bohatých olivínem s gabry. Nalézají se na lokalitách Jezírka, Doubravka, Řeka a Tůně (Mísař et al. 1974). Vznik této mineralizace je spojený s kapalným oddělením Ni-Cu rud, jedná se tedy o likvační typ ložisek (Mísař 1979).

Hlavními rudními minerály těchto ložisek jsou pyrhotin, pentlandit, chalkopyrit, kubanit, pyrit, magnetit, mackinawit, valleriit, ilmenit a sfalerit. Tyto minerály jsou v hornině buď rovnoměrně rozptýlené, nebo tvoří až masivní textury. Maximální obsahy Ni + Cu dosahují 4 hm.% (Pašava et al. 2003).

V těchto rudách jsou často zvýšené podíly platinových prvků (PGE). To je způsobeno přítomností minerálů michenerit, froodit a sperrylit, které právě tyto prvky obsahují (Pašava et al. 2003).

5.2.2 Zn-Cu + Ba

Tento typ se vyskytuje na ložisku Obrázek. Holub a Pokorný (1970) mineralizaci popsali jako epigenetickou s horizontálním uložením žil. Avšak Watkinson et al. (1978) vyvrací epigenetický původ a uvádí, že matečné horniny byly regionálně metamorfované.

Oproti prvnímu typu je tento potenciálně více ekonomicky výhodný. Nejvýznamnější je výskyt poměrně bohatých masivních sfaleritů, v nichž je obsah Zn až 12 hm.%. Společně s nimi se zde často vyskytují minerály pyrit, chalkopyrit, pyrhotin a baryt (Mísař et al. 1974).

5.3 Stáří

Dříve se uvádělo, že stáří ranského masivu spadá do období spodního kambria, tedy období kadomské orogeneze. Marek (1970) toto stáří určil na základě paleomagnetických dat.

Díky moderním metodám izotopického datování se zjistilo, že ranský masiv je starý 350-340 Ma. To by odpovídalo variskému stáří (devon až karbon). Tato metoda byla provedena na izotopických systémech Re-Os, Sm-Nd a U-Pb, přičemž pro systém Re-Os byl použit molybdenit z Zn-Cu-Ba mineralizace a ukázal věk 343,7 ± 1.7 Ma. Pro Sm-Nd byly použity minerály amfibol, pyroxen a plagioklas odebrané z gaber, jejichž výsledné stáří bylo 339 ± 16 Ma. Na metodu U-Pb byly využity zirkony z granitického porfyru, které zde tvoří 3 věkové skupiny (293.9 ± 3.5 Ma, 346.4±1.7 Ma a 459.7±3.5 Ma) (Ackerman et al. 2013, Ackerman et al. 2025).

6 Metodika

Pro detailní mineralogickou analýzu byly odebrány vzorky, které pocházejí jak z vrtných jader (vrt DV-20, hloubka 183,1 m; vzorek UTV8 V2), tak z povrchových výchozů v okolí obce Utín. Z těchto vzorků byly následně vyhotoveny leštěné výbrusové preparáty o mocnosti 30 µm.

K mineralogické analýze výbrusů byl nejprve použit mikroskop Olympus BX 53 s připojeným fotoaparátem Canon EOS 40D. Pořízené fotografie byly upraveny v programu Inkscape.

Následně byly výbrusy použity ke studiu na elektronové mikrosondě Cameca SX 100 (EMPA). Zde byly pořízeny snímky ve zpětně odražených elektronech (BSE = back-scattered electron) a také určeno chemické složení hlavních minerálních fází (příloha A). Analýzy byly provedeny během následujících provozních podmínek: vlnově disperzní mód, urychlovací napětí 15kV, proud paprsku pro spinelidy 20 nA, pro silikáty 6-10 nA a velikost paprsku pro spinelidy 2 µm a pro silikáty 5-6 µm. Pro spinelidy byly použity tyto přírodní a syntetické standardy: almandin (Al), Mg_2SiO_4 (Mg), chromit (Cr) a hematit (Fe), pro silikáty: Mg_2SiO_4 (Mg), Ni (Ni), almandin (Al, Fe), Mn_2SiO_4 (Mn) chromit (Cr), albit (Na) a titanit (Ti). Chemické analýzy byly dále zpracovány v programu Microsoft Excel.

7 Výsledky

7.1 Mineralogicko-petrologický popis

Makroskopicky lze peridotit z utínského tělesa popsat jako tmavě černou kompaktní horninu s jemným zeleným nádechem. V mikroskopickém měřítku byly rozlišeny hlavní minerální fáze, ze kterých je složen. Jedná se o olivín, serpentin, ortopyroxen a amfibol. Dále se zde objevují minerály ze skupiny spinelidů.

Matrix horniny je z velké části složena z olivínů, ale objevují se zde hrubozrnné páskované polohy (obr. 5C) s proměnlivou velikostí (šířka kolem 1 mm, ve vrtu až několik cm), kde převažuje obsah ortopyroxenu, případně amfibolu (obr. 4B a 5A).

7.1.1 Olivín

Olivíny tvoří převážnou část horninové matrix, avšak jsou postupně nahrazovány minerály serpentinové skupiny, obvykle od kraje směrem do středu. Zachovány jsou pouze relikty olivínu. Tato přeměna v hornině vytváří smyčkovitou stavbu. (obr. 4A).

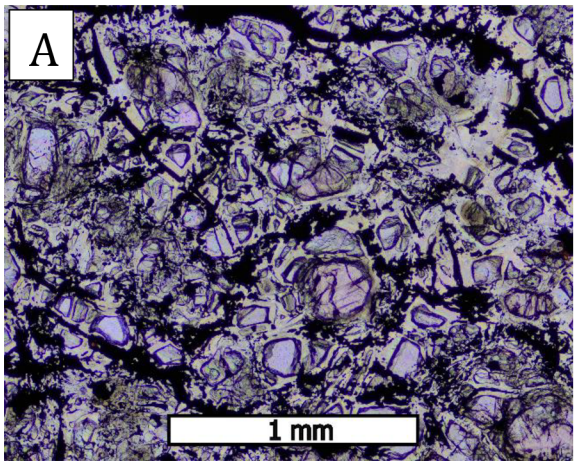
Velikost zrn olivínu se obvykle pohybuje v rozmezí od <0,1 mm do 0,3 mm. Ve výbrusu je bezbarvý a tvoří nepravidelná hypautomorfně omezená zrna (obr. 4A). Olivíny byly mimo matrix také zachyceny jako inkluze ve spinelech, kde dosahovaly velikostí od 10 µm do 30 µm a byly distribuovány v rámci celého zrna spinelu.

7.1.2 Amfibol

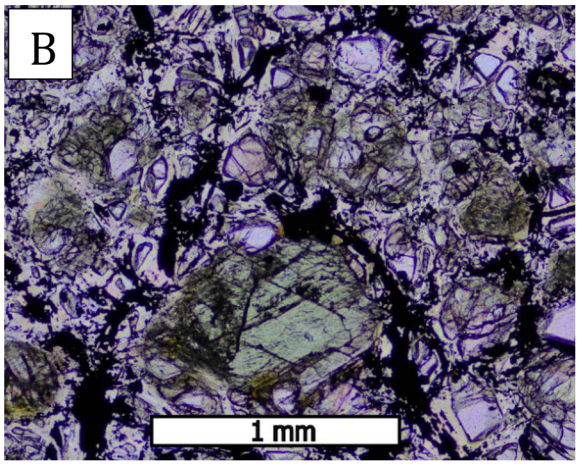
Amfiboly se ve větší míře vyskytují v páskovaných polohách bohatých na ortopyroxen, jejich přítomnost mimo tyto zóny není příliš častá. Na snímcích z mikrosondy byly rozlišeny dva typy amfibolů a to celistvý, který se nachází na okrajích zrn (obr. 4D Amp 1) a porézní (rekrystalizovaný), který zaujímá prostor v centru zrna (obr 4D Amp 2).

