

Univerzita Karlova v Praze, Přírodovědecká fakulta,  
Ústav petrologie a strukturní geologie

# **Metamorfní a strukturní záznam styčné zóny gemerské a veporské jednotky v centrálních Západních Karpatech**

Metamorphic and structural record of the Gemer and  
Vepor Unit contact zone in the Central West  
Carpathians

Diplomová práce

Bc. Nikol Novotná



Vedoucí diplomové práce: RNDr. Petr Jeřábek, Ph.D.  
Konzultant: Mgr. Ondrej Lexa, Ph.D.

Praha 2011

Univerzita Karlova v Praze, Přírodovědecká fakulta,  
Ústav petrologie a strukturní geologie

**Metamorfni a strukturní záznam styčné zóny gemerské a  
veporské jednotky v centrálních Západních Karpatech**

Metamorphic and structural record of the Gemer and Vepor Unit  
contact zone in the Central West Carpathians

Diplomová práce

Bc. Nikol Novotná

Vedoucí diplomové práce:	RNDr. Petr Jeřábek, Ph.D.
Konzultant:	Mgr. Ondrej Lexa, Ph.D.
Oponent:	RNDr. Marian Janák, DrSc.

Praha, srpen 2011

## **Prohlášení**

Prohlašuji, že jsem tuto práci vypracovala samostatně s použitím uvedené literatury a informací, na něž odkazuji (kapitola Literatura). Práce nebyla publikována nebo odevzdána kdekoli jinde pro přiznání jakéhokoli titulu.

V Praze, srpen 2011 Nikol Novotná

## Poděkování

Mé veliké díky patří samozřejmě mému školiteli Petrovi a to hlavně za trpělivost. Díky patří také Ondrikovi za konzultace a skvělé terénní terény. Další porce díky patří Racikovi za zasvěcení do pseudosekčních tajů a pomoc, když mi bylo s izopletama nejhůř. Zitě děkuju za všechno, počínaje super výlety nejenom na Slovač a konče dekadentními večírky. Dále s díky nesmím zapomenout na:

Helenu za morální podporu a korektury,

Ralfa, který mi pomáhal s datováním granátů,

paní MWO, která se nám na ústavu zasloužila o příjemné nesterilní pracovní prostředí,

Ráďu, který byl ochoten se mnou konzultovat separační problematiku,

Vojtu Janouška za geochemickou konzultaci,

Slávka Matějku za zapůjčení binoklu

a mnoho dalších, kteří nějakým způsobem přispěli k této práci.

V neposlední řadě bych chtěla poděkovat mamince, Ladě, Alvinovi, Aldovi, Fanče a Barče asi nejvíc za to, že je mám.

## Abstract

The Central West Carpathians represents a crustal-scale thrust sheet stack formed by three major basement units, the Gemer, Vepor and Tatra. The basement of structurally middle Vepor Unit is dominated by Carboniferous granitoids while the upper Gemer Unit consists mainly of Lower Palaeozoic volcano-sedimentary complexes. Both units are overlain by Late Palaeozoic to Mesozoic cover sequences. During the Alpine orogenic event of Cretaceous age, the Vepor Unit was first buried during the northward overthrusting of the Gemer Unit and later exhumed during the eastward lateral escape of the Gemer. Alpine metamorphic conditions reached generally amphibolite facies conditions in the Vepor and greenschist facies conditions in the Gemer. In this work we concentrate on tectono-metamorphic record within the rock complexes incorporated into the imbricated structure of the Vepor-Gemer Contact Zone.

The Vepor basement schists were affected by Variscan and Alpine regional metamorphism of medium grade. The age of metamorphism was confirmed by the Sm/Nd garnet dating ( $355\pm 41$  Ma – Variscan,  $115\pm 24$  Ma – Alpine). The Variscan metamorphic assemblage of garnet-biotite-plagioclase is mainly preserved closer to the contact with leucogranite which crosscuts Variscan metamorphic fabric. The schists and leucogranite are overprinted by the Alpine metamorphic assemblage of grossular rich garnet, biotite, albite, epidote and white mica. The Alpine deformation-metamorphic overprint is indicative of low strains in the vicinity of leucogranite while towards the south the Variscan schistosity is obliterated by the Alpine cleavage. The degree of metamorphism in the schists generally decreases towards SE where, however, the higher grade garnet bearing first Alpine fabric is overprinted by a lower grade muscovite-chlorite bearing second Alpine cleavage. The Permian cover metaarcoses and metaconglomerates are characterized by the presence of two Alpine deformation fabrics of different metamorphic grade that is mainly manifested by distinct quartz deformation microstructures. The presumably Carboniferous phyllites of the Ochtiná group show polydeformation record characterized by relics of higher grade fabric being nearly obliterated by the low grade muscovite-chlorite bearing cleavage. The two main metamorphic fabrics are subsequently folded and overprinted by steep discrete cleavage of very low grade developed mainly in the Ochtiná group.

Additional study of amphibolite and chloritoid schists from the Ochtiná group confirmed polymetamorphic record. The PT estimates in amphibolite indicate  $\sim 500$ - $580^\circ\text{C}$  and 3-8kbar. In the chloritoid schists the PT estimates indicate  $\sim 420$ - $460^\circ\text{C}$  and 6-10 kbar. The PT conditions obtained from chloritoid schists and amphibolites probably reflect two different metamorphic events. We interpret the chloritoid schists to be the part of metasedimentary complex of the Ochtiná group and their metamorphic record to be in association with development of first Alpine cleavage, whereas the amphibolites represent a part of the Gemer basement and their PT estimates reflect the Variscan regional metamorphism.

The medium grade first Alpine cleavage within the studied lithological complexes of the Vepor-Gemer Contact Zone is interpreted to result from overthrusting of the Gemer Unit and burial of the Vepor (Jeřábek et al. 2008). The low grade second Alpine cleavage is associated with exhumation of the Vepor Unit along a detachment zone located at the Vepor-Gemer boundary (Janák et al. 2001). The last deformation is associated with sinistral transpressional deformation manifested mainly by formation of the Trans Gemer Shear Zone (Lexa et al. 2003).

## Abstrakt

Centrální Západní Karpaty zahrnují tři hlavní korové jednotky, gemerskou, veporskou a tatranskou jednotku, které jsou odděleny násunou korového měřítka. Fundament strukturně prostřední veporské jednotky zahrnuje převážně metagranitoidy karbonického stáří zatímco strukturně nadložní gemerská jednotka je tvořena převážně spodnopaleozoickými vulkanosedimentárními komplexy. Obě jednotky jsou překryty mladopaleozoickými obalovými sekvencemi. Během křídové severo-jihní konvergence byla veporská jednotka nejprve pohřbena nasouvající se gemerskou jednotkou. Veporská jednotka byla následně exhumována během laterálního úniku gemerské jednotky směrem na východ. Podmínky alpinské metamorfózy dosáhly amfibolitové facie ve veporské jednotce a facie zelených břidlic v jednotce gemerské. Tato práce je zaměřena na gemersko-veporskou kontaktní zónu.

Břidlice hladomorné série byly prodělaly jak variskou, tak i alpínskou regionální metamorfózu. Stáří metamorfózy bylo potvrzeno datováním granátů metodou Sm/Nd ( $355\pm 41$  Ma – variská,  $115\pm 24$  Ma – alpínská). V břidlicích hladomorné série můžeme vzácně najít relikty variské stavby, která je dochována především v blízkosti kontaktu s leukogranitem. Tato metamorfní foliace je charakterizována minerální asociací granátu, biotitu a plagioklasu. Variské stavby jsou protínány žilami rimavického granitu. Břidlice i leukogranit jsou následně přepracovány alpínskou metamorfní folií definovanou granátem, biotitem, albitem, epidotem a světlými slídkami. Směrem k jihovýchodu se metamorfní kliváž stává dominantní a kompletně transponuje starší variskou stavbu. První alpínská metamorfní foliace je během další deformační fáze izoklinálně vrásněna až kompletně přepracována stavbou nižšího metamorfního stupně definovanou minerální asociací muskovitu a chloritu. V metaarkózách a kvarcitech veporského metasedimentárního obalu rozlišujeme také dvě hlavní alpínské deformační fáze různého metamorfního stupně. Ve fylitech ochtínské jednotky pozorujeme relikty starší metamorfní stavby, která je téměř kompletně transponována kliváží nižšího metamorfního stupně, kterou představují minerály muskovit a chlorit. Tyto dvě alpínské metamorfní stavby jsou následně vrásněny a nastrmeny kliváží velmi nízkého metamorfního stupně, která je dobře vyvinutá zejména v ochtínské jednotce.

Pro upřesnění metamorfních podmínek ochtínské jednotky byly studovány amfibolity a chloritoidové břidlice. V amfibolitech byly stanoveny podmínky vrcholné metamorfózy  $\sim 580^\circ\text{C}$  a 3-8 kbar. V chloritoidových břidlicích dosáhly vrcholné podmínky metamorfózy  $\sim 420\text{-}460^\circ\text{C}$  a 6-10 kbar. Metamorfní záznam amfibolitů a chloritoidových břidlic pravděpodobně reflektuje dvě odlišné události. Chloritoidové břidlice interpretujeme jako součást metasedimentárního komplexu ochtínské jednotky a jejich metamorfní záznam asociujeme s prográdní alpínskou stavbou, zatímco amfibolity představují součást gemerské fundamentu a jejich metamorfní záznam představují variskou metamorfózu.

Prográdní alpínskou metamorfní foliaci asociujeme se zanořením veporské jednotky (Jeřábek a kol. 2008). Druhou alpínskou stavbu nižšího metamorfního stupně asociujeme s exhumací veporské jednotky (Janák a kol. 2001). Poslední deformační stavbu spojujeme severo-jihním zkrácením celé oblasti následovaným vznikem lokalizované zóny s prvky transpresní deformace tzv. trans-gemerské střížné zóny (Lexa a kol. 2003).

# Obsah

<b>1. Úvod</b> .....	7
<b>2. Západní Karpaty</b> .....	8
2.1 Centrální Západní Karpaty .....	10
2.1.1 Veporská jednotka .....	13
2.1.2 Gemerská jednotka .....	14
2.1.3 Gemersko-veporská kontaktní zóna .....	15
2.2 Křídový vývoj studované oblasti .....	16
<b>3. Petrografický popis nejběžnějších litologií</b> .....	19
3.1 Svory a metagranitoidy veporské jednotky .....	20
3.2 Břidlice hladomorné série .....	21
3.3 Perské metasedimentární horniny .....	22
3.4 Ochtinská jednotka .....	23
3.5 Metasedimenty gemerské jednotky .....	25
<b>4. Strukturní záznam gemersko-veporské kontaktní zóny</b> .....	27
<b>5. Chemismus vybraných minerálů</b> .....	33
5.1 Amfibolity ochtinské jednotky .....	33
5.2 Chloritoidové břidlice ochtinské jednotky .....	39
5.3 Břidlice hladomorné série .....	42
5.4 Svory veporské jednotky .....	44
5.5 Metagranitoidy veporské jednotky .....	46
<b>6. Geochemie amfibolitů</b> .....	48
<b>7. Metamorfni záznam</b> .....	51
7.1 Amfibolity ochtinské jednotky .....	51
7.2 Chloritoidové břidlice ochtinské jednotky .....	54
<b>8. Datování granátů</b> .....	58
8.1 Metodika práce .....	59
8.2 Výsledky datování .....	60
<b>9. Diskuse</b> .....	62
9.1 Metamorfni a strukturní záznam břidlic hladomorné série .....	62
9.2 Metamorfni a strukturní záznam ochtinské jednotky .....	63
9.3 Tektonický vývoj studované oblasti .....	67
<b>10. Závěr</b> .....	68
<b>11. Literatura</b> .....	69
<b>12. Přílohy</b> .....	77

## Seznam použitých zkratk minerálů

<b>Act</b>	aktinolit
<b>Ab</b>	albit
<b>Alm</b>	almandin
<b>Amf</b>	amfibol
<b>And</b>	andalusit
<b>An</b>	anortit
<b>Bt</b>	biotit
<b>Di</b>	diopsid
<b>Kfs</b>	draselný živec
<b>Ep</b>	epidot
<b>Gl</b>	glaukofan
<b>Grt</b>	granát
<b>Grs</b>	grossulár
<b>Hem</b>	hematit
<b>Hbl</b>	hornblend
<b>Ctd</b>	chloritoid
<b>Ctd</b>	chloritoid
<b>Chl</b>	chloritoid
<b>Ilm</b>	ilmenit
<b>Qtz</b>	křemen
<b>Mnz</b>	monazit
<b>Ms</b>	muskovit
<b>O</b>	omfacit
<b>Pa</b>	paragonit
<b>Plg</b>	plagioklas
<b>Prp</b>	pyrop
<b>Ru</b>	rutil
<b>Sps</b>	spessartin
<b>St</b>	staurolit
<b>Sph</b>	titanit
<b>Zrn</b>	zirkon



## Seznam tabulek

- Tab. 1: Tabulka reprezentativních chemických analýz a jejich přepočty na kationty ze vzorku NN25.
- Tab. 2: Tabulka reprezentativních chemických analýz a jejich přepočty na kationty pro vzorky NN57 a NN136.
- Tab. 3: Tabulka reprezentativních chemických analýz a jejich přepočty na kationty pro vzorek NN155.
- Tab. 4: Tabulka reprezentativních chemických analýz granátu (I) a granátu (II) ze vzorku BL1C.
- Tab. 5: Tabulka reprezentativních chemických analýz granátu (I) ze vzorku PP320B.
- Tab. 6: Tabulka reprezentativních chemických analýz granátu ze vzorku PP229B.
- Tab. 7: Silikátová analýza vzorků amfibolitů NN57 a NN136 včetně stopových prvků.

## Seznam obrázků

- Obr. 1: Schematická mapa regionálního rozsahu Západních Karpat v rámci alpsko-karpatského orogenního systému (převzato z N. Frotzheim a kol., 2003, upraveno).
- Obr. 2: Zjednodušená mapa hlavních geologických jednotek vnějších, centrálních a vnitřních Západních Karpat (podle Plašienka a kol., 1997, upraveno).
- Obr. 3: Hlavní tektonické jednotky Západních Karpat podél severojižního profilu (Plašienka a kol., 1997, Bielík a kol., 2004, upraveno).
- Obr. 4: Geologická mapa studované oblasti (vytvořeno na základě Slovenské geologické mapy, 1:500 000, <http://mapserver.geology.sk>).
- Obr. 5: Blokový diagram modelu heterogenní exhumace (Jeřábek a kol., 2008, upraveno).
- Obr. 6: Model vývoje kolizního orogenního klínu na základě  $40\text{Ar}/39\text{Ar}$  datování světlých slíd (Putiš a kol., 2009, upraveno).
- Obr. 7: Model vývoje gemerské jednotky během křídý (Lexa a kol., 2003, upraveno).
- Obr. 8: Přehledná geologická mapa studovaného území s vyznačením popisovaných lokalit (převzato z <http://mapserver.geology.sk>, upraveno).
- Obr. 9: Mikrofotografie svoru s porfyroblastem granátu (PP320B, lokalita Borzikova dolina-Radzim) v procházejícím světle (vlevo) a ve zkřížených nikolech (vpravo).
- Obr. 10: Mikrofotografie deformovaného granitu (BZ10, lokalita Revúcká dolina) v procházejícím světle (vlevo) a ve zkřížených nikolech (vpravo).
- Obr. 11: Mikrofotografie břidlice hladomorné série (BL1C, lokalita Blh) s dvougeneračním granátem a dvougeneračním biotitem v procházejícím světle (vlevo) a ve zkřížených nikolech (vpravo).
- Obr. 12: Mikrofotografie metaarkózy (BZ13, lokalita Rochovce) s deformovanými živci a dvougeneračním muskovitem v procházejícím světle (vlevo) a ve zkřížených nikolech (vpravo).
- Obr. 13: Mikrofotografie ochtinského fylitu s grafitickými pásky (vzorek NN2, lokalita Breznička) v procházejícím světle (vlevo) a ve zkřížených nikolech (vpravo).
- Obr. 14: Mikrofotografie chloritoidové břidlice s paprscitými agregáty chloritoidu ve vzorku NN155 (lokalita Brádno) v procházejícím světle (vlevo) a ve zkřížených nikolech (vpravo).
- Obr. 15: Mikrofotografie amfibolitu (vzorek NN25, lokalita Hrádok) v procházejícím světle (vlevo) a ve zkřížených nikolech (vpravo).
- Obr. 16: Mikrofotografie gemerského deformovaného kvarcitu (vzorek NN82, lokalita Turčocká dolina) s většími klasty živců a křemennými agregáty v procházejícím světle (vlevo) a ve zkřížených nikolech (vpravo).
- Obr. 17: SZ-JV orientovaný strukturní profil A-B údolím Blhu s vyznačením pozorovaných staveb (lokalizace profilu obr. 19).
- Obr. 18: SSZ-JJV orientovaný strukturní profil C-D Turčockou dolinou s vyznačením hlavních staveb (lokalizace profilu obr. 19).
- Obr. 19: Strukturní mapa vybraného území se stereogramy orientací měřených struktur. U foliačních ploch jsou vyneseny póly ploch.

- Obr. 20: Břidlice hladomorné série. Vlevo: břidlice hladomorné série na kontaktu s leukogranitem s alpinskou metamorfní foliací  $S_{A1}$  a zachovanými variskými stavbami  $S_V$  (lokalita BZ139, Blh-Krokava), vpravo: mikrofotografie ze vzorku BZ127 ukazující relikt granátických porfyroblastů a vztah staveb  $S_{A1}$  a  $S_{A2}$  v procházejícím světle (lokalita Ratkovská Zdychavá).
- Obr. 21: Vztah staveb  $S_{A1}$  a  $S_{A2}$  v kvarcitech. Vlevo: BZ126 lokalita Krokava, vpravo: mikrofotografie vzorku NN17 ve zkřížených nikolech, lokalita Ochtinský potok.
- Obr. 22: Stavba  $S_{A1}$  izoklinálně vrásněna stavbou  $S_{A2}$  ve fylitech ochtinské jednotky, vzorek NN6, lokalita Krokávka, vlevo: v procházejícím světle, vpravo: ve zkřížených nikolech, kde je dobře patrná mikrostruktura křemene v zámcích vrás.
- Obr. 23: Stavby v ochtinské jednotce. Vlevo: stavba  $S_{A1}$  izoklinálně vrásněna stavbou  $S_{A2}$  ve fylitech ochtinské jednotky, lokalita NN150, Poproč, vpravo: strmá stavba  $S_{A3}$  ve fylitech ochtinské jednotky, lokalita NN159, skalní hřbet v obci Hrančiarová Ves.
- Obr. 24: BSE snímky amfibolitů, vlevo: dvougenerační amfibol s aktinolitickými jádry a hornblendovými lemy ze vzorku NN25, vpravo: doména tvořená převážně epidotem a plagioklasem ze vzorku NN136.
- Obr. 25: Diagram klasifikace studovaných Ca-klinoamfibolů podle IMA (Leake a kol., 1998).
- Obr. 26: Obsahy hliníku na pozici M2 ve strukturním vzorku amfibolu a obsahy křemíku.
- Obr. 27: Distribuční mapy - zonalita porfyroblastů amfibolu, a: distribuce hliníku, b: distribuce hořčíku, c: distribuce sodíku a d: distribuce křemíku ve vzorku NN25.
- Obr. 28: BSE snímky ze vzorku NN136, vlevo: vyrostlice epidotu, vpravo: doména plagioklasu a epidotu s oscilační zonalitou.
- Obr. 28: BSE snímky ze vzorku NN136, vlevo: plagioklasy s jádry oligoklasového složení s albitickými lemy, vpravo: rekrystalizovaný titanit.
- Obr. 29: BSE snímky, vlevo: chlorit vyplňující frakturu ve vzorku NN57, vpravo: chlorit s epidotem rostoucí na úkor amfibolu a inkluze titanitu v amfibolu ve vzorku NN136.
- Obr. 30: BSE snímky vzorku NN155, vlevo: paprscité agregáty chloritoidu dosahující velikosti 0.5-1 mm, vpravo: inkluze rutilu a křemene v chloritoidu a vzájemná pozice rutilu a ilmenitu.
- Obr. 31: BSE snímky vzorku NN155, vlevo: vzájemná pozice muskovitu a paragonitu (paragonit se nachází uvnitř zrna muskovitu), inkluze křemene v chloritoidu, vpravo: doména křemene a chloritu.
- Obr. 32: Diagram klasifikace světlých slíd ve vzorku NN155 na základě obsahu hliníku a sodíku.
- Obr. 33: BSE snímek a kompoziční profil granátem ze vzorku BL1C.
- Obr. 34: BSE snímek granátu (I) lemovaného granátem (II) ve vzorku PP320C.
- Obr. 35: BSE snímek a kompoziční profil granátem (I) ze vzorku PP320B.
- Obr. 36: BSE snímek a kompoziční profil granátem ze vzorku PP229B.
- Obr. 37: Klasifikační diagram vulkanických hornin,  $Zr/TiO_2$  vs.  $SiO_2$  (Winchester a Floyd, 1977, upraveno).
- Obr. 38: Diagram geochemické klasifikace bazických hornin, Zr vs. Ti (Pearce a Cann, 1973, upraveno).

- Obr.39: Diagram geochemické klasifikace bazických hornin Zr/Y vs. Zr (Pearce a Norry, 1979, upraveno).
- Obr. 40: Diagram geochemické klasifikace bazických hornin Th-Hf/3-Ta (Wood, 1980).
- Obr. 41: P-T řez pro amfibolit (NN25) z ochtinské jednotky.
- Obr. 42: Kompoziční izoplety vynesené do P-T řezu pro amfibolit NN25 (obr. 40), nahoře: izoplety hodnot  $x\text{Fe}^{3+}$  epidotu, uprostřed: izoplety  $x\text{Al}$  na pozici M2 ve strukturním vzorci hornblendu, dole: izoplety  $x\text{Ca}$  plagioklasu.
- Obr. 43: P-T řez pro jemnozrný amfibolit (NN57) z ochtinské jednotky.
- Obr. 44: PT pseudosekce pro chloritoidovou břidlici (NN155) z ochtinské jednotky.
- Obr. 45: Kompoziční izoplety  $x\text{Fe}^{2+}$  chloritoidu,  $x\text{Mg}$  chloritu a  $x\text{Si}$  muskovitu vynesené do pseudosekce NN155 z obrázku 43, průnik měřených hodnot z chemických analýz jednotlivých minerálů je vyznačen červeně.
- Obr. 46: Geologická mapa studované oblasti s lokalizací vzorků vybraných pro datování (podle <http://mapserver.geology.sk>, upraveno)
- Obr. 47: Výsledné separáty granátů před loužením, vlevo: granáty z metagranitu PP229A, vpravo: granáty ze svoru PP320B (foto: Ralf Schuster).
- Obr. 48: Výsledná izochrona pro vzorek PP229A vytvořená v programu Isoplot/Ex 2.2, ze třech projekčních bodů.
- Obr. 49: Výsledná izochrona pro vzorek PP320B vytvořená v programu Isoplot/Ex 2.2 ze dvou projekčních bodů.
- Obr. 50: Diagram shrnující již publikované P-T podmínky ve studované oblasti a P-T podmínky námi určené v ochtinské jednotce.
- Obr. 51: Klasifikační diagram vulkanických hornin,  $\text{Zr}/\text{TiO}_2$  vs.  $\text{SiO}_2$  (Winchester a Floyd, 1977).
- Obr. 52: Diagram geochemické klasifikace bazických hornin Th-Hf/3-Ta (Wood, 1980).

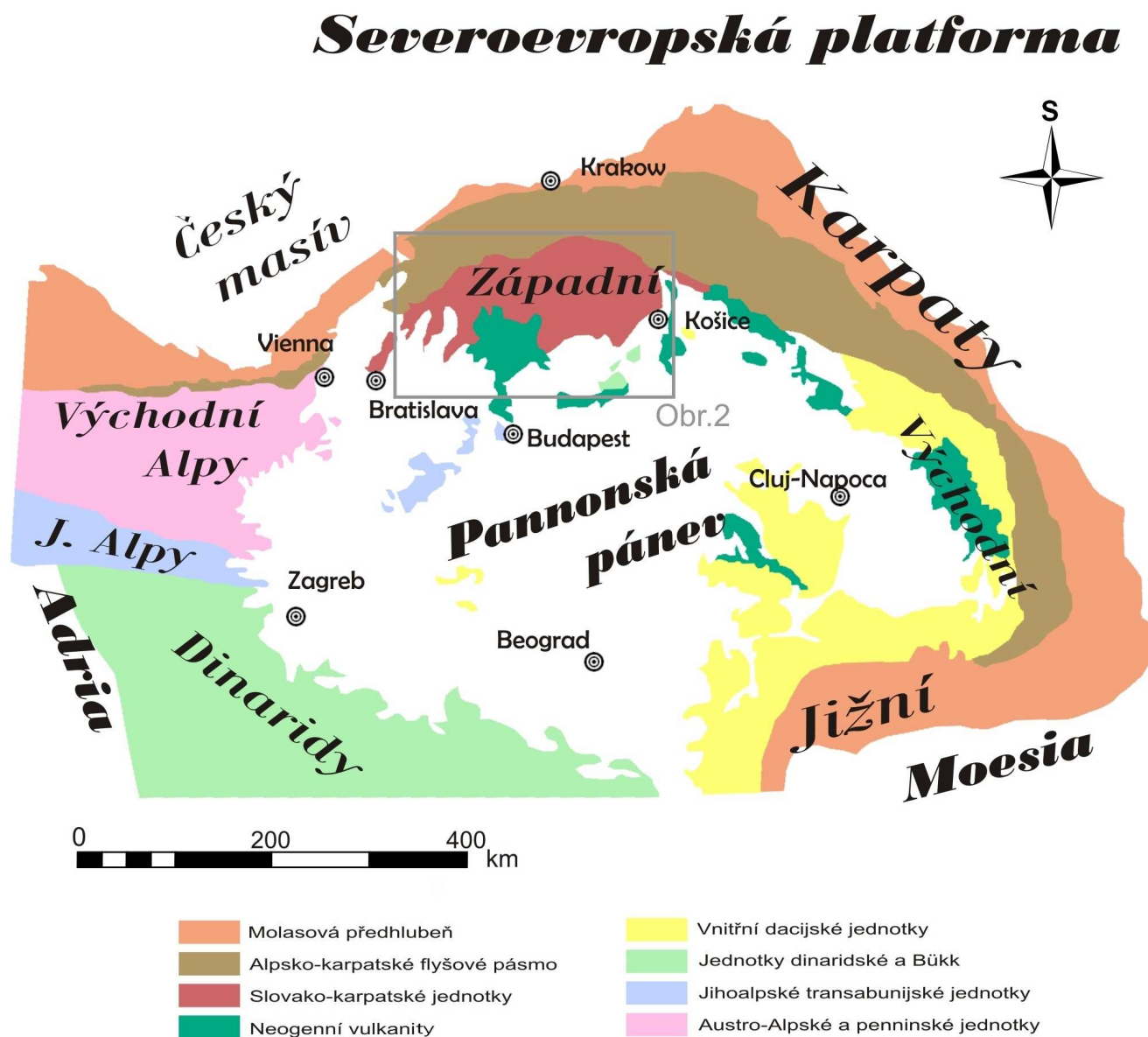
# 1. Úvod

Předkládaná práce mi byla zadána na Ústavu petrologie a strukturní geologie Přírodovědecké fakulty Univerzity Karlovy v roce 2008. Výzkum byl zaměřen na jižní část kontaktu gemerské a veporské jednotky. Cílem této práce bylo získat nová strukturní a petrologická data, která pomohou objasnit vývoj centrálních Západních Karpat. Právě proto byl vybrán kontakt mezi oběma jednotkami, kde je na relativně malém území možné porovnávat strukturní i metamorfní záznam obou jednotek.

Terénní práce byly v letech 2008-2010 rozděleny do několika etap. Hlavním úkolem bylo odebrat petrologické vzorky z vybraných litologií a revidovat existující strukturní data. Financování terénních a laboratorních prací zaštil grant Grantové agentury ČR 205/09/1041: „Vývoj suprastruktury - infrastruktury v čase - role tranzientní reologie na dynamiku kontinentální tektoniky v Západních Karpatech“, jehož nositelem je Petr Jeřábek.

## 2. Západní Karpaty

Západní Karpaty tvoří nejsevernější část evropských Alpíid a zahrnují rozsáhlé území (obr. 1), které na západě navazuje na Východní Alpy a na východě na Východní Karpaty. Severní okraj Západních Karpat sleduje hranici mezi předpolím vnějších Západních Karpat a Severoevropskou platformou (obr. 1). Jižní okraj Západních Karpat potom tvoří hranice mezi vnitřními Západními Karpaty a Pannonskou pánví.

