

Univerzita Karlova v Praze
Přírodovědecká fakulta

Studijní program: Geologie
Studijní obor: Geologie



Jan Kulhánek

Rekonstrukce PT dráhy ve svorech eklogitové facie oblasti Krušných hor
Reconstruction of PT path in the eclogite facies micaschists from the Krušné Hory

Bakalářská práce

Vedoucí práce: prof. Ing. Shah Wali Faryad, CSc.

Konzultant: Mgr. Radim Jedlička

Praha, 2016

Prohlášení:

Prohlašuji, že jsem závěrečnou práci zpracoval samostatně a že jsem uvedl všechny použité informační zdroje a literaturu. Tato práce ani její podstatná část nebyla předložena k získání jiného nebo stejného akademického titulu.

V Praze, 31. 8. 2016

Podpis:

Český abstrakt

Tato práce je zaměřena na granátický svor z okolí Měděnce na české straně Krušných hor (saxothuringická zóna, Český masív). Svor je součástí příkrovových jednotek s eklogity, které dosáhly vysokotlakých podmínek při subdukci saxothuringické desky pod tepelsko-barrandienskou jednotku s následnou exhumací do vyšších partií subdukčně-kolizního systému.

Mezi hlavní minerály svoru patří fengit, křemen a porfýroblastický granát s inkluzemi křemene, rutilu, fengitu, paragonitu, apatitu, monazitu, florencitu, zirkonu, chloritu, chloritoidu, ilmenitu, titanitu, Co-arzenopyritu a grafitu. V základní hmotě jsou méně přítomny kyanit, retrográdní chlorit a turmalín.

Detailně bylo studováno chemické složení granátu, které je v práci znázorněno také pomocí kompozičních map hlavních a stopových prvků. Zonální stavba granátu má charakter prográdního vývoje s poklesem Mn a Ca a s nárůstem Fe a Mg ze středu k okrajům zrna. Teplotně-tlakový vývoj svoru je v práci zkoumán pomocí termodynamického modelování v programu Perple_X v systému MnNCKFMASHTO. Podle vypočítané pseudosekce jsou minerální asociace s kyanitem stabilní za podmínek vyšších než 18 kbar a 600 °C a spadají do eklogitové facie. Pomocí pseudosekce a průsečíků izopleť minerálních fází granátu, X_{Mg} chloritoidu a obsahu křemíku ve fengitu byla zkonstruována teplotně-tlaková dráha horniny, která začíná vznikem granátu při podmínkách okolo 10 kbar a 460 °C a dosahuje podmínek až 23 kbar a 610 °C pro okraj granátu a minerály matrix.

Z kompozičních map granátů jsou patrné výskyty tenkých prstenců vápníku, chromu a fosforu, jež vznikly náhlým navýšením a opětovným snížením obsahu prvku. Závislost změny zonality vápníku na fosforu je dobře patrná z pravidelného střídání zvýšení a poklesu koncentrace v jednotlivých prstencích. Důvody kolísání obsahu těchto prvků jsou v práci diskutovány.

Klíčová slova: granátický svor, Měděnec, eklogitová facie, zonálnost granátu

English abstract

This work focuses on garnet bearing micaschist in the vicinity of the Měděnec village on the czech side of the Krušné hory Mountains (Saxothuringian Zone, Bohemian Massif). Micaschist is a part of nappe units with eclogites which reached high pressure conditions during subduction of the Saxothuringian plate beneath the Teplá-Barrandien unit and they were subsequently exhumed into the upper parts of this subduction-collisional system.

The rock-forming minerals present in micaschist are phengite, quartz and porphyroblastic garnet with inclusions of quartz, rutile, phengite, paragonite, apatite, monazite, florencite, zircon, chlorite, chloritoid, ilmenite, titanite, Co-arsenopyrite and graphite. Small amount of kyanite, retrograde chlorite and tourmaline are present in the matrix.

Detailed chemical composition of garnet was studied using compositional maps of major and trace elements. The garnet shows prograde zoning with decrease of Mn and Ca and increase of Fe and Mg from the core towards the rim. Pressure and temperature conditions of the micaschist were calculated using thermodynamic modeling in Perple_X in the system of MnNCKFMASHTO. Based on the pseudosection, the mineral assemblage with kyanite is stable at higher pressure above 18 kbar and 600 °C. The pressure-temperature path of metamorphism was constrained using isopleths of garnet in combination with isopleth of X_{Mg} of chloritoid and of silica content in phengite. It begins by formation of garnet around 10 kbar and 460 °C and reaches pressure up to 23 kbar at 610 °C for rim of garnet and matrix minerals.

Thin compositional rings of calcium, phosphorus and chromium are visible in garnet's compositional maps. They indicate rapid increase of one element and a decrease of another one. Possible explanation of these changes are discussed in the thesis.

Keywords: garnet bearing micaschist, Měděnec, eclogite facies, zonation of garnet

Poděkování

V první řadě bych chtěl touto formou poděkovat svému školiteli profesoru Shah Wali Faryadovi, díky jehož odbornému vedení, cenným radám a dostatku trpělivosti bylo zdárné dokončení práce možné. Zároveň bych chtěl za cenné rady poděkovat konzultantovi práce magistru Radimovi Jedličkovi, jemuž patří spolu s doktorem Martinem Rackem také velký dík za pomoc při práci na skenovacím elektronovém mikroskopu a mikrosondě. Závěrem bych rád vyjádřil obrovské poděkování své rodině a přítelkyni za jejich hlubokou podporu při celé době mého studia.

Obsah

1. Úvod	- 7 -
2. Geologické poměry studované oblasti.....	- 8 -
2. 1. Pozice saxothuringické oblasti v rámci Českého masívu.....	- 8 -
2. 2. Krušnohorská oblast.....	- 10 -
3. Metodika	- 14 -
3. 1. Optická mikroskopie	- 14 -
3. 2. Elektronová mikroskopie.....	- 14 -
3. 3. Silikátová analýza	- 15 -
4. Petrografie	- 16 -
4. 1. Granát	- 16 -
4. 2. Křemen	- 17 -
4. 3. Světlá slída.....	- 17 -
4. 4. Kyanit	- 20 -
4. 5. Rutil.....	- 20 -
4. 6. Chlorit.....	- 20 -
4. 7. Biotit.....	- 21 -
4. 8. Turmalín	- 21 -
4. 9. Chloritoid.....	- 21 -
4. 10. Fosforečnany a zirkon	- 21 -
5. Zonalita granátových zrn	- 24 -
5. 1. Kompoziční mapy	- 25 -
6. Teplotní a tlakové podmínky metamorfózy svoru.....	- 29 -
6. 1. Termodynamické modelování	- 29 -
6. 2. Rekonstrukce PT dráhy	- 30 -

7. Diskuze a závěr	- 34 -
8. Seznam použité literatury	- 35 -
9. Přílohy	- 40 -

1. Úvod

Minerální asociace a složení minerálů v horninách subdukčních zón jsou často vystaveny zpětným přeměnám a re-ekvilibračním procesům během exhumace a nízko- až střednětlaké metamorfózy. Hornina může být při výstupu infiltrována fluidy, což urychluje reakce mezi minerály a má za následek ztrátu původní minerální asociace. Proto jsou některé minerály s reliktní stavbou a jejich inkluze předmětem mnoha vědeckých prací. Český masív je znám přítomností vysokotlakých hornin, z nichž byla většina rekrystalizována nebo částečně re-ekvilibrována v amfibolitové až granulitové facii. Relativně dobře zachovalé eklogity s následnou retrogresí na hranici amfibolitové a eklogitové facie jsou známy z Krušných hor (Klápová et al., 1998; Faryad et al., 2010; Massonne & Kopp, 2005). V této asociaci hornin jsou známy také granátické svory, pro které Konopásek (2001) vypočítal teplotně-tlakové (PT) podmínky 22 kbar a 640 °C. Tyto horniny vznikly spolu s eklogity při subdukcí saxothuringické desky pod tepelsko-barrandienskou jednotku a jejich následnou kolizí během variského vrásnění (Klápová et al., 1998; Konopásek, 2001; Schulmann et al., 2009).

Cílem této práce je detailnější analýza granátu a jeho minerálních inkluzí ve svoru z okolí Měděnce, které pomohou rekonstruovat PT dráhu horniny během subdukce a případné zpětné exhumace. Na tyto svory bylo aplikováno termodynamické modelování v systému MnNCKFMASHTO a k určení maximálních PT podmínek byly použity izoplety minerálních fází granátu, obsahu Si ve fengitu a pole stability kyanitu. Větší pozornost je věnována zonální stavbě granátu. Pomocí kompozičních map je zobrazena zonálnost hlavních a některých stopových prvků. Dokumentovány jsou také výskyty tenkých prstenců s navýšením a opětovným snížením obsahu prvku v granátu a jejich vzájemné souvislosti jsou diskutovány.

2. Geologické poměry studované oblasti

Studovaná oblast se nachází v centrální části Krušných hor v severozápadní části Českého masívu. V rámci členění Českého masívu na 4 hlavní jednotky či zóny (saxothuringická zóna, moldanubická zóna, tepelsko-barrandienská jednotka a jednotka brunovistulika, viz Obr. 1) patří tato oblast do saxothuringické neboli sasko-durynské zóny. Hranice těchto zón a jednotek jsou definovány na základě vzájemných variských násunů a horizontálních posunů, které vznikly během kolizního období během devonu až karbonu (Franke, 1989; 2000).

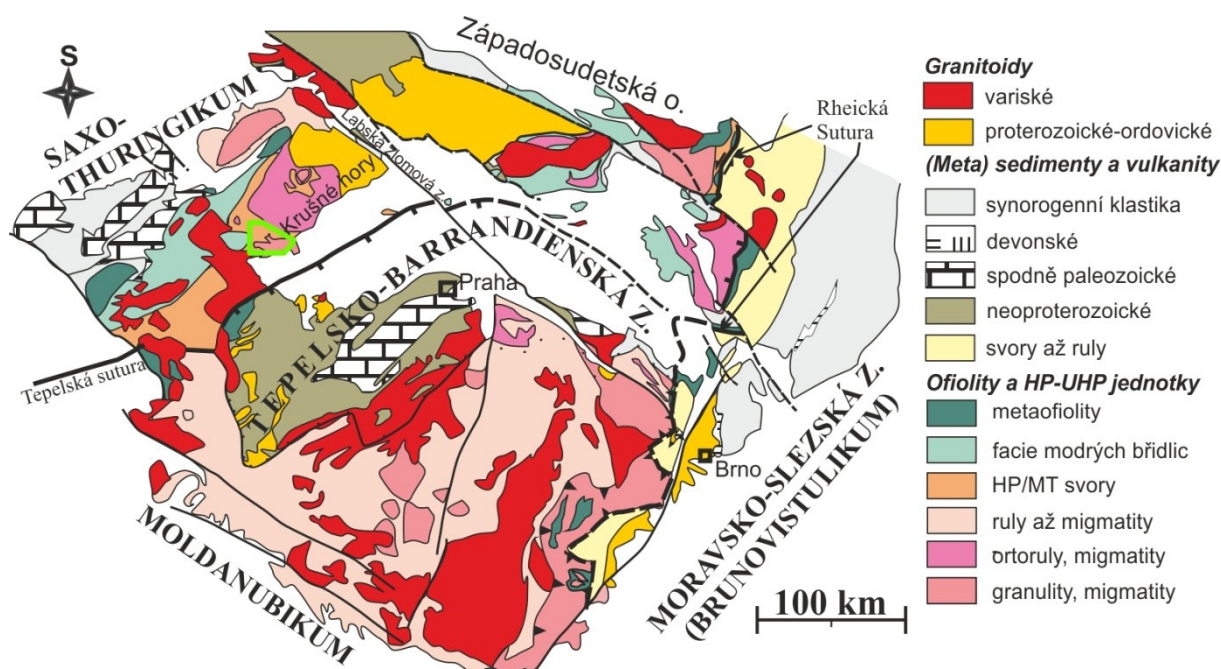
2. 1. Pozice saxothuringické oblasti v rámci Českého masívu

Saxothuringická zóna lemuje severozápadní část Českého masívu. Na východě až jihovýchodě se stýká s tepelsko-barrandienskou jednotkou (TBU) a na jihu s moldanubickou zónou. Tento kontakt je až na Mariánsko-lázeňský komplex překryt pánevními sedimenty. SV okraj saxothuringika je pak od západosudetské oblasti oddělen labskou zlomovou linií a míšeňským plutonem (Franke, 1989; 2000; Schulmann et al., 2009). Jihozápadní hranici saxothuringika ostře oddělují francké zlomy, za kterými už je překryto mladopermskými a mesozoickými sedimenty (Cháb et al., 2008).