V polarizačním mikroskopu jsou jeho zrna nazelenalé barvy, nepravidelného tvaru a s xenomorfním omezením. Taktéž na nich lze pozorovat typická štěpnost amfibolu, která se pohybuje okolo 120°. Velikost jeho zrn je poměrně variabilní od <0,1 mm

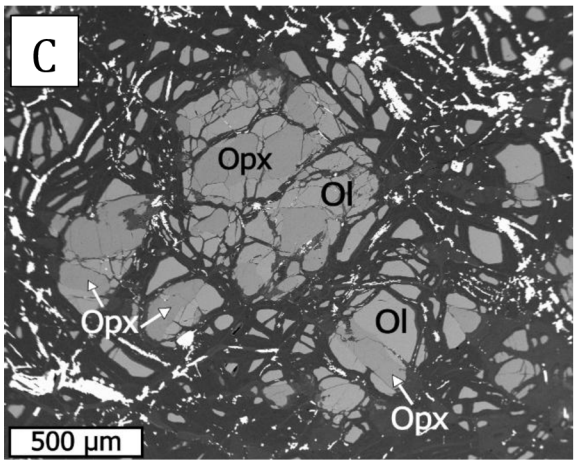
až po >1 mm (obr. 4B). Amfibol rovněž vytváří inkluze na okraji i středu spinelu (velikost ~10 µm).



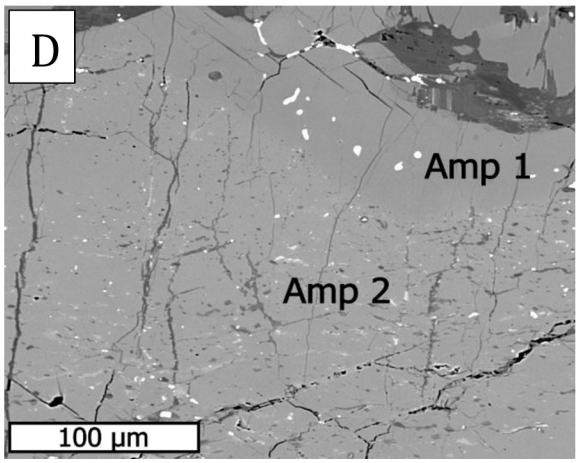
Obr. 4A: Snímek matrix peridotitu v polarizačním mikroskopu (lineárně polarizované světlo, PPL)



Obr. 4B: Snímek peridotitu s polohou bohatou na amfibol, polarizační mikroskopu (lineárně polarizované světlo, PPL)



Obr. 4C: BSE snímek matrix peridotitu, (Opx = ortopyroxen, Ol = olivín)



Obr. 4D: BSE snímek zachycující dva typy amfibolů (Amp 1 = celistvý, Amp 2 = porézní/rekrystalizovaný), (Amp = amfibol)

7.1.3 Ortopyroxen

Ortopyroxen tvoří společně s olivínem a serpentinem převážnou část matrix peridotitu, avšak nejhojněji se vyskytuje v páskovaných polohách, které se objevují napříč horninou. V těchto polohách je ortopyroxen více hrubozrnný a jeho xenomorfní zrna mohou dosahovat až 2 mm. V prostoru matrix pyroxen dosahuje velikostí do 0,5 mm.

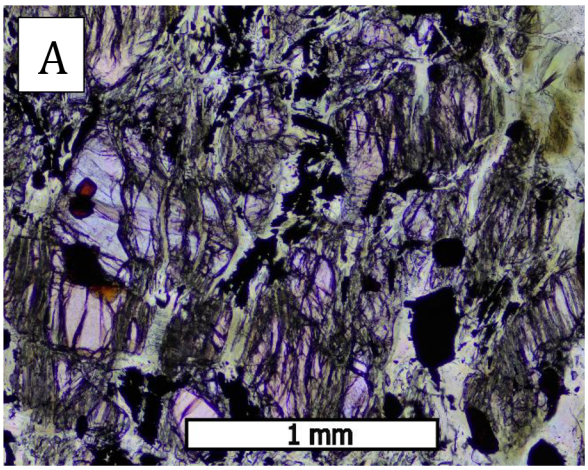
Nejmocnější polohy tvořené ortopyroxenem (až několik cm) byly pozorovány ve vzorku odebraného z vrtného jádra.

V mikroskopu je bezbarvý až lehce nahnědlý s xenomorfními nepravidelnými zrny. Viditelná je také typická štěpnost, která svírá úhel okolo 90° (obr. 5A a 5B).

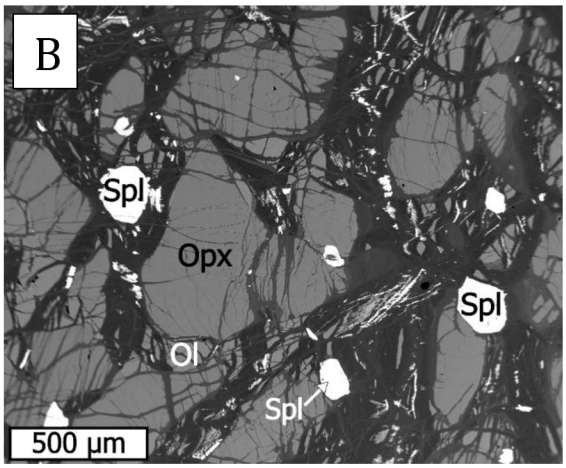
Stejně jako olivín je i ortopyroxen ovlivněn pozdní přeměnou na minerály serpentinové skupiny a byl také zachycen i jako inkluze ve spinelu, kde tvoří nepravidelná zrna velká asi 10 μm.

7.1.4 Spinel

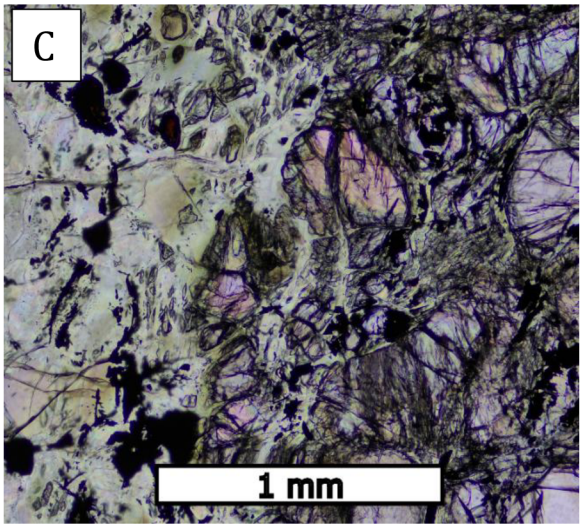
Spinel lze pozorovat jak v matrix horniny, tak i v zónách bohatých na ortopyroxen. Jeho hypautomorfně omezená zrna dosahují velikostí od <0,1 mm až do 0,5 mm. V lineárně polarizovaném světle (režim PPL) jsou zbarvená do tmavě oranžových až hnědých odstínů (obr. 5A). Taktéž se projevují vystupujícím reliéfem. V několika vzorcích byly ve spinelech uzavřené silikátové minerální fáze (olivín, amfibol, ortopyroxen) v podobě inkluzí.



Obr. 5A: Snímek polohy bohaté na ortopyroxen + zrna spinelu v polarizačním mikroskopu (lineárně polarizované světlo, PPL)



Obr. 5B: BSE snímek polohy bohaté na ortopyroxen + zrna spinelu, (Opx = ortopyroxen, Ol = olivín, Spl = spinel)



Obr. 5C: Snímek polohy bohaté na pyroxen (vpravo) a serpentinizované matrix peridotitu (vlevo) (lineárně polarizované světlo, PPL)

7.2 Popis chemického složení

7.2.1 Olivín

Olivín se v utínském peridotitu vyskytuje v hořčíkem bohaté variantě, tedy jako forsterit. Konkrétně obsah forsteritové komponenty se v olivínech z povrchových výchozů pohybuje mezi 88–93%, zatímco vzorky z vrtného jádra jí obsahují okolo 90%. Olivíny obvykle obsahují 0,25–0,57 hm.% NiO a 0,06–0,20 hm.% MnO. V tomto případě se data z vrtů neliší od dat z povrchových výchozů.