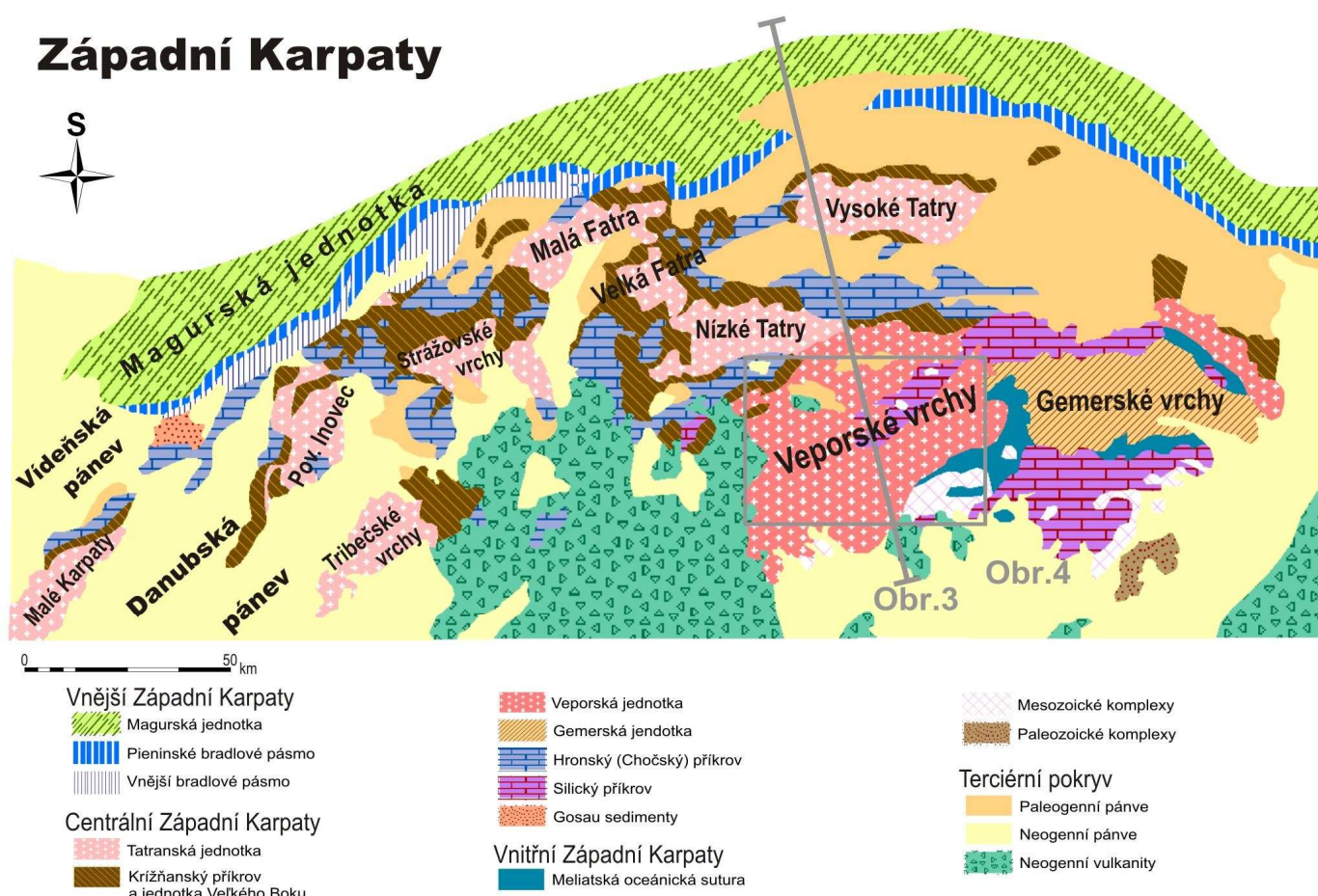


Obr. 1: Schematická mapa regionálního rozsahu Západních Karpat v rámci alpsko-karpatského orogenního systému (převzato z N. Froitzheim a kol., 2003, upraveno).

Současná struktura Západních Karpat je interpretována jako výsledek křídového až terciárního orogenního procesu, během kterého došlo k přepracování variského fundamentu a ke vzniku příkrovů. Původně mesozoické obalové sedimentární sekvence byly během tohoto procesu

invertovány a transportovány na sever (Andrusov, 1936; 1958; Biely a kol., 1968; Plašienka, 1991; Plašienka a kol., 1997). Území Západních Karpat je tradičně rozděleno na tři hlavní tektonické oblasti: vnější, centrální a vnitřní Západní Karpaty (obr. 2, např. Plašienka a kol., 1997).

Vnější Západní Karpaty se rozkládají na území severovýchodního Rakouska, jihovýchodní Moravy, severozápadního a severovýchodního Slovenska a jihovýchodního Polska. Zahrnují karpatskou předhlubeň a vnější flyšové pásmo. Flyšové pásmo je považováno za projev subdukce severního penninského oceánu a od severu k jihu ho reprezentují dvě skupiny příkrovů, (1) jednotky Silesia-Krosno, součást vnějšího moldavského tektonického systému, a (2) magurská jednotka (Plašienka, 2003 a 2008, obr. 2).



Obr. 2: Zjednodušená mapa hlavních geologických jednotek vnějších, centrálních a vnitřních Západních Karpat (podle Plašienka a kol., 1997, upraveno).

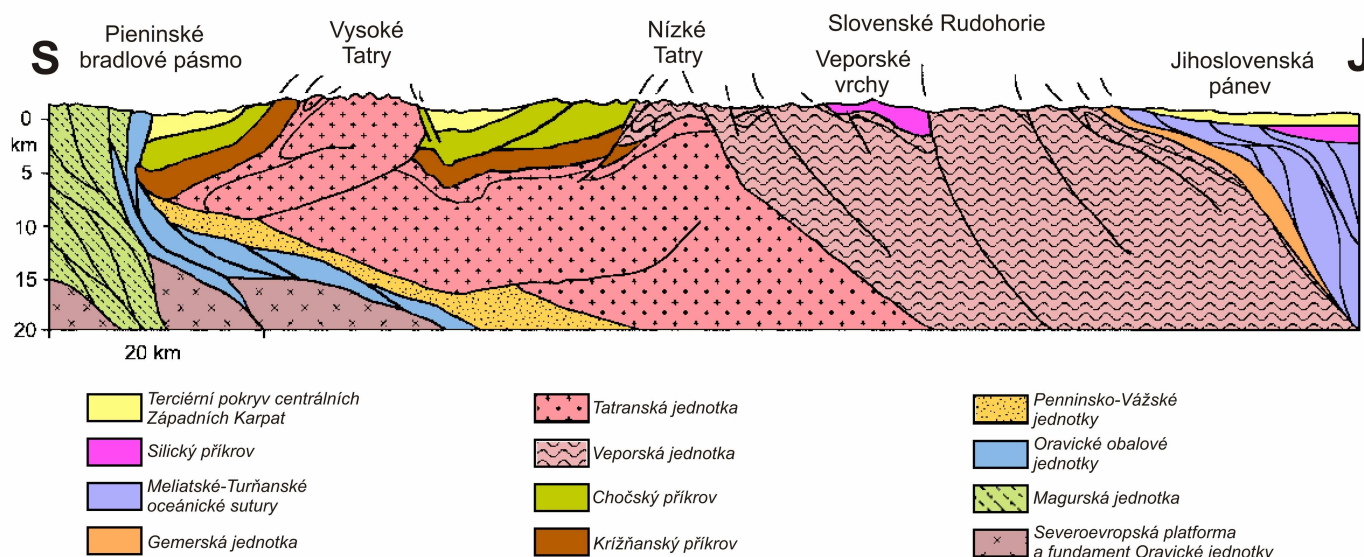
Centrální Západní Karpaty se rozkládají na většině slovenského území. V centrálních Západních Karpatech rozlišujeme z tektonického hlediska tři jádrové jednotky, které jsou odděleny násuný korového měřítka, od severu k jihu jsou to: (1) tatranská, (2) veporská a (3) gemerská jednotka (obr. 2 a 3, Matějka a Andrusov, 1931). Korové jednotky centrálních Západních Karpat tvoří krystalinický fundament předalpinského stáří. Tyto jednotky jsou zčásti překryty pozdě

paleozoickými až mesozoickými příkrovy (Andrusov, 1968, 1975; Andrusov a kol., 1973; Maheľ, 1986; Biely, 1989; Plašienka a kol., 1997; Plašienka, 2003 a 2008). Hranici mezi vnějšími a centrálními Západními Karpaty tvoří pieninské bradlové pásmo, které má velmi komplikovanou imbrikovanou strukturu a pravděpodobně představuje relikť vahického oceánu (Plašienka, 2008). Zahrnuje jurské (vzácně triasové) až paleogenní nemetamorfované sedimenty (Maheľ, 1986; Plašienka, 2008).

Vnitřní Západní Karpaty se rozkládají na území severního Maďarska. Zahrnují pelskou jednotku, kterou tvoří příkrovy nemetamorfovaných až slabě metamorfovaných paleozoických až mesozoických sedimentárních komplexů (Plašienka a kol., 1997). Hranici mezi centrálními a vnitřními Západními Karpaty tvoří meliatská oceánská sutura představující pozůstatek Meliatského oceánu a zahrnuje (1) jakloveckou jednotku (nemetamorfované ofiolitické horniny) (Mock a kol., 1998; Plašienka, 2003 a 2008) a (2) jednotku Bôrky (nizkoteplotní, vysokotlaké metasediments, Faryad, 1995, Plašienka, 2003 a 2008)

## 2.1 Centrální Západní Karpaty

Centrální Západní Karpaty zahrnují tři jednotky složené z variského fundamentu a jejich pozdně paleozoické až mesozoické obalové sekvence. Od severu k jihu a směrem do strukturního nadloží jsou to jednotky: (1) tatranská, (2) veporská a (3) gemerská (obr. 3, Tomek, 1993).



Obr. 3: Hlavní tektonické jednotky Západních Karpat podél severojižního profilu (Plašienka a kol., 1997, Bielik a kol., 2004, upraveno).

Hranici mezi tatranskou a veporskou jednotkou tvoří čertovická linie, mezi veporskou a gemerskou jednotkou pak lubenicko-margecanská linie.



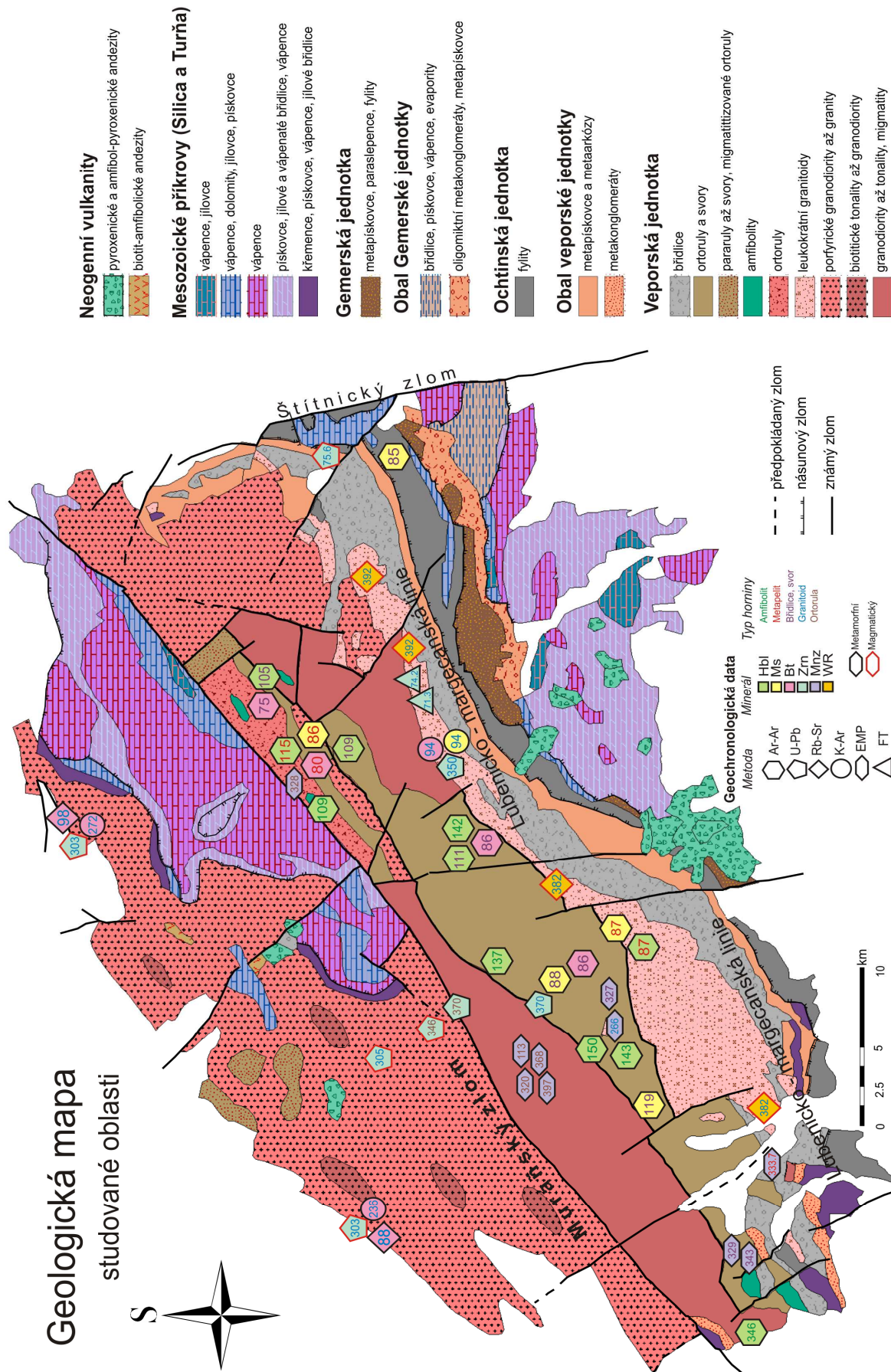
Fundamentem jednotek centrálních Západních Karpat jsou výše metamorfované horniny variského stáří, které byly exhumovány zejména během variské kolize (Plašienka a kol., 1997). Během pozdního karbonu až permu v oblasti pravděpodobně doznívala variská orogeneze. Centrální Západní Karpaty byly součástí kontinentální kůry Pangey a docházelo k sedimentaci klastického a vulkanoklastického materiálu, v permu dochází extenzí ke ztenčení kůry, spojenému s intruzemi granitů, které doprovází počátky rozpadu Pangey (Plašienka, 2008).

Během triasu pokračuje platformní sedimentace. Na počátku jury se vytváří rift, který se postupně rozšiřuje a vzniká meliatský oceán. Tatranská, veporská i gemerská jednotka jsou v tomto období součástí šelfu vindelického valu, tvořícího okraj severoevropské platformy. Nejprve v oblasti vznikají mělkovodní karbonátové platformy, postupně následuje sedimentace hlubokomořského flyše meliatského oceánu (Plašienka, 2008).

V juře došlo k rozčlenění mořského dna a vzniku elevací a hlubokomořských pánví (např. šiprúňská pánev mezi tatrikem a veporikem nebo zlíčovská pánev, oddělující severotatranskou a jihotatranskou elevaci). Na severu oblasti dochází k extenzi a ztenčení kůry severoevropské platformy, vzniká zde vahický oceán. V průběhu jury až svrchní křídly je vývoj orogenu ovlivněn subdukující meliatskou deskou pod apulijskou desku, která následně vede k obdukci oceánské kůry v jižních částech centrálních Západních Karpat. Ve vahickém oceánu vznikají předobloukové pánve, kde dlouhou dobu převažuje hlubokomořská sedimentace (Plašienka a kol., 1997; Plašienka 2008).

Během křídly se nejprve gemerská jednotka nasouvá na veporskou v oblastech sousedících s meliatskou suturou. Ve střední křídě korové zkrácení prograduje směrem na sever (v současné orientaci), veporikum se přesouvá přes tatrikem a dochází k přesouvání dalších příkrovů (fatrika a hronika, turňanského a silického příkrovu, původně tvořícího šelf meliatského oceánu, Plašienka a kol., 1997; Plašienka, 2003).

Tato práce se zabývá kontaktní zónou mezi veporskou a gemerskou jednotkou, proto jsou tyto jednotky detailněji popsány níže.



Obr. 4: Geologická mapa studované oblasti (vytvoreno na základě Slovenské geologické mapy, 1:500 000, <http://mapserver.geology.sk>), na mapě jsou vybraná publikovaná geochronologická data (referencie k datům viz. příloha A).

### 2.1.1 Veporská jednotka

Veporská jednotka se nachází ve strukturním nadloží tatranské jednotky. Na jihovýchodě je pak ve strukturním podloží jednotky gemerské (obr. 3 a 4). Tato jednotka je tektonicky překryta nemetamorfovanými až slabě metamorfovanými příkrovy silickým a hronským (Plašienka a kol., 1997).

Veporská jednotka zahrnuje fundament předalpického stáří a paleozoický metasedimentární pokryv. Horniny veporského fundamentu byly rozděleny Klincem (1966) na dva litologicky a metamorfně odlišné komplexy: hronský a kráľovohoľský.

Strukturně podložní hronský komplex je tvořen převážně svory, pararulami a amfibolity. Strukturně nadložní kráľovohoľský komplex zahrnuje ruly a migmatity a obsahuje intruze peraluminických granitů karbonského stáří (Bibikova a kol., 1988; Hovorka a Merés, 1989; Janák a kol., 1996). Pozdně-paleozoický až mesozoický obal veporského fundamentu je rozdělen na dvě jednotky: jednotka Foederata a jednotka Velkého Boku (Rozložník, 1935). Jednotka Foederata v jižní a centrální části veporské jednotky je tvořena sedimenty permotriasového stáří, jednotku Velkého Boku představují permské až spodně křídové sedimenty (Biely, 1964).

Horniny fundamentu prodělaly jak variskou, (podle některých autorů dokonce metamorfózu kadomskou, Bezák, 1991; Dallmeyer a kol., 1996), tak i alpickou metamorfózu.

Kadomská metamorfóza (508 Ma) dosáhla podmínek amfibolitové facie za teplot 600-650 °C (Dallmeyer a kol., 1996). Variská metamorfóza veporské jednotky byla polyfázová (Janák a kol., 2007). V severní části hronského komplexu dosáhly maximální podmínky metamorfózy až 700 °C za tlaku 25 kbar, jak je dokumentováno z eklogitů, které se podle Janáka a kol. (2007) vztahují ke spodnovariské subdukci. Tato subdukce byla pravděpodobně následována reekvilibrací za podmínek amfibolitové facie (570-670 °C a 6-8,5 kbar) s metamorfním gradientem 22-27 °C/km, což odpovídá pozdním exhumacním fázím horké variské kůry (Jeřábek a kol., 2008).

Variské stáří metamorfózy je dokumentováno Th-U-Pb datováním monazitů (370-350 Ma, Janák a kol., 2001). Michalko a kol. (1998) datováním zirkonů metodou U-Pb v migmatitech stanovil stáří variské metamorfózy 370-340 Ma. Metoda  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  datování hornblendu a muskovitu ukazuje na variské zchlazení v období 358-312 Ma (Dallmeyer a kol., 1996, obr. 4).

Následující metamorfní událost je spojená s alpickou orogenezí. Podle některých autorů dosáhla alpická regionální metamorfóza 350-470 °C (Putiš, 1994) a 360-430 °C za tlaku 4 kbar (Bezák, 1991). Jiní autoři uvádí prográdní metamorfózu 550-600 °C za tlaku 8-12 kbar (Plašienka a kol., 1999). Janák a kol. (2001) stanovil tři alpické metamorfní zóny v jižní části hronského komplexu (1) chloritoid, chlorit a granát, (2) granát, staurolit a chlorit, (3) staurolit, biotit a kyanit. Těmto zónám odpovídají teplotně-tlakové podmínky od 500 °C a 7 kbar až do 620 °C za tlaku 10 kbar. Alpická metamorfóza kráľovohoľského komplexu je spojována s přetištěním v

podmínkách facie zelených břidlic za teploty 400-500 °C a tlaku 5 kbar (Vrána, 1980). Podle Jeřábka a kol. (2008) indikuje alpinská metamorfóza v obou komplexech podmínky progradní metamorfózy za teploty 430-600 °C a tlaku 5-11kbar s metamorfním gradientem 15-18 °C/km, který je charakteristický pro alpinská kolizní pásma (Jeřábek a kol., 2008).

Horniny série Foederaty dosahují alpinských metamorfních podmínek nepřesahujících 380 °C a 4,5 kbar (Lupták a kol., 2000). Horniny série Velkého Boku zaznamenávají metamorfní přepracování nízkého stupně (Plašienka a kol., 1989; Lupták a kol., 2003).

Metodou datování  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  amfibolu a slíd byly rozlišeny dvě různé populace věků chladnutí, první mezi 115-105 Ma, druhá, mladší, deformační fáze mezi 87-80 Ma (Dallmeyer a kol., 1996; Král' a kol., 1995; Kováčik a kol., 1996; Maluski a kol., 1993).

### 2.1.2 Gemerská jednotka

Gemerská jednotka je strukturně nejvyšší jádrovou jednotkou centrálních Západních Karpat (obr. 3). Fundament gemerské jednotky je složen z raně paleozoických až devonských metasedimentů a metavulkanitů, do kterých intrudovala tělesa permských granitoidů (Kováč a kol., 1986, Plašienka a kol., 1997). Kontakt mezi gemerskou a veporskou jednotkou představuje lubenicko-margecanská linie (Andrusov, 1968; Jacko, 1979; Bajaník a kol., 1983; Grecula, 1982). Fundament gemerské jednotky je rozdělován do tří hlavních skupin: klátovské, rakovecké a gelnické skupiny, které se navzájem odlišují litologií a metamorfním stupněm (Plašienka a kol., 1997).

Horniny fundamentu prodělaly polyfázovou metamorfózu za podmínek facie zelených břidlic až amfibolitové facie. Gelnická skupina je strukturně nejnížší doménou, která je tvořena metasedimenty, především křemennými fylity, metapelity, fylity, mramory a kyselými až intermediálními vulkanity (Faryad, 1994). Naproti tomu rakovecká skupina zahrnuje velké množství bazaltických hornin (Faryad a kol., 1999). V tektonickém nadloží fylitů a metabazitů rakovecké skupiny se nachází klátovský příkrov, který je tvořen zejména ortorulami a amfibolity. Z hornin klátovské skupiny jsou dokumentovány metamorfní podmínky amfibolitové facie (Faryad, 1990). Obal rakovecké a gelnické skupiny tvoří permské klastické sedimenty (Šucha a Eberl, 1992).

Protolitem metamorfovaných bazických hornin rakovecké a klátovské skupiny gemerika jsou bazalty, bazaltické tufy a malé množství gaber nebo doleritů, které mohou obsahovat relikt magmatických pyroxenů (Hovorka a kol., 1988, Faryad a Bernhardt, 1996). Kyselé až intermediální metavulkanity gelnické skupiny jsou reprezentovány především tufy (Varga, 1973; Korikovskiy a kol., 1992, Faryad, 1995). Nejběžnější metasedimenty v gemeriku jsou fylity, odvozené z pískovců, drob, pelitických hornin a černých břidlic. Dalšími horninami sedimentárního původu gelnické skupiny jsou mramory a lydity. Metapelity a metapsamity jsou typické monotónním minerálním

složením (Sassi a Vozárová, 1987; Mazzoli a Sassi, 1992). Mn-bohaté karbonátové horniny, které prodělaly metamorfózu za podmínek facie zelených břidlic, byly nalezeny na třech lokalitách v centrální části gemerské jednotky (Faryad, 1994).

Metamorfní data z gemerské jednotky naznačují severo-jihní polaritu variského orogenu (Faryad, 1990). Teplotní podmínky variské metamorfózy byly určeny na 350-450 °C (Varga, 1973; Faryad, 1991; Korikovský a kol., 1992), tlakové podmínky odpovídají 3-5 kbar pro centrální a jižní část gemerské jednotky (Faryad, 1995). Vztahy mezi předalpinskými a alpinskými minerálními asociacemi jsou nejasné, důvodem je alpinské přepracování za nízkého stupně metamorfózy. Podmínky variské metamorfózy získané z metabazaltů rakovecké skupiny obsahujících Na-Ca klinoamfibol byly odhadnuty na 440-480 °C za tlaku 6-8 kbar (Hovorka a kol., 1989; Faryad a Bernhardt, 1996). Maximální P-T podmínky variské metamorfózy z klátovské skupiny byly určeny na 6-10 kbar za teplot 650-700 °C (Hovorka a kol., 1989; Faryad, 1990).

Další deformační událostí, která ovlivnila současnou strukturu gemerské jednotky, je subdukce meliatské desky v období jury, která vedla k vytvoření akrečního klínu a jeho severozápadní obdukcí přes gemerskou jednotku (160-150 Ma, Lexa a kol., 2003; Dallmeyer a kol., 1996; Faryad a Henjes-Kunst, 1997; Maluski a kol., 1993).

Variská metamorfní asociace je následně přetištěna alpinskou metamorfní asociací. Kvůli dominantně nízkým teplotně-tlakovým podmínkám obou metamorfních událostí je velmi složité v gemerském fundamentu odlišit minerální asociace spjaté s variskou metamorfózou od asociací vzniklých během alpinských deformačních událostí. Teplotně-tlakové podmínky alpinské metamorfózy pozdně paleozoických až mesozoických obalových sekvencí jsou odhadovány z permských granitů na 6-8 kbar a 300-350 °C (Faryad a Hoinkes, 1998). Studium zonálních granátů klátovské skupiny bylo rovněž prokázáno alpinské přetištění (Faryad a kol., 1999).

Metodou datování  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  muskovitu pozdně paleozoických sedimentů bylo stáří alpinské metamorfózy stanoveno na 86-101 Ma (Dallmeyer a kol., 1996).

### 2.1.3 Gemersko-veporská kontaktní zóna

Mezi gemerskou a veporskou jednotkou byla vyčleněna tzv. gemersko-veporská kontaktní zóna, která je hlavním předmětem této práce a zahrnuje metaarkózy a metapískovce Foederaty, břidlice a svory veporské jednotky a fylity ochtinské jednotky. Břidlice a svory byly dříve dávány do spojitosti s horninami fundamentu a řazeny do série Hladomorné doliny (Vrána, 1964a i b; Klinec, 1966). V současné době jsou tyto horniny většinou autorů řazeny do tzv. slatvinského souvrství, u něhož se předpokládá karbonské stáří (např. Planderová a Vozárová 1978; Vozárová, 1990). Ochtinská jednotka zahrnuje převážně fylity a metakvarcity karbonského stáří, které obsahují tělesa magnezitu, amfibolitů, serpentinitu a peridotitu. Někteří autoři řadí tuto skupinu k

svrchně karbonským obalovým horninám gemerské jednotky (Abonyi, 1971; Planderová a Vozárová, 1978; Korikovský a kol., 1997), zatímco jiní autoři předpokládají existenci společného evaporitového bazénu v jihoveporské a ochtinské zóně (Németh a kol., 2006).

Gemersko-veporská kontaktní zóna byla podle některých autorů postižena variskou i alpínskou metamorfózou. Jeřábek a kol. (2008) stanovil podmínky variské metamorfózy na 580 °C za tlaku 6 kbar. Naproti tomu druhá skupina autorů řadí gemersko-veporskou kontaktní zónu k veporským obalovým jednotkám (Vozárová, 1990; Plašienka a kol., 1999; Lupták a kol., 2000).

Alpínská metamorfóza ukazuje na podmínky 400 °C za tlaků 4-6 kbar (Vozárová, 1990), resp. 500-590 °C za tlaků 4,5-7,7 kbar (Lupták a kol., 2000; Jeřábek a kol., 2008). V zóně se lokálně vyskytuje kontaktní vysokoteplotní nízkotlaká metamorfóza způsobená pozdně křídovými intruzemi rochoveckého granitu (Vozárová, 1990).

## 2.2 Křídový vývoj studované oblasti

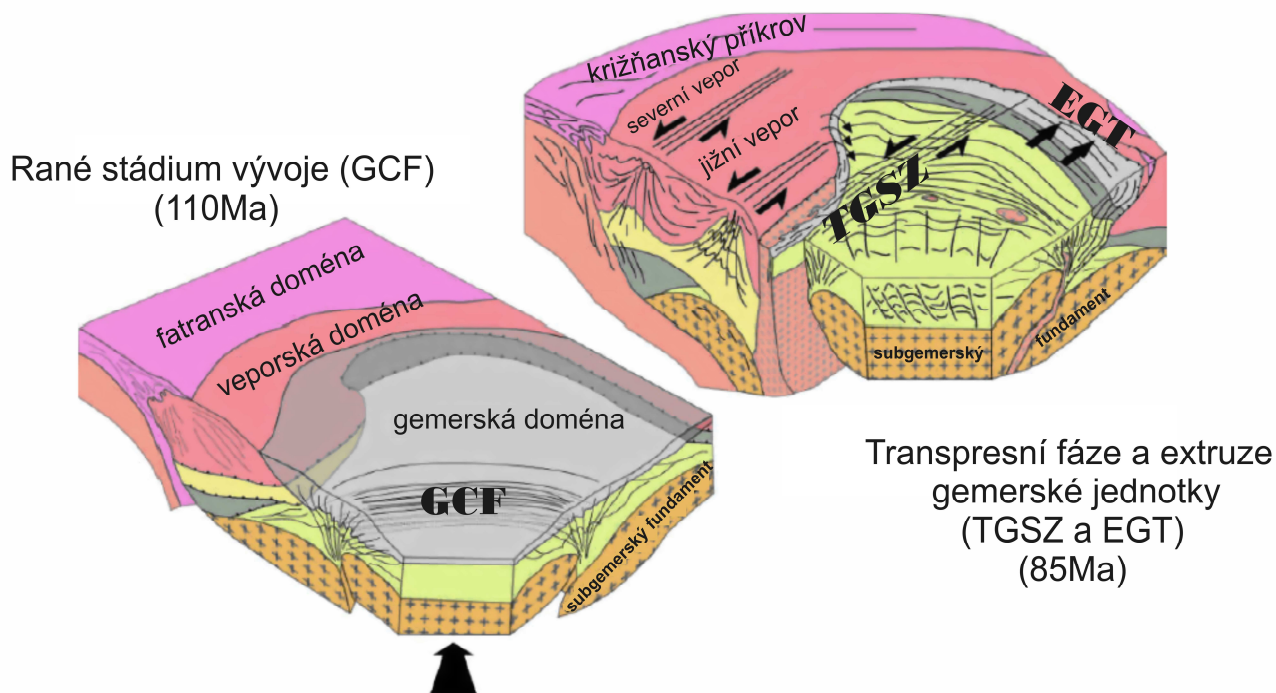
Názory na vývoj obou jednotek během křídvy se liší a existuje několik modelů od různých autorů. Podle většiny autorů byly metasedimenty gemerské jednotky přesunuty přes veporskou jednotku, což vedlo k pohřbení veporské jednotky (např. Kováčik a kol., 1996; Plašienka, 2003; Janák a kol., 2001). Jeřábek a kol. (2007) předpokládá, že během zanoření veporského krystalinika došlo k jeho horizontálnímu duktilnímu roztažení ve východo-západním směru za současného působení vertikálního zatížení a horizontálních konvergentních sil působících v severo-j jižním směru. Následné vrásnění, které dalo vzniknout antiformám velkého měřítka, vedlo k heterogenní exhumaci podél dvou úzkých pásů (obr. 5, Jeřábek a kol., 2007, 2008).

Plašienka a kol. (1991) předpokládá, že se veporská jednotka vyvinula jako metamorfní jádrový komplex typu "basin and range". Nejprve došlo k pohřbení veporské jednotky, které následovalo uzavření meliatského oceánu, poté došlo k reekvilibraci za podmínek amfibolitové facie a následovala exhumace veporské jednotky mechanismem současného odstřešení a extenze paralelní s osou orogenu spojené s intruzí rochoveckého granitu (Plašienka a kol., 1991 a 1997; Janák a kol., 2001).