Samotná saxothuringická zóna představuje mohutný systém dílčích příkrovů a šupin. Ty jsou v severní části tvořeny převážně nemetamorfovanými až slabě metamorfovanými paleozoickými horninami označovanými jako sasko-durynské paleozoikum, na nichž leží příkrovy velmi slabě až velmi silně metamorfovaných hornin. Zespodu megasynklinoria sasko-durynského paleozoika se spolu se svým metamorfním obalem vynořuje také antifonní struktura saského granulitového tělesa. Jižní část saxothuringika pak reprezentují příkrovy slabě až velmi silně metamorfovaných hornin, spočívajících na velmi silně metamorfovaném para-autochtonním podkladu, s nímž společně budují krušnohorskosmrčinské krystalinikum (Cháb et al., 2008).

Para-autochton saxothuringika je tvořen neoproterozoickými migmatity a pararulami, kterými pronikly kambro-ordovické intruze vápenato-alkalických granitů, jež se během variského vrásnění přeměnily na ortoruly s porfyrokrysty K-živců (Schulmann et al., 2009;

Mlčoch & Schulmann, 1991; Kröner et al., 1995). Tyto horniny jsou překryty jednotkami představující kambro-ordovické horniny riftové sekvence (hlubokomořské sedimenty a MORB - bazalty středo-oceánských hřbetů), svrchno-ordovickými až svrchno-devonskými pelagickými sedimenty a svrchno-devonskými až středně-karbonskými flyšovými sedimenty (Košler et al., 2004; Schulmann et al., 2009).



Obr. 1: Geologická mapa Českého masívu (upraveno podle Franke, 2000); zelený rámeček vymezuje studovanou oblast, její detail viz Obr. 2.

Dnešní struktury severozápadní části Českého masívu ukazují, že tektonický vývoj této oblasti byl kontrolován devonsko-karbonskou subdukcí oceánské kůry saxothuringika pod kontinentální kůru reprezentovanou TBU (Franke, 1989; 2000; Schulmann et al., 2009). Začátek subdukce je předpokládán v časovém horizontu 400 milionů let (Ma) dle datování hornin na západním okraji Českého masívu. Subdukce vyvrcholila kolizí dvou kontinentálních desek ve spodním karbonu (340 Ma), čímž se vytvořil hluboký kořen orogénu v zaobloukové zóně. Zároveň probíhala epizodická exhumace hluboce zanořených hornin a/nebo středně korových segmentů nacházejících se v různých částech subdukčně-kolizního systému (Schulmann et al., 2005; 2009). Některé exhumované horniny dokonce dosáhly až ultra-vysokotlakých podmínek v poli stability diamantu (Nasdala & Massonne, 2000; Kotková et al., 2011).

2. 2 Krušnohorská oblast

Krušné hory představují východní část saxothuringika a tvoří antifonní megastrukturu oválného tvaru, protaženou v SV-JZ směru s osou ukloněnou k JZ. Jádro této struktury je tvořeno neoproterozoickými horninami, hlavně rulami, svory a metadrobami, které překrývá spodně-paleozoický metasedimentární pokryv (kvarcity, svory a fylity), jehož intenzita metamorfózy klesá z V na Z (Kossmat, 1925; Škvor, 1975). Rötzler et al. (1998) uvádějí z krušnohorské oblasti pět následujících tektonických těles, seřazených dle posloupnosti z podloží do nadloží:

1. Para-autochton: krystalinikum střední a východní části Krušných hor. Typické jsou masivní jemnozrné biotitické ruly s vložkami metakonglomerátů a metadrob, které jsou prostoupeny jemnozrnými ortorulami až deformovanými porfyrickými metagranity (Mlčoch & Schulmann, 1991; Kröner et al., 1995).
2. Rulovo-eklogitový příkrov: dvojice vysokotlakých/vysokoteplotních (HP/HT) rulových jednotek s eklogity vyskytujícími se ve střední a východní části Krušných hor. V biotitických, dvojslídnych a muskovit-fengitických rulách se zřídka vyskytují granátické a spinelové peridotity, místy ortoruly a vysokotlaké, mírně retrogradně postižené granulity (Schmädicke et al., 1992; Willner et al., 1997; Kláková et al., 1998). Eklogity mohly dosáhnout až ultra-vysokotlakých (UHP) podmínek, indikovaných pseudomorfózami křemene po coesitu a výskytem coesitu v eklogitech či dokonce inkluzemi mikrodiamantu v případě rul dómové struktury Saldenbach (Massonne, 1999; 2001; Nasdala & Massonne; 2000).
3. Vysokotlaký/nízkoteplotní (HP/LT) svorovo-eklogitový příkrov (Obr. 2): středně až silně metamorfované svory a pararuly s ortorulami a s hojnými vložkami eklogitu, mramoru, erlánu, kvarcitu, skarnu a místy také s granulity. Eklogity zde dosáhly nižších PT podmínek než u předchozího příkrovu a část ortorul zřejmě představuje metaryolity spodnopaleozoického stáří (Mingram & Rötzler, 1998).
4. Střednětlaká/nízkoteplotní (MP/LT) jednotka granátických fylitů: vyskytuje se v západní části krušnohorsko-smrčinského krystalinika a je tvořena slabě až středně metamorfovanými siliciklastickými sedimenty.
5. Nízkotlaká/nízkoteplotní (LP/LT) fylitová jednotka: umístěná v nadloží čtvrté jednotky, obsahuje slabě až středně metamorfované fylity a svory s četnými vložkami zelené břidlice, amfibolitu, kvarcitu, mramoru a skarnu (Mingram & Rötzler, 1998).

Podle Klákové et al. (1998) a Krohe (1998) se během kolize kontinentálních desek přemístil korový příkrov přes krušnohorský para-autochton a vytvořil tak alochtonní jednotky s výskytem eklogitu. Tyto jednotky byly definovány podél hranic zlomů s para-autochtonními jednotkami (Konopásek & Schulmann, 1994), kde na rozdíl od alochtonů nejsou eklogity obsaženy (Konopásek, 1998; Rötzler et al., 1998; Kláková et al., 1998; Schmädicke et al., 1992). Konopásek & Schulman (2005) publikovali tektonický model, kde metasedimentární alochtonní jednotky tvořily sedimentární pokryv saxothuringika a během subdukce pod tepelsko-barrandienskou jednotku byly zatáhnuty do subdukční zóny a metamorfovány v MP/MT až HP podmínkách. Tyto jednotky jsou označovány jako spodní krystalinický příkrov, oproti nimž je svrchní příkrov, odkrytý v zářezu řeky Ohře, tvořen HP/HT horninami (ortoruly a felsické granulity) z granulitové facie. Svrchní příkrov je interpretován jako původně blok korových hornin TBU, které se během kolize desek a ztlustění kontinentální kůry nacházely v blízkosti subdukujících hornin spodního příkrovu a následně byly spolu exhumovány do vyšších partií kolizního systému. Datování stáří metamorfózy eklogitů z metasedimentárního nižšího příkrovu a granulitů z vyššího příkrovu ukazuje na synchronní věk okolo 340 Ma (von Quadt & Gebauer, 1998; von Quadt & Günther, 1999; Kröner & Willner, 1998; Kotková et al., 1996).

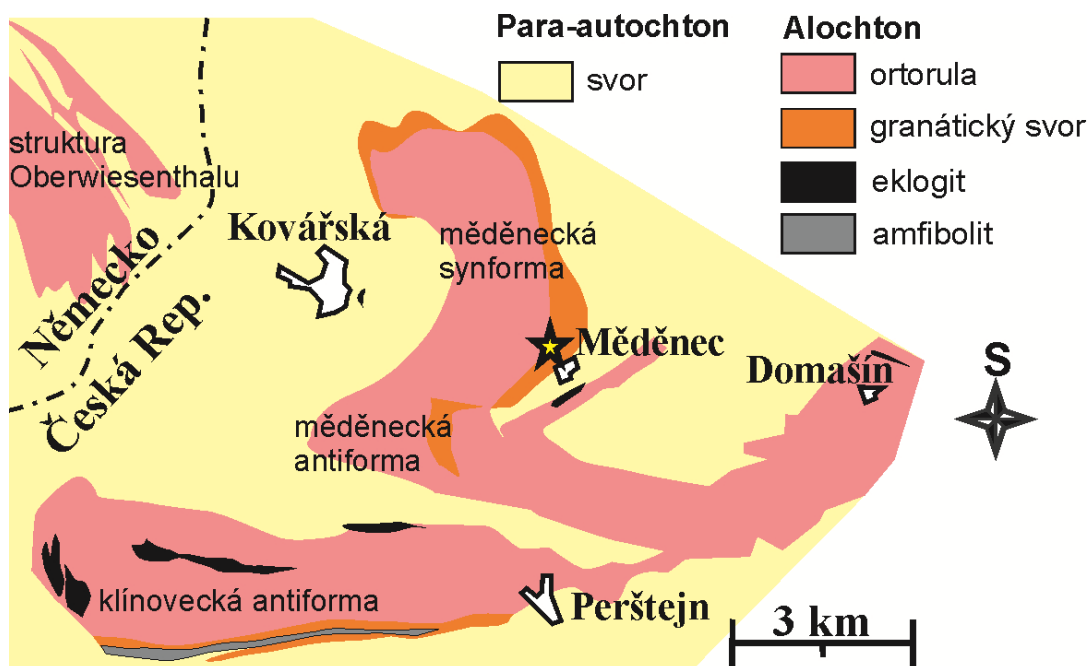
Podle Schmädicke et al. (1992) a Schmädicke (1994) můžeme alochtonní jednotky centrální části Krušnohoří rozdělit na tři vysokotlaké oblasti s tělesy eklogitů. První jednotka koresponduje s rulovo-eklogitovým příkrovem dle Rötzlera et al. (1998) a druhá s třetí jednotkou se řadí do svorovo-eklogitového příkrovu. Dosažené PT podmínky těchto jednotek klesají směrem k JZ, kde se nachází třetí z těchto jednotek, která zastupuje nejzápadnější a okrajové části krušnohorského krystalinika. Třetí jednotka obsahuje eklogity, které dle Schmädicke (1994) dosáhly nejnižších PT podmínek (20-24 kbar/ 600-650 °C). Podle Klákové et al. (1998) se však eklogity této oblasti nacházely v podmínkách až 26 kbar a 650-700 °C.

Konopásek et al. (2001) a Kláková et al. (1998) uvádí pro alochtonní jednotky této části Krušnohoří (Obr. 2) čtyři deformační události. První deformační událost (D1) je dokumentována výhradně na eklogitech a souvisí s jejich vysokotlakou metamorfózou. Událost D2 je pak spojena s přesunutím spodního krystalinického příkrovu přes metasedimentární para-autochton a s velkoměřítkovou kompresí V-Z směru, doprovázenou vyboulením celé příkrovové stavby a para-autochtonní jednotky. Tímto způsobem vznikly struktury jako měděnecká synforma a struktura Oberwiesenthalu. Během S-J komprese D3

pak došlo k převrácení D2 struktur a vznikly měděnecká a klínovecká antifforma. Nakonec při D4 docházelo ke ztrátě horizontálního napětí u exhumovaných jednotek a vznikly extenzní střížné zóny v amfibolitové facii.

Na rozhraní alochtonních a para-autochtonních jednotek se zde nachází granátický svor (Obr. 2), jenž byl popsán jako původně para-autochtonní jednotka, která však byla během subdukce metamorfována v eklogitové facii a následně exhumována a přesunuta na bázi alochtonních jednotek s eklogity (Konopásek, 2001). Tento svor je předmětem této studie. Konopásek (2001) určil pro svor maximální PT podmínky okolo 22 kbar/ 640 °C, což je v souladu s maximálními PT podmínkami pro eklogit z Měděnce, který dosáhl podmínek až okolo 25 kbar a 620 °C (Faryad et al., 2010).

Vzorky použité v této práci byly odebírány přibližně 1 km SV od Měděnce (Obr. 2, značeno hvězdičkou). Granátické svory zde tvoří velké balvany a místy malé odkryvy podél železniční tratě. Malé úlomky je možné najít také na poli, ale jejich rozsah nebylo možné přesně sledovat. Nachází se zde také zavřený hlubinný důl, který od roku 1994 využívala po dobu dvou let společnost GARMICA spol. s.r.o. pro těžbu granátů jako abraziva a světlé slídy pro stavební účely (Anon, 2015). Důl je dnes zatopen a malé úlomky granátických svorů lze nalézt v prostorách bývalého závodu.



Obr. 2: Podrobná geologická mapa alochtonních jednotek studované oblasti (podle Konopáska, 2001); lokalita s odebranými vzorky granátických svorů označena žlutou hvězdičkou.