7.2.2 Amfibol

Ve vzorcích byly rozlišeny 2 typy amfibolů, které se liší jak vzhledem, tak i chemickým složením. Celistvé amfiboly na okrajích zrn (Amp 1) vykazují obvykle nižší obsahy Al_2O_3 (3–12,4 hm.%), ostatní hodnoty jsou srovnatelné: Cr_2O_3 (0,24–1,6 hm.%) a Na_2O (0,57–2,2 hm.%). Porézní amfiboly v jádrech krystalů (Amp 2) mají mírně zvýšené koncentrace Al_2O_3 (9,6–13,5 hm.%) a podobné hodnoty Cr_2O_3 (0,1–1,7 hm.%) a Na_2O

(1,6–2,3 hm.%). Oba typy amfibolů se vyznačují srovnatelným Mg# (Amp 1 = 92–95, Amp 2 = 91–93).

7.2.3 Ortopyroxen

Chemické složení se mírně liší podle toho, kde se pyroxen nachází. V matrix jsou nižší hodnoty Al_2O_3 (0,7–2,6 hm.%), přičemž obsahy TiO_2 (0,07–0,15 hm.%) a Cr_2O_3 (0,09–0,49) jsou srovnatelné. V ortopyroxenech z poloh jsou tedy mírně vyšší obsahy Al_2O_3 (1,66–3 hm.%) a podobné obsahy TiO_2 (0,08–0,11 hm.%) a Cr_2O_3 (0,22–0,45). Pyroxeny vyskytující se jako inkluze ve spinelu vykazují zvýšené obsahy Cr_2O_3 (1,07–2,5 hm.%), ale také výrazně snížené Al_2O_3 (0,46–0,7 hm.%).

Mg# ortopyroxenů v matrix dosahuje hodnot 89–92, u ortopyroxenů z páskovaných poloh je to mezi 89 a 91. Nejvyšší Mg# z poloh se objevily ve vzorcích z vrtných jader (90,5–91,3). Složením odpovídají ortopyroxeny enstatitu.

7.2.4 Spinel

Mg# se pohybuje mezi 41,5–69,1 a Cr# mezi 19,1–72. Složením tyto spinely odpovídají Cr-spinelům.

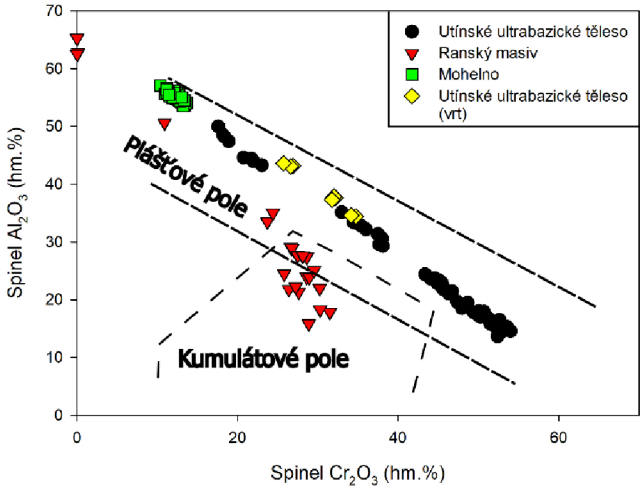
Na základě zjištěného chemického složení byly vypracovány diskriminační grafy (obr. 6–8), které srovnávají data z utínského ultrabazického tělesa (tato studie) s daty z ranského masivu (Ackerman et al. 2025), případně s dalšími tělesy orogenních peridotitů, zahrnující spinelový peridotit z Mohelna (nepublikovaná data školitele).

Na prvním grafu (obr. 6) lze pozorovat obsah Cr_2O_3 vs. Al_2O_3 ve spinelu. Hodnoty chromu pro utínské těleso se v povrchových vzorcích pohybují mezi ~ 18–55 hm.%, přičemž hodnoty hliníku mezi ~ 15–50 hm.%. Ve vrtu spinel obsahuje ~ 25–35 hm.% chromu a ~ 35–45 hm.% hliníku. Obsahy chromu jsou obecně nižší ve vrtech než na povrchu, avšak na povrchu se vyskytlo několik spinelů, které ho obsahují ještě méně.

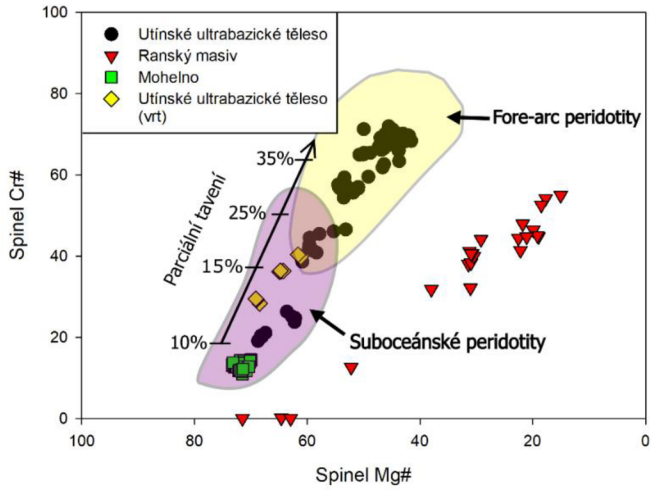
Druhý graf (obr. 7) zobrazuje rozsah Mg# vs. Cr# ve spinelu. Hodnoty pro Utín byly rozděleny na vzorky z povrchu a z vrtů. V povrchových výchozech jsou hodnoty Mg# mezi 40–70 a Cr# mezi 18–70. Ve vrtu je Mg# 60–70 a Cr# 30–40. Spinely z vrtů

znovu dosahují obecně nižších hodnot Cr#, avšak několik spinelů z povrchu vykazuje hodnoty nižší. Spinely s nižším Cr# mají zvýšené Mg#.

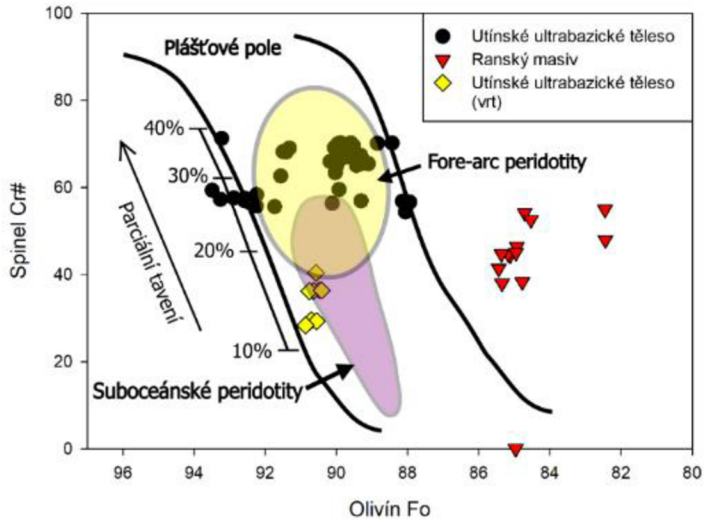
Třetí graf (obr. 8) zahrnuje Fo komponentu v olivínu vs. Cr# ve spinelu, kde jsou znovu samostatně data z vrtu a z povrchových výchozů. Na povrchu Cr# nabývá hodnot 50–70, při hodnotách 88–93 Fo. Ve vrtu je znovu nižší Cr# 30–40 a průměrná forsteritová komponenta (90).