Na základě  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  datování světlých slíd interpretuje Putiš a kol. (2009) dvě hlavní extenzně-subdukční události (obr. 6). Starší, raně křídová kolize (140-110 Ma) byla způsobena subdukcí meliatské desky. Během této kolize došlo k přesunutí meliatského příkrovu přes gemerskou jednotku (ca. 105 Ma), ta byla následována přesunutím jihoveporského příkrovu přes severoveporský příkrov (95-90 Ma). Poté dochází k sinistrální transpresi podél lubenicko-



Křídová deformační událost vedla podle Lexy a kol. (2003) v gemerské jednotce nejprve k vytvoření gemerského klivážového vějíře (GCF) (obr. 7). V kontrastu s kompresní deformací gemerské jednotky dochází v jižní části veporské jednotky k V-Z roztažení, které vede k mylonitizaci hornin fundamentu a permotriasového obalu (obr. 7). V další fázi zkrácení vzniká trans-gemerská střížná zóna (Lexa a kol., 2003; Putiš a kol., 2009). Poslední fází křídového vývoje je extruze gemerské jednotky přes východní část (Čierna Hora) veporské jednotky (obr. 7) (Lexa a kol., 2003).



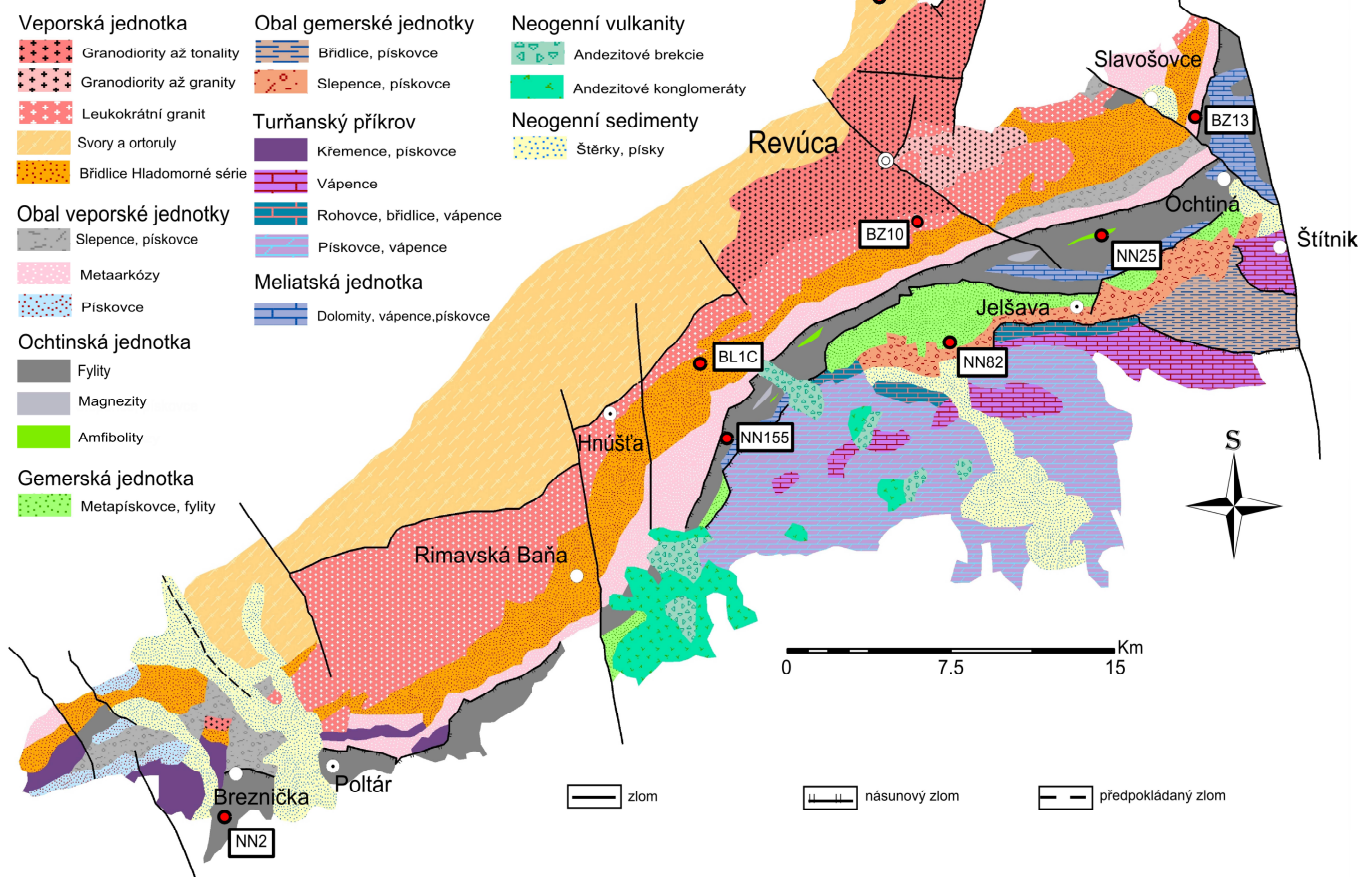
Obr. 7: Model vývoje gemerské jednotky během křídy, vlevo: rané stádium a vznik gemerského klivážového vějíře (GCF) jako důsledek konvergence subgemerského fundamentu, vpravo: vznik trans-gemerské střížné zóny (TGSZ) a přesunutí gemerské jednotky přes veporskou podél východního gemerského zlomu (EGT) (Lexa a kol., 2003, upraveno).



### 3. Petrografický popis nejběžnějších litologií

V této diplomové práci rozdělujeme studované území do několika litologických komplexů na základě jejich horninového složení a afinity k hlavním geologickým jednotkám (obr. 8). Jedná se o tyto komplexy: (1) svory a metagranitoidy veporské jednotky, (2) břidlice hladomorné série, (3) permské metasedimentární horniny, které se řadí k veporským obalovým litologiím, (4) fylity, břidlice a amfibolity ochtinské jednotky, (5) metasedimenty gemerské jednotky. Na mapě jsou zahrnuty také ostatní litologie turňanského příkrovu, meliatské jednotky, neogenní vulkanity a neogenní sedimenty, které však nejsou pro tuto práci významné. Proto nebudou podrobněji popsány.

#### Geologická mapa studovaného území



Obr. 8: Přehledná geologická mapa studovaného území s vyznačením popisovaných lokalit (převzato z <http://mapserver.geology.sk>, upraveno).

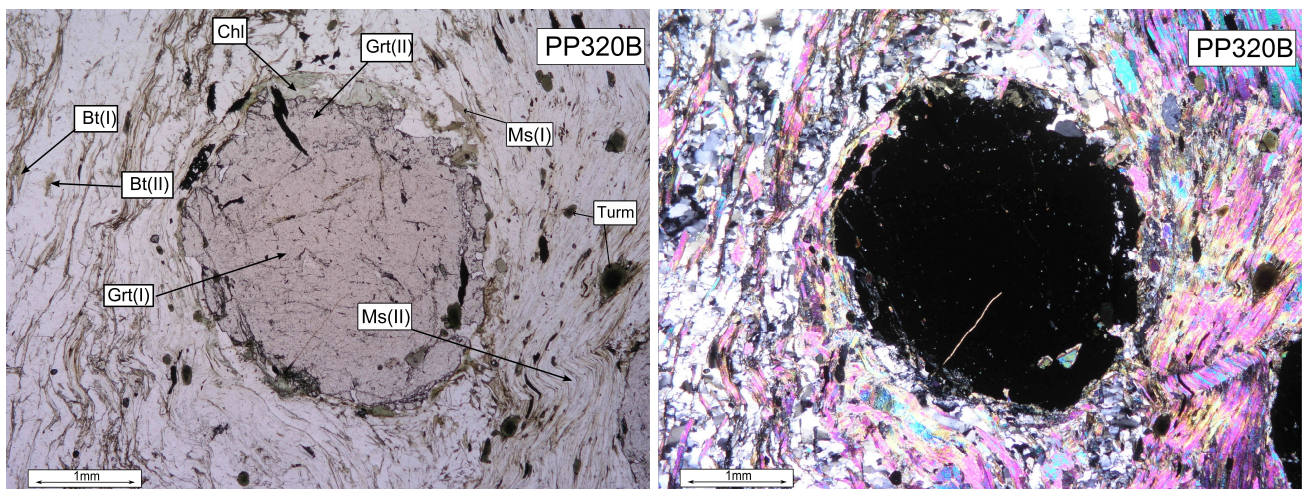
## 3.1 Svory a metagranitoidy veporské jednotky

### Svory

Svory vystupují ve studovaném území ojediněle, nicméně v širším regionálním měřítku tvoří podstatnou část hronského komplexu veporské jednotky. Svory jsou typické svojí porfyroblastickou strukturou s granáty dosahujícími velikosti až několik mm a dobře vyvinutou břidličnatostí. Obvykle je přítomna minerální paragenese:

**granát + biotit + chlorit + muskovit + plagioklas + křemen ± turmalín, ilmenit, titanit, epidot**

Granát, biotit a muskovit je v horninách zastoupen ve dvou generacích. Porfyroblasty granátu (I, obr. 9) jsou lemovány granátem (II). Granát (II) je charakteristický přítomností většího množství opakních inkluzí. Biotit (I) je zachován v podobě větších tabulárních krystalů, biotit (II) tvoří xenoblastická zrna a má oproti biotitu (I) světlejší hnědou barvu (obr. 9). Muskovit (I) je taktéž představován většími porfyroblasty béžové barvy, muskovit (II) je bezbarvý a uspořádán do pásků v matrix (obr. 9). Opakní minerály (hlavně grafit a sulfidy) bývají přítomny akcesoricky.



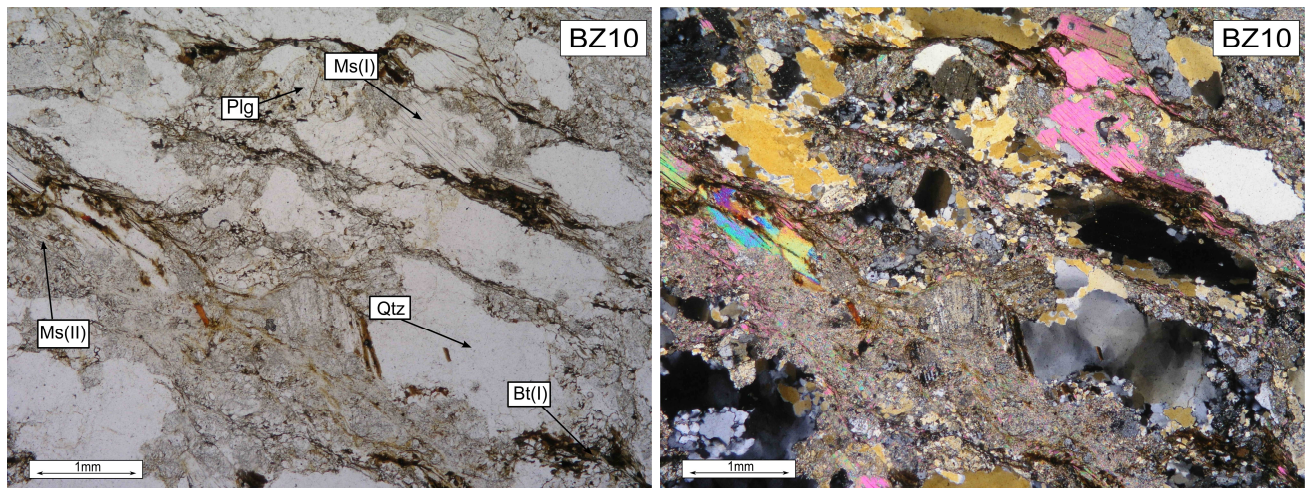
Obr. 9: Mikrofotografie svoru s porfyroblastem granátu (PP320B, lokalita Borzikova dolina-Radzim) v procházejícím světle (vlevo) a ve zkřížených nikolech (vpravo).

### Metagranitoidy

Deformované granitoidy vystupují na severozápadě zájmového území. Převážnou část studovaných granitoidů tvoří metagranity vystupující v údolí Blhu a Turčoku. Horniny mají obvykle blastoporfyrickou strukturu s usměrněnou texturou. V metagranitoidech jsou většinou zastoupeny tyto minerály:

**křemen + biotit + muskovit + plagioklas + chlorit + epidot (klinozoisit) ± granát, draselný živec**

Přítomnost granátu v metagranitoidech závisí na dosaženém metamorfním stupni a konkrétním složení. Biotit a muskovit může být přítomen ve dvou generacích. Relikty tmavších porfyroblastů biotitu (I) jsou lokálně zachovány, často obsahují inkluze rutilu. Biotit (II) má světlejší hnědou barvu a přetiskuje původní magmatickou stavbu definovanou biotitem (I). Starší muskovit (I) v horninách tvoří tabulární zrna, jemnozrnný muskovit (II) vzniká v matrix (obr. 10). Porfyroblasty živců jsou křehce deformovány, jejich fraktury pak vyplňovány křemenem. Plagioklasy a draselné živce bývají často sericitizované. Akcesoricky může být přítomen monazit, zirkon, allanit, apatit, rutil, ilmenit, turmalín, karbonáty a další opakní minerály.



Obr. 10: Mikrofotografie deformovaného granitu (BZ10, lokalita Revúcká dolina) v procházejícím světle (vlevo) a ve zkřížených nikolech (vpravo).

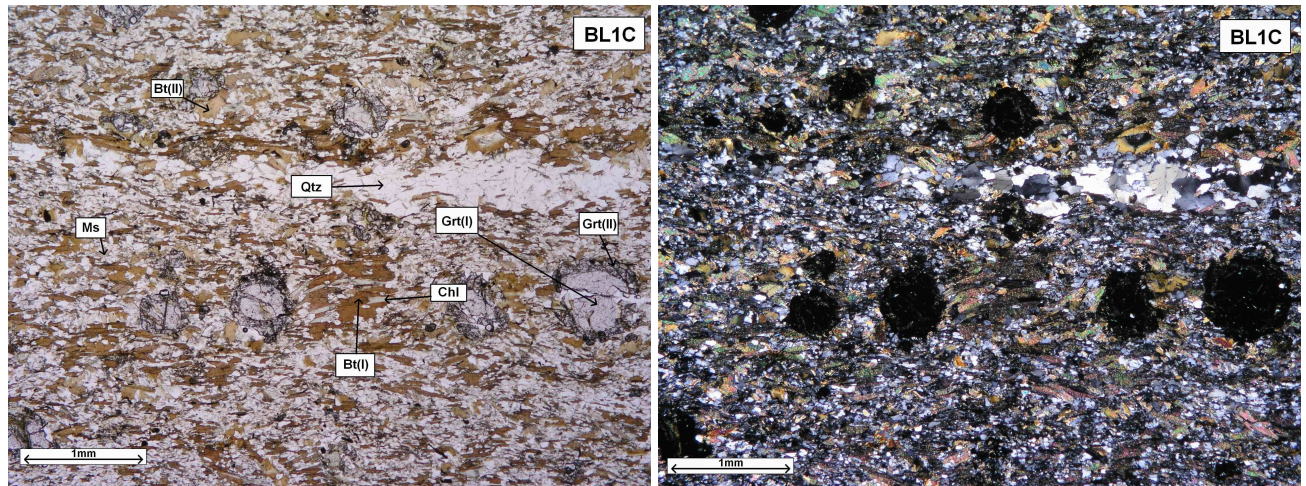
### 3.2 Břidlice hladomorné série

Další významně zastoupenou litologií jsou metamorfované břidlice hladomorné série, které tvoří VSV-ZJZ protažený komplex podél kontaktu veporské a gemerské jednotky. Horniny mají obvykle porfyroblastickou strukturu a dobře vyvinutou břidličnatost. Tvoří je minerály:

**biotit + muskovit + granát + chlorit + plagioklas + křemen ± epidot, ilmenit, magnetit**

Granát ve vzorcích tvoří dvě generace, starší porfyroblast granátu (I, obr. 11) je lemován granátem (II), který má oproti granátu (I) větší množství inkluzí (obr. 11). V některých vzorcích jsou zastoupena pouze zrna porfyroblastů granátu (I), nebo granát úplně chybí. Biotit (I, obr. 11) je

přítomen v podobě větších tabulárních zrn, postižených chloritizací, naproti tomu jemnozrnější biotit (II) tvoří v horninách xenoblastická zrna. Muskovit (I) tvoří tabulární zrna, která jsou deformovaná, jemnozrný muskovit (II) se vyskytuje v matrix. Opakní minerály jsou přítomny v akcesorickém množství. Lokálně může být turmalín zastoupen ve větším množství.



Obr. 11: Mikrofotografie břidlice hladomorné série (BL1C, lokalita Blh) s dvougeneračním granátem a dvougeneračním biotitem v procházejícím světle (vlevo) a ve zkřížených nikolech (vpravo).

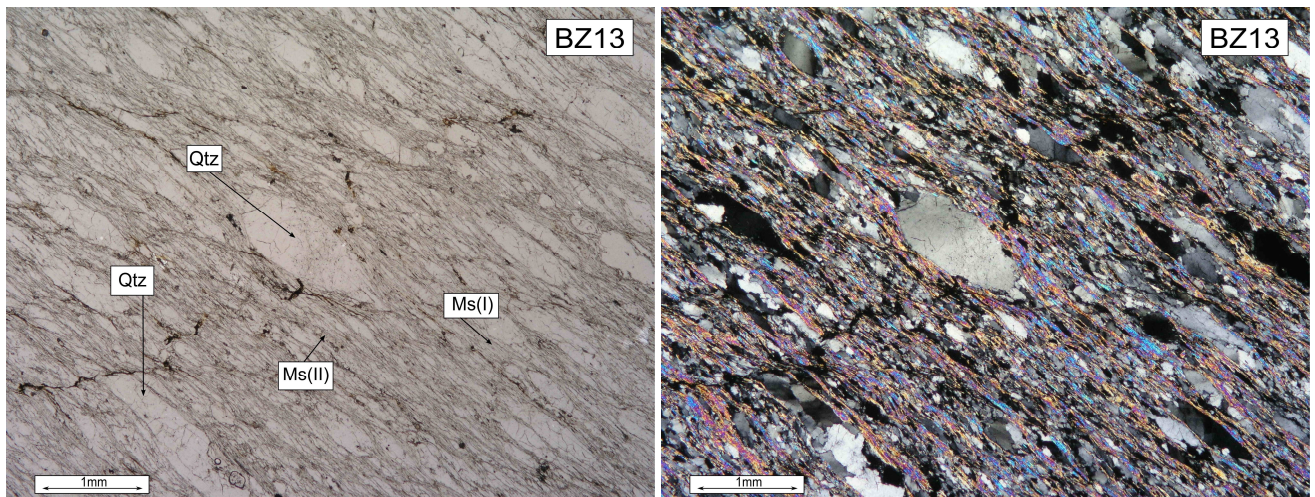
### 3.3 Permské metasedimentární horniny

Tvoří metasedimentární obal veporské jednotky a vystupují v celé délce studovaného území. Protolitem těchto hornin byly z velké části pískovce a arkózy. Horniny mají porfyroklastickou strukturu. Metasedimenty jsou typické přítomností parageneze:

**křemen + sericit + muskovit ± draselný živec, chlorit, biotit, plagioklas**

Akcesoricky může být přítomen grafit, sulfidy, karbonáty, ilmenit a vzácně zirkon. Křemenné agregáty jsou obvykle rekrystalizované. V některých vzorcích můžeme rozlišit dvě generace světlých slíd. Zatímco sericit tvoří v horninách společně s jemnozrným muskovitem (II) obvykle pásy (obr. 12), muskovit (I) je reprezentován tabulárními zrn, které mohou být deformované. Chlorit tvoří vzácně porfyroblasty, ale obvykle je v horninách zastoupen v podobě drobných zrn v matrix. V některých vzorcích se vyskytuje biotit v podobě světle hnědých xenoblastických zrn. Živce jsou často v horninách deformovány a frakturovány, tyto fraktury pak mohou být vyplněné karbonáty.

Ve veporském metasedimentárním obalu se lokálně vyskytují i chloritoid-kyanitové břidlice, které jsou však na studovaném území zastoupeny poměrně vzácně.



Obr. 12: Mikrofotografie metaarkózy (BZ13, lokalita Rochovce) s deformovaným křemenem a dvougeneračním muskovitem v procházejícím světle (vlevo) a ve zkřížených nikolech (vpravo).

## 3.4 Ochtinská jednotka

### Fylity

Fylity ochtinské jednotky se vyskytují na území kontaktu gemerské jednotky s veporskou a nachází se v celé řadě variet (např. chloritické, sericitické, grafitické, chlorit-grafitické, grafiticko-chloritické). Fylity jsou charakteristické velmi dobře vyvinutou břidličnatostí a granoblastickou strukturou. Nejtypičtější je pro ně minerální parageneze:

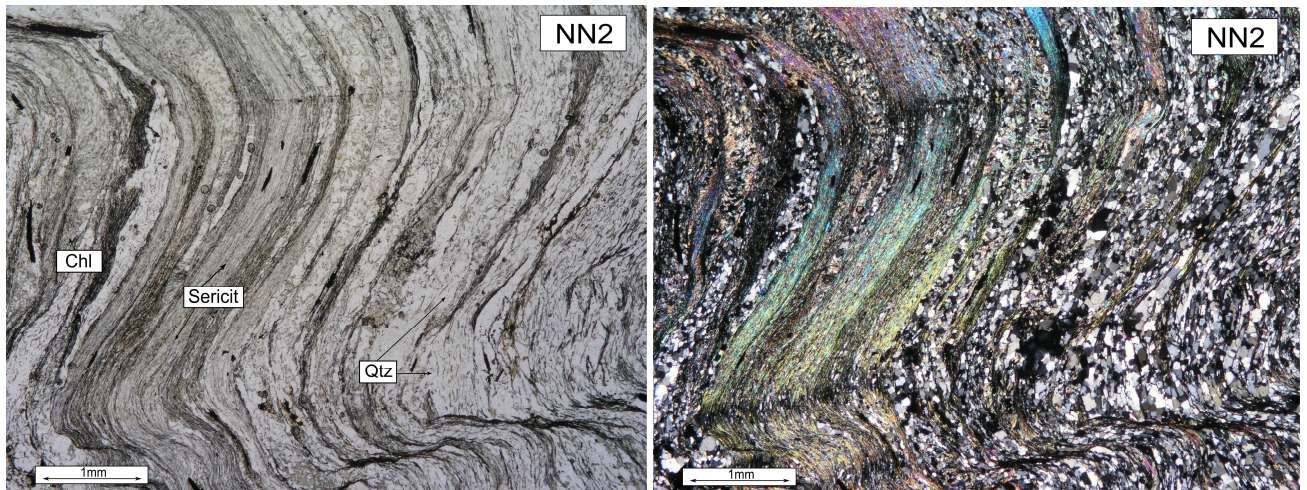
**křemen + sericit + chlorit + muskovit ± grafit, turmalín, plagioklas, biotit, hematit, rutil, ilmenit**

Grafit je ve větší míře zastoupen v grafitických fylitech, kde tvoří grafitem bohatší a chudší litologické pásy (obr. 13). Pásy metamorfní foliace jsou tvořeny sericitem a chloritem, tyto pásy jsou obvykle ještě deformovány (obr. 13). Opakní minerály (hlavně sulfidy) a karbonáty tvoří akcesorie.

### Chloritoidové břidlice

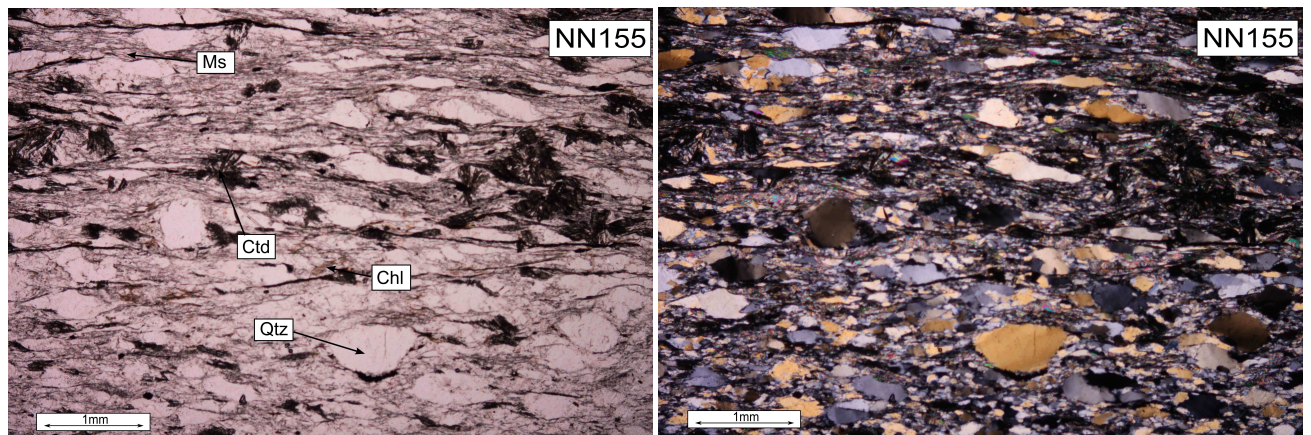
Na území kontaktu veporské jednotky s gemerskou můžeme lokálně najít i chloritoidové břidlice, které mají porfyroblastickou strukturu a usměrněnou texturu. Chloritoidové břidlice tvoří minerály:

**chloritoid + chlorit + světlé slídy + křemen + ilmenit + rutil ± grafit, hematit**



Obr. 13: Mikrofotografie ochtinského fylitu s grafitickými pásy (vzorek NN2, lokalita Breznička) v procházejícím světle (vlevo) a ve zkřížených nikolech (vpravo).

Chloritoid (obr. 14) tvoří v horninách paprsčité agregáty. Na základě distribuce chloritoidu ve výbrusech můžeme dobře rozlišit hliníkem bohatší a chudší kompoziční pásy. Muskovit a chlorit jsou přítomny v podobě tabulárních zrn, ilmenit a rutil jsou v hornině uspořádány do pásků. Křemen je zastoupen v matrix v podobě xenomorfně omezených protažených porfyroblastů. Hematit může vyplňovat fraktury. Chloritoidové břidlice (obr. 14) jsou v porovnání s fylity z ochtinské jednotky mnohem méně deformovány.



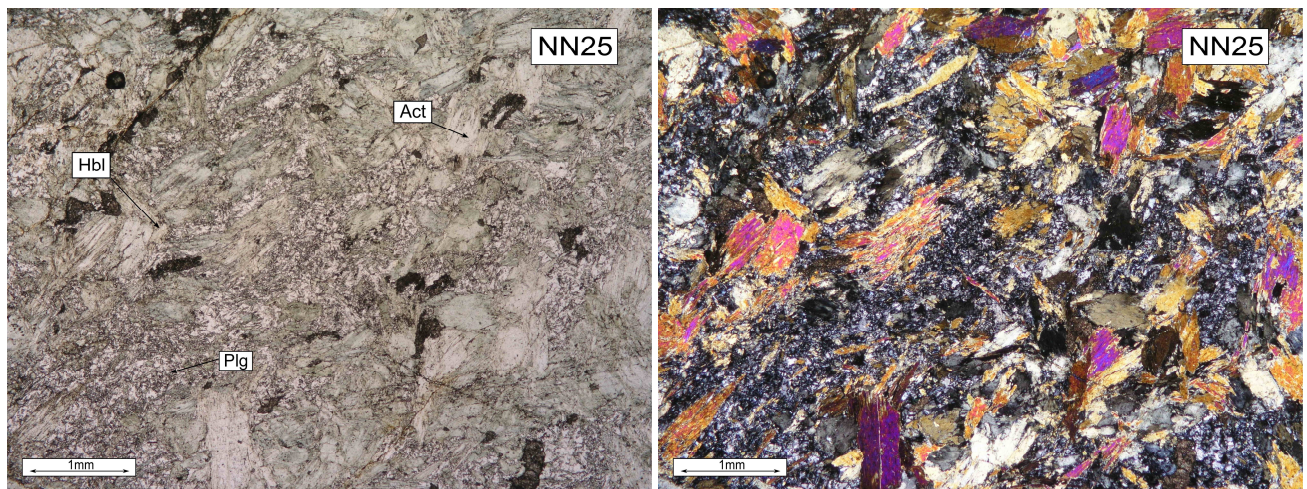
Obr. 14: Mikrofotografie chloritoidové břidlice s paprsčitými agregáty chloritoidu ve vzorku NN155 (lokalita Brádno) v procházejícím světle (vlevo) a ve zkřížených nikolech (vpravo).

## Amfibolity

Amfibolity vystupují v ochtinské jednotce v okolí Brádna a Hrádku jako malá tělesa o rozměrech pouze několik metrů. Amfibolity mají obvykle porfyroblastickou strukturu a slabě usměrněnou texturu, která je charakterizovaná přednostní orientací porfyroblastů amfibolu. Obvyklé složení amfibolitů je:

**amfibol + epidot + plagioklas + titanit + chlorit ± křemen, hematit, magnetit**

Amfibol je přítomen ve dvou generacích: amfibol (I) má aktinolitické složení a tvoří jádra větších porfyroblastů, zatímco amfibol (II) má hornblendové složení a lemují aktinolitická jádra, v některých případech prorůstá hornblend starší aktinolit (obr. 15). Jemnozrnná matrix je tvořena především chloritem, epidotem a plagioklasem. Titanit (I) je zastoupen reliktními porfyroblasty, titanit (II) se vyskytuje v jemnozrnnější matrix, popřípadě tvoří rekrystalizovaná zrna.



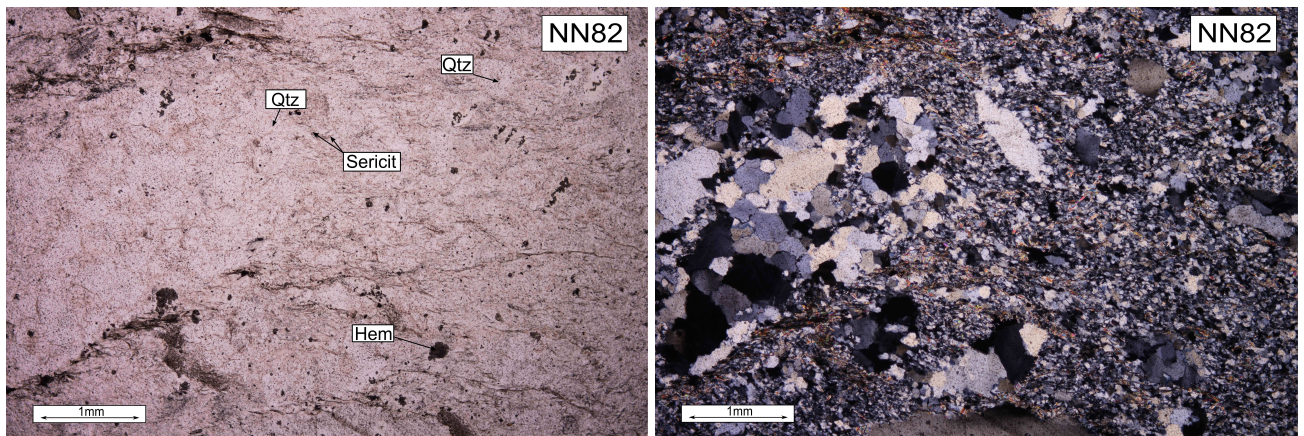
Obr. 15: Mikrofotografie amfibolitu (vzorek NN25, lokalita Hrádok) v procházejícím světle (vlevo) a ve zkřížených nikolech (vpravo).