3. Metodika

3. 1. Optická mikroskopie

Pro mikroskopický popis byly vybrány čtyři reprezentativní vzorky granátického svoru z lokality u Měděnce (KU- 5, 6, 10 a 11). Následně se nechaly v brusírně PŘF UK v Praze zhotovit zakryté výbrusy. Pod mikroskopem se kromě obsažených minerálů sledovaly texturní vztahy, sukcese minerálů a intenzita retrográdních přeměn. Popisovány byly také uzavřeniny vyskytující se zejména ve velkých zrnech granátů. Pomocí přídavného fotoaparátu Olympus C 5050 byly pořízeny mikrofotografie výbrusů na optickém mikroskopu Nikon E 600 na Ústavu petrologie a strukturní geologie PŘF UK v Praze. Pro studium na elektronovém mikroskopu byl vybrán vzorek KU6, z nějž byl z tohoto důvodu vyhotoven nezakrytý leštěný výbrus.

3. 2. Elektronová mikroskopie

Před použitím elektronového mikroskopu byla provedena podrobná dokumentace minerálů a textur zvoleného výbrusu. Pro lepší orientaci při práci na elektronovém mikroskopu byly využity nákresy a mikrofotografie z optického mikroskopu. Poté byly výbrusy kvůli vodivosti pokoveny tenkou vrstvou uhlíku.

Vzorky byly studovány na skenovacím elektronovém mikroskopu (SEM) a elektronovém mikroanalyzátoru (mikrosondě) na Ústavu petrologie a strukturní geologie PŘF UK v Praze. Použitý SEM je značky TESCAN Vega a k práci zde byly využity nainstalované detektory sekundárních elektronů (SE) a zpětně odražených elektronů (BSE) a systém energiově disperzní spektrometrie (EDS). Mikrosonda JXA-8530F od výrobce Jeol využívá systém pěti vlnově disperzních spektrometrů (WDS) pro kvantitativní chemickou analýzu.

Pomocí disperzních spektrometrů byly provedeny kvalitativní a kvantitativní analýzy a také zhotoveny kompoziční mapy vybraných prvků. U kompozičních map nebylo kvůli přístrojovým možnostem možné přiřadit barevnou škálu s odpovídajícími obsahy prvku. Ze získaných analýz bylo Fe u granátu z výsledného počtu atomů na vzorcovou jednotku rozděleno mezi Fe^{+2} a Fe^{+3} podle jejich obsazování do strukturních pozic. Použité standardy pro analýzy na SEM jsou následující: Si- albit, Al- fluor-topaz, Fe- almandin, Mg- olivín, Ca-

kalcit, Na- albit, K- sanidin, Mn- rhodonit, P- apatit, F- fluor-topaz. Pro analýzy na mikrosondě byly využity tyto standardy: Si- křemen, Al- korund, Fe- magnetit, Mg- periklas, Ca- kalcit, Na- albit, K- sanidin, Mn- rhodonit, P- apatit, Y- ytrium-hliníkový granát (YAG), Cr - chromoxid.

3. 3. Silikátová analýza

Pro zhotovení chemických analýz bylo nutné rozemlít vybraný vzorek KU6 na analytickou jemnost (< 0,063 mm). Poté byl vzorek předán do Laboratoří geologických ústavů PřF UK v Praze, kde byla tzv. mokrou cestou zhotovena silikátová analýza. Analyzovaly Ing. Věra Vonásková a Lenka Jílková.

4. Petrografie

Makroskopicky mají granátické svory výrazně foliovanou hrubozrnnou strukturu tvořenou fengitem a prodlouženými zrny či vrstvičkami křemene, které s fengitem obtékají červené porfyroblasty granátu. Velikost zrn, hlavně granátu, se u jednotlivých vzorků liší, nejmenší zrna se vyskytují v dobře plošně paralelních svorech. U některých svorů je vyvinuta symetrická krenulační kliváž. Svory mají celkově světlou žlutošedou až šedohnědou barvu a místy lze vidět zelený chlorit nebo černý turmalín. Chlorit je přítomen převážně u zvětralejších svorů a u některých vzorků se místo chloritu vyskytuje biotit.

Studované svory jsou tvořeny hlavně granátem, fengitem a křemenem. Mezi vedlejší minerály v matrix patří kyanit, rutil, chlorit, biotit a turmalín. Akcesoricky se v základní hmotě vyskytuje zirkon, monazit a florencit. Jednotlivé svory lze rozlišit podle minerálních asociací na svory s/bez kyanitu a na svory s chloritem nebo biotitem. Vzorek s biotitem (KU11) zároveň obsahuje velké množství křemene. Studium pod mikroskopem potvrzuje porfyroblastickou strukturu s granolepidoblastickou strukturou základní hmoty (Obr. 3). Pro studium na elektronovém mikroskopu a zhotovení analýz byl vybrán vzorek KU6, jeho minerální asociace matrix je následující: Grt- Qtz- Ph- Ky- Rt- Chl- Zrn- Mnz- Flc. V granátech byly obsaženy všechny popisované uzavřeniny.

4. 1. Granát

Porfyroblasty granátu mají zpravidla zaoblený tvar a v rámci různých vzorků dosahují velikosti od 0,2 do 8 mm, většinou okolo 2 mm. Obsah granátu ve svorech kolísá přibližně od 5 do 30 % (většinou 15- 25 %). Menší obsah granátu se vyskytuje u vzorků s větším obsahem křemene (KU11). U porfyroblastů se v hornině často tvoří tlakové stíny, které jsou vyplněny buď retrográdním chloritem (Obr. 3 A, B), nebo křemenem (Obr. 3 C, D). Zrna jsou často rozpraskaná a obsahují velké množství drobných uzavřenin (Obr. 3 E), mezi nimiž je nejhojněji zastoupen křemen, který tvoří v granátu větší zrna a může udávat charakter síťové struktury (Obr. 3 C, D). Místy je patrná také rotační struktura granátu, charakterizována spirálovitě uspořádanými uzavřeninami (Obr. 3 F). Inkluze jsou u některých zrn koncentrovány do středu granátu (Obr. 4 A) a kromě nejpočetněji zastoupeného křemene zde najdeme také rutil, fengit, chlorit, chloritoid, paragonit, apatit, monazit, florencit, zirkon,

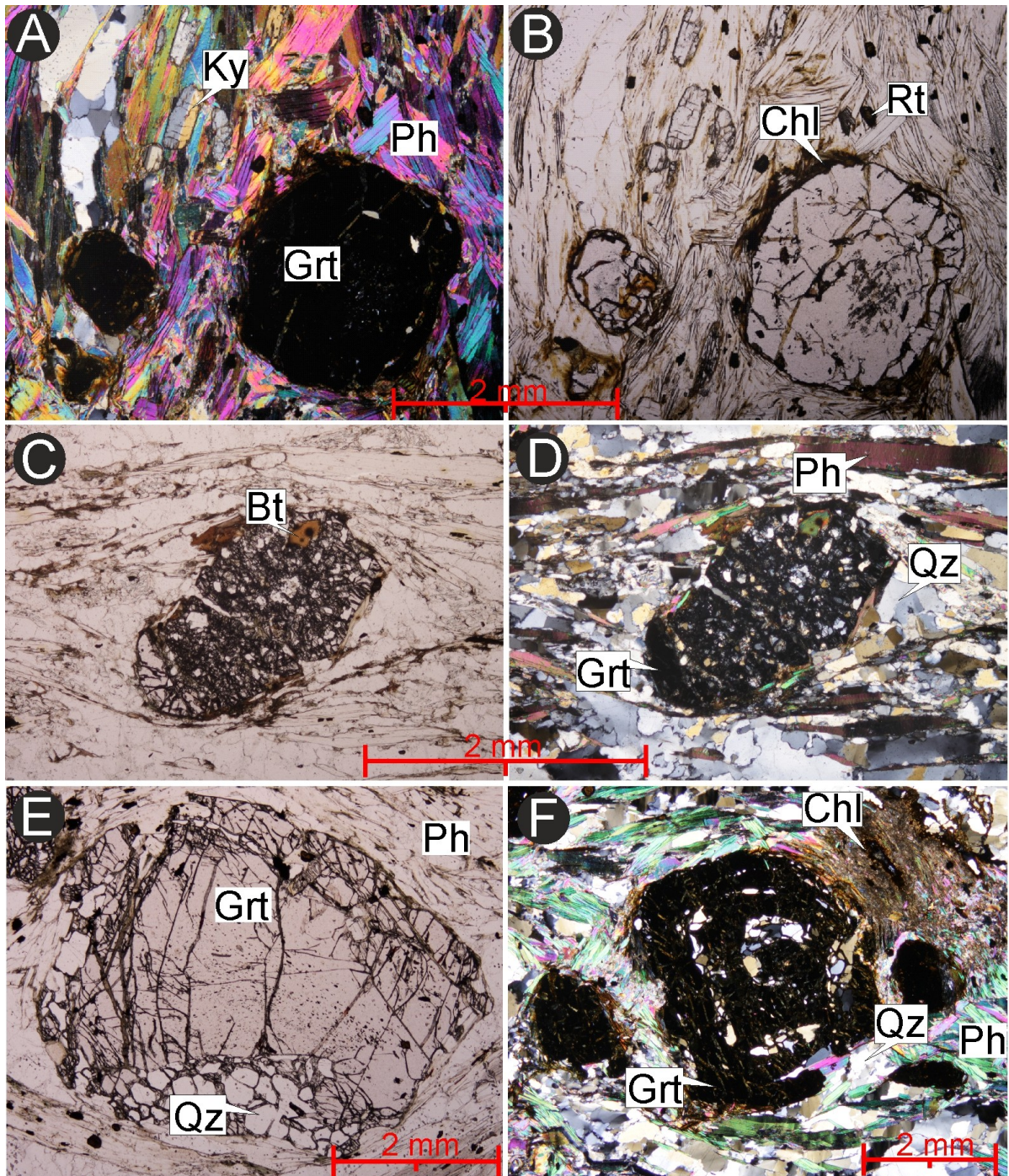
ilmenit, titanit, Co-arzenopyrit a grafit (Obr. 4 A, B, C, D a E). Podle uzavřených minerálů a jejich chemismu pozorujeme původní minerální složení horniny v průběhu PT vývoje. Granát je bohatý na almandinovou (Fe^{2+}) komponentu (Alm: 45-85 %; Py: 2-15 %; Grs: 1-33 %; Sps: 0-17 %; And: 0-4 %) a jeho chemické složení vykazuje od středu k okraji zrna zonální stavbu (Obr. 5, Tab. 1), která je podrobně diskutována v kapitole 5 o zonalitě granátu.