Obr.6: Graf Cr_2O_3 vs. Al_2O_3 pro spinel. (upraveno podle Ahmed et al. 2024). Data z ranského masivu převzata z Ackerman et al. (2025). Chemické složení spinelu z peridotitu Mohelno (typ I) zahrnuje nepublikovaná data školitele)



Obr.7: Graf Mg# vs. Cr# ve spinelech. (upraveno podle Ahmed et al. 2024). Data z ranského masivu převzata z Ackerman et al. (2025). Chemické složení spinelu z peridotitu Mohelno (typ I) zahrnuje nepublikovaná data školitele)



Obr.8: Graf Fo v olivínu vs. Cr# ve spinelu. (upraveno podle Ahmed et al. 2024 a Kubeš et al. 2024). Data z ranského masivu převzata z Ackerman et al. (2025).

8 Diskuze

8.1 Vazba na ranský masiv

Utínské ultrabazické těleso nese několik podobností s ranským masivem, které hovoří pro jejich vzájemnou genetickou vazbu. Obě tělesa jsou charakteristicky tvořena spinelovým peridotitem (obr. 5A a 5B) (viz Ackerman et al. 2025 pro srovnání). V obou případech se jedná o ochuzený peridotit, který byl v Utíně doložen na základě vysoké míry parciálního tavení (30–35%, obr. 7 a 8) a jeho typické dunitické kompozice dominantně tvořené olivínem (obr. 4A). Na ranském masivu ochuzený charakter popsal Pašava et al. (2003) a dunitické složení tamních peridotitů charakterizoval Mísař et al. (1974). Další podobností je přítomnost amfibolu (obr. 4B a 4D) v horninové matrix, který je v texturní rovnováze s okolními plášťovými minerály a dokládá tak modální metasomatózu pláště (Ackerman et al. 2025).

Naopak o vyloučení jejich vazby svědčí diskriminační diagram (obr. 6), na němž lze pozorovat variace v obsahu Cr_2O_3 a Al_2O_3 ve spinelech, kde ranský masiv zaujímá pozici v poli kumulátových hornin a utínské ultrabazické těleso kopíruje trend typický pro plášťové orogenní peridotity. To stejné dokazují i Mg# spinelu a Fo olivínu (obr. 7, a 8), která jsou v utínském tělese mnohem vyšší než v případě peridotitů z ranského masivu (Ackerman et al. 2025). Na základě těchto důkazů lze konstatovat, že utínské ultrabazické těleso nesdílí vzájemnou genetickou vazbu s ranským masivem a nejedná se o kumulátový komplex, nýbrž o plášťový orogenní peridotit, jak bude podrobněji rozebráno v následující kapitole.

8.2 Původ a geneze utínského ultrabazického tělesa

Pro objasnění původu a vzniku studovaného utínského ultrabazického tělesa bylo využito chemického složení původních plášťových minerálů (spinel a olivín), které slouží jako spolehlivý petrogenetický indikátor pro dešifrování protolitu serpentinizovaných peridotitů (Deschamps et al. 2013, Kubeš et al. 2022).

Mimo hodnoty z vrtu se spinely z utínského tělesa vyznačují vysokým Cr# (obr. 7 a 8), které je typické pro peridotity z prostředí subdukční zóny (tzv. fore-arc) vyznačujících se obvykle vysokým stupněm parciálního tavení (Pearce et al., 2000). Totéž platí i pro utínské peridotity, kterým byl stanoven stupeň parciálního tavení dosahují až 30–35% (obr. 7 a 8). Fore-arc původ a vysokou míru parciálního tavení dokládá také porovnání Fo komponenty v olivínu a Cr# ve spinelu (obr. 8).

V moldanubiku byly v minulosti popsány 3 základní typy orogenních peridotitů, z toho 2 typy představují fore-arc peridotity vyvíjející se v rámci subdukční zóny (viz Medaris et al 2005). Konkrétně se jedná o typ Horní Bory (plášťový klín) a Nové Dvory (subkontinentální litosférický plášť) (Medaris et al 2005, Ackerman et al. 2009). Na základě této studie nelze spolehlivě určit konkrétní typ fore-arc peridotitu, který by geneticky odpovídal utínskému tělesu. Nicméně lze s jistotou vyloučit jeho genetickou příslušnost ke třetímu typu, jelikož v případě Mohelna se jedná o suboceánské peridotity, které ve srovnání s utínským tělesem vykazují výrazně nižší míru parciálního tavení, jak dokládá nižší Cr# spinelu (obr. 7). Přibližují se k nim pouze spinely z vrtných jader, které zpravidla vykazují podstatně nižší Cr# spinelu (obr. 7) než spinely z povrchových výchozů, což může být způsobeno vlivem plášťové metasomatózy, která bude předmětem následující kapitoly.

8.3 Plášťová metasomatóza

Poměrně hojný výskyt amfibolu ve studovaných vzorcích utínského peridotitu (obr. 4B a 4D) poskytuje přímý důkaz o rozsáhlé modální metasomatóze pláště. Amfiboly jsou přítomné zejména v páskovaných ortopyroxenových polohách (obr. 4B). Tyto polohy jsou tvořené více hrubozrnnými ortopyroxeny (obr. 5A a 5C) často doprovázené právě metasomatickými amfiboly (O'Reilly a Griffin 2013).

Plášťovou metasomatózu lze rovněž prokázat na základě proměnlivého chemického složení plášťových fází, vzhledem k jejich vzdálenosti od hrubozrnných páskovaných poloh. Olivíny, které se vyskytují v blízkosti páskovaných poloh zpravidla vykazují snížené Mg#, oproti vzdálenějším olivínům v matrix, což patrně odráží interakci

s bazaltickou taveninou (Kubeš et al. 2024). Taktéž velmi variabilní Cr# ve spinelech, které svých téměř nejnižších hodnot dosahuje na vzorcích z vrtu (obr. 7), kde se vyskytovaly nejmocnější ortopyroxenové polohy. To pravděpodobně dokládá rozsáhlejší plášťovou metasomatózu v nižších partiích utínského tělesa (O'Reilly a Griffin 2013).

Vznik páskovaných ortopyroxenických poloh nejspíše souvisí s infiltrací metasomatizujícího média podél perkolačních kanálů v okolním peridotitu. Během infiltrace tohoto média (patrně taveniny) docházelo k rozpouštění olivínu v peridotitu, na úkor kterého vznikal metasomatický ortopyroxen (Obr. 5B) doprovázený amfibolem, společně vytvářející páskované polohy (Obr. 5C). Aby byla možná krystalizace těchto minerálů, musela být tavenina obohacena o Si (vznik ortopyroxenu) a H_2O složku, s ohledem na výskyt hojného amfibolu (Kubeš et al. 2024).

9 Závěr

Při srovnání chemického složení minerálních fází z peridotitu z utínského ultrabazického tělesa a ranského masivu bylo zjištěno několik poznatků, které vylučují jejich vzájemný genetický vztah. Spinely z utínského tělesa obvykle vykazují zvýšené Mg# oproti spinelům z ranského masivu. Totéž platí i pro olivíny, kde forsteritová komponenta v olivínech z Utína jasně převyšuje hodnoty z ranských olivínů.

Původ utínských peridotitů byl určen na základě srovnání Mg# a Cr# ve spinelech, kde vysoká hodnota Cr# jasně ukazuje na genetickou příslušnost k tzv. fore-arc peridotitům. To stejné dokládá i srovnání Fo komponenty olivínu vs. Cr# spinelu.

Fore-arc peridotity se vyznačují vysokým Cr# spinelu reflektující vysoký stupeň parciálního tavení. V případě utínských peridotitů jde až o 30–35% parciálního tavení, což se u nich projevuje ochuzeným charakterem v podobě dunitického složení.