### 3.5 Metasedimenty gemerské jednotky

Metasedimenty (převážně kvarcitty a kvarciticke břidlice) gemerské jednotky byly studovány hlavně v oblasti Turčocké doliny. Studované horniny v oblasti jsou jemnozrnné s usměrněnou texturou a jsou typické paragenezí:

**křemen + muskovit + sericit + chlorit ± ilmenit, hematit**

Křemen je zastoupen v matrix, v některých vzorcích tvoří agregáty (obr. 16). Muskovit s chloritem jsou obvykle uspořádány do úzkých pásků, které definují metamorfní foliaci. Opakní minerály, jako je grafit a sulfidy jsou obvykle přítomny akcesoricky, v některých vzorcích mohou být zastoupeny hojněji.

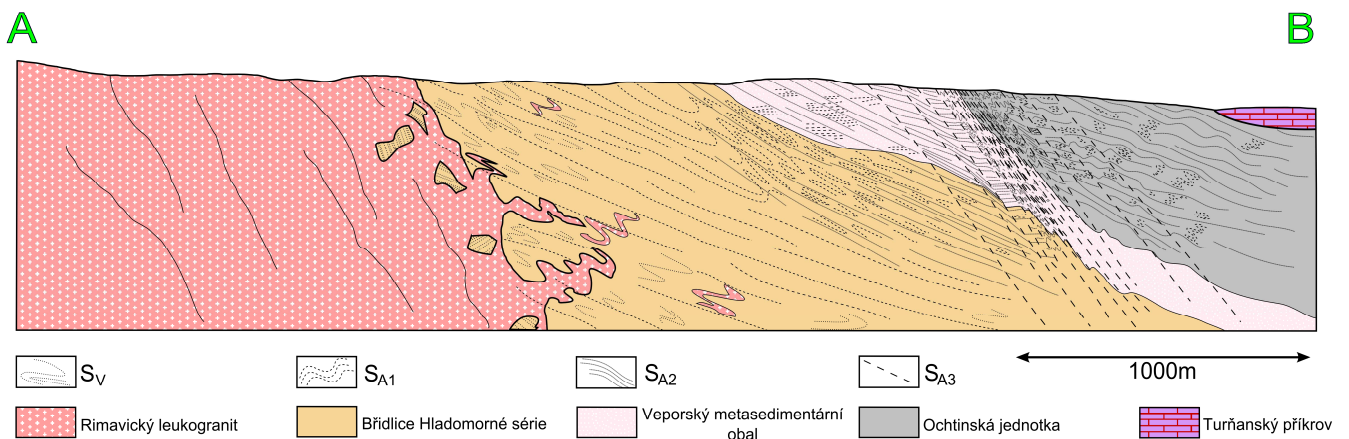


Obr. 16: Mikrofotografie gemerského deformovaného kvarcitu (vzorek NN82, lokalita Turčocká dolina) s křemennými agregáty v procházejícím světle (vlevo) a ve zkřížených nikolech (vpravo).

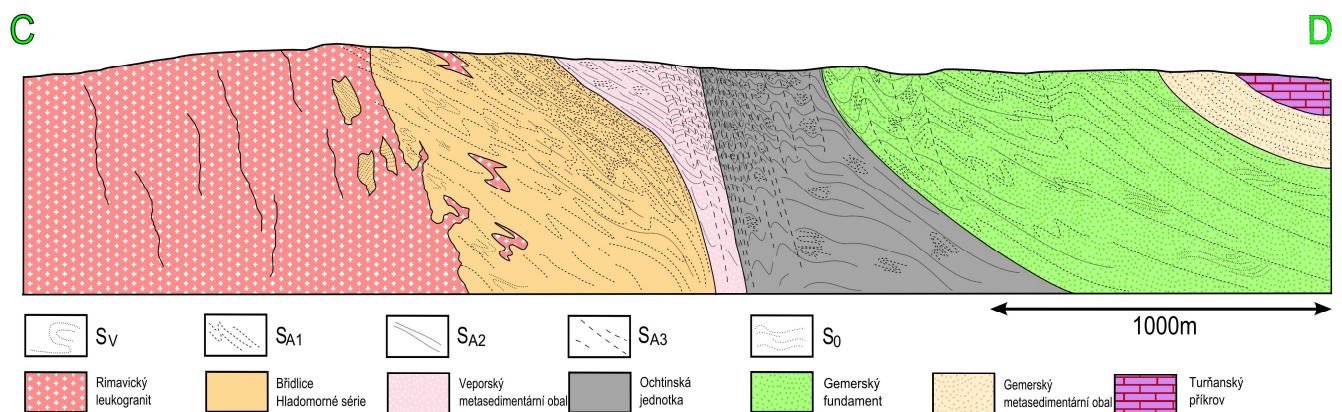


## 4. Strukturální záznam gemersko-veporské kontaktní zóny

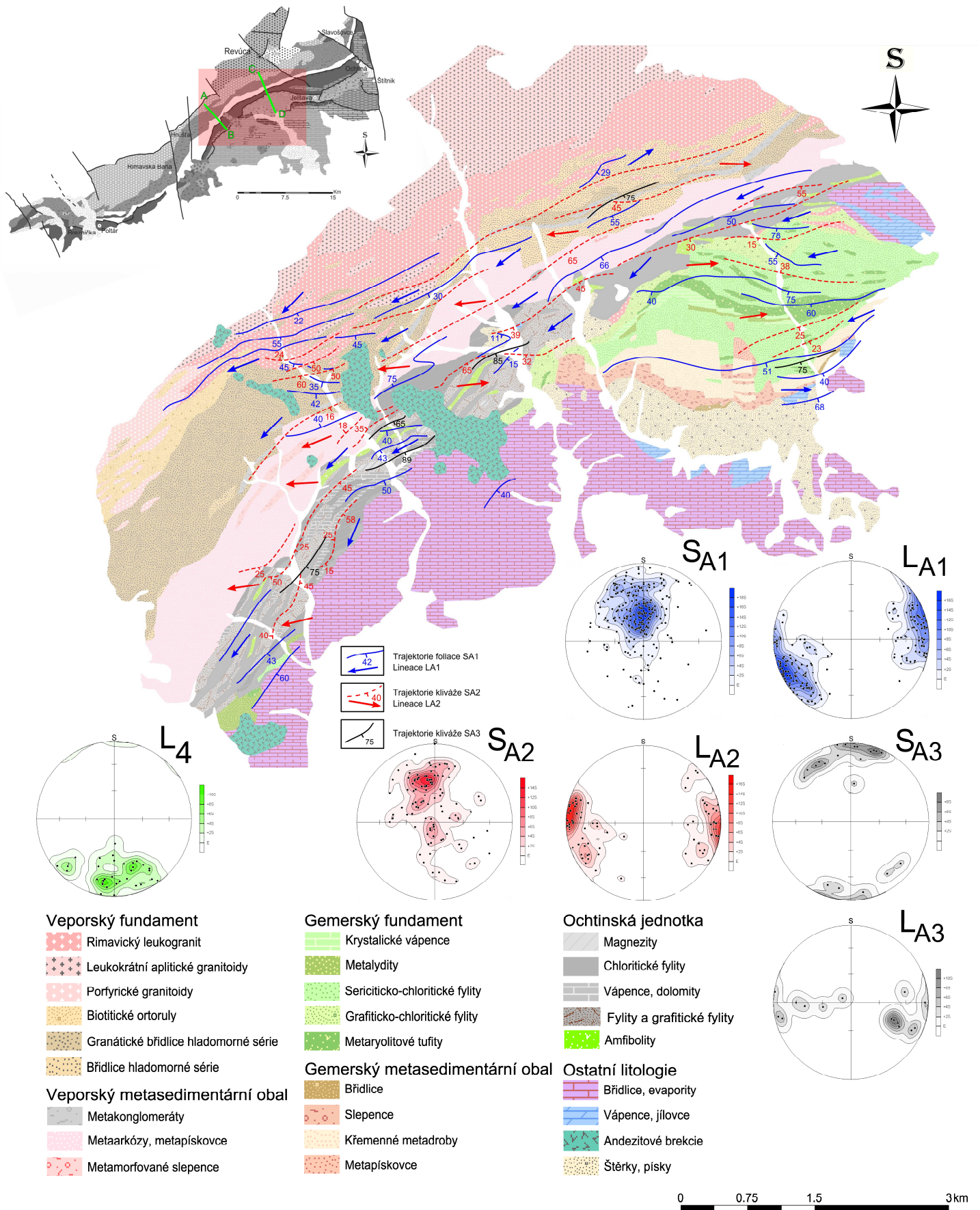
Studovaná oblast má rozlohu téměř 300 km<sup>2</sup>. V rámci podrobného strukturálního mapování bylo zdokumentováno 202 bodů a provedeno přes 700 strukturálních měření (viz. Dokumentační deník, příloha G). Gemersko-veporská kontaktní zóna je charakteristická střídáním SV-JZ protažených litologických pásů. Ze SZ na JV a od strukturálního podloží směrem ke strukturálnímu nadloží se jedná o: (1) veporský fundament, který zahrnuje granitoidy a břidlice hladomorné série, (2) veporský metasedimentární obal permského stáří, (3) ochtinskou jednotku a (4) gemerský fundament (obr. 17, 18 a 19). Ve studované oblasti rozlišujeme 3 hlavní deformační stavby. Charakter těchto staveb se v jednotlivých litologických komplexech navzájem liší. Ze získaných dat byla sestavena strukturální mapa vybraného území (obr. 19) a byly zkonstruovány dva strukturální profily přes gemersko-veporskou kontaktní zónu (obr. 17 a 18).



Obr. 17: SZ-JV orientovaný strukturální profil A-B údolím Blhu s vyznačením pozorovaných staveb (lokalizace profilu obr. 19).

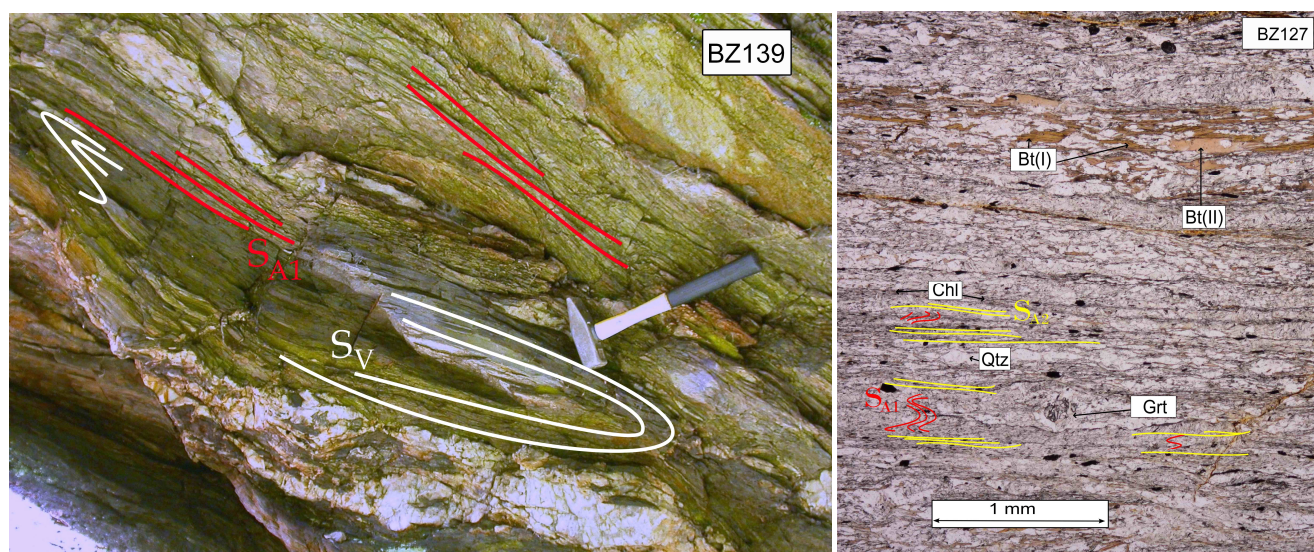


Obr. 18: SSZ-JJV orientovaný strukturální profil C-D Turčockou dolinou s vyznačením hlavních staveb (lokalizace profilu obr. 19).



Obr. 19: Strukturální mapa vybraného území se stereogramy orientací měřených struktur. U foliačních ploch jsou vyneseny póly ploch.

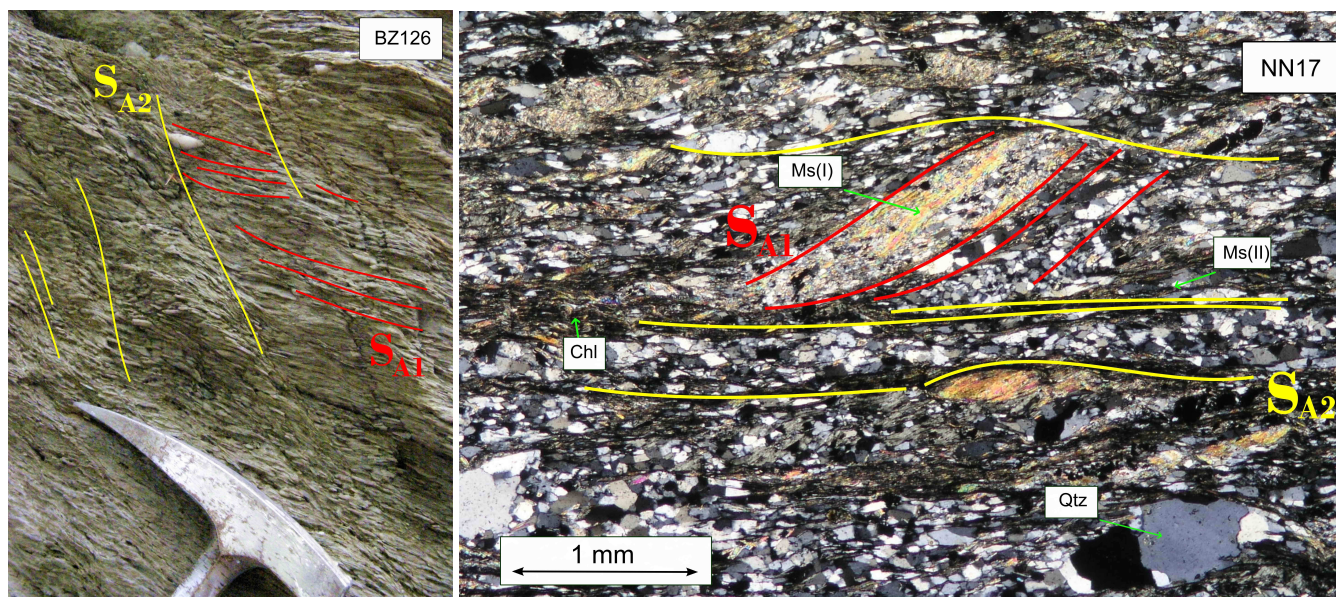
V břidlicích hladomorné série můžeme vzácně najít relikty variské stavby  $S_V$  (obr. 20), která je dochována především v blízkosti kontaktu s leukogranitem. Tato metamorfní foliace je charakterizována minerální asociací granátu, biotitu a plagioklasu (obr. 20). Variské stavby jsou protínány žilami rimavického granitu. Břidlice i leukogranit jsou následně přepracovány alpskou ( $S_{A1}$ ) metamorfní foliáci definovanou granátem, biotitem, albitem, epidotem a světlými slídami. Směrem k JV se metamorfní kliváž  $S_{A1}$  stává dominantní a kompletně transponuje starší stavbu  $S_V$ .  $S_{A1}$  je dobře vyvinuta ve všech studovaných horninách a zapadá obvykle k jihu pod mírnými až středními úhly a je doprovázena JZ-SV orientovanou minerální lineací  $L_{A1}$  definovanou světlými slídami. Stavba  $S_{A1}$  je během další deformační fáze izoklinálně vrásněna až kompletně přepracována stavbou  $S_{A2}$  (obr. 17 a 18), která se projevuje zejména v blízkosti kontaktu hladomorné série a obalových kvarcitů. Stavba  $S_{A2}$  se projevuje kliváží nižšího metamorfního stupně, definovanou minerální asociací muskovitu a chloritu (obr. 20). Kliváž  $S_{A2}$  zapadá k jihu, nebo k jihovýchodu taktéž pod mírnými až středními úhly a je doprovázena V-Z orientovanou lineací  $L_{A2}$  (obr. 19).



Obr. 20: Břidlice hladomorné série. Vlevo: břidlice hladomorné série na kontaktu s leukogranitem s alpskou metamorfní foliáci  $S_{A1}$  a zachovanými variskými stavbami  $S_V$  (lokality BZ139, Blh-Krokava), vpravo: mikrofotografie ze vzorku BZ127 ukazující relikty granátických porfyroblastů a vztah staveb  $S_{A1}$  a  $S_{A2}$  v procházejícím světle (lokality Ratkovská Zdychavá).

V metaarkózách a kvarcitech veporského metasedimentárního obalu rozlišujeme také dvě hlavní deformační fáze různého metamorfního stupně (obr. 21). Obvykle je starší stavba  $S_{A1}$  definována pásy rekrystalizovaného křemene a slídami, zatímco kliváž  $S_{A2}$  je reprezentována pouze jemnozrnnými slídami. Stavby  $S_{A1}$  a  $S_{A2}$  jsou subparalelní s kontaktem obou jednotek a zapadají pod mírnými až středními úhly k jihu až jihovýchodu. Stavba  $S_{A1}$  je doprovázena V-Z orientovanou lineací definovanou křemennými agregáty a světlými slídami,  $S_{A2}$  je doprovázena V-

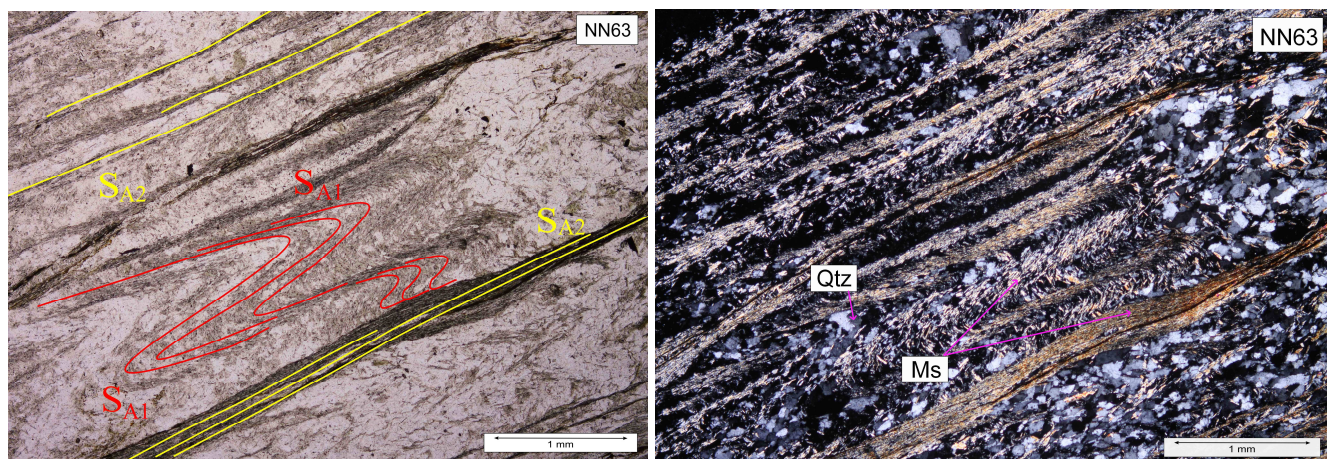
orientovanou lineací tvořenou světlými slídkami. Přetiskem stavby  $S_{A1}$  stavbou  $S_{A2}$  vzniká geometrie střížných pásů (obr. 21). V blízkosti kontaktu veporské a gemerské jednotky jsou stavby  $S_{A1}$  a  $S_{A2}$  lokálně nastrmeny poslední alpínskou deformační událostí  $D_{A3}$ . Strmou stavbu  $S_{A3}$  představují osní roviny vrás většího měřítka, popřípadě osní roviny pásů zalomení. V těsné blízkosti kontaktu s gemerskou jednotkou se stavba  $S_{A3}$  projevuje jako kliváž, definovaná chloritem a světlými slídkami, která transponuje starší stavby  $S_{A1}$  a  $S_{A2}$  (obr. 17, 18 a 19). Stavba  $S_{A3}$  je doprovázena V-Z orientovanou hřbítkovou lineací  $L_{A3}$ , kterou pozorujeme na lineacích plochách  $S_{A2}$  (obr. 19).



Obr. 21: Vztah staveb  $S_{A1}$  a  $S_{A2}$  v kvarcitech. Vlevo: BZ126 lokalita Krokava, vpravo: mikrofotografie vzorku NN17 ve zkřížených nikolech, lokalita Ochtinský potok.

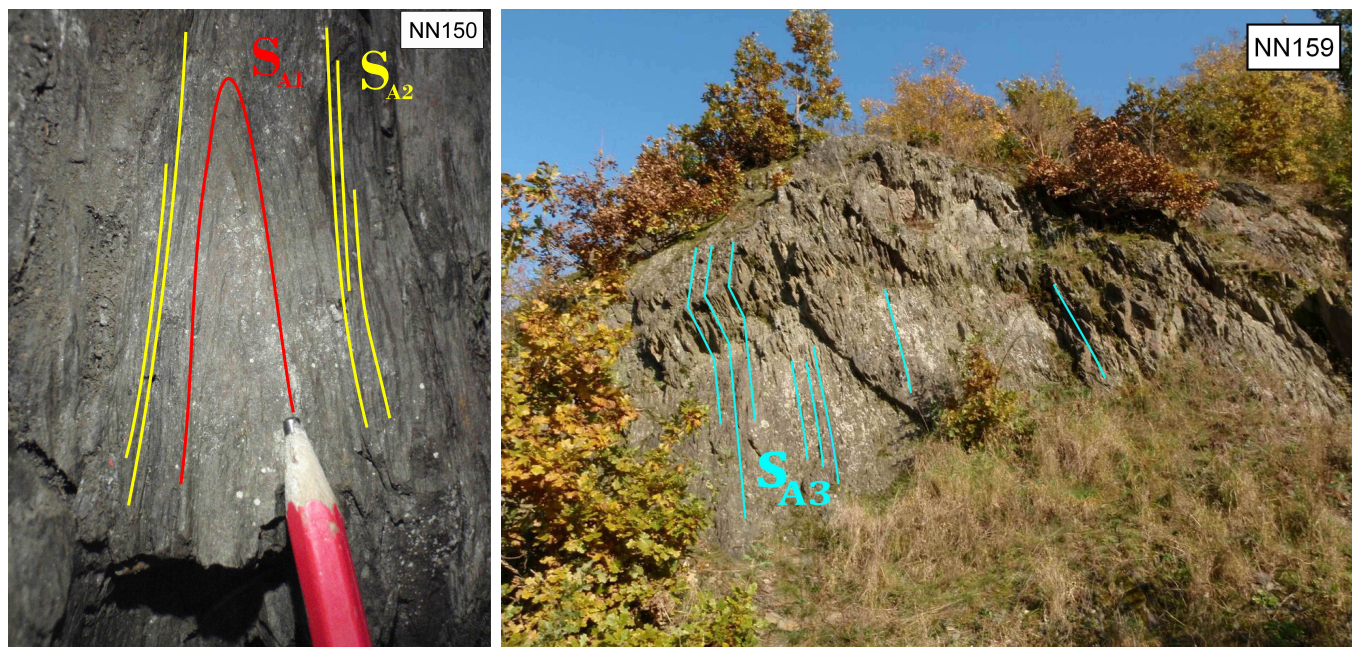
Ve fylitech ochtinské jednotky pozorujeme relikt starší metamorfni stavby  $S_{A1}$ .  $S_{A1}$  je představována křemenem a světlými slídkami (obr. 22), stavbu  $S_{A1}$  doprovází JZ-SV orientovaná minerální lineace definovaná světlými slídkami.  $S_{A1}$  je ve studovaných horninách taktéž izoklinálně vrásněna (obr. 22 a 23). Mikrostrukturní stavba křemene  $S_{A1}$  je dobře patrná především v zámcích izoklinálních vrás (obr. 22 a 23). Při vrásnění vzniká kliváž osních rovin  $S_{A2}$ , která je tvořena minerály sericitem a chloritem (obr. 22a 23). Sericit a chlorit jsou uspořádány do pásků. Stavba  $S_{A2}$  je doprovázena V-Z orientovanou minerální lineací  $L_{A2}$  a je dominantní stavbou v ochtinské jednotce.

V metasedimentech gemerského fundamentu ve studované oblasti nacházíme vzácně relikt starších staveb  $S_V$ . V litologickém komplexu dominuje metamorfni kliváž  $S_{A1}$  tvořená převážně chloritem. Stavba  $S_{A1}$  zapadá k jihu pod mírnými úhly a je doprovázena V-Z až JZ-SV orientovanou lineací  $L_{A1}$  a její intezita klesá směrem k JV. V blízkosti kontaktu s ochtinskou jednotkou můžeme rozlišit i kliváž osních rovin  $S_{A2}$ , kterou představují minerály chlorit a deficit. Stavba  $S_{A2}$  vzniká převrácením stavby  $S_{A1}$ . Narozdíl od stavby  $S_{A1}$ ,  $S_{A2}$  zapadá více k jihovýchodu a doprovází ji V-Z orientovaná lineace  $L_{A2}$  tvořená převážně světlými slídkami (obr. 19).



Obr. 22: Stavba  $S_{A1}$  izoklinálně vrásněna stavbou  $S_{A2}$  ve fylitech ochtinské jednotky, vzorek NN6, lokalita Krokávka, vlevo: v procházejícím světle, vpravo: ve zkřížených nikolech, kde je dobře patrná mikrostruktura křemene v zámcích vrás.

Deformační stavby  $S_{A1}$  a  $S_{A2}$  jsou jak v ochtinské, tak i v gemerské jednotce následně vrásněny a nastrmeny deformací  $D_{A3}$  (obr. 17, 18 a 23). Stavba  $S_{A3}$  se ve studované oblasti projevuje v podobě strmé kliváže (obr. 23) velmi nízkého metamorfního stupně (tvoří ji minerály chlorit a sericit), zapadající k jihu v blízkosti kontaktu obou jednotek, nebo jako osní roviny vrás s horizontálními osními rovinami s V-Z trendem, stavba  $S_{A3}$  je doprovázena V-Z orientovanou hřbítkovou lineací na plochách  $S_{A2}$ .



Obr. 23: Stavby v ochtinské jednotce. Vlevo: stavba  $S_{A1}$  izoklinálně vrásněna stavbou  $S_{A2}$  ve fylitech ochtinské jednotky, lokalita NN150, Poproč, vpravo: strmá stavba  $S_{A3}$  ve fylitech ochtinské jednotky, lokalita NN159, skalní hřbet v obci Hrančiarová Ves.

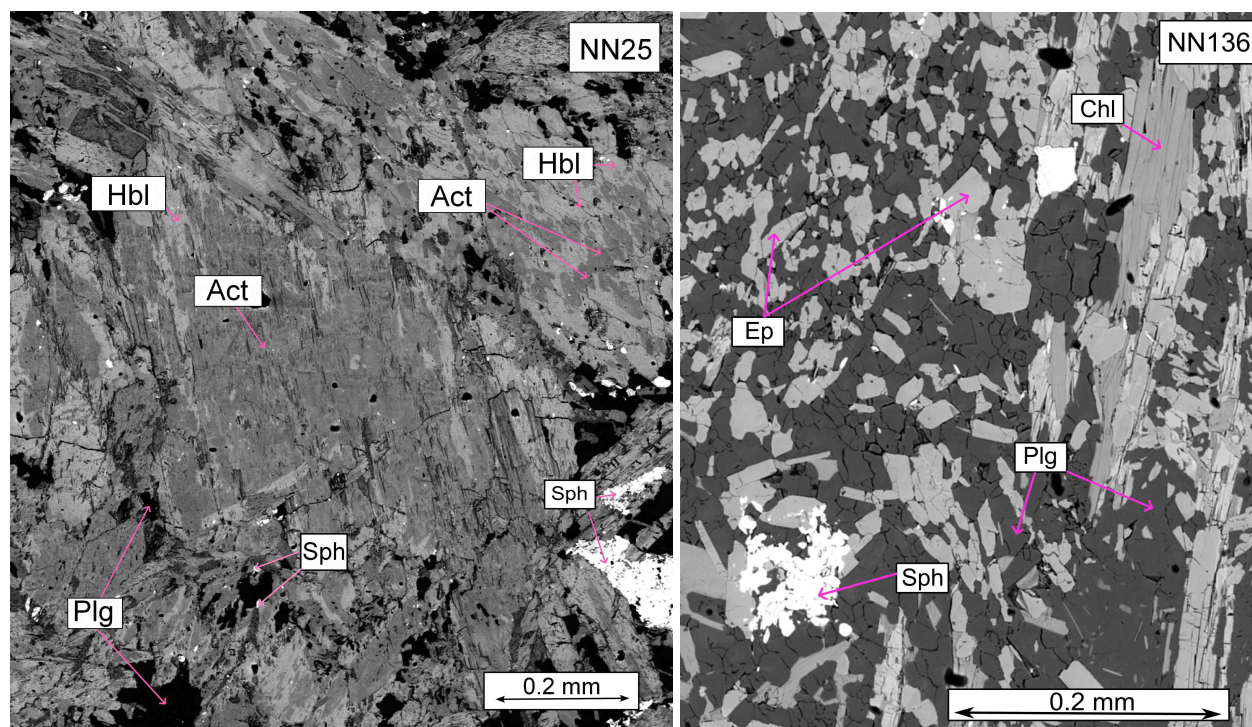
V celé oblasti můžeme pozorovat pozdní přetištění výrazně anizotropních litologií hřbítkovou lineací  $L_4$  S-J průběhu (obr. 19). Lineaci  $L_4$  tvoří jak hřbítková lineace, tak osy vrás menšího měřítká, které naznačují pozdní V-Z zkrácení celé oblasti, které však výrazně nemodifikuje předchozí strukturní obraz, a není tudíž pro tuto práci významné.