4. 2. Křemen

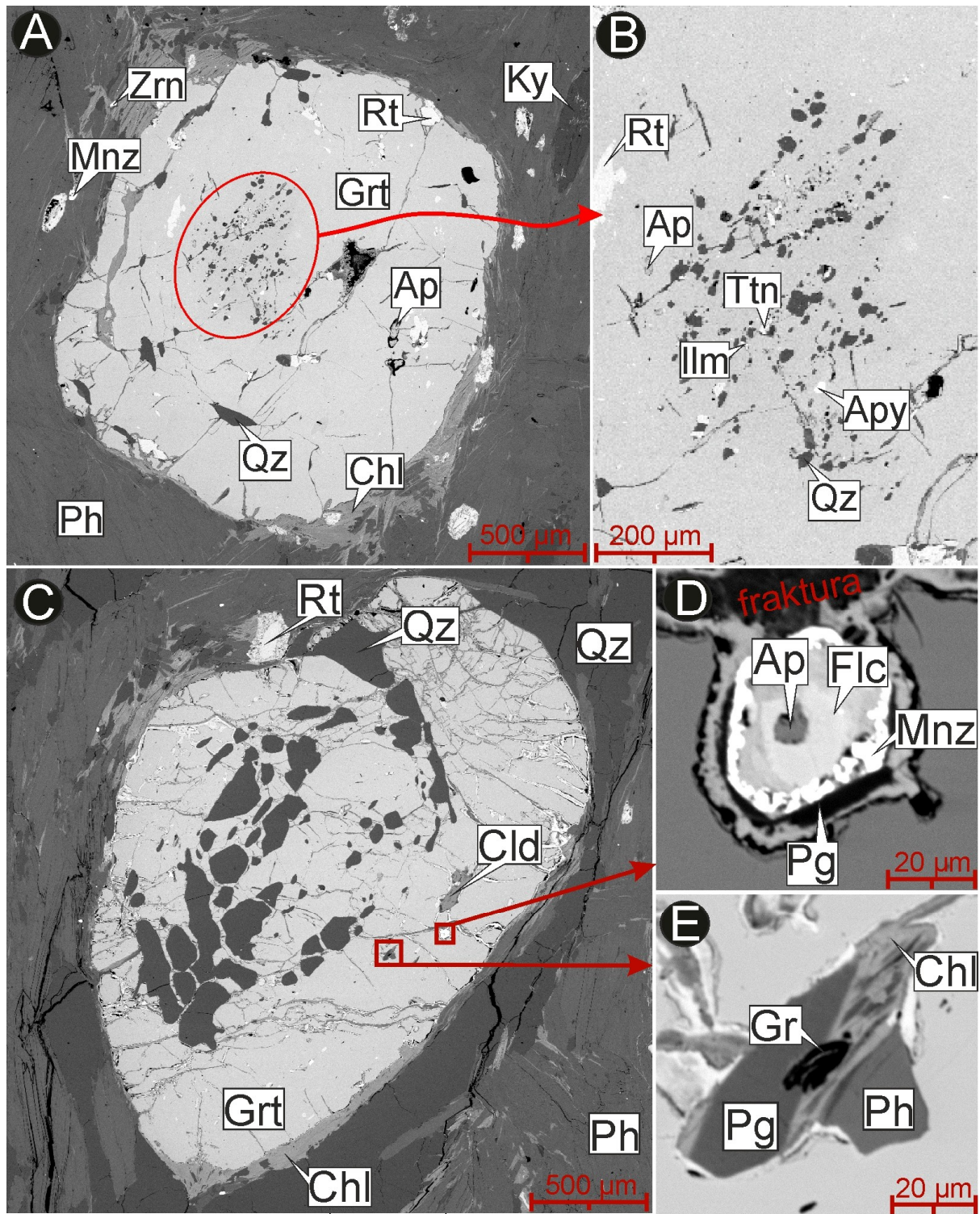
Četná zrna křemene se převážně vyskytují v páscích paralelních s usměrněnou strukturou horniny a tvoří nepravidelně až zubovitě usměrněná xenoblastická zrna. Ta dosahují rozměrů do 1 mm, průměrně však okolo 0,3 mm. Výrazně se projevuje undulózni zhášení zrn. Zastoupení křemene se ve svorech pohybuje přibližně od 30 do 60 % a jeho obsah mezi uzavřeními v granátu roste spolu s obsahem křemene v matrix.

4. 3. Světlá slída

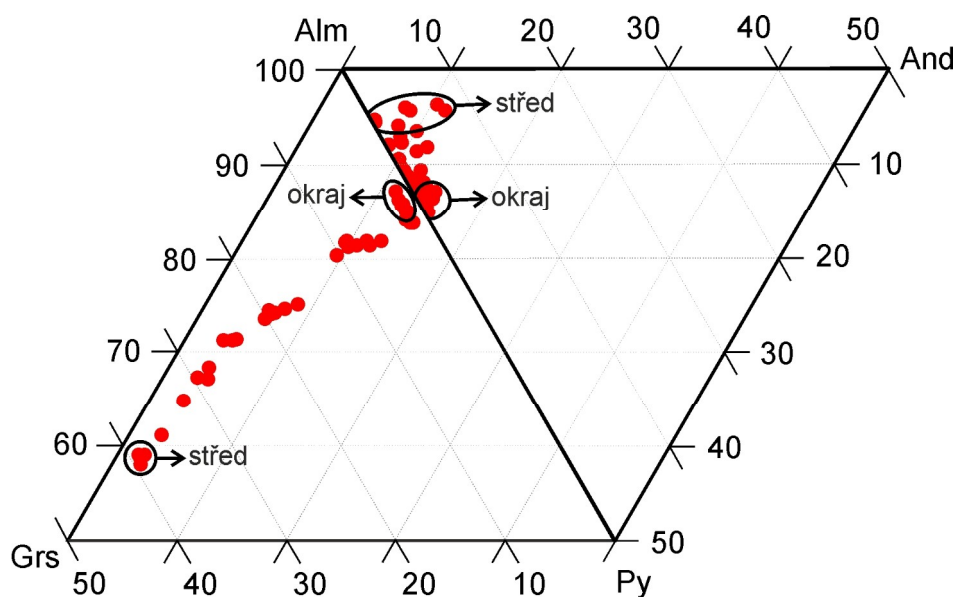
Fengit se nachází ve formě usměrněných idioblastických až hypidioblastických protažených lupenů, dosahujících délky kolem 0,5 mm a šířky 0,1 mm. Lupeny obtékají porfyroblasty granátu a svým usměrněním určují foliaci horniny. Ve svorech se nachází 25 až 45 % fengitu. Paragonit je přítomen pouze jako ojedinělé inkluze v granátu (Obr. 4 D, E) a vykazuje vysoký poměr X_{Na} ($100 \text{ Na}/[\text{Na}+\text{K}]$): 94,19. Porovnáním obsahu atomů Si na vzorcovou jednotku (Si apfu) a hodnot X_{Na} inkluze fengitu (Si: 3,23; X_{Na} : 18,89) a fengitu v matrix (Si: 3,30; X_{Na} : 8,70) vidíme, že reliktní fengit má oproti mladšímu fengitu v matrix nižší obsah Si, ale vyšší hodnotu X_{Na} . Přírůstek obsahu Si ve fengitu je spojen s nárůstem tlaku v hornině a jeho hodnoty byly následně použity při rekonstrukci PT podmínek.



Obr. 3: Mikrofotografie granátického svoru; **A)** vzorek KU6 ve zkřížených nikolech (XN): svor s kyanitem, chloritem a velkými porfyroblasty granátu, tlakové stíny vyplňuje chlorit; **B)** snímek A v rovnoběžných nikolech (IIN); **C)** vzorek KU11 ve XN: svor s biotitem, tlakové stíny granátu vyplňuje křemen, četné inkluze křemene v granátu; **D)** snímek C v IIN; **E)** vzorek KU10 v IIN: drobné usměrněné inkluze v porfyroblastu granátu; **F)** vzorek KU6 v XN: rotační struktura granátu.



Obr. 4: BSE snímky, vzorek KU6; **A)** porfyroblast granátu s inkluzemi v jádře (červená elipsa); **B)** detail inkluzí granátu ze snímku A; **C)** porfyroblast granátu s hojnými inkluzemi a deformovanou rotační strukturou; **D)** zonální uzavřenina minerálních fází s fosforem (apatit, florencit a monazit) a s paragonitem v granátu ze snímku C; **E)** uzavřenina více minerálních fází v granátu ze snímku C.



Obr. 5: Diagram koncových členů granátu (grossulár, almandin, pyrop a andradit) s vnesenými analýzami profilu granátem.

4. 4. Kyanit

Hypidoblastická sloupcovitá zrna kyanitu dosahují rozměrů kolem 0,5 mm na délku a 0,2 mm na šířku. Jsou orientovány dle usměrnění horniny a často se nachází více zrn pohromadě. Některé krystaly kyanitu vykazují dvojčatění (Obr. 6 A) Jejich zastoupení se pohybuje do 5 %, v některých vzorcích však není kyanit vůbec přítomen.

4. 5. Rutil

Hnědá zaoblená zrna rutilu se v hornině nacházejí jak volně v matrix (Obr. 6 B), tak i jako inkluze větších minerálů. Ve svorech je rutilu od 1 do 5 %. Idioblasticky až hypidoblasticky omezená drobná zrna dosahují velikosti kolem 0,1 mm a na okrajích se u některých zrn tvoří černý lem ilmenitu.

4. 6. Chlorit

Zelený chlorit se v hornině vyskytuje buď jako retrográdní minerál, vznikající kolem zrn granátu (Obr. 3 B, F), nebo jako reliktní inkluze v granátech (Obr. 4 E). Zastoupení chloritu v hornině se pohybuje od 1 do 8 %. Retrográdní chlorit se často vyskytuje

v tlakových stínech a může nahrazovat i rozbité vnitřky granátů. Tento chlorit v základní hmotě má nepravidelně lupenitý tvar a dosahuje velikosti kolem 0,4 mm. Reliktní a retrográdní chlorit se liší také v chemismu (Tab. 1), hodnota X_{Mg} ($100 \text{ Mg}/[\text{Fe}+\text{Mg}]$) je u inkluze staršího chloritu nižší (23,9) než u chloritu v matrix (29,9).

4. 7. Biotit

Podobně jako chlorit, tak i biotit se nachází jako retrográdní minerál kolem zrn granátu. Jedná se o hnědá zrna s nepravidelně lupenitým tvarem, která dosahují velikosti kolem 0,15 mm a jejich zastoupení v hornině může být až 5 %, většinou ale není přítomen vůbec. Patrné jsou v nich inkluze s pleochroickými dvůrky, viz Obr. 6 C.

4. 8. Turmalín

Turmalín byl pozorován ve vzorkách KU5, KU10 a KU11. Nachází se v podobě idioblastických, dokonale omezených krystalků, ale místy i jako hypidioblastická až xenoblastická nepravidelná zrna. Jeho zastoupení ve svorech se pohybuje do 6 %, většinou však kolem 3 %. Výrazně zonální krystalky turmalínu mají modrý střed a k okrajům hnědnou. Místy jsou pozorovány také jejich shluky (Obr. 6 D). Velikost zrn se pohybuje od 0,03 do 1 mm, nejčastěji kolem 0,1 mm.

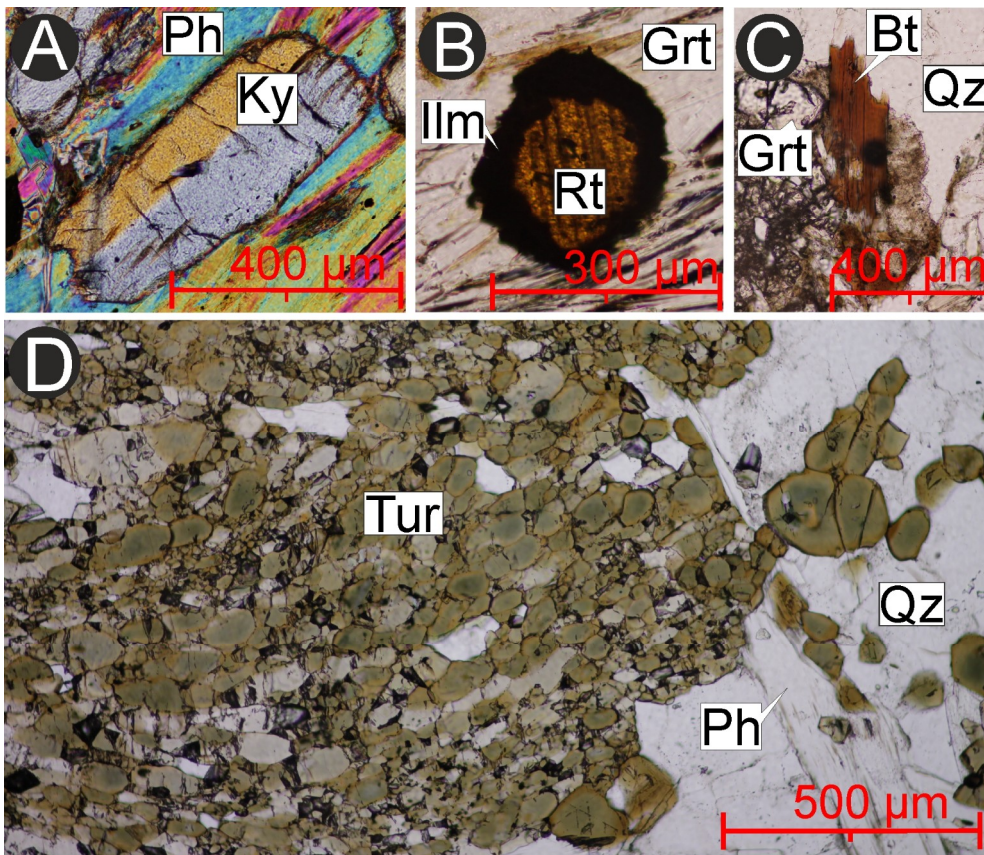
4. 9. Chloritoid

Chloritoid je přítomen pouze jako inkluze v granátu (Obr. 4 C) a v podmínkách vzniku minerálů matrix už tedy nebyl stabilní. Byla analyzována dvě zrna s hodnotami X_{Mg} 16,1 a 17,5 (Tab. 1). Tyto hodnoty byly využity pro stanovení teploty při rekonstrukci PT podmínek.