V utínském ultrabazické tělese byla také zaznamenána plášťová metasomatóza, která zapříčinila vznik páskovaných hrubozrnných poloh ortopyroxenu. Vliv rozsáhlé metasomatózy dokládá chemické složení olivínů, u kterých lze pozorovat snížení Mg# v blízkosti těchto poloh, nebo snížené Cr# spinelů ze vzorků pocházejících z vrtných jader, která byla složena hlavně z těchto poloh.

Použité zdroje

Ackerman, L. – Jelínek, E. – Medaris, L. G. – 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**, 3-4, *152-167*. doi: 10.1016/j.chemgeo.2008.10.042

Ackerman, L. – Pašava, J. & Erban, V. (2013): Re–Os geochemistry and geochronology of the Ransko gabbro–peridotite massif, Bohemian Massif. — Mineralium Deposita **48**, *799–804*. doi: 10.1007/s00126-013-0483-2

Ackerman, L. – Wertich, V. – Pašava, J. – Kubeš, M. – Rambousek, P. – Míková, J. – Sláma, J. – Santolík, V. – Pack, A. – Creaser, R. A. – Malý, K. & Magna, T. (2025) Orogenic arc-related Ni-Cu-(PGE) mineralization of the Ransko massif, Czech Republic, and implications for the metallogeny of European Variscan belt. — Mineralium Deposita. doi: 10.1007/s00126-025-01353-z

Ahmed, A. H. – Hamdy, M. M. & Meisel, T. C. (2024): Subduction zone-related metasomatism of Devonian oceanic lithosphere: Evidence from mineralogical, geochemical, and O-H-Sr isotope characteristics of amphibole-bearing peridotites of the Sowie Mountain Block (SW Poland). — Lithos **470-471**. doi: 10.1016/j.lithos.2024.107547

Deschamps, F. – Godard, M. – Guillot, S. & Hattori, K. (2013) Geochemistry of subduction zone serpentinites: A review. Lithos **178**, *96-127*. doi: 10.1016/j.lithos.2013.05.019

Faryad, S. W. – Kachlík, V. – Sláma, J. & Hoinkes, G. (2015) Implication of corona formation in a metatroctolite to the granulite facies overprint of HP-UHP rocks in the Moldanubian Zone (Bohemian Massif). — Journal of Metamorphic Geology **33**, *295-310*. doi: 10.1111/jmg.12121

Friedl, G. – Finger, F. – Paqutte, J. L. – von Quadt, A. – McNaughton, N. J. & Fletcher, I. R. (2004). Pre-Variscan geological events in the Austrian part of the Bohemian Massif deduced from U-Pb zircon ages. — International Journal of Earth Sciences **93**, 5, *802-823*. doi: 10.1007/s00531-004-0420-9

Geologická mapa 1 : 50 000, Geovědní mapy 1 : 50 000 [online]. Praha: Česká geologická služba [2025-2-7]. Dostupné na: https://mapy.geology.cz/geocr50/

Holub, M. & Pokorný, J. (1970): Alteration of gabbros and troctolites and the genesis of sulfides in the Ransko basic intrusion. Sborník geologických věd. LG **11**, *99-111*.

Chlupáč, I. – Brzobohatý, R. – Kovanda, J. & Stráník, Z. (2011): Geologická minulost České republiky — Academia. Praha.

Košler, J. – Konopásek, J. – Sláma, J. & Vrána, S. (2014) U-Pb zircon provenance of Moldanubian sediments in the Bohemian Massif. — Journal of the Geological Society **171**, *83-95*. doi: 10.1144/jgs2013-059

Krejčí, J. & Helmhacker, R. (1882): Erläuterungen zur geologischen Karte des Eisengebirges und der angrenzenden Gegenden im östlichen Böhmen. — Archiv Naturwiss. Landesdurchforschung von Böhmen, **5**, *1–207*, Praha.

Kubeš, M. – Čopjaková, R. – Kotková, J. – Ackerman, L. – Haifler, J. – Výravský, J. – Holá, M. – Škoda, R. & Leichmann, J. (2024): Unravelling Different Mechanisms of Metasomatism and Geodynamic Evolution of Pyroxenite-Veined Subcontinental Lithospheric Mantle beneath the Central European Variscides. — Journal of Petrology **65**, 11. doi: 10.1093/petrology/egae108

Kubeš, M. – Leichmann, J. – Kotková, J. – Čopjaková, R. – Holá, M. & Sláma, J., (2022): Diversity of origin and geodynamic evolution of the mantle beneath the Variscan Orogen indicating rapid exhumation within subduction-related mélange (Moldanubian Zone, Bohemian Massif). — Lithos, **422–423**. doi: 10.1016/j.lithos.2022.106726

Kudělásková, M. – Kudělásek, V. & Polický, J. (1961): Geologické mapování utínského ultrabasického tělesa na Havlíčkobrodsku. — Sborník vědeckých prací Vysoké školy báňské v Ostravě **7**, 4–5, *399–415.*

Kusbach, V. – Janoušek, V. – Hasalová, P. – Schulmann, K. – Fanning, C. M. – Erban, V. & Ulrich, S. (2015) Importance of crustal relamination in origin of the orogenic mantle peridotite-high-pressure granulite association: example from the Náměšť Granulite Massif (Bohemian Massiv, Czech Republic). — Journal of the Geological Society **172**, *479-490*. doi: 10.1144/jgs2014-070

Lardeaux, J. M. – Schulmann, K. – Faure, M. – Janoušek, V. – Lexa, O. – Skrzypek, E. – Edel, J. B. & Štípská, P. (2014) The Moldanubian Zone in French Massif Central, Vosges/Schwarzwald and Bohemian Massif revisited: differences and similarities. In: Schulmann, K. – Martínez Catalán, J. R. – Lardeaux, J. M. – Janoušek, V. & Oggiano, G. (Eds.), The Variscan Orogeny: Extent, Timescale and the Formation of the European Crust, Geological Society, London, Special publications, **405**, pp. *7-44*. doi: 10.1144/SP405.14

Marek, F. (1970) Estimate of the age of the Ransko basic massif based on paleomagnetic data. Věstník Ústředního ústavu geologického **45**, *99–102*.

Medaris Jr., L.G. – Beard, B.L. – Johnson, C.M. – Valley, J.W. – Spicuzza, M.J. – Jelínek, E. & Mísař, Z. (1995) Garnet pyroxenite and eclogite in the Bohemian Massif: geochemical evidence for Variscan recycling of subducted lithosphere. — Geologische Rundschau **84**, 3, *489–505*. doi: 10.1007/BF00284516

Medaris, L. G. – Wang, H. – Jelínek, E. – Mihaljevič, M. & Jakeš, P. (2005) Characteristics and origins of diverse Variscan peridotites in the Gföhl Nappe, Bohemian Massif, Czech Republic. — Lithos, **82**, 1–2, *1-23*. doi: 10.1016/j.lithos.2004.12.004.

Mísař, Z. – Duda, J. – Holub, M. – Pokorný, J. & Weiss, J. (1974): The Ransko gabbro–peridotite massif and its mineralization (Czechoslovakia). — Univerzita Karlova. Praha.

Mísař, Z. (1979) Sulfide mineralization in the Ransko gabbro–peridotite massif, Czechoslovakia. — Canadian Mineralogist **17**, 2, *299–307*.

Mísař, Z. – Dudek, A. – Havlena H. & Weiss J. (1983): Geologie ČSSR I. Český masív. — Státní pedagogické nakladatelství. Praha.