## 5. Chemismus vybraných minerálů

Pro detailní studium byly vybrány následující horniny: (1) amfibolity ochtinské jednotky, (2) chloritoidové břidlice ochtinské jednotky, (3) břidlice hladomorné série, (4) svory veporské jednotky a (5) metagranitoidy veporské jednotky. Vzorky hornin byly analyzovány SEM TESCAN Vega, EDS detektorem X-Max50 (Oxford Inst., PřF UK), elektronovou mikrosondou CAMECA SX100 PřF (MU a ČGS, Brno) a SEM CAMSCAN CS3400, EDS detektorem Link ISIS Oxford Inst., ČGS, Praha – Barrandov). Přehled kompletních chemických analýz všech minerálů je v příloze B – Chemické analýzy.

### 5.1 Amfibolity ochtinské jednotky

V ochtinské jednotce se nachází ojedinělé čočky amfibolitů. Amfibolity z různých výchozů se navzájem neliší svým minerálním složením, pozorujeme pouze rozdíly v jejich zrnitosti. Pro detailní analýzu byly zvoleny hrubozrnnější vzorky NN25 (tab. 1) a NN136 (tab. 2) a jemnozrnnější vzorek NN57 (tab. 2). Na základě mikroskopického pozorování a strukturálních pozic rozlišujeme v horninách 3 minerální asociace.



Obr. 24: BSE snímky amfibolitů, vlevo: dvougenerační amfibol s aktinolitickými jádry a hornblendovými lemy ze vzorku NN25, vpravo: doména tvořená převážně epidotem a plagioklasem ze vzorku NN136.

Nejstarší minerální asociace ( $M_1$ ) je charakterizována relikty amfibolů aktinolitického složení (obr. 24) v jádrech porfyroblastů. Minerální asociaci ( $M_2$ ) představují minerály hornblend, který tvoří lemy jader aktinolitického složení (obr. 24), oligoklas, titanit a epidot. Nejmladší minerální asociací ( $M_3$ ), kterou můžeme v horninách rozlišit, je chlorit a albit. Amfiboly se v horninách vyskytují v podobě větších zonálních porfyroblastů. Plagioklas a epidot se vyskytují v doménách (obr. 24).

NN25									
Minerál	Act	Act	Hbl	Hbl	Plg(I)	Plg(II)	Ep	Sph	Chl
SiO <sub>2</sub>	53.865	53.938	42.312	42.847	68.001	65.860	37.787	30.897	25.921
TiO <sub>2</sub>	0.029	0.000	0.342	0.315			0.130	38.614	0.053
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.021							0.028	0.047
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.801	1.778	15.818	13.699	19.886	21.443	26.737	1.389	20.798
FeO	13.746	13.423	17.384	18.232			7.494	0.231	25.330
MnO	0.260	0.267	0.277	0.257			0.126	0.067	0.303
NiO	0.018		0.017					0.008	0.052
MgO	14.977	14.537	7.506	7.788			0.210	0.002	15.157
CaO	12.572	12.803	11.869	11.965	0.405	2.382	23.445	29.389	0.090
Na <sub>2</sub> O	0.256	0.203	1.722	1.427	11.281	10.164	0.031		0.013
K <sub>2</sub> O	0.065	0.000	0.398	0.419	0.114	0.098	0.000		0.069
F	0.050		0.021						
Cl	0.002		0.010						
Suma hm.%	97.662	96.949	97.676	96.949	99.686	99.948	95.960	100.625	87.833
Si	7.803	7.865	6.353	6.484	2.836	2.978	3.009		2.734
Ti	0.003	0.000	0.039	0.036			0.014		0.004
Cr	0.002	0.000		0.000					0.004
Al	0.308	0.306	2.800	2.444	1.158	1.006	2.406		2.586
Fe <sup>3+</sup>	0.000	0.000	0.000	0.017	0.004	0.004	0.516		0.000
Fe <sup>2+</sup>	1.665	1.637	2.183	2.290	0.000	0.000	0.000		2.234
Mn	0.032	0.033	0.035	0.033			0.006		0.027
Mg	3.234	3.159	1.680	1.757			0.002		2.383
Ca	1.951	2.000	1.909	1.940	0.151	0.016	2.045		0.010
Na	0.072	0.057	0.501	0.419	0.847	0.992	0.000		0.003
K	0.012	0.000	0.076	0.081	0.003	0.004			0.009
H	1.977	2.000	1.987	2.000					
F	0.023	0.000	0.010	0.000					
Cl	0.000	0.000	0.003	0.000					
Al <sup>IV</sup>	0.197	0.135	1.647	1.516					
Al <sup>VI</sup>	0.055	0.086	0.577	0.464					
xMg	0.660	0.659	0.435	0.434					0.516
CaAl <sub>2</sub> Si <sub>2</sub> O <sub>8</sub> (An)					0.151	0.016			
NaAlSi <sub>3</sub> O <sub>8</sub> (Ab)					0.846	0.980			
KAlSi <sub>3</sub> O <sub>8</sub>					0.003	0.004			
xFe							0.177		

Tab. 1: Tabulka reprezentativních chemických analýz a jejich přepočty na kationty ze vzorku NN25. Hodnoty jsou uvedeny v hmotnostních procentech. Strukturální vzorec amfibolu byl normalizován na 23 kyslíků, plagioklasu na 8 kyslíků, epidotu na 12.5 kyslíku a chloritu na 14 kyslíků, hodnoty složení jsou uvedeny v jednotkách p.f.u.

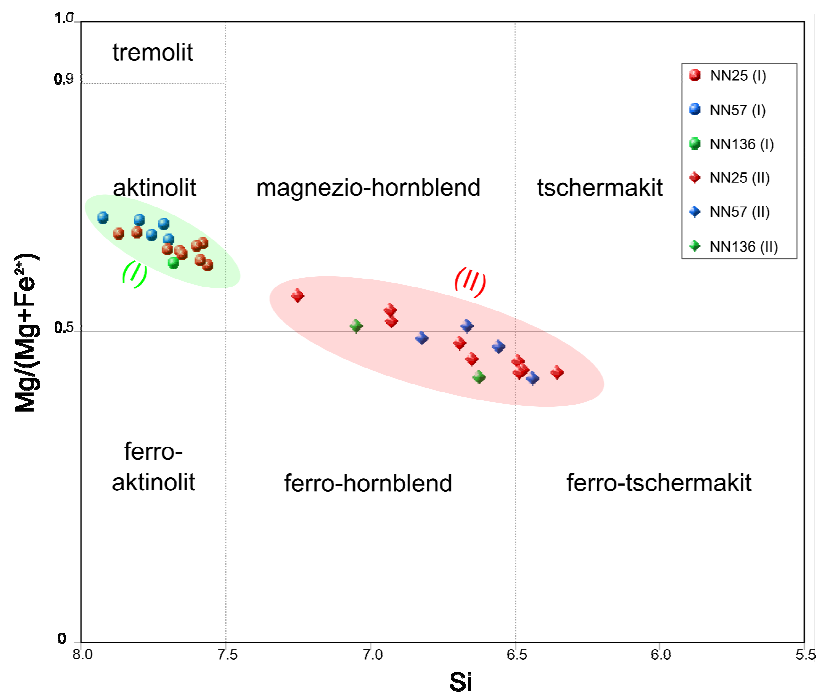


Vzorek Minerál	NN57	NN57	NN57	NN57	NN57	NN136	NN136	NN136	NN136	NN136
	Act	Hbl	Plg(I)	Plg(II)	Ep	Act	Hbl	Plg(I)	Ep	Chl
SiO <sub>2</sub>	53.877	43.140	66.196	68.110	38.295	51.566	43.057	64.273	37.274	24.719
TiO <sub>2</sub>	0.002	0.286					0.229		0.000	0.000
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.340	0.528				0.261	0.455			0.000
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.681	12.831	20.727	19.496	27.686	3.216	13.028	22.263	27.128	20.361
FeO	12.905	16.677	0.490		7.871	14.731	18.092	0.120	6.795	24.466
MnO	0.242	0.250				0.276			0.245	0.240
NiO	0.000	0.041								0.000
MgO	15.106	8.484				12.942	7.522			14.221
CaO	13.097	12.125	2.603	0.185	24.360	12.470	11.467	3.196	23.594	0.000
Na <sub>2</sub> O	0.148	1.551	10.283	11.510		0.338	1.185	9.906		0.000
K <sub>2</sub> O	0.060	0.369	0.100	0.102		0.107	0.403	0.059		0.000
F	0.000	0.021								
Cl	0.000	0.010								
Suma hm.%	97.458	96.313	100.399	99.403	98.212	95.908	95.439	99.818	95.037	84.007
Si	7.795	6.555	2.906	2.994	2.980	7.676	6.619	2.901	2.958	2.681
Ti	0.000	0.033			0.003	0.000	0.026		0.009	0.004
Cr	0.039	0.063				0.031	0.055			0.003
Al	0.287	2.298	1.073	1.010	2.404	0.564	2.361	1.113	2.432	2.627
Fe <sup>3+</sup>	0.031	0.000	0.000	0.000	0.541	0.000	0.000	0.000	0.544	0.009
Fe <sup>2+</sup>	1.531	2.119	0.018	0.000	0.000	1.834	2.326	0.000	0.000	2.179
Mn	0.030	0.032			0.004	0.035	0.000		0.004	0.027
Mg	3.258	1.921			0.001	2.872	1.724		0.000	2.449
Ca	2.030	1.974	0.122	0.009	2.066	1.989	1.889	0.112	2.052	0.005
Na	0.042	0.457	0.875	0.981	0.001	0.098	0.353	0.868	0.000	0.006
K	0.011	0.072	0.006	0.006		0.020	0.079	0.005		0.004
H	2.000	1.987				2.000	2.000			
F	0.000	0.010				0.000	0.000			
Cl	0.000	0.003				0.000	0.000			
Al <sup>IV</sup>	0.205	1.445				0.324	1.381			
Al <sup>VI</sup>	0.041	0.427				0.121	0.490			
xMg	0.680	0.476	0.122	0.009		0.610	0.426			0.529
CaAl <sub>2</sub> Si <sub>2</sub> O <sub>8</sub> (An)			0.872	0.986				0.114		
NaAlSi <sub>3</sub> O <sub>8</sub> (Ab)			0.006	0.006				0.880		
KAlSi <sub>3</sub> O <sub>8</sub>					0.184			0.006		
xFe									0.183	

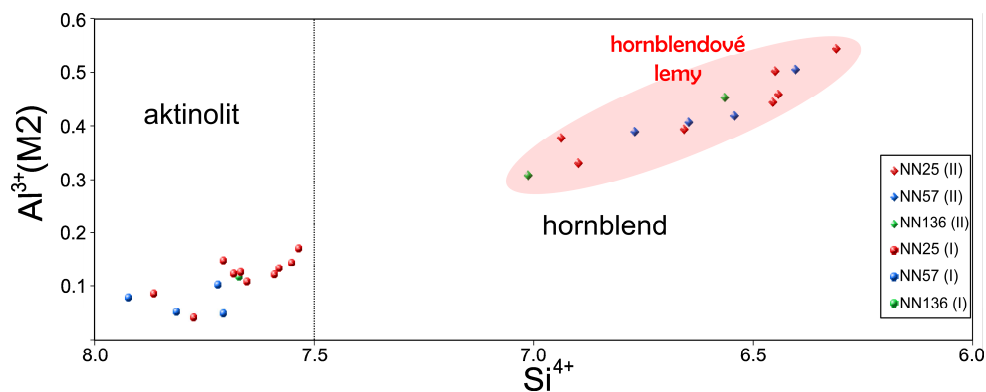
Tab. 2: Tabulka reprezentativních chemických analýz a jejich přepočty na kationty pro vzorky NN57 a NN136. Hodnoty jsou uvedeny v hmotnostních procentech. Strukturální vzorec amfibolu byl normalizován na 23 kyslíků, plagioklasu na 8 kyslíků, epidotu na 12.5 kyslíku a chloritu na 14 kyslíků, hodnoty složení jsou uvedeny v jednotkách p.f.u.

## Amfibol

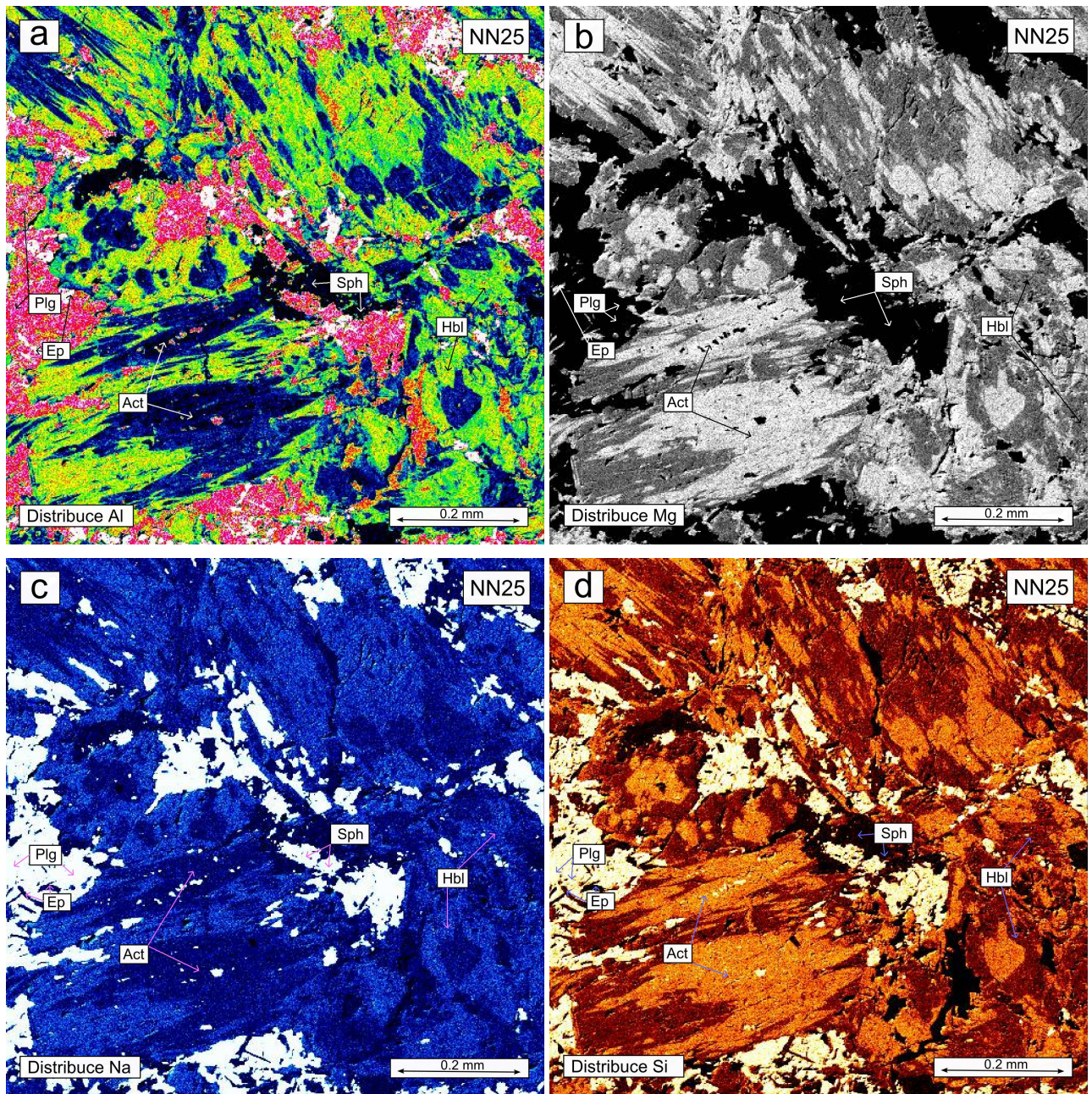
Amfiboly tvoří ve studovaných horninách zonální porfyroblasty o rozměrech 0.2-1 mm a mohou obsahovat uzavřeniny titanitu a křemene. Jádra amfibolů (I) mají aktinolitické složení (obr. 25, 26 a 27), zatímco lemy amfibolů (II) jsou hornblendového složení (obr. 25, 26 a 27). Kontrastní složení jader a lemů je dobře patrné z distribučních map vybraných prvků (obr. 27). Hodnota Si se v aktinolitech pohybuje v rozmezí 7.56-7.92 p.f.u. (per formula unit), v hornblendech mezi 6.3-6.9 p.f.u. (obr. 25 a 26). Hodnota Al(M2)–pozice hliníku ve strukturním vzorci amfibolu na pozici M2 ( $Al(M2) = [(Si + Al^{total}) - 8] / 2$ ) dosahuje v aktinolitech hodnot 0.05-0.16, v hornblendech 0.34-0.57 p.f.u. (obr. 26). Hodnota  $xMg$  ( $xMg = Mg / (Mg + Fe^{2+})$ ) se v aktinolitech pohybuje v rozmezí 0.63-0.68, v hornblendech 0.43-0.55 (obr. 25).



Obr. 25: Diagram klasifikace studovaných Ca-klinoamfibolů podle IMA (Leake a kol., 1997), hodnoty Si jsou uvedené v jednotkách p.f.u.



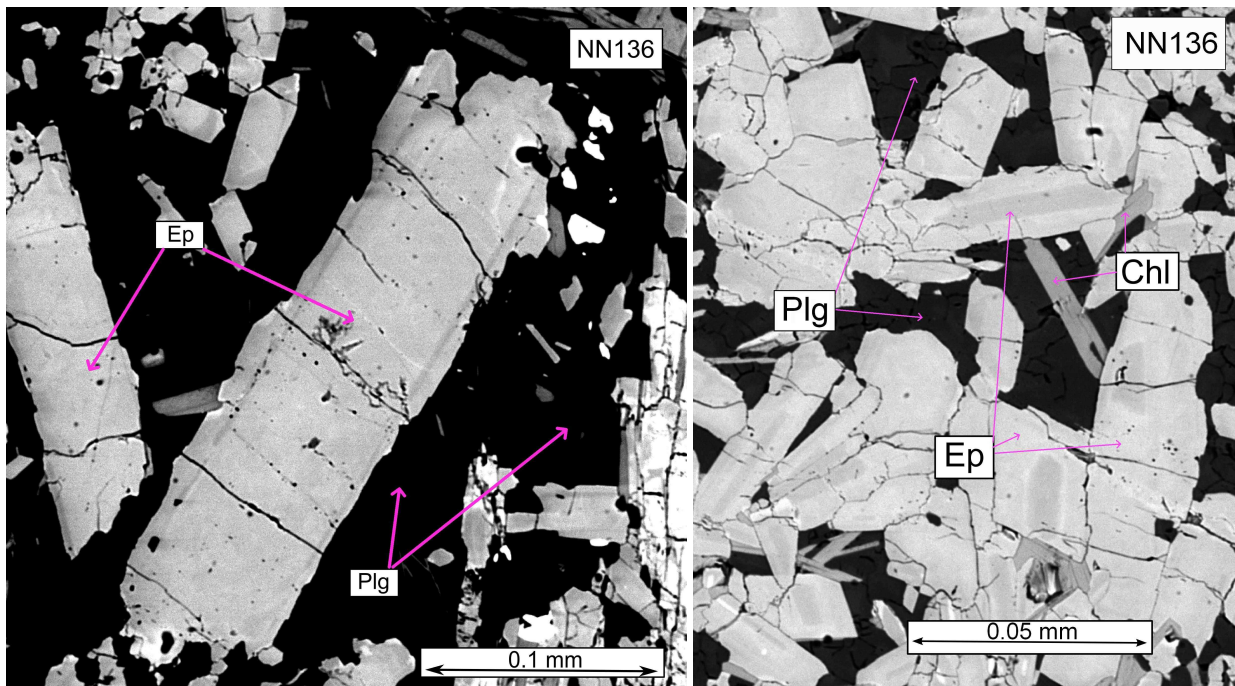
Obr. 26: Obsahy hliníku na pozici M2 ve strukturním vzorci amfibolu a obsahy křemíku, hodnoty Si jsou uvedené v jednotkách p.f.u.



Obr. 27: Distribuční mapy - zonalita porfyroblastů amfibolu, a: distribuce hliníku, b: distribuce hořčíku, c: distribuce sodíku a d: distribuce křemíku ve vzorku NN25.

## Epidot

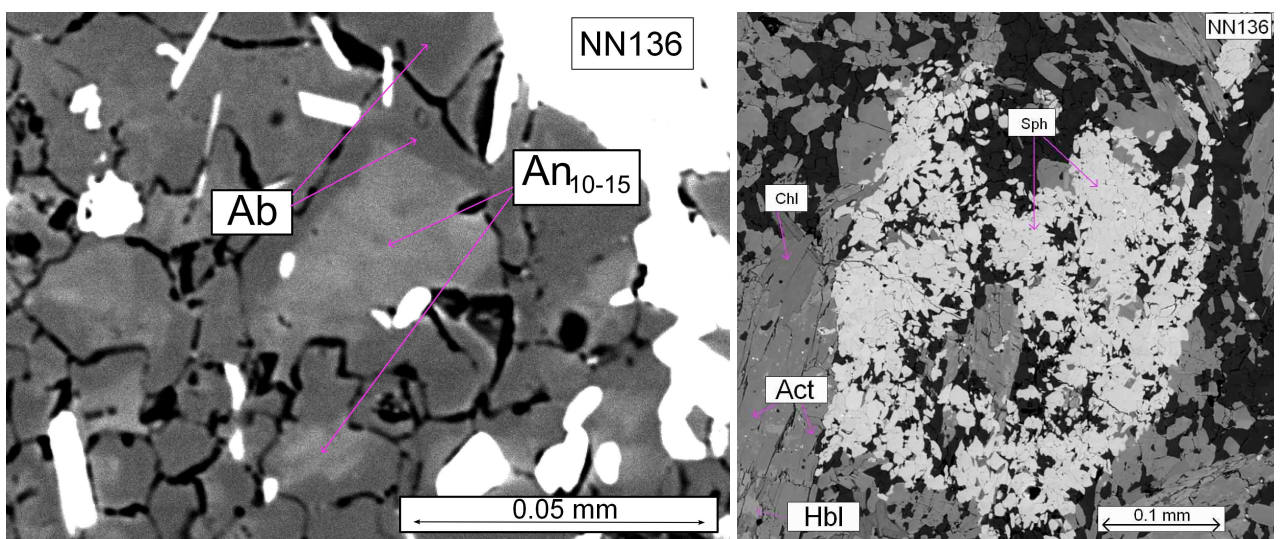
Epidoty tvoří v amfibolitech drobné zonální vyrostlice (obr. 28), které se vyskytují v doménách společně s plagioklasem. Z obsahu železa v epidotech je patrný větší rozptýl složení mezi koncovými členy epidotem a klinozoisitem. Hodnota  $x\text{Fe}^{3+}$  ( $x\text{Fe}^{3+} = \text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{3+} + \text{Al}^{3+})$ ) se v epidotech pohybuje mezi 0.13-0.2.



Obr. 28: BSE snímky ze vzorku NN136, vlevo: vyrostlice epidotu, vpravo: doména plagioklasu a epidotu s oscilační zonalitou.

## Plagioklas

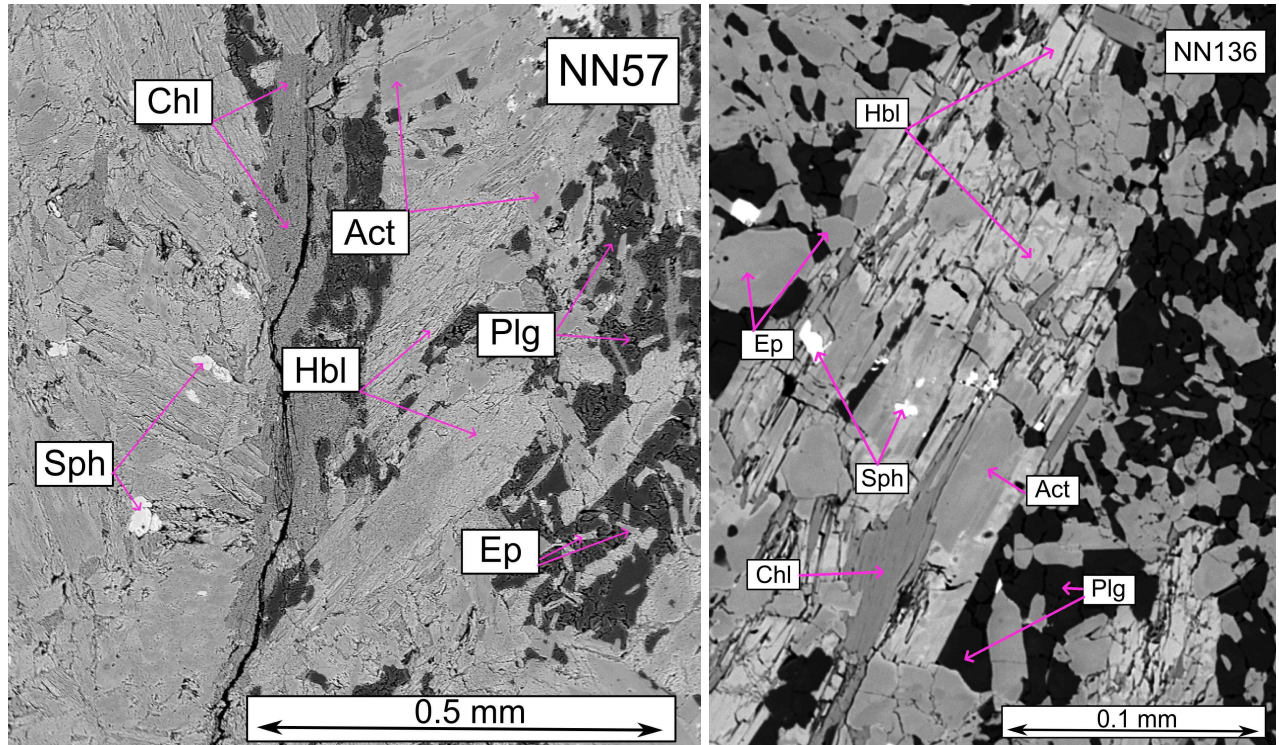
Plagioklas nacházíme společně s epidotem v matrix. Na některých zrnech je patrná zonálnost plagioklasů, kdy v jádrech mohou mít plagioklas 10-15 % anortitové komponenty (obr. 29), zatímco okraje jsou albitického složení (pouze 0-5 % anortitové komponenty). Albity se zároveň vyskytují v matrix v podobě rekrystalizovaných zrn.



Obr. 28: BSE snímky ze vzorku NN136, vlevo: plagioklas s jádrem oligoklasového složení s albitickými lemy, vpravo: rekrystalizovaný titanit.

## Titanit

Titanit je v amfibolitech zastoupen ve dvou generacích. Vzácně můžeme najít drobné vyrostlice starších titanitů, mladší titanity jsou rekrystalizované (obr. 28), popřípadě tvoří inkluze (obr. 29) v amfibolech.



Obr. 29: BSE snímky, vlevo: chlorit vyplňující frakturu ve vzorku NN57, vpravo: chlorit, epidotem a titanit přerůstající amfibol ve vzorku NN136.

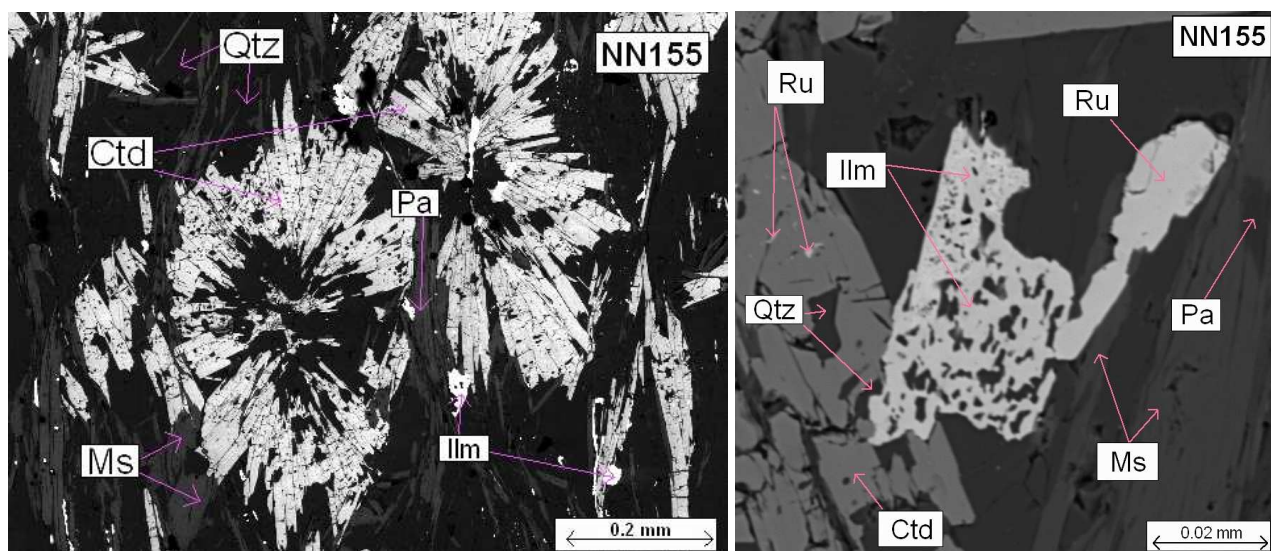
## Chlorit

Chlority tvoří pozdní minerální fázi a v horninách jsou zastoupeny v matrix, rostou na úkor amfibolu (obr. 29) nebo vyplňují fraktury (obr. 29). Hodnota xMg se v chloritech pohybuje v rozmezí 0.50-0.54.

## 5.2 Chloritoidové břidlice ochtinské jednotky

V ochtinské jednotce se chloritoidové břidlice vyskytují pouze vzácně. Pro detailní analýzu byl vybrán vzorek NN155 (tab. 3) z ochtinské jednotky. Horninu tvoří minerály chloritoid, chlorit, muskovit, paragonit, rutil, křemen, ilmenit a hematit (obr. 30). V horninách můžeme pozorovat kompoziční páskování, které představují chloritoidem bohatší a chudší domény (obr. 30) a domény, které zahrnují převážně křemen a chlorit (obr. 31). Na základě mikroskopického pozorování byla

minerální asociace chloritoid, chlorit, muskovit, paragonit, rutil a křemen určena jako metamorfní. Metamorfní foliace je definována převážně světlými slídkami a chloritem.