4. 10. Fosforečnany a zirkon

Zirkon, monazit a florencit se nacházejí v matrix a zároveň jsou obsaženy i jako inkluze v granátu. U všech tří se jedná o drobná zaoblená zrna. Monazit a florencit jsou fosforečnany vzácných zemin, které se zde často nacházejí spolu v rámci jedné inkluze. Vzorec monazitu $((\text{REE})\text{PO}_4)$ oproti vzorci florencitu $((\text{REE})\text{Al}_3(\text{PO}_4)_2(\text{OH})_6)$ neobsahuje Al a H_2O . Může se

s nimi vyskytovat také apatit, se kterým výjimečně tvoří zonální uzavřeniny, kde se apatit nachází v jádře, florencit v plášti a při okraji inkluze je monazit (Obr. 4 D). Apatit se často nachází jako samostatná inkluze v granátu (Obr. 4 A, B).



Obr. 6: Mikrofotografie vedlejších minerálů ve svoru; **A)** vzorek KU6, dvojčatění krystalu kyanitu, XN; **B)** vzorek KU6, rutil s ilmenitovým lemem, IIN; **C)** vzorek KU11, biotit s inkluzí způsobující pleochroický dvůrek; **D)** vzorek KU11; shluk zonálních krystalů turmalínu, IIN.

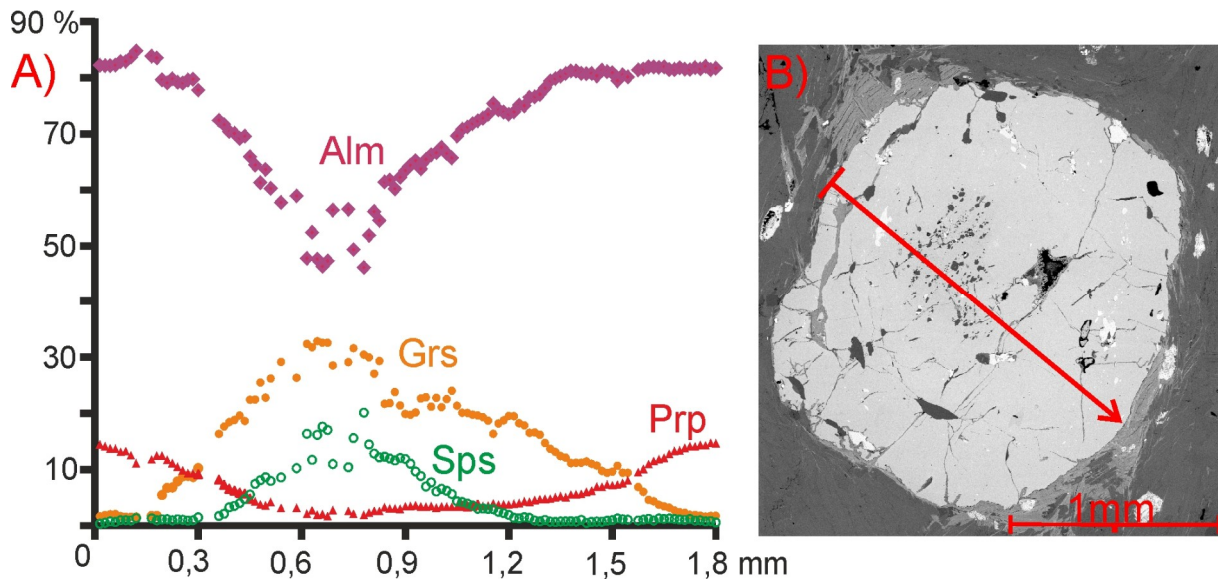
Tab. 1: Chemické analýzy vybraných minerálů svoru (vzorek KU6), uvedeno v hmotnostních procentech a přepočteno na kationty krystalochemických vzorců.

Vzorek KU6	granát			fengit		chlorit		chloritoid	paragonit
	střed	plášť	okraj	inkl.	matrix	inkl.	matrix	inkluze	inkluze
SiO ₂	37,48	37,12	37,22	48,96	48,77	30,20	28,32	24,38	47,00
TiO ₂	0,18	0,21	0,05	0,23	0,34	0,00	0,15	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	20,71	20,76	21,02	32,62	29,98	21,98	20,40	40,50	39,87
FeO	21,71	32,59	37,28	2,19	1,79	30,04	28,20	23,78	1,23
MnO	7,94	0,94	0,16						
MgO	0,53	1,83	3,62	1,44	2,21	5,29	6,74	2,82	0,00
CaO	11,59	6,16	0,59	0,00	0,04	0,09	0,25	0,00	0,16
Na ₂ O				1,31	0,63	0,13	0,00	0,00	6,58
K ₂ O				8,61	9,74	0,26	0,15	0,00	0,61
P ₂ O ₅	0,00	0,04	0,18						
F				0,00	0,33	0,00	0,00	0,00	0,00
Suma	100,14	99,66	100,12	95,35	93,83	87,99	84,21	91,47	95,45
<i>Kationty</i>									
Si	3,00	2,99	2,99	3,23	3,30	6,37	6,25	2,03	2,99
Ti	0,01	0,01	0,00	0,01	0,02	0,00	0,02	0,00	0,00
Al	1,95	1,97	1,99	2,54	2,39	5,47	5,30	3,97	3,00
Fe ³⁺	0,04	0,00	0,00						
Fe ²⁺	1,41	2,20	2,50	0,12	0,10	5,30	5,20	1,65	0,07
Mn	0,54	0,06	0,01						
Mg	0,06	0,22	0,43	0,14	0,22	1,66	2,22	0,35	0,00
Ca	0,99	0,53	0,05	0,00	0,00	0,02	0,06	0,00	0,01
Na				0,17	0,08	0,05	0,00	0,00	0,81
K				0,73	0,84	0,07	0,04	0,00	0,05
P	0,00	0,00	0,02						
Výpočet podle	12 O	12 O	12 O	11 O	11 O	28 O	28 O	12 O	11 O
<i>Poměry kationtů a koncové členy granátu [%]</i>									
X _{Mg}	3,97	9,09	14,67	53,85	68,75	23,85	29,92	17,50	0,00
X _{Na}				18,89	8,70				94,19
Alm	45,74	71,72	82,61						
Prp	2,04	7,19	14,30						
Grs	32,11	17,40	1,68						
Sps	17,39	2,10	0,37						
And	1,88	0,17	0,00						

5. Zonalita granátových zrn

Díky chemické zonalitě zrn granátů získáváme informace o postupu minerálních reakcí v průběhu PT dráhy horniny. Aby byla co největší pravděpodobnost zachycení zonality granátu, je třeba vybrat z výbrusu co největší zrna. Pro analýzy jsou také lepší dobře zakulacená a méně popraskaná zrna s nepříliš velkým množstvím uzavřenin, aby byla pravděpodobnost správnosti jednotlivých kroků profilu co největší. K analýzám byl použit vzorek KU6, který byl vybrán i pro následné termodynamické modelování. Přes granát byl změřen profil dlouhý 1,8 mm, který obsahoval 120 kroků (Obr. 7). Vzdálenost jednotlivých kroků tedy činila 15 μm . Kromě profilů napříč zrn bylo použito také kompoziční mapování pro vybrané prvky (Obr. 8, 9, 10).

Obsahy hlavních prvků byly u profilu přepočteny na procentuální zastoupení koncových členů granátu (Fe- almandin [Alm], Mg- pyrop [Prp], Mn- spessartin [Sps], Ca- grossulár [Grs]). Střed a tím i nejstarší část zrna vykazují největší procentuální obsahy spessartinové (17,65) a grossulárové (32,86) komponenty. Oproti tomu obsahy pyropu (1,70) a almandinu (45,74) jsou ve středu zrna nejnižší. Obsah Alm se pak ale rychle zvyšuje a u okraje dosáhne až 83,47 %. Zastoupení pyropu stoupá k okraji pozvolněji a dosahuje zde až 14,72 %. Naopak obsah Grs a Sps k okrajům výrazně klesá, grossuláru je zde 1,48 % a spessartinu 0,37 %. Z jádra k okraji granátu roste také hodnota X_{Mg} (od 3,4 do 15,1), ta má stejný trend jako křivka Prp, pouze v mírně vyšších hodnotách. Takovýto vývoj obsahu hlavních komponent je typický pro progradní metamorfózu. Téměř u okraje zrna je ještě patrné drobné navýšení a následné snížení obsahu spessartinu, což je lépe viditelné u kompoziční mapy (Obr. 8 C).

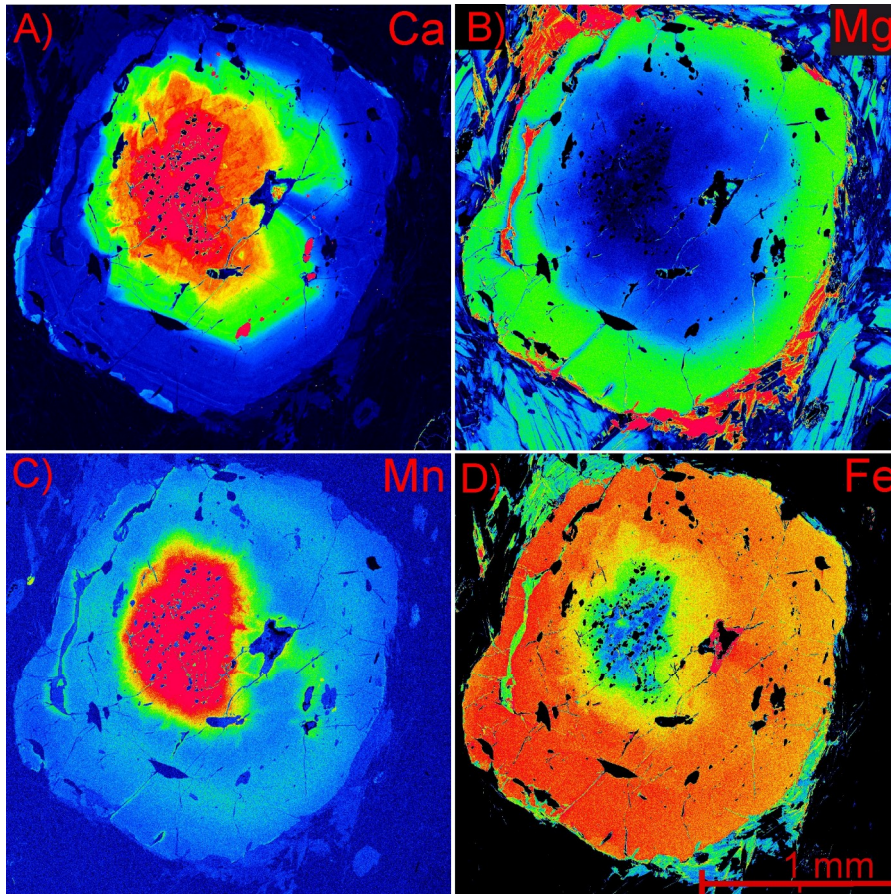


Obr. 7: Profil granátem, vzorek KU6; **A)** graf zastoupení koncových členů granátu v profilu, osa x: délka profilu, osa y: procentuální obsah koncových členů; **B)** BSE snímek granátu s vyznačením dráhy profilu.