O'Reilly, S.Y. & Griffin, W.L. (2013). Mantle Metasomatism. *In:* Harlov, D. E. & Austrheim, H. (eds.) Metasomatism and the Chemical Transformation of Rock. Lecture Notes in Earth System Sciences. Springer *471-533*, Berlin, Heidelberg. doi:10.1007/978-3-642-28394-9_12

Pašava, J. – Vavřín, I. – Frýda, J. – Janoušek V. & Jelínek E. (2003): Geochemistry and mineralogy of Platinum-group elements in the Ransko gabbro–peridotite massif, Bohemian Massif (Czech Republic). — Mineralium Deposita **38**, *298–311.* doi: 10.1007/s00126-002-0343-y

Pearce, J. A. – Barker, P. F. – Edwards, S. J. – Parkinson, I. J. & Leat, P. T. (2000): Geochemis-try and tectonic significance of peridotites from the South Sandwich arc–basin system, South Atlantic. — Contributions to Mineralogy and Petrology, **139**, *36–53*. doi: 10.1007/s004100050572

Petrakakis, K. (1997). Evolution of Moldanubian rocks in Austria: review and synthesis. — Journal of Metamorphic Geology, **15,** 2, *203–222*. doi: 10.1111/j.1525-1314.1997.00015.x

Watkinson, D. H. – Mainwaring P. R. & Pertold, Z. (1978): The Cu-Zn Obrazek ore deposit, Czechoslovakia: A volcanogenic deposit included in the Ransko intrusive complex. — Mineralium Deposita **13**, *151–163*. doi: 10.1007/BF00204639

Wendt, J. I. – Kröner, A. – Fiala, J. & Todt, W. (1994). U-Pb zircon and Sm-Nd dating of Moldanubian HP/HTgranulites from South Bohemia, Czech Republic. — Journal of the Geological Society, **151**, 1, *83–90*. doi: 10.1144/gsjgs.151.1.0083

Příloha A EMPA data

Výsledky EMP analýz - utínské ultrabazické těleso - olivín																			
Vzorek	UTV8 V2	UTV8 V2	UTV8 V2	UTV8 V2	Ut 1B	Ut 1B	Ut 1B	Ut 1B	Ut 2A	Ut 2A	Ut 2A	Ut 2A	Ut 2A	Ut 2A	Ut 2A	Ut 2A	Ut 2A	Ut 2A	Ut 2A
Umístění	Opx poloh	Opx poloh	Opx poloh	Opx poloh	inkluze v Sp	inkluze v Sp	inkluze v Sp	inkluze v Sp	matrix	matrix	matrix	matrix	matrix	matrix	matrix	Opx poloh	Opx poloh	Opx poloh	Opx poloh
Hlavní oxidy (hm.%)																			
SiO_2	41,20	41,32	41,21	41,70	41,09	40,61	41,35	40,93	41,50	41,70	41,64	41,05	41,11	41,48	41,36	41,03	41,20	41,24	40,99
MgO	50,48	50,45	49,60	49,47	47,79	47,60	47,86	47,94	48,88	50,50	49,65	48,70	49,63	49,20	49,64	48,90	48,58	49,44	48,61
FeO_{tot}	9,14	9,20	8,88	9,20	11,47	11,22	11,37	11,41	9,41	9,86	9,64	9,47	9,84	10,05	10,03	10,27	10,25	10,28	10,72
MnO	0,08	0,17	0,00	0,08	0,21	0,19	0,19	0,17	0,14	0,15	0,12	0,11	0,13	0,14	0,09	0,16	0,17	0,13	0,16
NiO	0,38	0,44	0,41	0,37	0,38	0,35	0,35	0,39	0,39	0,41	0,35	0,46	0,34	0,31	0,46	0,49	0,54	0,49	0,39
Total	101,28	101,58	100,11	100,82	100,94	99,97	101,12	100,84	100,32	102,63	101,40	99,80	101,06	101,17	101,58	100,85	100,74	101,58	100,87
Mg#	90,78	90,72	90,87	90,56	88,13	88,32	88,24	88,22	90,25	90,13	90,18	90,16	89,99	89,72	89,82	89,46	89,42	89,56	88,99
Poměry kationtů [apfu]																			
Si	0,993	0,994	1,006	1,013	1,003	0,998	1,008	0,999	1,015	0,995	1,007	1,009	0,997	1,007	0,999	0,999	1,007	0,997	1,001
Mg	1,814	1,809	1,805	1,791	1,739	1,743	1,739	1,745	1,782	1,797	1,789	1,785	1,794	1,780	1,788	1,775	1,770	1,782	1,769
Fe	0,184	0,185	0,181	0,187	0,234	0,231	0,232	0,233	0,193	0,197	0,195	0,195	0,200	0,204	0,203	0,209	0,209	0,208	0,219
Mn	0,002	0,004	0,000	0,002	0,004	0,004	0,004	0,003	0,003	0,003	0,002	0,002	0,003	0,003	0,002	0,003	0,003	0,003	0,003
Ni	0,007	0,008	0,008	0,007	0,007	0,007	0,007	0,008	0,008	0,008	0,007	0,009	0,007	0,006	0,009	0,010	0,011	0,010	0,008

Příloha 1.: Vybraná EMPA data olivínů

Výsledky EMP analýz - utínské ultrabazické těleso - spinel																						
Vzorek	UTV8 V2	UTV8 V2	UTV8 V2	UTV8 V2	UTV8 V2	UTV8 V2	UT3	UT3	UT3	UT3	UT3	UT3	UT1	UT1	UT1	UT1	UT1	UT1	UT1	UT1	UT1	UT1
Umístění	Opx poloh	Opx poloh	Opx poloh	Opx poloh	Opx poloh	Opx poloh	matrix	matrix	matrix	matrix	matrix	matrix	matrix	matrix	matrix	matrix	matrix	matrix	matrix	matrix	matrix	matrix
Hlavní oxidy (hm.%)																						
SiO_2	0,06	0,05	0,06	0,05	0,06	0,06	0,06	0,07	0,07	0,05	0,05	0,05	0,11	0,05	0,06	0,06	0,05	0,08	0,05	0,05	0,05	0,08
TiO_2	0,08	0,07	0,06	0,07	0,08	0,08	0,16	0,14	0,15	0,12	0,16	0,13	0,13	0,12	0,11	0,11	0,09	0,09	0,11	0,09	0,11	0,09
Al_2O_3	43,16	43,08	43,62	37,68	37,52	37,85	23,04	23,07	22,89	24,41	23,10	23,39	17,87	17,07	17,44	16,02	15,01	16,08	16,70	17,36	18,05	15,20
Cr_2O_3	26,91	26,64	25,73	32,16	31,81	32,03	45,38	44,93	44,90	43,36	44,94	45,01	49,40	50,28	50,73	51,54	52,72	51,52	51,28	50,26	50,07	53,14
$Fe_2O_3^{calc}$	0,83	0,96	0,62	0,61	1,09	0,59	2,01	1,78	1,77	2,36	2,02	2,19	1,93	2,11	1,25	1,33	1,95	1,72	1,51	1,50	1,76	1,21
V_2O_3	0,00	0,04	0,05	0,06	0,07	0,09	0,15	0,13	0,15	0,17	0,21	0,14	0,20	0,22	0,19	0,22	0,20	0,22	0,23	0,19	0,23	0,19
MgO	16,73	16,61	16,48	15,12	15,08	15,25	11,80	10,98	11,35	11,58	11,72	11,47	10,54	9,67	9,65	8,42	8,97	8,68	9,38	8,93	10,41	8,75
FeO^{calc}	13,33	13,34	13,56	14,68	14,71	14,70	19,47	20,43	19,57	20,06	19,50	20,14	19,98	21,28	20,66	22,30	22,00	22,40	21,21	21,75	20,16	21,78
MnO	0,09	0,08	0,08	0,12	0,11	0,11	0,16	0,15	0,13	0,17	0,11	0,13	0,16	0,16	0,20	0,26	0,18	0,26	0,24	0,24	0,20	0,23
NiO	0,14	0,18	0,15	0,14	0,13	0,10	0,00	0,00	0,12	0,12	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CoO	0,10	0,09	0,00	0,00	0,10	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,17	0,00	0,14	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,18	0,00	0,00
ZnO	0,37	0,39	0,35	0,48	0,41	0,36	0,26	0,25	0,22	0,36	0,27	0,28	0,24	0,30	0,38	0,36	0,38	0,37	0,34	0,36	0,29	0,33
Total	101,79	101,53	100,76	101,18	101,17	101,20	102,50	101,93	101,33	102,76	102,08	103,11	100,56	101,40	100,68	100,61	101,56	101,42	101,05	100,91	101,32	101,00
Mg#	69,10	68,93	68,42	64,73	64,63	64,91	54,35	50,96	52,95	53,51	54,17	52,95	50,72	47,06	46,82	41,55	44,14	42,60	45,72	43,83	49,98	42,99
Cr#	29,50	29,32	28,35	36,41	36,26	36,21	56,92	56,64	56,82	54,38	56,62	56,35	64,97	66,40	66,12	68,33	70,20	68,25	67,32	66,02	65,04	70,11
Poměry kationtů [apfu]																						
Si	0,002	0,001	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,001	0,002	0,004	0,002	0,002	0,002	0,002	0,003	0,002	0,002	0,001	0,003
Ti	0,002	0,001	0,001	0,002	0,002	0,002	0,004	0,003	0,003	0,003	0,004	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,002	0,002	0,003	0,002	0,003	0,002
Al	1,393	1,395	1,419	1,259	1,255	1,262	0,835	0,843	0,839	0,882	0,841	0,846	0,678	0,650	0,662	0,618	0,578	0,617	0,637	0,663	0,679	0,585
Cr	0,583	0,579	0,561	0,721	0,714	0,717	1,103	1,101	1,104	1,051	1,097	1,091	1,257	1,284	1,293	1,334	1,361	1,326	1,312	1,288	1,264	1,371
Fe^{3+}	0,017	0,020	0,013	0,013	0,023	0,013	0,046	0,041	0,041	0,054	0,047	0,050	0,047	0,051	0,030	0,033	0,048	0,042	0,037	0,037	0,042	0,030
V	0,000	0,001	0,001	0,001	0,002	0,002	0,004	0,003	0,004	0,004	0,005	0,003	0,005	0,006	0,005	0,006	0,005	0,006	0,006	0,005	0,006	0,005
Mg	0,683	0,680	0,678	0,639	0,638	0,643	0,541	0,507	0,526	0,529	0,540	0,525	0,505	0,465	0,464	0,411	0,437	0,421	0,452	0,431	0,496	0,426
Fe^{2+}	0,305	0,307	0,313	0,348	0,349	0,348	0,454	0,488	0,468	0,460	0,457	0,466	0,491	0,524	0,527	0,578	0,553	0,567	0,537	0,553	0,496	0,565
Mn	0,002	0,002	0,002	0,003	0,003	0,003	0,004	0,004	0,003	0,004	0,003	0,003	0,004	0,004	0,006	0,007	0,005	0,007	0,007	0,007	0,005	0,006
Ni	0,003	0,004	0,003	0,003	0,003	0,002	0,000	0,000	0,003	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Co	0,002	0,002	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004	0,000	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,005	0,000	0,000
Zn	0,007	0,008	0,007	0,010	0,009	0,008	0,006	0,006	0,005	0,008	0,006	0,006	0,006	0,007	0,009	0,009	0,009	0,009	0,008	0,009	0,007	0,008