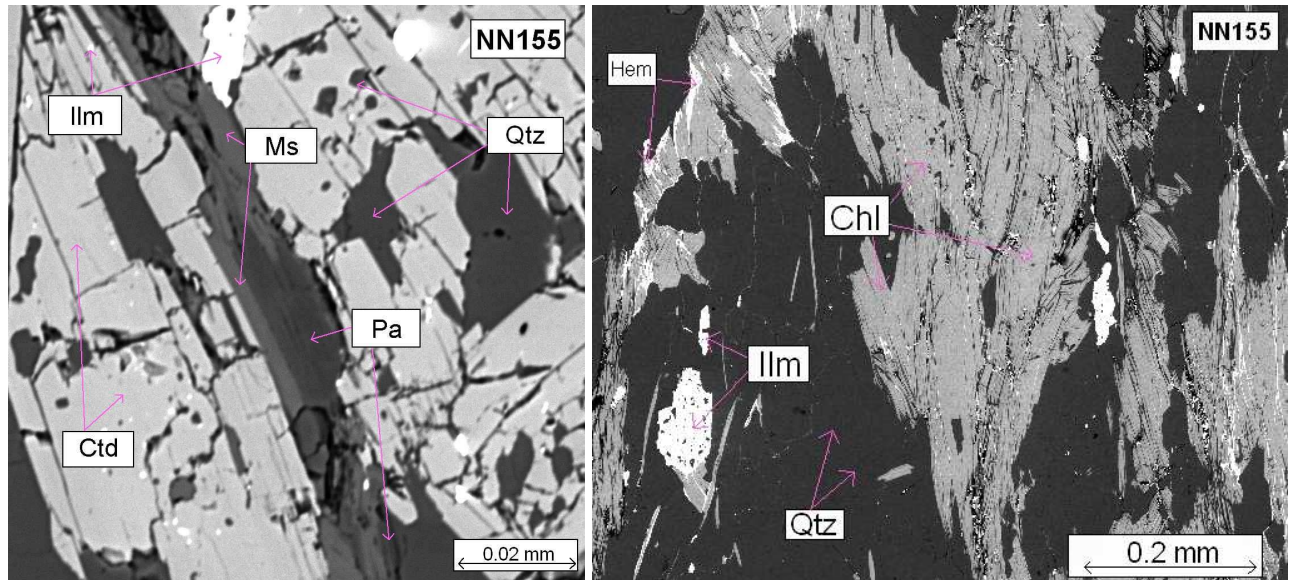
Obr. 30: BSE snímky vzorku NN155, vlevo: papršcité agregáty chloritoidu dosahující velikosti 0.5-1 mm, vpravo: inkluze rutilu a křemene v chloritoidu a vzájemná pozice rutilu a ilmenitu.

Minerál	Ctd	Ctd	Chl	Chl	Ms	Ms	Pa	Pa
SiO <sub>2</sub>	23.426	23.434	23.773	25.023	45.326	45.022	45.295	46.526
TiO <sub>2</sub>					0.236	0.271	0.069	0.019
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	40.203	40.334	21.962	22.901	37.200	36.193	40.265	40.821
FeO	25.237	25.218	30.885	31.229	0.997	1.113	0.515	0.366
MnO	0.253	0.372	0.272					
MgO	2.261	2.209	10.822	11.243	0.319	0.419	0.022	0.006
CaO			0.000	0.000			0.309	0.218
Na <sub>2</sub> O			0.000	0.000	1.785	1.332	6.743	6.977
K <sub>2</sub> O			0.000	0.000	8.551	8.719	1.350	1.177
Suma hm. %	91.380	91.566	87.713	90.396	94.414	93.068	94.570	96.110
Si	1.962	1.960	2.588	2.637	3.021	3.055	2.925	2.954
Ti					0.012	0.014	0.003	0.001
Al	3.970	3.976	2.819	2.845	2.922	2.895	3.065	3.056
Fe <sup>3+</sup>	0.106	0.105	0.005	0.000			0.028	0.000
Fe <sup>2+</sup>	1.662	1.658	2.807	2.752	0.056	0.063	0.000	0.019
Mn	0.018	0.026	0.025	0.000				
Mg	0.282	0.275	1.756	1.766	0.032	0.042	0.002	0.001
Ca			0.000	0.000			0.021	0.015
Na			0.000	0.000	0.231	0.175	0.844	0.859
K			0.000	0.000	0.727	0.755	0.111	0.095
xMg(Fe <sup>2+</sup> )	0.090	0.088	0.385	0.391				

Tab. 3: Tabulka reprezentativních chemických analýz a jejich přepočty na kationty pro vzorek NN155. Hodnoty jsou uvedeny v hmotnostních procentech. Strukturální vzorec chloritoidu byl normalizován na 12 kyslíků, chloritu na 14 kyslíků a světlých slídků na 11 kyslíků, hodnoty složení jsou uvedeny v jednotkách p.f.u.

## Chloritoid

Chloritoid tvoří v horninách paprscité agregáty (obr. 30) a není výrazně zonální. Chloritoidy často obsahují inkluze křemene, rutilu a ilmenitu (obr. 30 a 31). Chloritoidy ve studované hornině mají stálé chemické složení a hodnota  $x\text{Fe}^{2+}$  ( $x\text{Fe}^{2+} = \text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+} + \text{Mg})$ ) se pohybuje v rozmezí 0.91-0.92 (tab. 3).



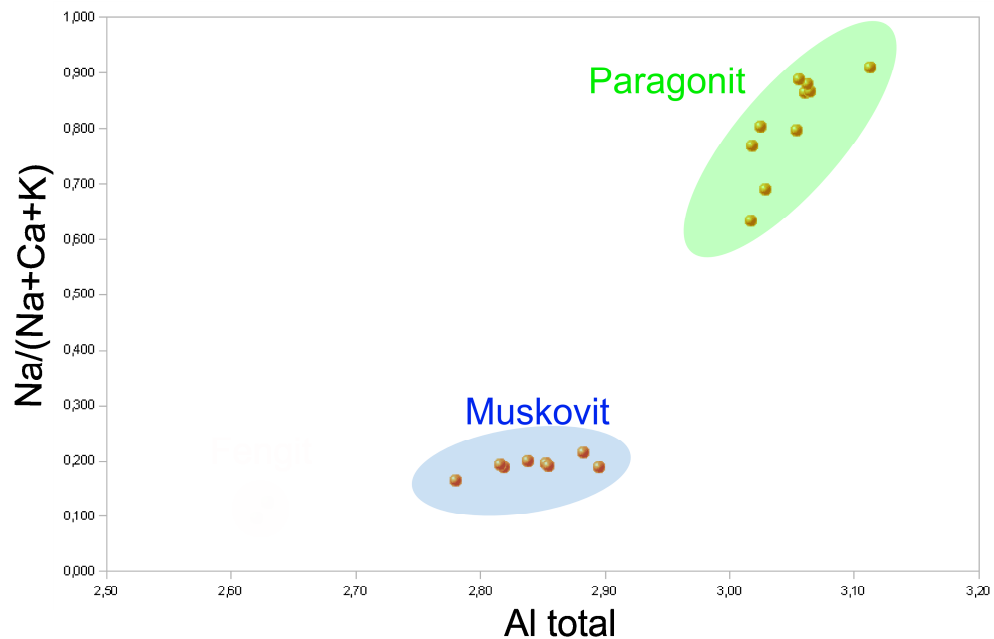
Obr. 31: BSE snímky vzorku NN155, vlevo: vzájemná pozice muskovitu a paragonitu (paragonit se nachází uvnitř zrna muskovitu), inkluze křemene v chloritoidu, vpravo: doména křemene a chloritu.

## Chlorit

Chlorit se v hornině vyskytuje převážně v chlorit-křemenných doménách. Vytváří tabulární zrna, která definují metamorfní foliaci (obr. 31) a obvykle mají velikost do 1 mm v průměru. Průměrná hodnota  $x\text{Mg}$  se v chloritech nachází v intervalu 0.385-0.398. Chlority obsahují inkluze ilmenitu a hematitu (obr. 31).

## Světlé slídy

Světlé slídy jsou zastoupeny muskovitem a paragonitem. Muskovit tvoří v hornině shluky drobných tabulárních zrn, které jsou přítomny hlavně v doménách s chloritoidem. Uvnitř těchto muskovitických agregátů se nachází paragonit (obr. 31). Hodnota Na se v muskovitech pohybuje v rozmezí 0.1-0.2 p.f.u., v paragonitech 0.65-0.90 p.f.u. (obr. 32). Hodnota Si se v průměru pohybuje mezi 3.02-3.06 p.f.u., v paragonitu od 2.9 do 3.01 p.f.u.



Obr. 32: Diagram klasifikace světlých slíd ve vzorku NN155 na základě obsahu hliníku a sodíku. Hodnoty jsou uvedené v jednotkách p.f.u.

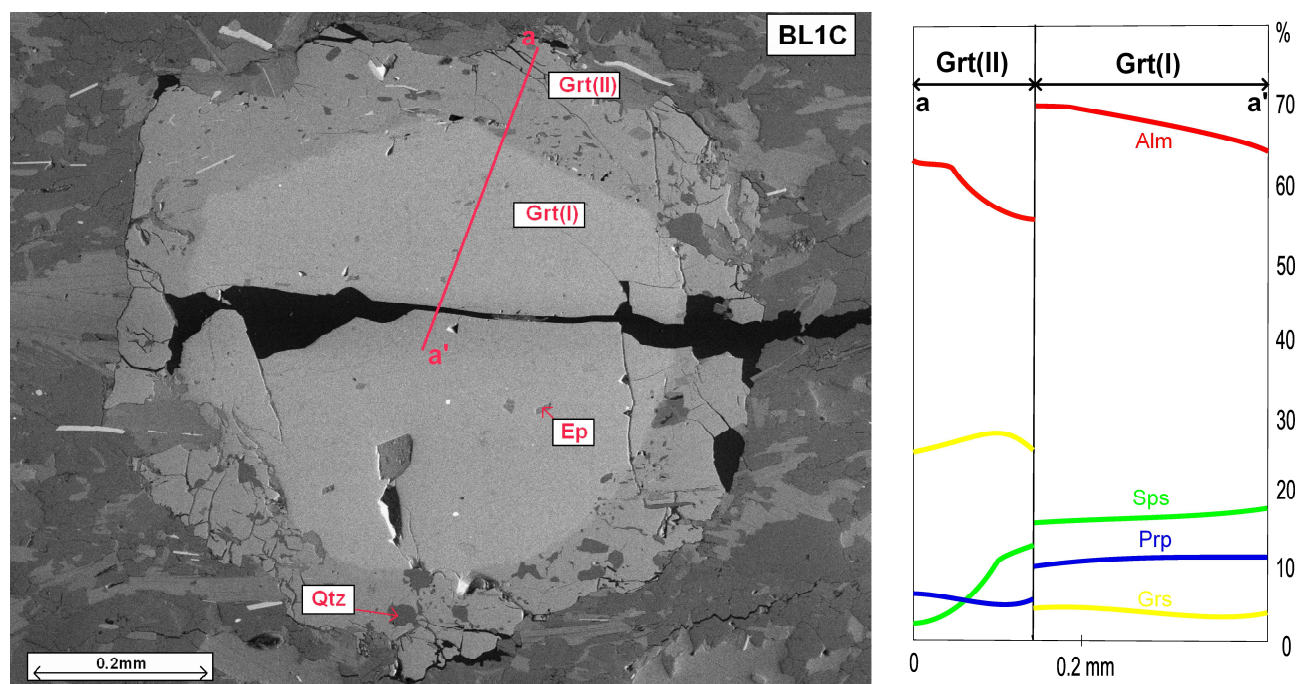
### 5.3 Břidlice hladomorné série

Břidlice hladomorné série vystupují hojně na celém studovaném území. Mikroskopickým pozorováním je možné v horninách rozlišit dvě minerální asociace. Starší minerální asociace  $M_1$  je reprezentována granátem (I), biotitem (I), muskovitem (I) a plagioklasem. Mladší asociace  $M_2$  je pak tvořena granátem (II), biotitem (II), muskovitem (II) a chloritem. Za účelem datování bylo provedeno detailnější studium granátu ze vzorku BL1C.

#### Granát

Ve vzorku BL1 tvoří granát dvě generace almandinového složení, které je možno velice dobře rozlišit mikroskopickým pozorováním. Porfyroblasty starších granátů (I) jsou lemované granátem (II, obr. 33) se zřetelně větším množstvím opakních inkluzí. Granáty obsahují inkluze epidotu, křemene a světlých slíd. Chemickým složením odpovídají studované granáty almandinu s různými podíly pyropové, spessartinové a grossulárové komponenty. Jádra granátů mají obvykle zonální složení směrem do středu granátu  $Alm_{0,7 \rightarrow 0,65}Prp_{0,09 \rightarrow 0,11}Sps_{0,12 \rightarrow 0,16}Grs_{0,3 \rightarrow 0,7}$ , zatímco lemy mají obvyklé složení směrem do středu granátu  $Alm_{0,62 \rightarrow 0,55}Prp_{0,07 \rightarrow 0,04}Grs_{0,21 \rightarrow 0,28}Sps_{0,02 \rightarrow 0,12}$  (obr. 33 a tab. 4). Hodnota  $xFe^{2+}$  u jader (0,68-0,71) i lemů (0,56-0,66) klesá směrem do středu granátů (tab. 4).





Obr. 33: BSE snímek a kompoziční profil granátem ze vzorku BL1C.

Typ	BL1C	okraj Grt(II)	→ Grt(II)	Grt(I)	střed Grt(I)
SiO <sub>2</sub>		38.166	38.316	37.091	37.363
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		21.039	20.971	20.623	20.789
FeO		29.448	29.148	30.891	29.910
MnO		0.963	1.655	6.941	7.446
MgO		1.601	1.404	2.798	2.745
CaO		9.089	9.389	1.168	1.277
Suma hm. %		100.304	100.882	99.513	99.529
Si		3.037	3.036	3.012	3.030
Al		1.974	1.959	1.974	1.987
Fe <sup>3+</sup>		0.000	0.000	0.003	0.000
Fe <sup>2+</sup>		1.960	1.931	2.094	2.028
Mn		0.065	0.111	0.477	0.511
Mg		0.190	0.166	0.339	0.332
Ca		0.775	0.797	0.102	0.111
xFe <sup>2+</sup>		0.656	0.643	0.695	0.680
Mg <sub>3</sub> Al <sub>2</sub> Si <sub>3</sub> O <sub>12</sub> (pyrop)		0.060	0.053	0.111	0.106
Fe <sub>3</sub> Al <sub>2</sub> Si <sub>3</sub> O <sub>12</sub> (almandin)		0.621	0.613	0.686	0.649
Ca <sub>3</sub> Al <sub>2</sub> Si <sub>3</sub> O <sub>12</sub> (grossulár)		0.245	0.253	0.033	0.035

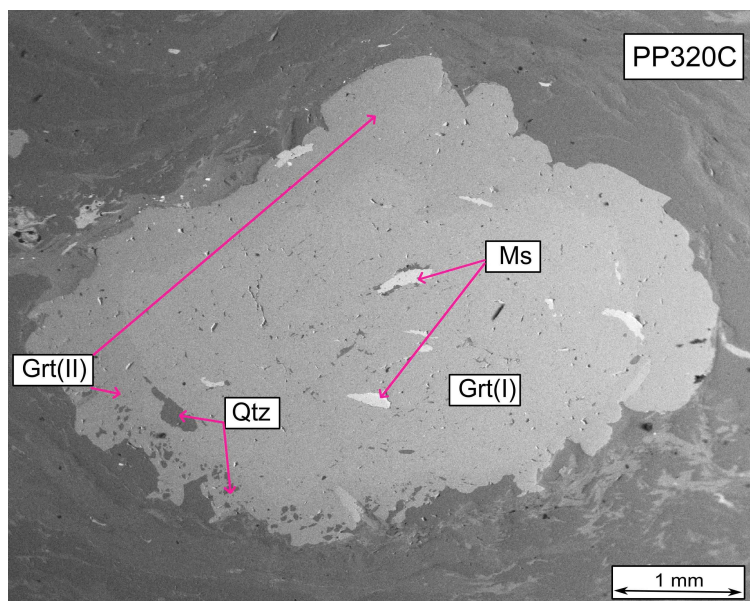
Tab. 4: Tabulka reprezentativních chemických analýz granátu (I) a granátu (II) ze vzorku BL1C, hodnoty jsou uvedeny v hmotnostních procentech. Složení granátu je normalizováno na 8 kyslíků, hodnoty složení jsou uvedeny v jednotkách p.f.u.

## 5.4 Svory veporské jednotky

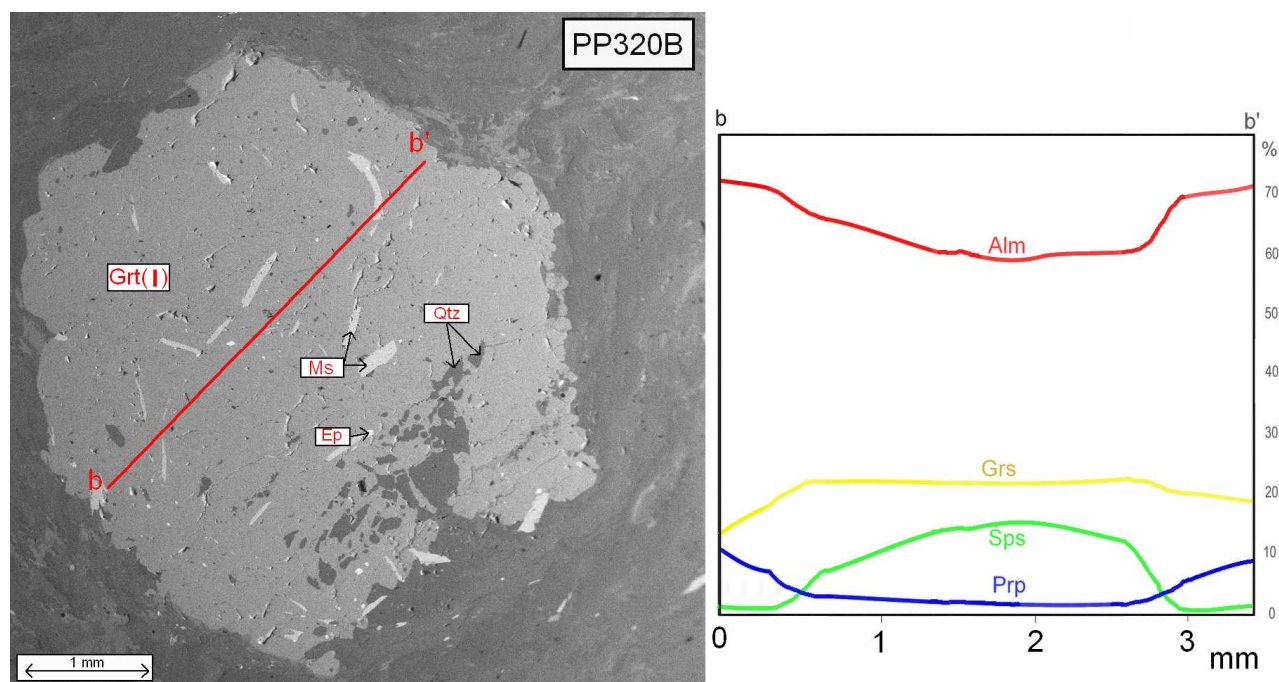
Ve veporském fundamentu vystupují svory hronského komplexu, které mají porfyroblastickou strukturu s velkými vyrostlicemi granátů. Mikroskopickým pozorováním můžeme v horninách rozlišit dvě minerální asociace. Starší ( $M_1$ ) je představována reliktly porfyroblastů granátu (I), tmavě hnědými tabulárními zrny biotitu (I) a tabulárním muskovitem (I). Asociace  $M_2$  pak zahrnuje granátické lemy (II) porfyroblastů granátu (I), nebo granát není vůbec přítomen, dále zahrnuje tato asociace světle hnědá xenoblastická zrna biotitu (II) a jemnozrnný muskovit (II). Za účelem datování bylo provedeno detailní studium granátů ve vzorcích PP320A, PP320B a PP320C.

### Granát

Ve svorech mohou být porfyroblasty granátu dosahující 1-2 cm v průměru. Mikroskopickým pozorováním můžeme odlišit v některých vzorcích reliktly starších granátů (I, obr. 34) od mladších granátů (II, obr. 34 a 35) s menším množstvím inkluzí muskovitu a větším množstvím inkluzí křemene (obr. 34). Granáty také často obsahují inkluze epidotu. Pro detailní studium byl zvolen vzorek PP320B, který obsahuje starší granát (I). Granát (I) ve vzorku PP320B bývá jen velmi zřídka lemován granátem (II) a šířka těchto lemů dosahuje maximálně 0.1-0.2 mm. Složení granátu (I) odpovídá almandinu s různými podíly grossulárové, spessartinové a pyropové komponenty. Granát (I) má typickou zonalitu směrem do středu  $\text{Alm}_{0.73 \rightarrow 0.59} \text{Prp}_{0.10 \rightarrow 0.02} \text{Grs}_{0.12 \rightarrow 0.23} \text{Sps}_{0.01 \rightarrow 0.14}$  (obr. 35 a tab. 5) a hodnota  $x\text{Fe}^{2+}$  směrem do středu klesá (tab. 5).



Obr. 34: BSE snímek granátu (I) lemovaného granátem (II) ve vzorku PP320C.



Obr. 35: BSE snímek a kompoziční profil granátem (I) ze vzorku PP320B.

PP320B	okraj	→	střed	
SiO <sub>2</sub>	37.619	37.918	36.912	37.195
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20.713	20.749	20.403	20.266
FeO	33.631	32.819	30.501	28.731
MnO	0.492	0.435	3.004	5.327
MgO	2.783	1.700	0.830	0.434
CaO	4.403	7.224	7.598	8.098
Suma hm. %	99.642	100.847	99.249	100.051
Si	3.026	3.019	3.001	3.007
Al	1.964	1.948	1.956	1.932
Fe <sup>3+</sup>	0.000	0.013	0.042	0.054
Fe <sup>2+</sup>	2.262	2.172	2.032	1.889
Mn	0.034	0.029	0.207	0.365
Mg	0.334	0.202	0.101	0.052
Ca	0.380	0.616	0.662	0.702
xFe <sup>2+</sup>	0.752	0.719	0.677	0.628
Mg <sub>3</sub> Al <sub>2</sub> Si <sub>3</sub> O <sub>12</sub> (pyrop)	0.107	0.065	0.033	0.017
Fe <sub>3</sub> Al <sub>2</sub> Si <sub>3</sub> O <sub>12</sub> (almandin)	0.728	0.701	0.662	0.607
Ca <sub>3</sub> Al <sub>2</sub> Si <sub>3</sub> O <sub>12</sub> (grossulár)	0.122	0.199	0.216	0.225
Mn <sub>3</sub> Al <sub>2</sub> Si <sub>3</sub> O <sub>12</sub> (spessartin)	0.011	0.009	0.067	0.117

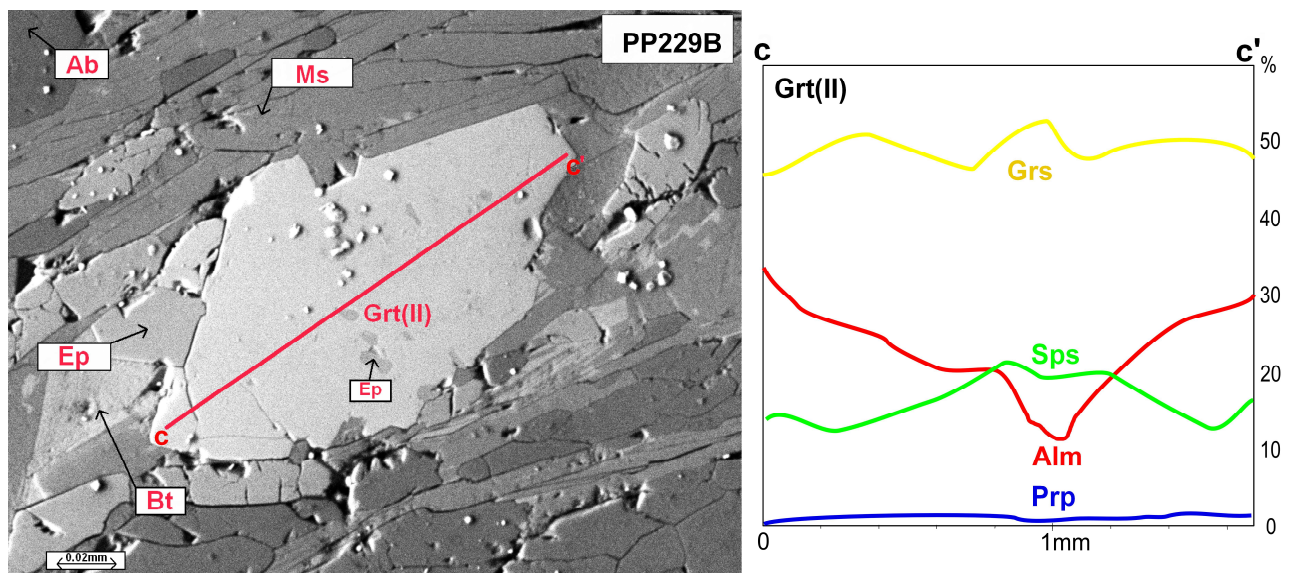
Tab. 5: Tabulka reprezentativních chemických analýz granátu (I) ze vzorku PP320B, hodnoty jsou uvedeny v hmotnostních procentech. Složení granátu je normalizováno na 8 kyslíků, hodnoty složení jsou uvedeny v jednotkách p.f.u.

## 5.5 Metagranitoidy veporské jednotky

Metagranitoidy vystupují ve studovaném území relativně hojně, za účelem datování byl však zvolen vzorek PP229 z centrální části veporské jednotky, protože obsahuje reprezentativní granáty. V metagranitoidu odlišujeme dvě minerální asociace,  $M_1$  je tvořena tabulárním biotitem (I), tabulárním muskovitem (I) a draselným živcem, metamorfní asociaci  $M_2$  tvoří jemnozrnný muskovit (II), xenoblastický biotit (II), granát, chlorit a epidot.

### Granát

Granáty jsou poměrně malé, dosahují maximálně kolem 1 mm v průměru. Ve studované hornině roste granát v metamorfní foliaci (obr. 36). Granáty obsahují velké množství inkluzí epidotu a světlých slídků. Složení studovaných granátů odpovídá grossuláru s různými podíly spessartinové, almandinové a pyropové komponenty. Složení granátů směrem do středu je obvykle  $Grs_{0.45 \rightarrow 0.53} Sps_{0.12 \rightarrow 0.21} Alm_{0.34 \rightarrow 0.11} Prp_{0.00 \rightarrow 0.01}$  (obr. 36 a tab. 6) a směrem do středu klesá hodnota  $xFe^{2+}$  (tab. 6).



Obr. 36: BSE snímek a kompoziční profil granátem ze vzorku PP229B.

PP229A	okraj	→	střed		
SiO <sub>2</sub>	38.080	37.840	37.800	37.230	37.320
TiO <sub>2</sub>	0.080	0.100	0.170	0.160	0.140
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.000	0.000	0.000	0.020	0.000
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20.970	20.910	20.630	20.540	20.640
FeO	15.490	15.440	13.850	11.130	9.440
MnO	7.62	6	8.11	10.38	10.11
NiO	0.02	0	0	0	0
MgO	0.26	0.28	0.22	0.14	0.11
CaO	17.52	19.29	19.25	19.35	21.38
Na <sub>2</sub> O	0.050	0.110	0.060	0.200	0.160
K <sub>2</sub> O	0.1	0.05	0.03	0.21	0.04
Suma hm.%	100.19	100.02	100.12	99.36	99.34
Si	2.997	2.970	2.971	2.941	2.937
Ti	0.005	0.006	0.010	0.010	0.008
Cr	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000
Al	1.945	1.935	1.911	1.913	1.915
Fe <sup>3+</sup>	0.070	0.135	0.140	0.237	0.222
Fe <sup>2+</sup>	0.949	0.879	0.770	0.498	0.399
Mn	0.508	0.399	0.540	0.694	0.674
Ni	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.030	0.033	0.026	0.016	0.013
Ca	1.477	1.622	1.621	1.638	1.803
Na	0.008	0.017	0.009	0.031	0.024
K	0.010	0.005	0.003	0.021	0.004
xFe <sup>2+</sup>	0.318	0.298	0.260	0.173	0.137
Mg <sub>3</sub> Al <sub>2</sub> Si <sub>3</sub> O <sub>12</sub> (pyrop)	0.010	0.010	0.008	0.005	0.004
Fe <sub>3</sub> Al <sub>2</sub> Si <sub>3</sub> O <sub>12</sub> (almandin)	0.304	0.272	0.237	0.144	0.117
Ca <sub>3</sub> Al <sub>2</sub> Si <sub>3</sub> O <sub>12</sub> (grossulár)	0.473	0.501	0.498	0.474	0.528
Mn <sub>3</sub> Al <sub>2</sub> Si <sub>3</sub> O <sub>12</sub> (spessartin)	0.163	0.123	0.166	0.201	0.197

Tab. 6: Tabulka reprezentativních chemických analýz granátu ze vzorku PP229B, hodnoty jsou uvedeny v hmotnostních procentech. Složení granátu je normalizováno na 8 kyslíků, hodnoty složení jsou uvedeny v jednotkách p.f.u.