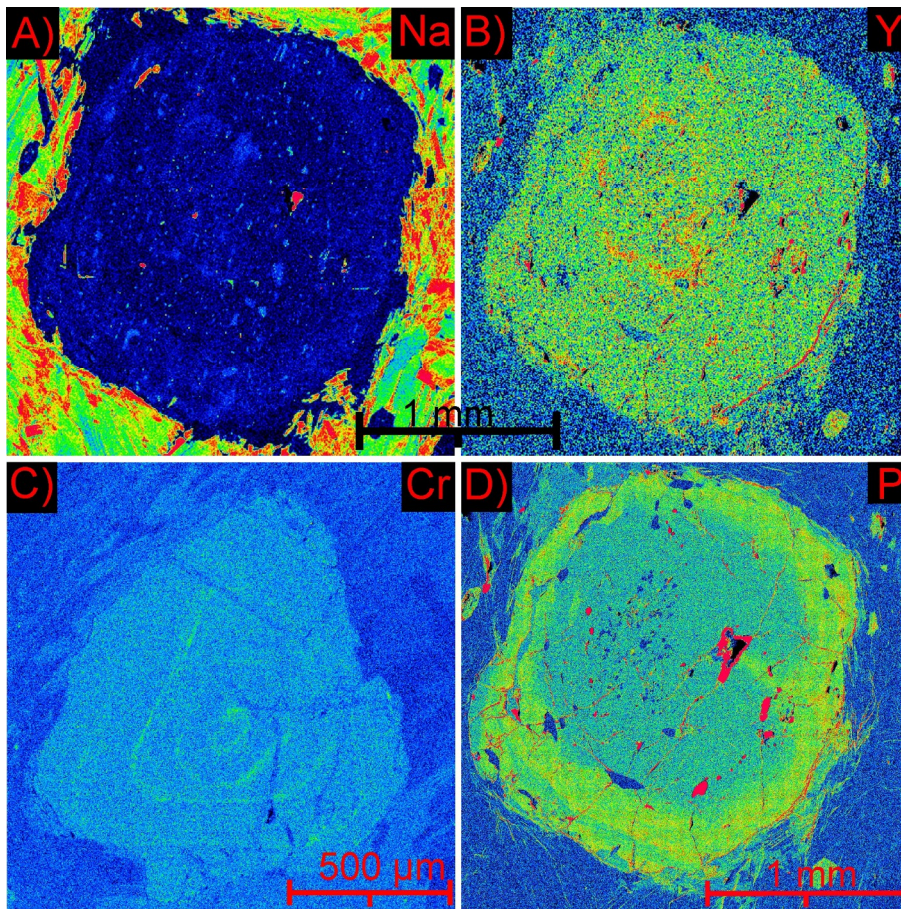
5. 1. Kompoziční mapy

Distribuce hlavních prvků zobrazené kompozičními mapami potvrzují prográdní trend metamorfózy z profilu. Hodnoty Ca a Mn ze středu klesají a naopak obsah Mg a Fe přirůstá (Obr. 8). Kromě hlavních prvků granátu byly zhotoveny mapy i pro obsahy Na, Y, Cr a P, u kterých se v zrnech také projevila určitá zonálnost. Mapovány byly 4 zrna granátu. Z mapy sodíku (granát č. 1, Obr. 9 A) je patrné slabé navýšení prvku ve středové a okrajové části zrna. Obsah yttria je mírně navýšen jen kolem středové části zrna (granát č. 1, Obr. 9 B) a chrom tvoří tenké prstence, které vznikly náhlým navýšením a opětovným snížením obsahu prvku (granát č. 3, Obr. 9 C). U těchto tří prvků byly popsány zonálnosti pozorovány jen v jednom zrně granátu. Oproti tomu fosfor vykazuje zonální stavbu ve všech mapovaných zrnech. V granátu č. 1 (Obr. 9 D) je obsah fosforu navýšen při okraji zrna, což je v souladu se sníženým obsahem vápníku z Obr. 8 A. V ostatních zrnech granátu dochází k náhlým výkyvům v obsahu fosforu a vápníku v různých částech zrna a tyto výkyvy spolu prostorově převážně souhlasí. Při snížení obsahu jednoho prvku se přitom druhý sníží a naopak. Tyto změny v obsahu prvků jsou hojně pozorovány i v podobě zmíněných prstenců. V granátu č. 2 (Obr. 10 A a B) je dobře vyvinuta prográdní zonálnost vápníku a téměř při úplném okraji zrna se vyskytují prstence s navýšením obsahu vápníku a snížením fosforu. Vysoké navýšení obsahu vápníku a snížení obsahu fosforu při okraji bylo pozorováno i u granátu č. 3 a 4 (Obr. 10 C,

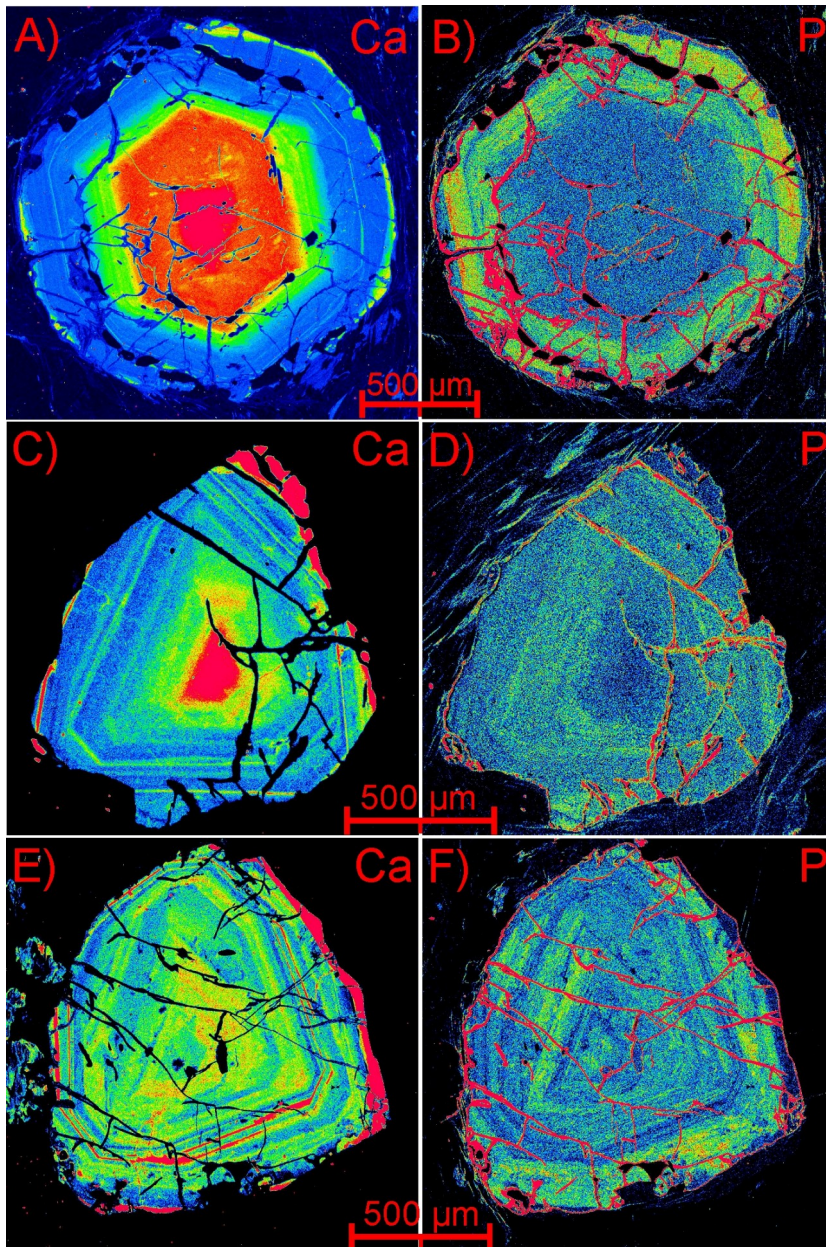
D, E a F). U těchto dvou zrn je kolísání obsahu zmíněných prvků velmi hojné. Možné příčiny tvorby popsaných výkyvů v obsahu P a Ca jsou uvedeny v diskuzi.



Obr. 8: Kompoziční mapy hlavních prvků granátu č. 1, vzorek KU6; **A)** mapa distribuce Ca; **B)** mapa distribuce Mg; **C)** mapa distribuce Mn; **D)** mapa distribuce Fe.



Obr. 9: Kompoziční mapy Na, Y, Cr a P, vzorek KU6 **A)** mapa distribuce Na, granát č. 1; **B)** mapa distribuce Y, granát č. 1; **C)** mapa distribuce Cr, granát č. 3; **D)** mapa distribuce P, granát č 1.



Obr. 10: Kompoziční mapy Ca a P, vzorek KU6; **A)** mapa distribuce Ca, granát č. 2; **B)** mapa distribuce P, granát č. 2; **C)** mapa distribuce Ca, granát č. 3; **D)** mapa distribuce P, granát č. 3; **E)** mapa distribuce Ca, granát č. 4; **F)** mapa distribuce P, granát č. 4.

6. Teplotní a tlakové podmínky metamorfózy svoru

Po popsání texturních vztahů a možné sukcese tvorby minerálů a jejich chemismu následoval výpočet PT podmínek, pro který byla využita data chemické zonálnosti granátu a složení ostatních minerálů, hlavně fengitu a chloritoidu. Při výpočtu podmínek z pseudosekce závisí jejich správnost na několika faktorech. Jedná se např. o správnost celkové chemické analýzy horniny, volbu vhodných termodynamických dat nebo možnou re-ekvilibraci minerálů během exhumace horniny. Výsledek je i proto dobré porovnat s publikovanými PT podmínkami hornin studované oblasti od ostatních autorů.

6. 1. Termodynamické modelování

Výpočet metamorfních podmínek byl proveden pomocí termodynamického modelování na vzorku KU6. Celkové chemické složení horniny je následovné: SiO₂ (59,38); TiO₂ (0,77); Al₂O₃ (20,68); Fe₂O₃ (2,96); FeO (5,90); MnO (0,07); MgO (1,45); CaO (0,16); Na₂O (0,62); K₂O (4,91); P₂O₅ (0,13) a ztráta žiháním (2,72), uvedeno v hmotnostních %. Pro výpočet PT podmínek vzniku jednotlivých minerálních fází pozorovaných v hornině byl použit program *Perple_X* 6.6.8., založený na metodě minimalizace Gibbsovy energie (Connolly, 2005). Díky němu je možné vytvořit PT pseudosekce, diagramy fázových rovnováh, které ukazují pole stability určitých minerálních fází pro zadané celkové chemické složení zkoumaného materiálu. Pseudosekce byla počítána v systému SiO₂-TiO₂-Al₂O₃-FeO-MgO-CaO-MnO-Na₂O-K₂O-H₂O (MnNCKFMASHTO) s nadbytkem vody a v programu byla zvolena vnitřně konzistentní termodynamická databáze Holland & Powell (1998), verze z roku 2004. Hodnota Fe₂O₃ se připočetla k použitému FeO. Mezi minerálními fázemi byly zvoleny tyto modely míšení: chloritoid (White et al., 2000), granát, staurolit (Holland & Powell, 1998), fengit, chlorit (Holland et al., 1998), Ti-biotit (White et al., 2007), omfacit (Holland & Powell, 1996), plagioklas (Newton et al., 1980), amfibol (Dale et al., 2005). Výstupem je zmíněný diagram s osami znázorňující tlak a teplotu. Získáme tak představu, za jakých PT podmínek se mohl který minerál v hornině nacházet. Pomocí programu *PyWerami* 2.0.1. byla následně do pseudosekce vynesena data o obsahu určitých minerálních komponent, např. obsah Mg v granátu, a to v podobě izopleť, linií s danou hodnotou zmíněné komponenty. Díky zonálním granátům a jejich uzavřeninám můžeme vytvořit izopleť pro ty minerální fáze, které se

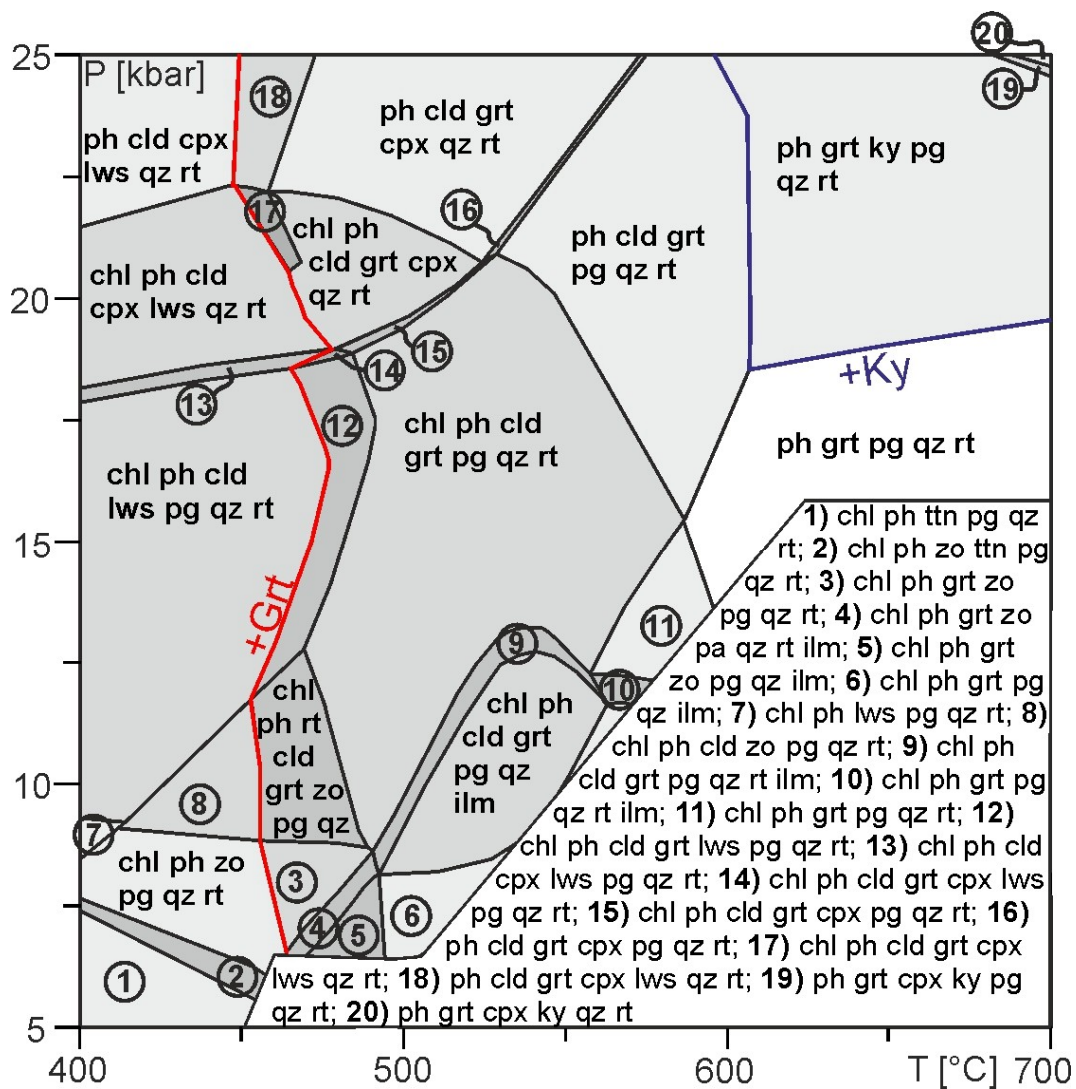
prokazatelně nacházely za stejných podmínek. Z průsečíků těchto izopleť lze pak vyčíst PT podmínky minerálních fází a je tak možno sledovat PT dráhu zkoumané horniny.