Příloha 2.: Vybraná EMPA data spinelů

Výsledky EMP analýz - utínské ultrabazické těleso - ortopyroxen

Vzorek	UTV8 V2	UTV8 V2	UTV8 V2	UTV8 V2	UTV8 V2	UTV8 V2	UTV8 V2	UTV8 V2	Ut 2A	Ut 2A	Ut 2A	Ut 2A	Ut 2A	Ut 2A	Ut 2A	Ut 3B	Ut 3B	Ut 3B	Ut 3B	Ut 3B	Ut 3B	Ut 3B	Ut 2B	Ut 2B
Umístění	Opx poloh	Opx poloh	Opx poloh	Opx poloh	Opx poloh	Opx poloh	Opx poloh	Opx poloh	Opx poloh	Opx poloh	matrix	matrix	Opx poloh	Opx poloh	Opx poloh	Opx poloh	matrix	matrix	matrix	matrix	matrix	matrix	matrix	matrix
Hlavní oxidy (hm.%)																								
SiO_2	56,58	56,27	56,44	56,30	56,46	57,03	56,76	56,89	56,99	56,73	56,74	56,71	56,43	56,31	56,66	57,97	57,92	57,89	57,66	57,99	57,50	56,70	56,21
Al_2O_3	2,98	2,88	2,64	3,00	2,84	2,52	2,29	2,92	1,81	2,41	2,36	2,35	2,57	2,60	2,21	0,81	0,84	0,78	0,73	0,81	0,86	1,99	2,01
K_2O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,21	0,46	0,46	0,45	0,64	0,53	0,28	0,58	0,58	0,20	0,22	0,54	0,60	0,34	0,27
CaO	0,34	0,16	0,23	0,27	0,22	0,23	0,37	0,15	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	6,02	5,91	6,21	5,85	5,83	5,85	6,20	6,12	6,98	7,21	7,20	6,88	6,99	7,12	6,94	5,62	5,39	5,74	5,73	5,63	5,63	6,59	6,73
MnO	0,11	0,13	0,16	0,14	0,08	0,10	0,16	0,16	0,19	0,20	0,12	0,21	0,14	0,18	0,16	0,14	0,17	0,17	0,15	0,12	0,11	0,16	0,17
P_2O_5	0,00	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,00	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	34,49	34,24	35,01	33,85	34,19	34,42	33,81	34,48	33,77	34,26	33,95	33,38	33,42	33,23	34,13	34,79	35,56	35,24	35,38	35,40	35,28	34,01	34,97
Cr_2O_3	0,23	0,24	0,22	0,29	0,35	0,42	0,45	0,39	0,30	0,40	0,41	0,33	0,37	0,35	0,30	0,31	0,25	0,25	0,23	0,25	0,28	0,28	0,27
NiO	0,16	0,00	0,00	0,00	0,00	0,12	0,12	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
TiO_2	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,00	0,00	0,09	0,11	0,00	0,11	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,09	0,00	0,00	0,00
Mg#	91,09	91,17	90,95	91,17	91,28	91,30	90,68	90,94	89,61	89,44	89,37	89,63	89,50	89,27	89,77	91,69	92,17	91,63	91,67	91,81	91,78	90,19	90,26
Poměry kationtů [apfu]																								
Si	1,930	1,937	1,926	1,940	1,940	1,947	1,954	1,937	1,964	1,935	1,944	1,954	1,946	1,946	1,946	1,990	1,977	1,984	1,980	1,979	1,976	1,957	1,934
Al	0,120	0,117	0,106	0,122	0,115	0,101	0,093	0,117	0,073	0,097	0,095	0,095	0,104	0,106	0,089	0,033	0,034	0,032	0,029	0,033	0,035	0,081	0,081
K	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,009	0,020	0,020	0,020	0,028	0,023	0,012	0,025	0,025	0,009	0,010	0,023	0,026	0,015	0,012
Ca	0,012	0,006	0,009	0,010	0,008	0,009	0,013	0,005	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe	0,172	0,170	0,177	0,169	0,167	0,167	0,178	0,174	0,201	0,206	0,206	0,198	0,201	0,206	0,199	0,161	0,154	0,165	0,165	0,161	0,162	0,190	0,194
Mn	0,003	0,004	0,005	0,004	0,002	0,003	0,005	0,005	0,006	0,006	0,003	0,006	0,004	0,005	0,005	0,004	0,005	0,005	0,004	0,004	0,003	0,005	0,005
P	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	1,754	1,757	1,781	1,739	1,751	1,752	1,735	1,750	1,735	1,742	1,734	1,715	1,718	1,712	1,748	1,781	1,809	1,801	1,812	1,801	1,807	1,750	1,794
Cr	0,006	0,007	0,006	0,008	0,009	0,011	0,012	0,011	0,008	0,011	0,011	0,009	0,010	0,010	0,008	0,008	0,007	0,007	0,006	0,007	0,008	0,008	0,007
Ni	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ti	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,000	0,000	0,002	0,003	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000
Al^{IV}	0,070	0,063	0,074	0,060	0,060	0,053	0,046	0,063	0,036	0,065	0,056	0,046	0,054	0,054	0,054	0,010	0,023	0,016	0,020	0,021	0,024	0,043	0,066
Al^{VI}	0,050	0,054	0,032	0,062	0,055	0,048	0,047	0,054	0,037	0,032	0,039	0,050	0,050	0,052	0,035	0,023	0,011	0,016	0,010	0,012	0,011	0,038	0,016