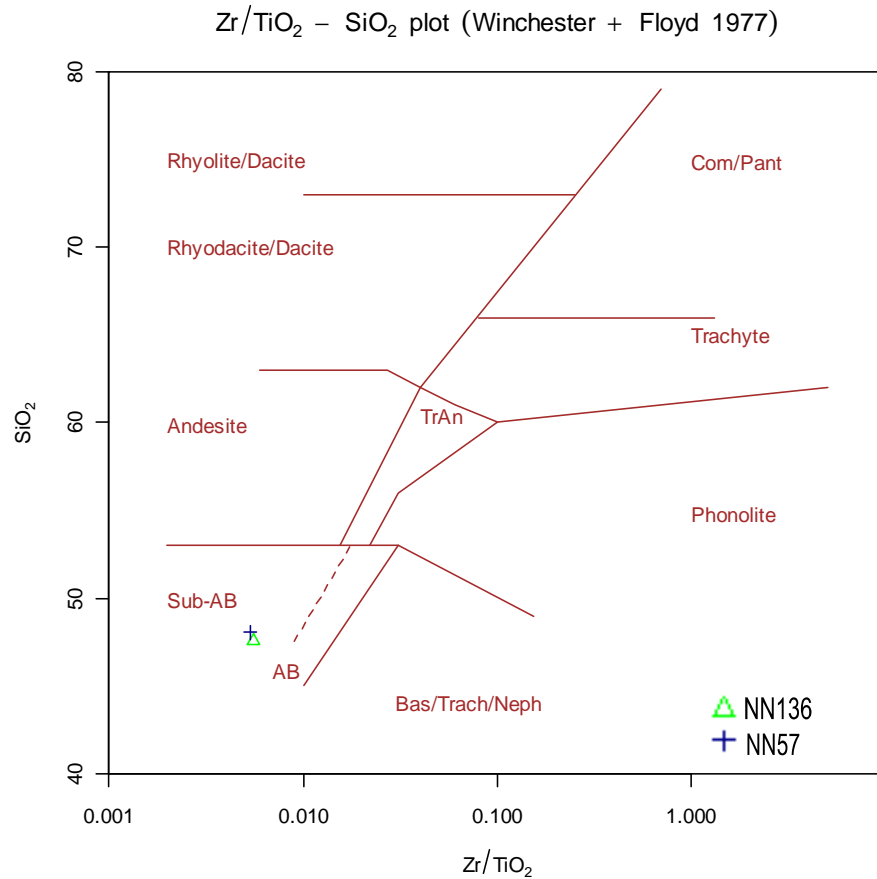
## 6. Geochemie amfibolitů

Vzorky amfibolitů NN57 a NN136 byly vybrány pro detailnější geochemické studium. Za účelem určení celkového složení hornin včetně stopových prvků byla provedena úplná silikátová analýza metodou XRF (rentgen-fluorescenční spektrometrie, AcmeLabs, Vancouver, tab. 7). K vytvoření geochemických klasifikačních diagramů byl použit program GCDkit (Janoušek a kol., 2006).

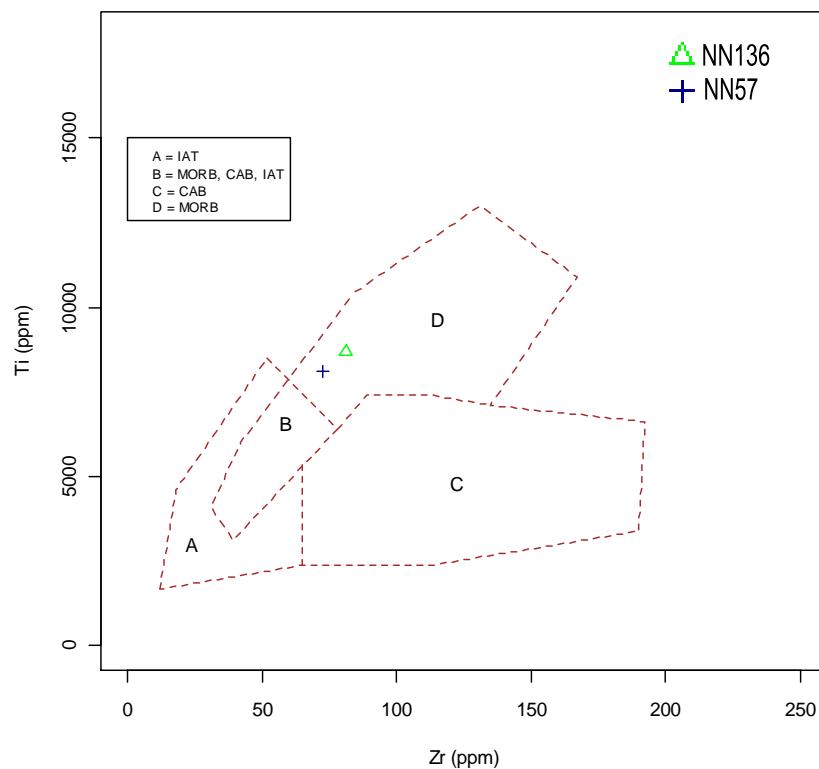
Ve studovaných horninách jsou všechny původní magmatické minerály nahrazeny minerály metamorfními. Vzhledem k povaze hornin se jejich klasifikace opírá o skupinu imobilních stopových prvků. Studované amfibolity – metabazity odpovídají chemickému složení bazaltů, jak vyplývá z diagramu Zr/TiO<sub>2</sub> vs. SiO<sub>2</sub> (Winchester a Floyd, 1977, obr. 37), kde oba studované vzorky padají do pole subalkalických bazaltů. Detailnější geochemický charakter popisovaných hornin pak specifikuje diagram Zr vs. Ti (Pearce a Cann, 1973, obr. 38), podle kterého vzorky odpovídají bazaltům typu MORB (bazalty středooceánských hřbetů). Z diagramu Zr/Y vs. Zr (Pearce a Norry, 1979, obr. 39) je zřejmé, že vzorky odpovídají taktéž bazaltům typu MORB. Upřesnění geochemického typu bazaltů umožňují diagramy zahrnující imobilní, inkompatibilní prvky (Hf, Ta, Th), jejichž distribuce je podstatně ovlivněna frakcionačními procesy. Z diagramu Th-Hf/3-Ta (Wood, 1980, obr. 40) vyplývá, že metabazality představují přechodný typ mezi normálními bazalty středooceánských hřbetů N-MORB a lehce obohacenými bazalty typu E-MORB.

hm. %	NN136	NN57	ppm	NN136	NN57	ppm	NN136	NN57
SiO <sub>2</sub>	47.6	48.05	Hf	2.3	2	Dy	4.46	4.15
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.75	14	Nb	4.7	3.7	Ho	0.96	0.86
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.9	12.17	Rb	9.2	2.5	Er	2.71	2.4
MgO	7.59	7.74	Sn	<1	<1	Tm	0.4	0.35
CaO	11.01	11.47	Sr	301.4	258.7	Yb	2.56	2.34
Na <sub>2</sub> O	2.18	2.38	Ta	0.3	0.3	Lu	0.38	0.34
K <sub>2</sub> O	0.12	0.14	Th	0.5	0.4	Mo	<0.1	0.1
TiO <sub>2</sub>	1.45	1.35	U	0.1	0.1	Cu	112.6	141.6
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.12	0.13	V	376	353	Pb	2.1	2.2
MnO	0.19	0.19	W	<0.5	<0.5	Zn	44	38
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.024	0.045	Zr	81	72.4	Ni	36.4	49.3
Suma hm.%	99.75	99.75	Y	24.8	23.1	As	2.4	24.8
			La	4.9	3.8	Cd	<0.1	<0.1
			Ce	13.6	11.2	Sb	0.5	0.8
<b>ppm</b>			Pr	1.94	1.67	Bi	<0.1	<0.1
Ba	23	45	Nd	9.1	8.1	Ag	<0.1	<0.1
Be	<1	<1	Sm	2.96	2.78	Au	1	1.7
Co	43.1	55.7	Eu	1.15	1.06	Hg	0.01	0.02
Cs	0.1	<0.1	Gd	4.03	3.53	Tl	<0.1	<0.1
Ga	16.3	16.3	Tb	0.74	0.68	Se	<0.5	<0.5

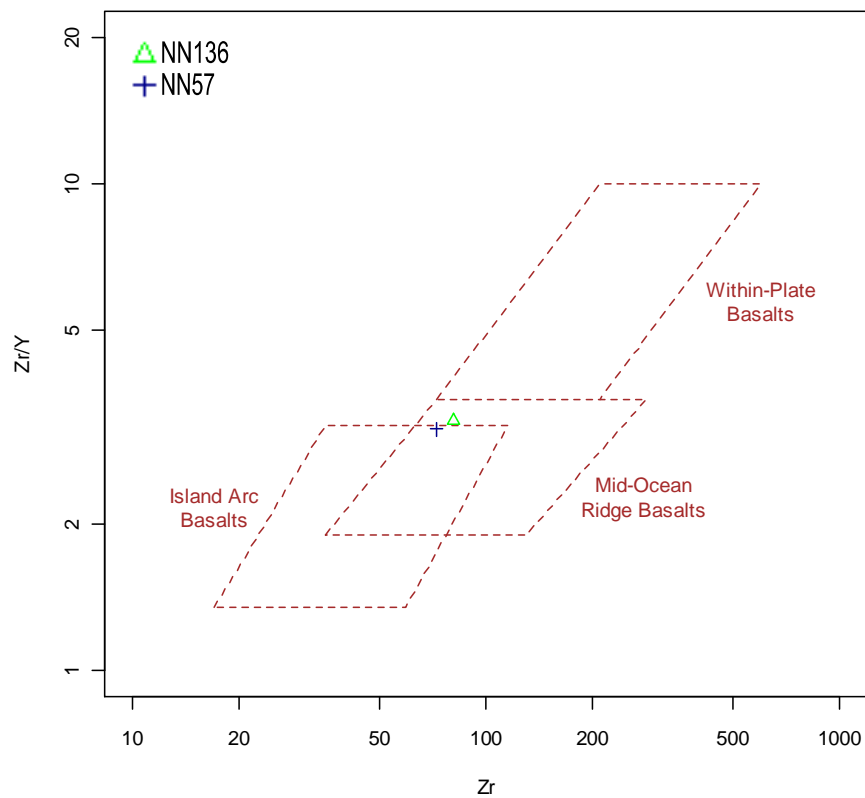
Tab. 7: Silikátová analýza vzorků amfibolitů NN57 a NN136 včetně stopových prvků. Hodnoty jsou uvedeny v hmotnostních procentech, u stopových prvků jsou uvedeny v ppm.



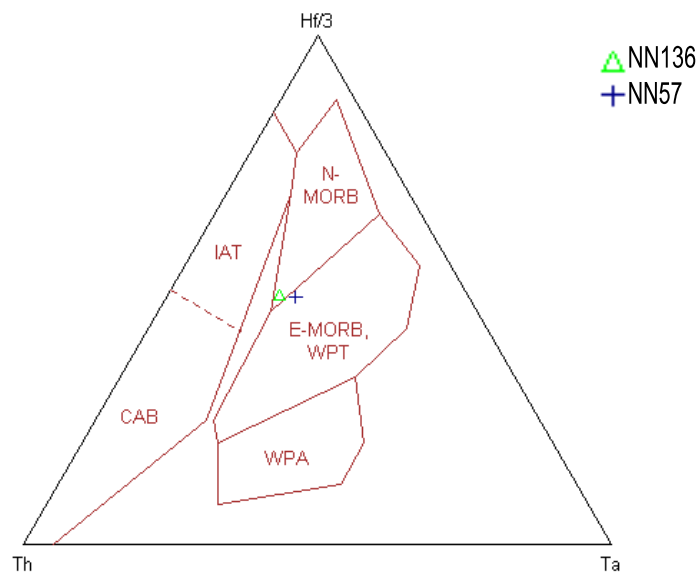
Obr. 37: Klasifikační diagram vulkanických hornin, Zr/TiO<sub>2</sub> vs. SiO<sub>2</sub> (Winchester a Floyd, 1977, upraveno).



Obr. 38: Diagram geochemické klasifikace bazických hornin, Zr vs. Ti (Pearce a Cann, 1973, upraveno), vysvětlivky: IAT-tholeiity ostrovních oblouků, MORB-bazalty středoocéánských hřbetů, CAB-vápenato-alkalické bazalty.



Obr. 39: Diagram geochemické klasifikace bazických hornin Zr/Y vs. Zr (Pearce a Norry, 1979, upraveno).



Obr. 40: Diagram geochemické klasifikace bazických hornin Th-Hf/3-Ta (Wood, 1980, upraveno).  
 vysvětlivky: IAT-tholeiity ostrovních oblouků, N-MORB-bazalty středoocéánských hřbetů, E-MORB-obohacené bazalty středoocéánských hřbetů, CAB-vápenato-alkalické bazalty, WPA-intradeskové alkalické bazalty.



## 7. Metamorfní záznam ochtinské jednotky

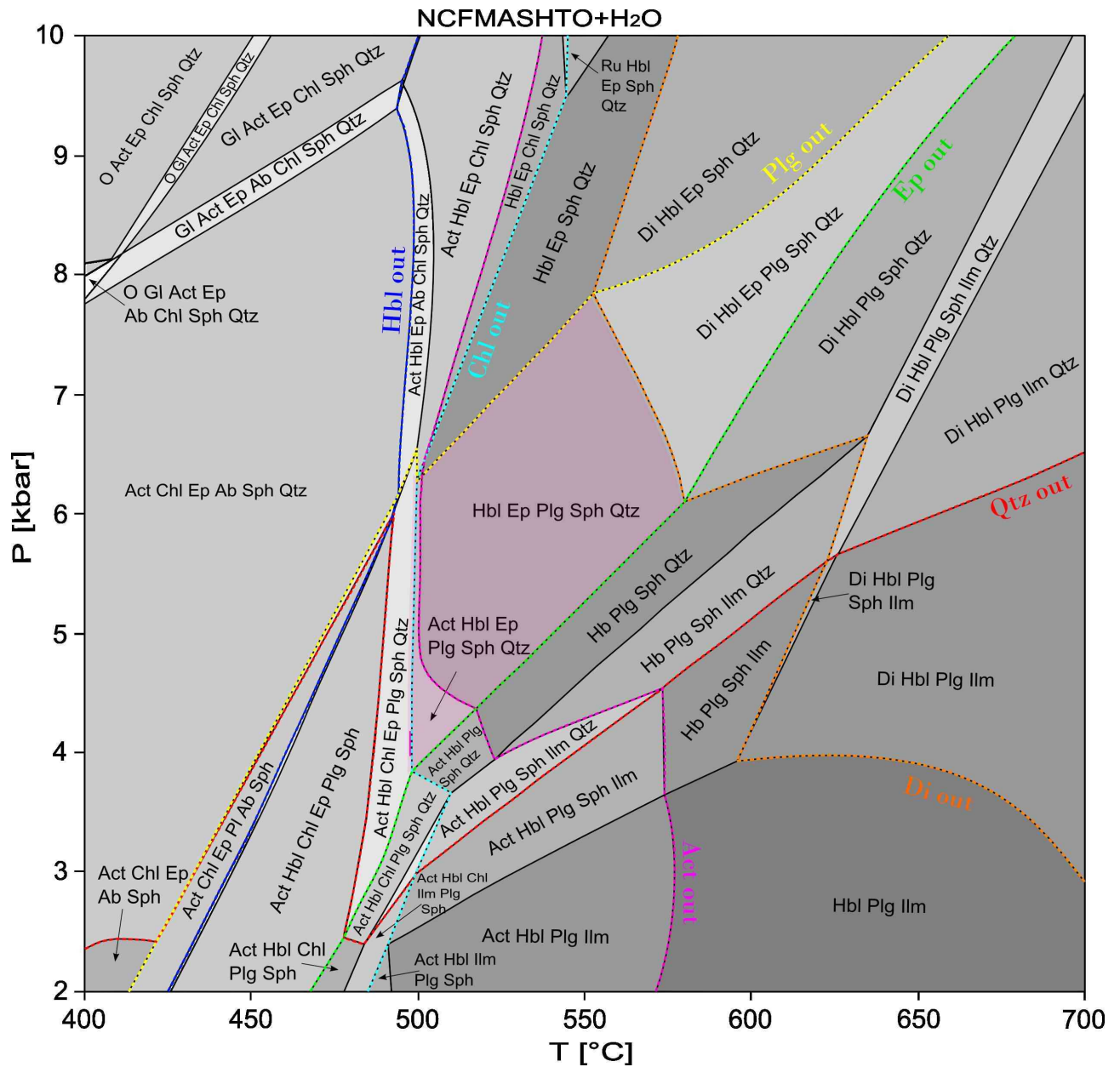
Pro stanovení metamorfních podmínek vybraných litologií z ochtinské jednotky byly použity: (1) amfibolity a (2) chloritoidové břidlice. Data získaná ze silikátových analýz (tab. 7 a příloha C, ČGS Praha a AcmeLabs Vanvouver) a chemické analýzy minerálů byly použity pro konstrukci P-T řezů a vynášení kompozičních izopleť s využitím softwarů *Perple\_X* (Connolly, 2005) a *THERMOCALC* (Holland a Powell, 1998). Metoda konstrukce P-T řezů spočívá v modelování minerálních asociací stabilních pro dané chemické složení horniny v konkrétních teplotně-tlakových rozmezích. Modelované stabilní minerální asociace potom porovnáváme s pozorovanými asociacemi ve studovaných horninách. Pro upřesnění P-T dráhy byly v P-T řezech zkonstruovány kompoziční izoplety, které následně koreluje s reálným chemickým složením pozorovaných minerálů.

### 7.1 Amfibolity ochtinské jednotky

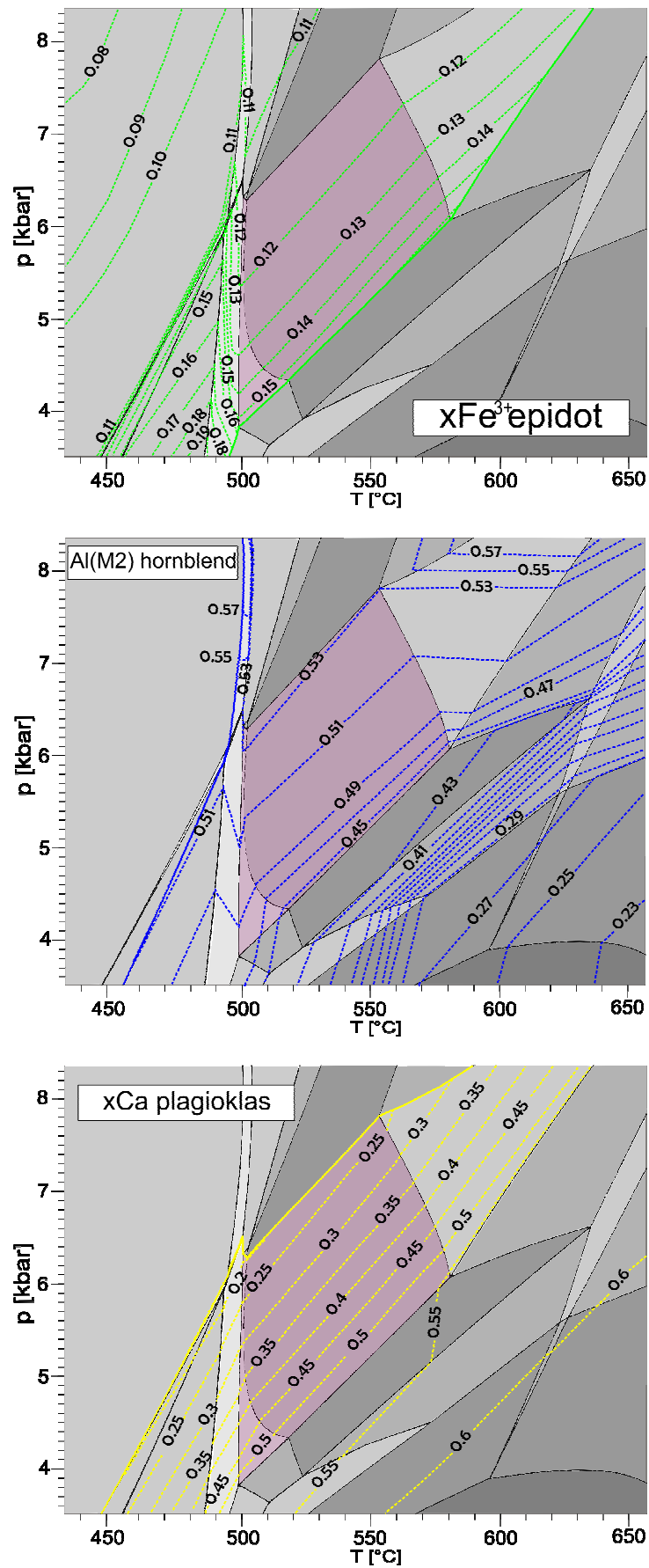
Pro modelování teplotně-tlakových podmínek amfibolitů byl použit software *THERMOCALC* (Holland a Powell, 1998) s interně konzistentní termodynamickou databází Holland a Powell (1998, verze z 26/10/2009). Pro vzorky NN25 a NN57 byly konstruovány P-T řezy v systému  $\text{Na}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{FeO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{TiO}_2-\text{O}_2$  (NCFMASHTO, obsah  $\text{K}_2\text{O}$  byl v horninách zanedbán, vzhledem k jeho malým obsahům kolem 0.1 hm.% a zároveň k absenci draslíku v modelech amfibolu, tab. 7 a příloha C) za pomoci míšivostních modelů amfibolu (Diener a kol. 2007), klinopyroxenu (Green a kol., 2007), chloritu (Holland a Powell, 1998), granátu (White a kol., 2007), epidotu (Holland a Powell, 1998), plagioklasu (Holland a Powell, 2003), ilmenitu a hematitu (White a kol., 2000).

Na obrázku 41 je znázorněn P-T řez pro hrubozrnnější vzorek NN25. Na základě mikroskopických pozorování byla určena minerální asociace vrcholné metamorfózy **Hbl+Ep+Plg+Sph+Qtz**, popřípadě **Act+Hbl+Ep+Plg+Sph+Qtz**. Pro přesnější zjištění maximálních teplotně-tlakových podmínek bylo použito korelace kompozičních izopleť  $x\text{Fe}^{3+}$  v epidotu (obr. 42),  $x\text{Ca}$  v plagioklasu (obr. 42) a hodnot  $\text{Al}(\text{M}2)$  (obr. 42). Velký rozptyl naměřených hodnot ( $x\text{Fe}^{3+}$  epidotu se pohybuje mezi 0.13-0.2,  $x\text{Ca}$  plagioklasu mezi 0.1-0.15 a hodnota  $\text{Al}(\text{M}2)$  se v hornblendech pohybuje v rozmezí 0.34-0.57) nám neumožňuje přesné určení P-T podmínek, proto byly stanoveny maximální podmínky metamorfózy na základě rozsahu pole stability výše zmíněné minerální asociace na 500-580 °C a 4-8 kbar (obr. 41 a 42). Druhý P-T řez byl zkonstruován pro jemnozrnnější vzorek NN57 (obr. 43), kde velký rozptyl naměřených hodnot taktéž neumožnil přesnější určení P-T podmínek. Z rozsahu pole stability minerální asociace

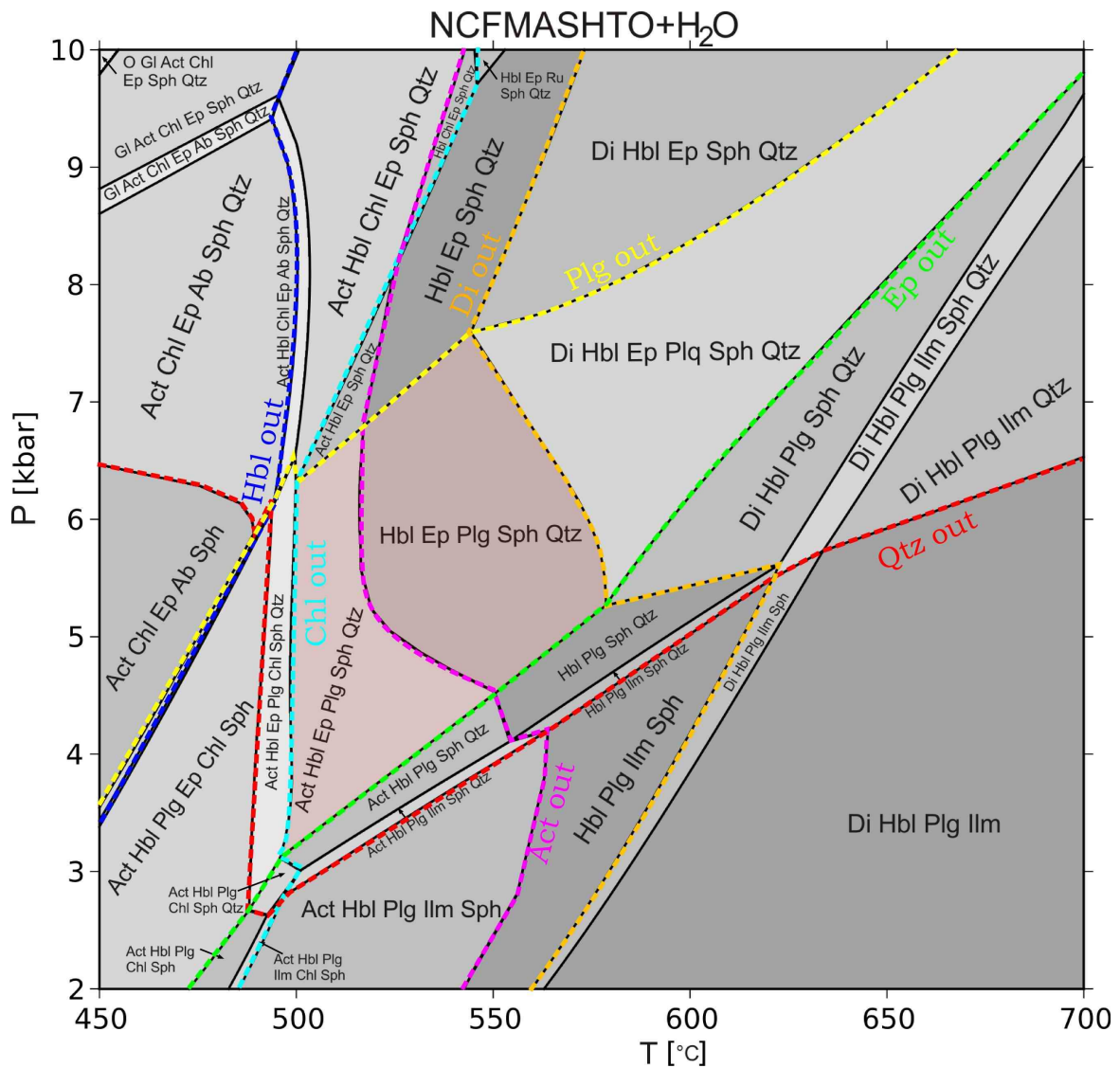
**Hbl+Ep+Plg+Sph+Qtz** (resp. **Act+Hbl+Ep+Plg+Sph+Qtz**) byly podmínky metamorfózy stanoveny na 500-580 °C a 3-7.5 kbar (obr. 43).



Obr. 41: PT řez pro amfibolit (NN25) z ochtinské jednotky. Pro konstrukci pseudosekce bylo použito chemické složení:  $\text{SiO}_2=50.6$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3=8.89$ ,  $\text{CaO}=13.3$ ,  $\text{MgO}=12.46$ ,  $\text{FeO}=10.9$ ,  $\text{Na}_2\text{O}=2.18$ ,  $\text{TiO}_2=1.06$ ,  $\text{O}_2=0.5$  mol.%. Na obrázku je růžově vyznačeno pole s minerální asociací vrcholných podmínek metamorfózy.



Obr. 42: Kompoziční izoplety vynesené do P-T řezu pro amfibolit NN25 (obr. 40), nahoře: izoplety hodnot  $x\text{Fe}^{3+}$  epidotu, uprostřed: izoplety  $x\text{Al}$  na pozici M2 ve strukturním vzorci hornblendu, dole: izoplety  $x\text{Ca}$  plagioklasu.



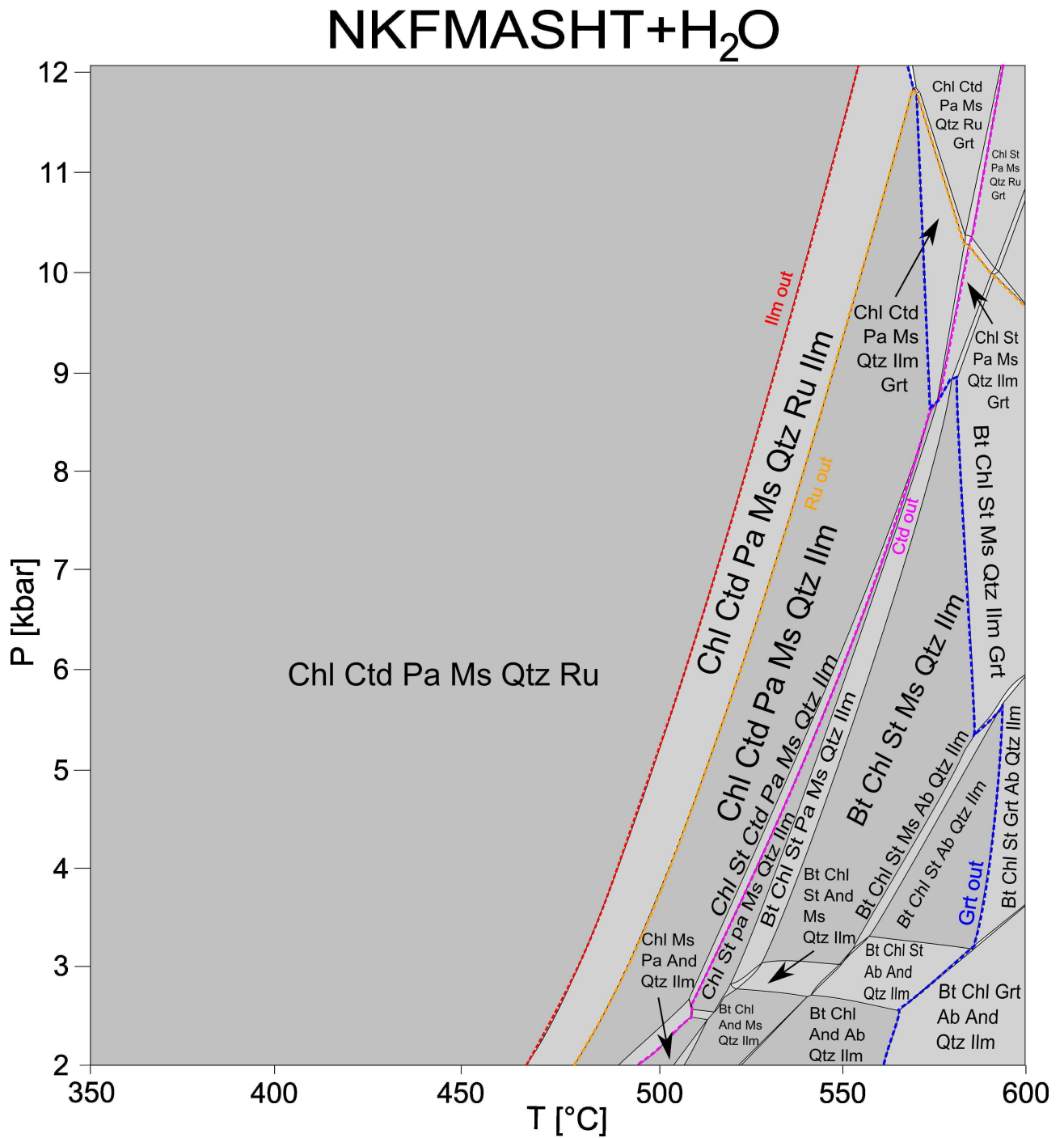
Obr. 43: P-T řez pro jemnozrnný amfibolit (NN57) z ochtinské jednotky. Pro konstrukci pseudosekce bylo použito chemické složení:  $\text{SiO}_2=50.2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3=9.17$ ,  $\text{CaO}=14.3$ ,  $\text{MgO}=12.21$ ,  $\text{FeO}=10.5$ ,  $\text{Na}_2\text{O}=2.01$ ,  $\text{TiO}_2=1.1$ ,  $\text{O}_2=0.55$  mol.%. Na obrázku je růžově vyznačeno pole s minerální asociací maximálních podmínek metamorfózy.