6. 2. Rekonstrukce PT dráhy

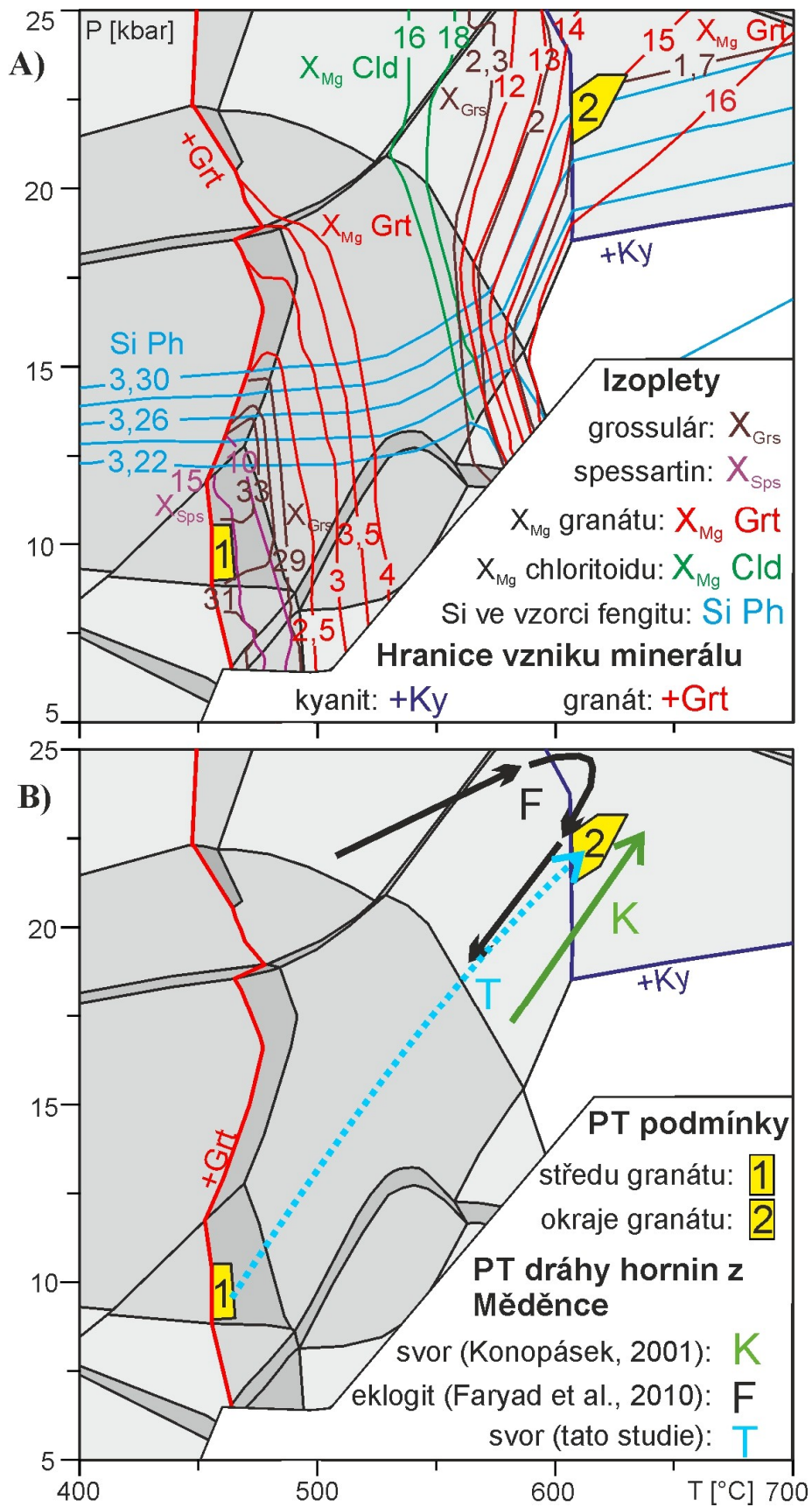
Na vytvořené pseudosekci (Obr. 11) lze vidět PT podmínky stabilit minerálních asociací. Nejnižší podmínky odráží inkluze titanitu (pole 1 a 2), která byla pozorována ve středu granátu a podle pseudosekce odpovídá podmínkám do 7-8 kbar a 450 °C. Titanit byl následně nahrazen rutilem, který se hojně nachází v zrnech granátu i v základní hmotě horniny. Granát se v hornině objevuje za teploty vyšší než 450 °C (+Grt) a střed zrna odpovídá podle průsečíků grossuláru (31- 33) a spessartinu (>15) podmínkám okolo 10 kbar a 460 °C (Obr. 12 A). S těmito izopleťami se ale neprotíná izopleť X_{Mg} pro střed zrna. Jádro granátu tak odpovídá minerální asociaci: Chl- Ph- Rt- Cld- Grt- Zo- Pg- Qtz. V granátu nebyla nalezena uzavřenina zoisitu. Se zvyšujícími se podmínkami se pak hornina nachází v širokém poli minerální asociace Chl- Ph- Rt- Cld- Grt- Pg- Qtz, kde se nachází nejdříve uzavřenina fengitu s obsahem 3,23 Si apfu a poté uzavřeniny chloritoidu s hodnotami X_{Mg} 16,1 a 17,5. Za podmínek nad 18 kbar a 560 °C přestává být stabilní chlorit. Kyanit, který se nachází v základní hmotě svoru, je stabilní teprve v asociaci ph- grt- ky- pg- qz- rt, za podmínek vyšších než 18 kbar a 600 °C, kde již není stabilní chloritoid. V tomto poli se protínají izopleť grossuláru (1,7) a X_{Mg} granátu (15,1) z okraje granátu a Si fengitu (3,30 apfu) z matrix. Tyto průsečíky odpovídají podmínkám okolo 23 kbar a 610 °C. Obsahy spessartinu byly pro konstrukci izopleť v těchto podmínkách příliš nízké.

Podle podmínek pro střed a okraj granátu byla zkonstruována prográdní PT dráha horniny (Obr. 12 B), jejíž dosažené podmínky jsou v souladu s PT dráhou pro granátický svor z Měděnce podle Konopáska (2001) a zároveň se nachází v podobných podmínkách jako eklogit z Měděnce (Faryad et al., 2010).

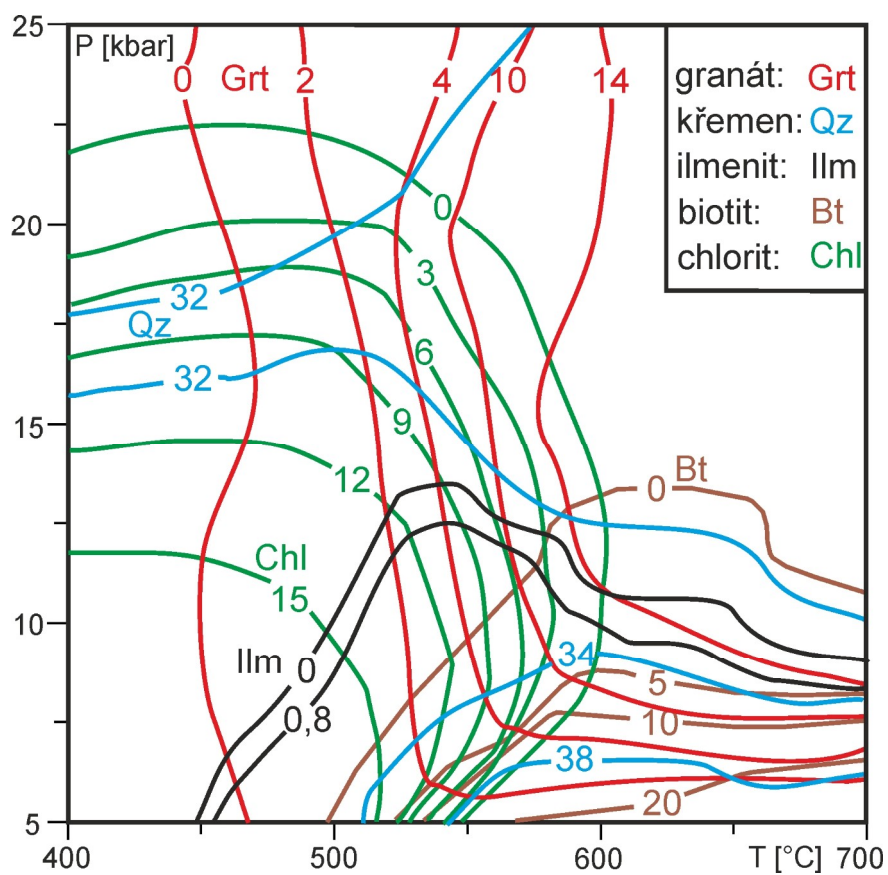
Při retrogresi horniny docházelo následně k rozpadu granátu a jeho konzumaci znovu vzniklým chloritem, případně biotitem, což se podle izopleť zastoupení chloritu a granátu dělo za podmínek menších než 15 kbar a 600 °C (Obr. 13). Při poklesu na 13 až 12 kbar začíná být v hornině stabilní ilmenit a nahrazuje po okrajích zrna rutilu. Ačkoli není ve vzorku KU6 přítomen biotit, je z Obr. 13 patrné vzájemné navýšení obsahu biotitu a křemene při tlaku pod 10 kbar a teplotě nad 500 až 550 °C, což by mohlo souviset s přítomností biotitu a vyšším obsahem křemene ve vzorku KU11.



Obr. 11: PT pseudosekce vzorku KU6 s popisky minerálních asociací; zkratky minerálů jsou malými písmeny kvůli úspoře místa.



Obr. 12: Pseudosekce vzorku KU6; **A)** izoplety grossuláru, spessartinu, X_{Mg} granátu, X_{Mg} chloritoidu a Si fengitu; **B)** PT dráhy eklogitu a svoru z Měděnce.



Obr. 13: Izoplety procentuálního zastoupení vybraných minerálů vzorku KU6.

7. Diskuze a závěr

Minerální asociace svoru v kombinaci s chemickou zonálností granátu ukazují, že retrográdní reakce postihly hlavně minerály matrix, včetně nahrazování okraje granátu chloritem nebo biotitem. Vysoká koncentrace Mn ve středu granátu a nerovnost distribuce ostatních hlavních prvků podél profilu granátu (Obr. 7) svědčí o tom, že difuze v hornině byla velmi slabá a termodynamické výpočty a izoplety minerálních fází granátu můžou dokládat podmínky vzniku granátu. Termodynamické výpočty a jednotlivé pole minerálních asociací v pseudosekci, hlavně pole stability kyanitu, ukazují na tlaky vyšší než 18 kbar. To je podpořeno i nepřítomností chloritoidu v matrix a izopleťou Si fengitu (3,3 apfu), která vstupuje do pole kyanitu při tlaku 22 kbar. Celková kompoziční zonálnost granátu indikuje prográdní vývoj metamorfózy z 10 kbar a 460 °C do 23 kbar a 610 °C. V porovnání s maximálními PT podmínky svoru od Konopáska (2001) okolo 22 kbar a 640 °C, mají výsledky této práce jen slabě nižší teplotní podmínky. Oproti PT podmínkám eklogitu z Měděnce (Faryad et al., 2010) pak dosahuje tento svor nižšího tlaku, přibližně o 2 kbar. Podle retrográdní minerální asociace v matrix a izoplet modálního obsahu retrográdních minerálů (Obr. 13) lze předpokládat, že během retrogrese při dosažení tlaku 10 kbar se analyzovaná hornina (vzorek KU6) nacházela v teplotním rozmezí od 500 do 550 °C, kde jsou stabilní minerální asociace s chloritem a ilmenitem a není stabilní biotit.