Příloha 3.: Vybraná EMPA data ortopyroxenů

Výsledky EMP analýz - utínské ultrabazické těleso - amfibol

Vzorek	Ut 2A	Ut 2A	Ut 2A	Ut 2A	Ut 2A	Ut 2A	Ut 2A	Ut 2A	Ut 2A	Ut 2A	Ut 2A	Ut 3B	Ut 3B	Ut 2B	Ut 2B	Ut 2B	Ut 2B	Ut 2B	Ut 2B	Ut 2B
Typ Amp	celistvý	porézní	celistvý	celistvý	celistvý	celistvý	celistvý	porézní	porézní	porézní	porézní	celistvý	celistvý	porézní	porézní	celistvý	celistvý	celistvý	celistvý	celistvý
Umístění	Opx poloh	Opx poloh	Opx poloh	Opx poloh	Opx poloh	Opx poloh	Opx poloh	Opx poloh	Opx poloh	Opx poloh	Opx poloh	matrix	matrix	matrix	matrix	matrix	matrix	Opx poloh	Opx poloh	Opx poloha
Hlavní oxidy (hm.%)																				
Na_2O	1,41	2,03	0,98	1,05	0,57	1,46	1,34	1,89	1,58	1,84	1,76	0,60	0,69	2,02	1,91	1,10	1,19	0,57	1,55	1,30
SiO_2	50,83	45,93	53,60	51,74	55,34	51,77	51,06	47,19	49,25	47,80	45,91	54,68	55,56	45,53	46,23	51,17	51,70	55,39	49,37	49,78
Al_2O_3	7,65	12,82	5,25	6,86	3,07	7,15	7,91	11,20	9,65	10,00	11,78	3,42	3,38	12,71	12,01	7,46	6,60	3,70	9,49	8,79
K_2O	12,63	12,38	12,59	12,78	12,80	12,59	12,73	12,95	12,94	12,72	12,35	12,44	12,52	12,35	12,39	12,77	12,79	12,63	12,16	12,48
CaO	0,18	0,77	0,11	0,14	0,05	0,16	0,16	0,54	0,37	0,42	0,53	0,11	0,07	0,49	0,39	0,11	0,09	0,04	0,20	0,16
FeO	2,71	3,11	2,70	2,80	2,52	2,78	2,92	3,06	2,95	3,00	3,32	2,14	2,10	2,81	2,97	2,50	2,61	2,24	2,81	2,66
MnO	0,09	0,06	0,07	0,10	0,09	0,07	0,00	0,00	0,08	0,08	0,06	0,00	0,06	0,08	0,10	0,09	0,00	0,07	0,08	0,06
F	0,00	0,00	0,00	0,09	0,00	0,00	0,00	0,07	0,00	0,09	0,07	0,00	0,08	0,08	0,07	0,00	0,00	0,00	0,07	0,07
Cl	0,03	0,06	0,00	0,00	0,00	0,04	0,03	0,04	0,00	0,03	0,05	0,00	0,00	0,05	0,05	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00
P_2O_5	0,00	0,00	0,09	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,06	0,10	0,00	0,05	0,05	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00
MgO	21,10	18,53	21,90	21,01	22,99	20,73	20,33	19,74	19,95	19,75	18,46	22,55	23,06	18,92	19,51	21,50	20,94	22,57	20,28	21,01
V_2O_3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,12	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,08	0,00	0,09	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr_2O_3	0,98	1,64	0,47	1,02	0,44	0,65	0,98	1,68	1,45	1,51	1,64	0,59	0,59	1,63	1,46	0,90	0,70	0,24	0,46	0,51
NiO	0,00	0,00	0,17	0,15	0,00	0,00	0,13	0,00	0,12	0,00	0,00	0,13	0,18	0,00	0,00	0,12	0,15	0,12	0,14	0,19
TiO_2	0,27	0,55	0,30	0,33	0,17	0,39	0,38	0,56	0,66	0,59	0,55	0,09	0,13	0,66	0,70	0,38	0,26	0,10	0,35	0,42
Mg#	93,29	91,39	93,53	93,05	94,20	93,01	92,54	92,01	92,33	92,16	90,83	94,96	95,13	92,30	92,14	93,87	93,46	94,73	92,78	93,37
Poměry kationtů [apfu]																				
Na	0,393	0,571	0,271	0,293	0,156	0,404	0,371	0,528	0,438	0,517	0,504	0,166	0,188	0,573	0,537	0,304	0,334	0,158	0,436	0,363
Si	7,300	6,675	7,616	7,414	7,852	7,416	7,322	6,798	7,038	6,936	6,773	7,837	7,828	6,651	6,709	7,319	7,468	7,860	7,144	7,180
Al	1,295	2,196	0,879	1,158	0,513	1,206	1,336	1,902	1,626	1,710	2,047	0,577	0,561	2,188	2,054	1,258	1,124	0,618	1,618	1,494
K	2,313	2,294	2,283	2,336	2,317	2,301	2,329	2,379	2,359	2,354	2,324	2,275	2,251	2,302	2,293	2,330	2,356	2,286	2,244	2,295
Ca	0,028	0,119	0,016	0,021	0,008	0,025	0,024	0,083	0,056	0,065	0,084	0,016	0,010	0,076	0,060	0,017	0,015	0,006	0,032	0,024
Fe	0,325	0,378	0,321	0,336	0,299	0,333	0,350	0,368	0,353	0,363	0,410	0,256	0,248	0,344	0,360	0,299	0,316	0,266	0,341	0,321
Mn	0,011	0,008	0,008	0,012	0,010	0,008	0,000	0,000	0,010	0,009	0,007	0,000	0,007	0,010	0,012	0,011	0,000	0,009	0,010	0,008
F	0,000	0,000	0,000	0,039	0,000	0,000	0,000	0,032	0,000	0,042	0,035	0,000	0,037	0,035	0,034	0,000	0,000	0,000	0,032	0,032
Cl	0,007	0,015	0,000	0,000	0,000	0,010	0,007	0,010	0,000	0,008	0,013	0,000	0,000	0,013	0,011	0,000	0,000	0,000	0,012	0,000
P	0,000	0,000	0,011	0,000	0,000	0,000	0,006	0,000	0,007	0,012	0,000	0,006	0,006	0,000	0,005	0,000	0,000	0,000	0,006	0,000
Mg	4,517	4,014	4,638	4,489	4,862	4,427	4,347	4,239	4,251	4,271	4,060	4,819	4,844	4,121	4,222	4,584	4,510	4,775	4,376	4,517
V	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,014	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,009	0,000	0,011	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cr	0,111	0,189	0,052	0,115	0,049	0,073	0,111	0,191	0,164	0,173	0,191	0,067	0,065	0,188	0,167	0,102	0,080	0,027	0,053	0,058
Ni	0,000	0,000	0,019	0,017	0,000	0,000	0,015	0,000	0,014	0,000	0,000	0,015	0,021	0,000	0,000	0,014	0,018	0,013	0,016	0,022
Ti	0,029	0,061	0,032	0,036	0,018	0,042	0,041	0,060	0,070	0,064	0,061	0,010	0,013	0,073	0,076	0,041	0,028	0,011	0,038	0,046

Příloha 4.: Vybraná EMPA data amfibolů