Kolísání obsahu P a Ca v granátu může být vysvětleno minerálními reakcemi během tvorby granátu. V granátu nebyla nalezena inkluze epidotu, ten ale podle pseudosekce (Obr. 11) mohl ovlivnit obsah Ca jenom ve středové části zrna, jelikož zoisit je stabilní pouze do PT podmínek kolem 10 kbar a 480 °C. Na základě přítomnosti inkluzí apatitu, monazitu a florencitu v granátu je obsah P a Ca kontrolován vznikem a rozpadem těchto minerálů. Náhlé zvýšení obsahu Ca a snížení P se zdá být výsledkem nahrazování apatitu monazit a případně i florencitem, jak je patrné z inkluzí v granátu (Obr. 4 D). Monazit a florencit na rozdíl od apatitu neobsahují Ca. Při rozpadu apatitu se tedy náhle uvolní Ca, ale P bude spotřebováváno dalšími fosforečnany. To podporují i lemy granátu s výrazným navýšením obsahu Ca a poklesem P (Obr. 10), jelikož apatit, na rozdíl od florencitu a monazitu, se již v základní hmotě nevyskytuje a mohl tak uvolnit podstatné množství vápníku.

8. Seznam použité literatury

- Connolly, J. A. D., 2005. Computation of phase-equilibria by linear programming: a tool for geodynamic modeling and its application to subduction zone decarbonation. *Earth and Planetary Science Letters*, **236**, 524-541.
- Dale, J., Powell, R., White, R. W., Elmer, F. L. & Holland T. J. B., 2005. A thermodynamic model for Ca-Na clinoamphiboles in $\text{Na}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{FeO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{O}$ for petrological calculations. *Journal of Metamorphic Geology*, **23**, 771-91.
- Historie obce Měděnec a přilehlých obcí. *Obec Měděnec - Oficiální stránky obce* [online]. Měděnec: Obecní úřad Měděnec, 2015 [cit. 2016-08-25]. Dostupné z: <http://www.medenec.cz/obec-historie.html>
- Holland, T. J. B. & Powell, R., 1996. Thermodynamics of order-disorder in minerals. 2. Symmetric formalism applied to solid solutions. *American Mineralogist*, **81**, 1425-37.
- Holland, T. J. B. & Powell, R., 1998. An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest. *Journal of Metamorphic Geology*, **16**, 309-343.
- Holland, T., Baker, J. & Powell, R., 1998. Mixing properties and activity-composition relationships of chlorites in the system $\text{MgO}-\text{FeO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$. *European Journal of Mineralogy*, **10**, 395-406.
- Cháb, J., 2008. Stručná geologie základu Českého masivu a jeho karbonského a permského pokryvu. Česká geologická služba, Praha, 284 s.
- Faryad, S. W., Klápková, H. & Nosál, L., 2010. Mechanism of formation of atoll garnet during high-pressure metamorphism. *Mineralogical Magazine*, **74**, 111-126.
- Franke, W., 1989. Tectonostratigraphic units in the Variscan belt of central Europe. In: *Dallmeyer, R. D., Terranes in Circum-Atlantic Paleozoic Orogens. Special paper of Geological Society of America*, **230**, 67-90.
- Franke, W., 2000. The mid-European segment of the Variscides: tectonostratigraphic units, terrane boundaries and plate tectonic evolution. In "Orogenic Processes: Quantification

- and Modelling in the Variscan Belt" (W. Franke, V. Haak, O. Oncken, and D. Tanner, Eds.), *Geological Society London Special Publications*, **179**, 35-61.
- Klápová, H., Konopásek, J. & Schulmann, K., 1998. Eclogites from the czech part of the Erzgebirge: multi-stage metamorphic and structural evolution. *Journal of Geological Society*, **155**, 567-583.
- Konopásek, J., 1998. Formation and destabilization of the high pressure assemblage garnet-phengite-paragonite (Krušné Hory Mountains, Bohemian Massif): The significance of the Tschermak substitution in the metamorphism of pelitic rocks. *Lithos*, **42**, 269-284.
- Konopásek, J., 2001. Eclogitic micaschists in the central part of the Krušné Hory Mountains (Bohemian Massif). *European Journal of Mineralogy*, **13**, 89-100.
- Konopásek, J. & Schulmann, K., 1994. HP-MP Metamorphism of Pelitic Rocks: Result of Overthrusting of Thick Continental Slab Krušné hory Mts. - Bohemian Massif. *In: Controls of Metamorphism - abstracts*, University of Liverpool, September 1994.
- Konopásek, J. & Schulmann, K., 2005. Contrasting Early Carboniferous field geotherms: Evidence for accretion of a thickened orogenic root and subducted Saxothuringian crust (Central European Variscides). *Journal of the Geological Society, London*, **162**, 463–470.
- Konopásek, J., Schulmann, K. & Lexa O., 2001. Structural evolution of the central part of the Krušné hory (Erzgebirge) Mountains in the Czech Republic - evidence for changing stress regime during Variscan compression. *Journal of Structural Geology*, **23**, 1373-1392.
- Kossmat, F., 1925. Übersicht der Geologie von Sachsen. G. A. Kaufmann, Leipzig.
- Košler, J., Bowes, D. R., Konopásek, J. & Míková, J., 2004. Laser ablation ICPMS dating of zircons in Erzgebirge orthogneisses: evidence for Early Cambrian and Early Ordovician granitic plutonism in the western Bohemian Massif. *European Journal of Mineralogy*, **16**, 15-22.
- Kotková, J., Kröner, A., Todt, W. & Fiala, J., 1996. Zircon dating of North Bohemian granulites, Czech Republic: further evidence for the Lower Carboniferous high-pressure event in the Bohemian Massif. *Geologische Rundschau*, **85**, 154–161.

- Kotková, J., O'Brien, P. J. & Ziemann, M. A., 2011. Diamond and coesite discovered in Saxony-type granulite: Solution to the Variscan garnet peridotite enigma. *Geological Society of America*, **39**, 667–670.
- Krohe, A., 1998. Extending a thickened crustal bulge: toward a new geodynamic evolution model of the paleozoic NW Bohemian Massif, German Continental Deep Drilling site (SE Germany). *Earth Science Reviews*, **44**, 95–145.
- Kröner, A. & Willner, A. P., 1998. Time of formation and peak of Variscan HP-HT metamorphism of quartz-feldspar rocks in the central Erzgebirge, Saxony, Germany. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **132**, 1–20.
- Kröner, A., Willner, A. P., Hegner, E., Frischbutter, A., Hofmann, J. & Bergner, R., 1995. Latest Precambrian (Cadomian) zircon ages, Nd isotopic systematics and P-T evolution of granitoid orthogneisses of the Erzgebirge, Saxony and Czech Republic. *Geologische Rundschau*, **84**, 437–456.
- Massonne, H. J., 1999. A new occurrence of microdiamonds in quartzofeldspathic rocks of the Saxonian Erzgebirge, Germany, and their metamorphic evolution. In: Nixon, P.H. (Ed.), Proc. 7th International Kimberlite Conference, Cape Town, 1998, 533-539.
- Massonne, H. J., 2001. First find of coesite in the ultrahighpressure metamorphic region of the Central Erzgebirge, Germany. *European Journal of Mineralogy*, **13**, 565-570.
- Massonne, H. J. & Kopp, J., 2005. A low-variance mineral assemblage with talc and phengite in an eclogite from the Saxonian Erzgebirge, central Europe, and its P-T evolution. *Journal of Petrology*, **46**, 355-375.
- Mingram, B. & Rötzler K., 1998. Cambro-Ordovician rifting and passive margin sediments conserved in Variscan HP thrust units of the Erzgebirge. *Acta Universitatis Carolinae Geologica.*, **42**, 306-307.
- Mlčoch, B. & Schulmann K., 1991. Superposition of Variscan ductile shear deformation on pre-Variscan mantled gneiss structure (Catherine dome, Erzgebirge, Bohemian Massif). *Geologische Rundschau*, **81**, 501–513.

- Nasdala, L. & Massonne, H. J., 2000. Microdiamonds from the Saxonian Erzgebirge, Germany: in situ micro-Raman characterisation. *European Journal of Mineralogy*, **12**, 495-498.
- Newton, R. C., Charlu, T. V. & Kleppa, O. J., 1980. Thermochemistry of the high structural state plagioclases. *Geochemica Cosmochimica Acta*, **44**, 933-41.
- Rötzler, K., Schumacher, R., Maresch, W. V. & Wilner, A. P., 1998. Characterization and geodynamic implications of contrasting metamorphic evolution in juxtaposed highpressure units of the Western Erzgebirge (Saxony, Germany). *European Journal of Mineralogy*, **10**, 261-280.
- Schmädicke, E., 1994. Die Eklogite des Erzgebirges: Freiburger Forschungshefte, Bd. C456. *Deutscher Verlag für Grundstoffindustrie, Leipzig-Stuttgart*, 338.
- Schmädicke, E., Okrusch, M. & Schmidt, W., 1992. Eclogite-facies rocks in the Saxonian Erzgebirge, Germany: high pressure metamorphism under contrasting P-T conditions. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **110**, 226-241.
- Schulmann, K., Kröner, A., Hegner, E., Wendt, I., Konopásek, J., Lexa, O. & Štípská, P., 2005. Chronological constraints on the pre-orogenic history, burial and exhumation of deep-seated rocks along the eastern margin of the Variscan orogen, Bohemian Massif, Czech Republic. *American Geological Science*, **341**, 266-286.
- Schulmann, K., Konopásek, J., Janoušek, V., Lexa, O., Lardeaux, J. M., Edel, J. B., Štípská, P. & Ulrich, S., 2009. An Andean type Palaeozoic convergence in the Bohemian Massif. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, **341**, 266-286.
- Škvor, V., 1975. Geologie české části Krušných hor a Smrčín. Knihovna Ústř. Úst. geol., Praha, **48**, 119 s.
- von Quadt, A. & Gebauer, D., 1998. Evolution of eclogitic rocks in the Erzgebirge: a conventional SHRIMP U-Pb zircon and Sm-Nd study. *Acta Universitatis Carolinae Geologica*, **42**, 324-325.
- von Quadt, A. & Günther D., 1999. Evolution of Cambrian eclogitic rocks in the Erzgebirge: a conventional and LA-ICP-MS U-Pb zircon and Sm-Nd study. *Terra Nostra*, **99**, 164.

- White, R. W., Powell, R., Holland, T. J. B. & Worley, B. A., 2000. The effect of TiO₂ and Fe₂O₃ on metapelitic assemblages at greenschist and amphibolite facies conditions: mineral equilibria calculations in the system K₂O-FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O-TiO₂-Fe₂O₃. *Journal of Metamorphic Geology*, **18**, 497-511.
- White, R. W., Powell, R. & Holland, T. J. B., 2007. Progress relating to calculation of partial melting equilibria for metapelites. *Journal Of Metamorphic Geology*, **25**, 511-27.
- Whitney D. L. & Evans B. W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals, *American Mineralogist*, **95**, 185–187.
- Willner, A. P., Rötzler, K. & Maresch, W. V., 1997. Pressure-temperature and fluid evolution of quartzo-feldspathic metamorphic rocks with a relic high-pressure, granulite-facies history from the Central Erzgebirge (Saxony, Germany). *Journal of Petrology*, **38**, 307-336.

9. Přílohy

Použité zkratky minerálů byly zvoleny podle Whitney a Evans (2010). Jedná se o následující minerály s výjimkou florencitu, který se v seznamu publikace nenacházel a byla pro něj zvolena zkratka (Flc):

Alm	almandin
And	andradit
Ap	apatit
Apy	arsenopyrit
Bt	biotit
Chl	chlorit
Cld	chloritoid
Cpx	klinopyroxen
Grt	granát
Gr	grafit
Grs	grossulár
Ilm	ilmenit
Ky	kyanit
Lws	lawsonit
Mnz	monazit
Pg	paragonit
Ph	fengit
Prp	pyrop
Qz	křemen
Rt	rutil
Sps	spessartin
Ttn	titanit
Tur	turmalín
Zrn	zirkon
Zo	zoisit