## 7.2 Chloritoidové břidlice ochtinské jednotky

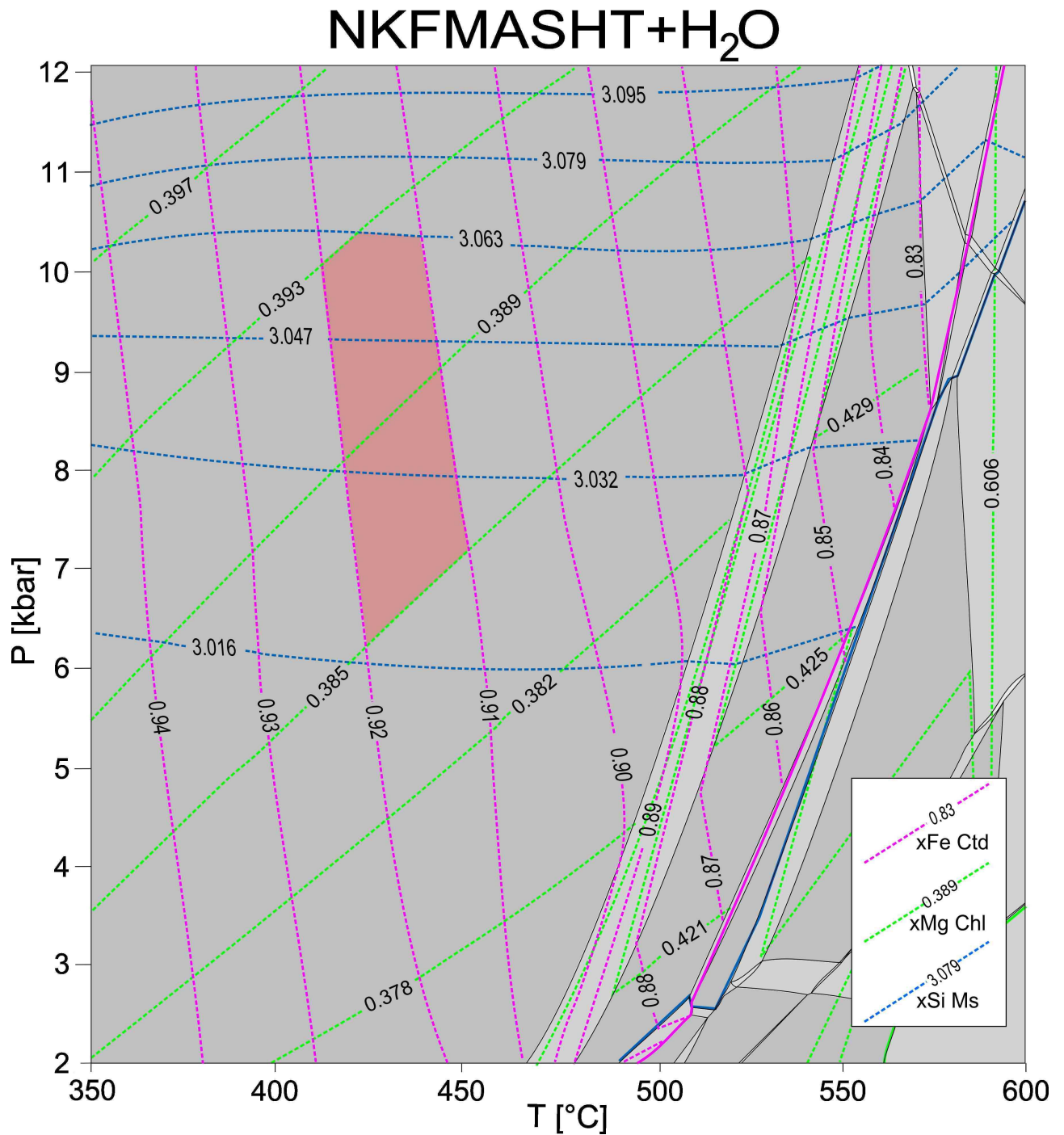
Teplotně-tlakové podmínky chloritoidových břidlic byly modelovány za pomoci softwaru *Perple\_X* (Connolly, 2005) s interně konzistentní termodynamickou databází Holland a Powell (1998, verze hp04). Pro vzorek NN155 byl zkonstruován P-T řez pro systém  $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{FeO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{TiO}_2$  (NKFMASHT). Tento systém byl zvolen vzhledem k celkovému složení horniny (obsah CaO, tab. III, je 0.04 hm.%, proto ho můžeme zanedbat), pozorované minerální asociaci a chemickému složení studovaných minerálů. Pro výpočet byly použity míšivostní modely

chloritoidu (Holland a Powell, 1998), chloritu (Holland a Powell, 1998), biotitu (White a kol., 2007), světlých slíd (Coggon a Holland, 2002, Auzanneau a kol., 2010), granátu (White a kol., 2000) a staurolitu (Holland a Powell, 1998).

Na obrázku 44 je znázorněn výsledný P-T řez pro vzorek NN155. Z mikroskopických pozorování byla určena minerální asociace odpovídající vrcholným podmínkám metamorfózy **Chl+Ctd+Ms+Pa+Ru**. Pole stability této minerální asociace je velice rozsáhlé (obr. 44), a proto byly pro upřesnění teplotně-tlakových podmínek studované minerální asociace zkonstruovány kompoziční izoplety (obr. 45). Pro upřesnění teploty byly zkonstruovány izoplety  $x\text{Fe}^{2+}$  v chloritoidu, pro upřesnění tlaku  $x\text{Si}$  muskovitu a nakonec byly konstruovány izoplety  $x\text{Mg}$  v chloritu, které jsou závislé na tlaku teplotě. Poté bylo provedeno porovnání zkonstruovaných izopleť s výsledky chemických analýz. Naměřené hodnoty  $x\text{Fe}^{2+}$  pro chloritoid se pohybují mezi 0.91-0.92, hodnoty  $x\text{Mg}$  chloritu se pohybují kolem 0.385-0.395, což dobře koresponduje s hodnotou  $x\text{Si}$  pro muskovit, která se v průměru pohybuje v rozmezí hodnot 3.020-3.065. Izoplety ukazují na vyšetlakou část pole **Chl+Ctd+Ms+Pa+Ru**, 6-10 kbar za teplot 420-460 °C (obr. 45).



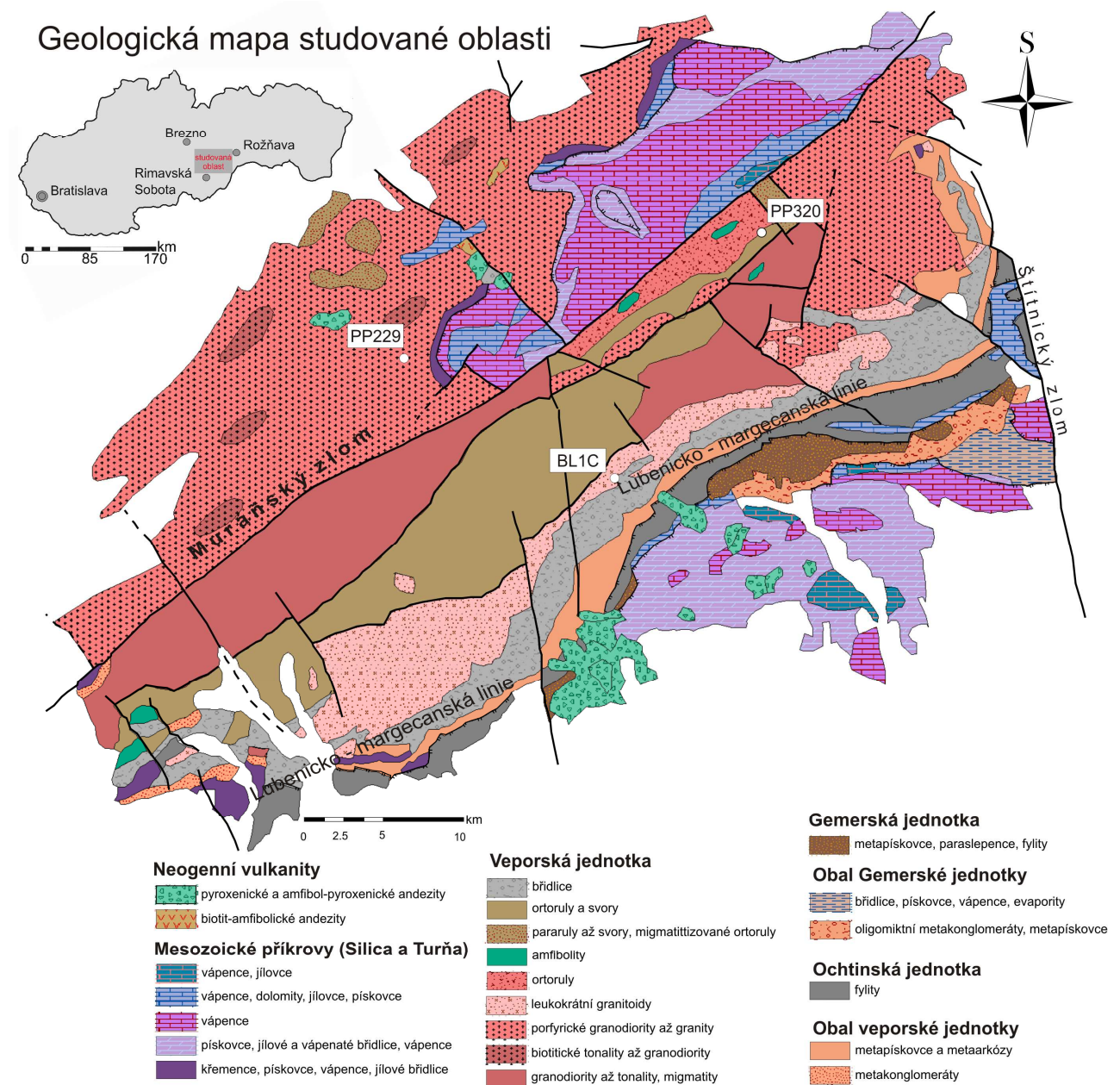
Obr. 44: PT pseudosekce pro chloritoidovou břidlici (NN155) z ochtinské jednotky. Pro konstrukci pseudosekce bylo použito chemické složení:  $\text{SiO}_2=74.88$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3=11.17$ ,  $\text{K}_2\text{O}=1.07$ ,  $\text{MgO}=2.23$ ,  $\text{FeO}=7.04$ ,  $\text{Na}_2\text{O}=0.67$ ,  $\text{TiO}_2=1.12$  mol.%.



Obr. 45: Kompoziční izoplety  $x\text{Fe}^{2+}$  chloritoidu,  $x\text{Mg}$  chloritu a  $x\text{Si}$  muskovitu vynesené do pseudosekce NN155 z obrázku 43, průnik měřených hodnot z chemických analýz jednotlivých minerálů je vyznačen červeně.

## 8. Datování granátů ve veporské jednotce

Součástí této diplomové práce bylo datování granátů metodou Sm/Nd z veporské jednotky, které probíhalo na univerzitě ve Vídni ve spolupráci s Dr. Ralfem Schusterem (Geologische Bundesanstalt). Pro datování byly vybrány vzorky svoru (PP320B), metagranitu (PP229A a PP229B) a břidlice hledomorné série (BL1C, obr. 46). Jádra a lemy granátů ve vzorku BL1C zřejmě reflektují dvě odlišné metamorfni události (obr. 33, kapitola 5). Tyto jádra a lemy se však nepodařilo žádnou dostupnou technikou separovat kvůli jejich malé velikosti (velikost porfyroblastů max. 1-2 mm v průměru). Vzorek BL1C byl z výše zmíněných důvodů po detailní chemické analýze vyloučen z dalšího zpracování.



Obr. 46: Geologická mapa studované oblasti s lokalizací vzorků vybraných pro datování (podle <http://mapserver.geology.sk>, upraveno)



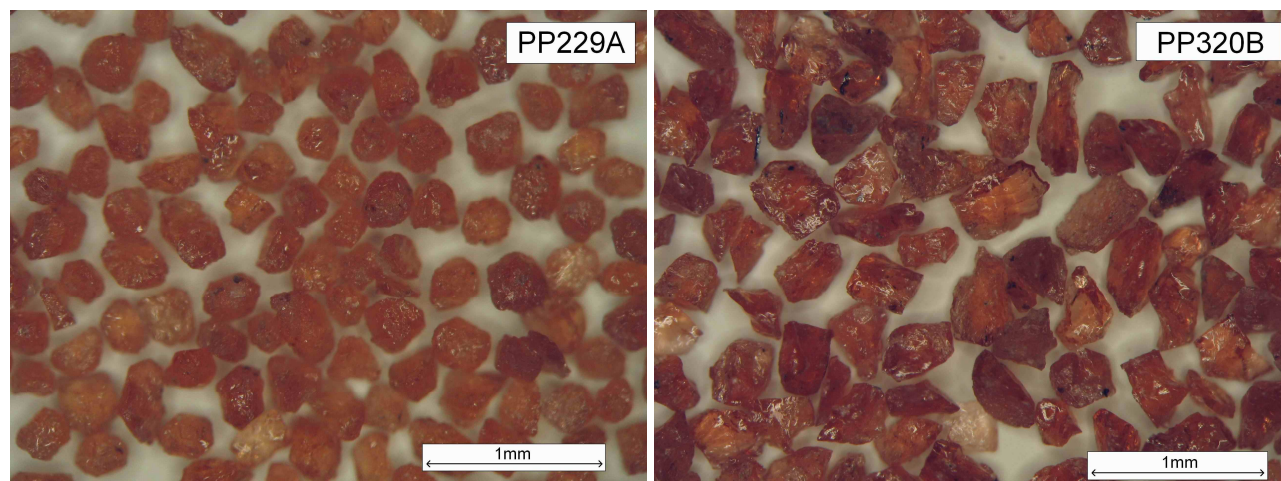
## 8.1 Metodika práce

U analyzovaných vzorků byla nejprve provedena mechanická separace granátů. Vzorek svoru PP320B obsahuje granáty almandinového složení (viz. kapitola 5), dosahující velikosti až několik centimetrů. Granáty obvykle obsahují inkluze muskovitu, křemene a epidotu, zároveň jsou granáty ve svorech zastoupeny ve dvou generacích, kdy starší granát (I) bývá někdy lemován granátem (II, kapitola 5). Tyto lemy mají maximální šířku 0.2 mm.

Vzorek svoru byl zpracován do nábrusů 0.5 mm tlustých, ze kterých byla starší jádra granátových zrn ručně vyřezána diamantovým nožem. Poté byla vyřezaná jádra granátů nadrcena na frakci 0.2-0.4 mm.

Vzorky metagranitu PP229A a PP229B, které obsahují drobnější granáty grossulárového složení (velikost do 1 mm v průměru, viz. kapitola 5), obsahují velké množství inkluzí epidotu a světlých slíd. Horninové vzorky byly nadrceny na frakci 0.2-0.4 mm.

Frakce byla nejprve separována na vibračním stolku, kde se oddělují plochá zrna (např. slídy) od zaoblených zrn (např. granáty, křemen). Poté byly granáty magneticky separovány od křemene, živce a dalších fragmentů. Instrumentální separaci následovalo u obou vzorků ruční vybírání zrn granátů s minimálním množstvím inkluzí a nečistot za pomoci binokuláru. Takto bylo vždy získáno přibližně 100-200 mg minerálního separátu granátů pro každý vzorek (obr. 47).



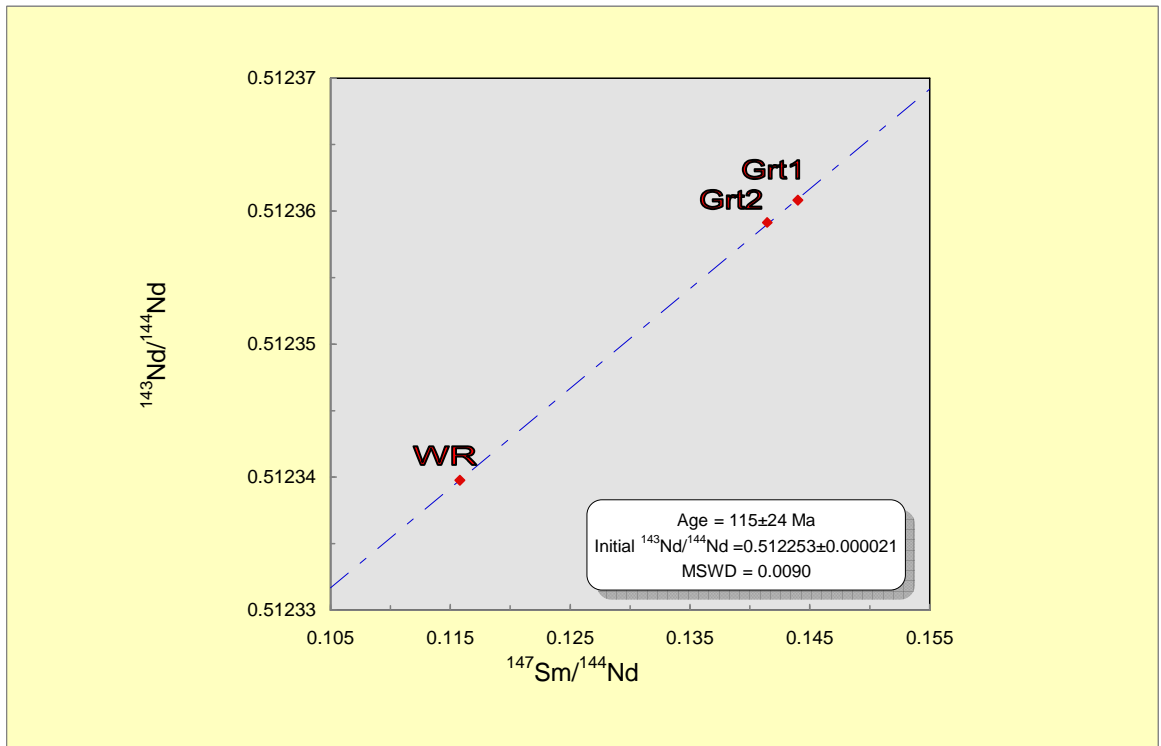
Obr. 47: Výsledné separáty granátů před loužením, vlevo: granáty z metagranitu PP229A, vpravo: granáty ze svoru PP320B (foto: Ralf Schuster).

Po mechanické separaci následoval rozklad horninového (WR- whole rock) i minerálního materiálu. Analyzované vzorky byly nejprve louženy po dobu 30 minut v 2.5 mol HCl, poté byly scezeny a propláchnuty destilovanou vodou. Rozklad vzorků byl proveden 2.5 mol a 5.8 mol HCl za teplot 70-90 °C po dobu 20-60 hodin. Analýzy prvních vzorků po 20 hodinách loužení nepřinesly uspokojivé výsledky, proto byla doba loužení u následujících vzorků prodloužena (postup podle

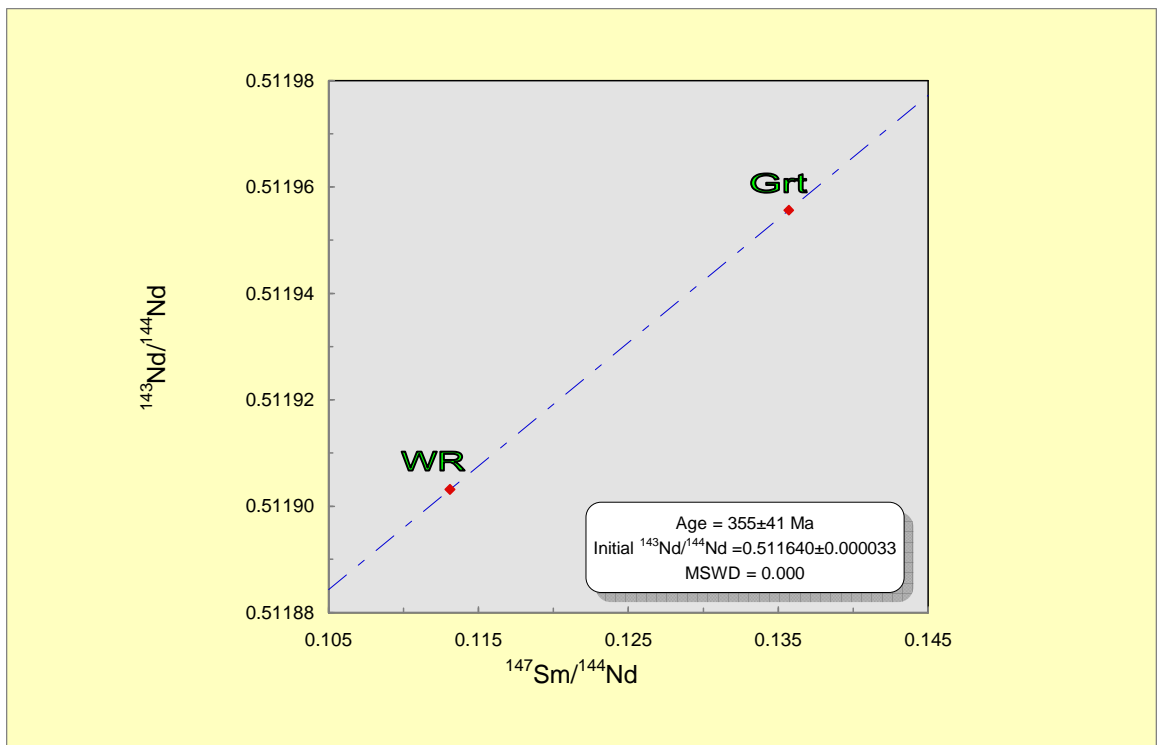
Sölva a kol., 2005). Po rozkladu a následném odpaření byla vzniklá sůl opět rozpuštěna v kyselině. Vzniklý roztok byl rozdělen na 2 alikvotní části o známé hmotnosti. Jedna část byla použita pro stanovení izotopického složení přírodního vzorku, ke druhé byl přidán vnitřní izotopický standart (spike)  $^{147}\text{Sm}$ - $^{150}\text{Nd}$  a po úplné homogenizaci části se spikem byly oba vzniklé podíly dále chemicky separovány na iontoměničích (postup dle Thöni a Jagoutz, 1992). V dalším kroku byly chemicky separované vzorky nanесeny na dvojité rheniové vlákno a analyzovány na hmotovém spektrometru s termální ionizací (TIMS) VG FINNIGAN MAT262 (Univerzita ve Vídni). Po korekci naměřených hodnot následoval výpočet izochron k němuž byl použit program Isoplot/Ex 2.2 (Ludwig, 1999). Pro výpočet stáří byla použita rozpadová konstanta  $6.54 \cdot 10^{-12} \text{ a}^{-1}$  pro  $^{147}\text{Sm}$ . Pro vývoj izotopů Nd v čase byly použity modelové parametry tzv. „ochuzeného pláště“,  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}=0.222$ ,  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.513114$  (Michard a kol., 1985).

## 8.2 Výsledky datování

Vlastní stáří vzorků je odvozeno ze sklonu izochrony proložené izotopickým složením horniny a jednotlivých vzorků granátů. Blokující teplota granátu je kolem  $600 \text{ }^\circ\text{C}$  (Sölva a kol., 2005 a reference zde uvedené), proto bychom měli uvažovat i tzv. rezidentní čas, kdy hornina setrvala v daných P-T podmínkách. Podrobné výsledky datování jsou shrnuty v příloze D. Vzorek drobných granátů z metagranitu PP229A potvrdil věkem  $115 \pm 24 \text{ Ma}$  alpinské stáří metamorfózy (obr. 48), vzorek granátových jader ze svoru PP320B ukazuje na variské stáří metamorfózy ( $355 \pm 41 \text{ Ma}$ , obr. 49), zatímco lemy těchto granátů budou pravděpodobně mladší. Tyto lemy se bohužel nepodařilo žádnou dostupnou technikou separovat tak, abychom získali materiál vhodný pro datování. Ostatní datované vzorky neposkytly uspokojivé údaje (tabulka, příloha D), důvodem je malý rozptyl měřených projekčních bodů podél izochrony, který může být způsoben přítomností inkluzí v granátech s vysokým obsahem LREE (prvků lehkých vzácných zemin), jako je epidot.



Obr. 48: Výsledná izochrona pro vzorek PP229A vytvořená v programu Isoplot/Ex 2.2, ze třech projekčních bodů.



Obr. 49: Výsledná izochrona pro vzorek PP320B vytvořená v programu Isoplot/Ex 2.2 ze dvou projekčních bodů.

## 9. Diskuze

### 9.1 Metamorfní a strukturní záznam břidlic hladomorné série

Ve starších pracích a geologických mapách byly břidlice gemersko-veporské kontaktní zóny považovány za horniny fundamentu a označovány za tzv. sérii Hladomorné doliny (Vrána, 1964a i b; Klinec, 1966). Argumenty pro toto zařazení byly litologická a metamorfní příbuznost k horninám fundamentu, zejména pak vyšší stupeň metamorfózy ve srovnání se sedimentárním obalem veporské jednotky. Polyfázový variský a alpínský metamorfní záznam charakteristický pro horniny fundamentu (např. Klinec, 1966) byl později rovněž identifikován v břidlicích hladomorné série (Korikovský a kol., 1990; Vozárová a Křištín, 1986) zejména v podobě dvou generací granátu. Tento granát svoji zonalitou odpovídá dvougeneračním granátům popisovaným ve svorech hronského komplexu (Korikovský a kol., 1990). V pozdějších pracích byly však horniny série Hladomorné doliny reklasifikovány a zařazeny do tzv. slatvinského souvrství, u kterého autoři na základě výzkumu spor a pylových zrn předpokládají svrchnokarbonské stáří (Stephan, Planderová a Vozárová, 1978). Přítomnost granátu v těchto horninách pak interpretují jako výsledek kontaktní metamorfózy v aureole rimavického granitu, kterému přisuzují křídové stáří (Vozárová a Křištín, 1986; Vozárová, 1990).

V rámci našeho terénního mapování jsme v břidlicích hladomorné série rozlišili 4 deformační stavby. Vzácně, zejména v blízkosti kontaktu s leukogranitem, pozorujeme relikt starších staveb  $S_V$ , které interpretujeme jako variské. Stavba  $S_V$  je tvořena minerální asociací granátu (I), biotitu (I) a plagioklasu a byla popsána v práci Vrány (1964) a Jeřábka a kol. (2008). Tyto variské stavby jsou protínány žilami rimavického leukogranitu. Břidlice i leukogranit jsou následně přepracovány alpínskou metamorfní foliací  $S_{A1}$ . Foliace  $S_{A1}$  je asociována s minerály granátem (II) a biotitem (II). Granát (II) se ve studovaných vzorcích vyskytuje v podobě individuálních zrn nebo tvoří lemy granátu (I) almandinového složení. Ve srovnání s granátem (I) má granát (II) vyšší obsah grossulárové komponenty. V leukogranitech je přítomen pouze jeden typ granátu grossulárového složení, jehož růst koreluje s granátem (II) v břidlicích hladomorné série. Směrem na jih od kontaktu s leukogranitem stupeň alpínské metamorfózy v břidlicích klesá, což zapříčiňuje pouze reliktní přítomnost či absenci granátu (I) a (II) v blízkosti kontaktu břidlic s permskými metakonglomeráty. Tento pokles stupně metamorfózy je asociován s přetiskem stavby  $S_{A1}$  retrográdní stavbou  $S_{A2}$ . Stavba  $S_{A2}$  byla identifikována zejména na kontaktu s permskými horninami a dále na jih. Směrem ke kontaktu gemerské a veporské jednotky se stavba  $S_{A2}$  stává v břidlicích dominantní. Tato stavba se v břidlicích projevuje vznikem kliváže, definované minerální asociací muskovitu a chloritu. Poslední deformační událostí, která ovlivňuje břidlice hladomorné série je  $D_{A3}$ . Stavbu  $S_{A3}$  v horninách představují strmé osní roviny vrás většího měřítka, naznačující S-J zkrácení celé oblasti.

Pro potvrzení/vyvrácení hypotéz metamorfního vývoje a příslušnosti břidlic hladomorné série jsme se rozhodli vybrané vzorky granátů z fundamentu a břidlic datovat metodou Sm/Nd. Dvougenerační granáty břidlic hladomorné série se bohužel nepodařilo žádnou dostupnou technikou separovat a proto jsme se soustředili na datování podobných granátů z veporského fundamentu. Po úspěšné separaci jader granátu (I) od lemů granátu (II) ze svorů hronského komplexu jsme získali věky granátů (I,  $355 \pm 41$  Ma) ukazující na jejich variské stáří. Pro datování vzniku granátu (II) byl vybrán vzorek metagranitu královohořského komplexu obsahující pouze jeden typ granátu, který je na základě chemického složení přirovnáván ke granátickým lemům (II) ve svorech hronského komplexu a břidlicích hladomorné série. Výsledky datování těchto granátů potvrdily předpokládané alpské stáří vzniku těchto granátů ( $115 \pm 24$  Ma).

Na základě mikrostrukturní i chemické podobnosti dvougeneračních granátů ze svorů hronského komplexu a břidlic hladomorné série interpretujeme stáří protolitu břidlic hladomorné série jako předvariské a tudíž tyto horniny považujeme za součást fundamentu veporské jednotky.

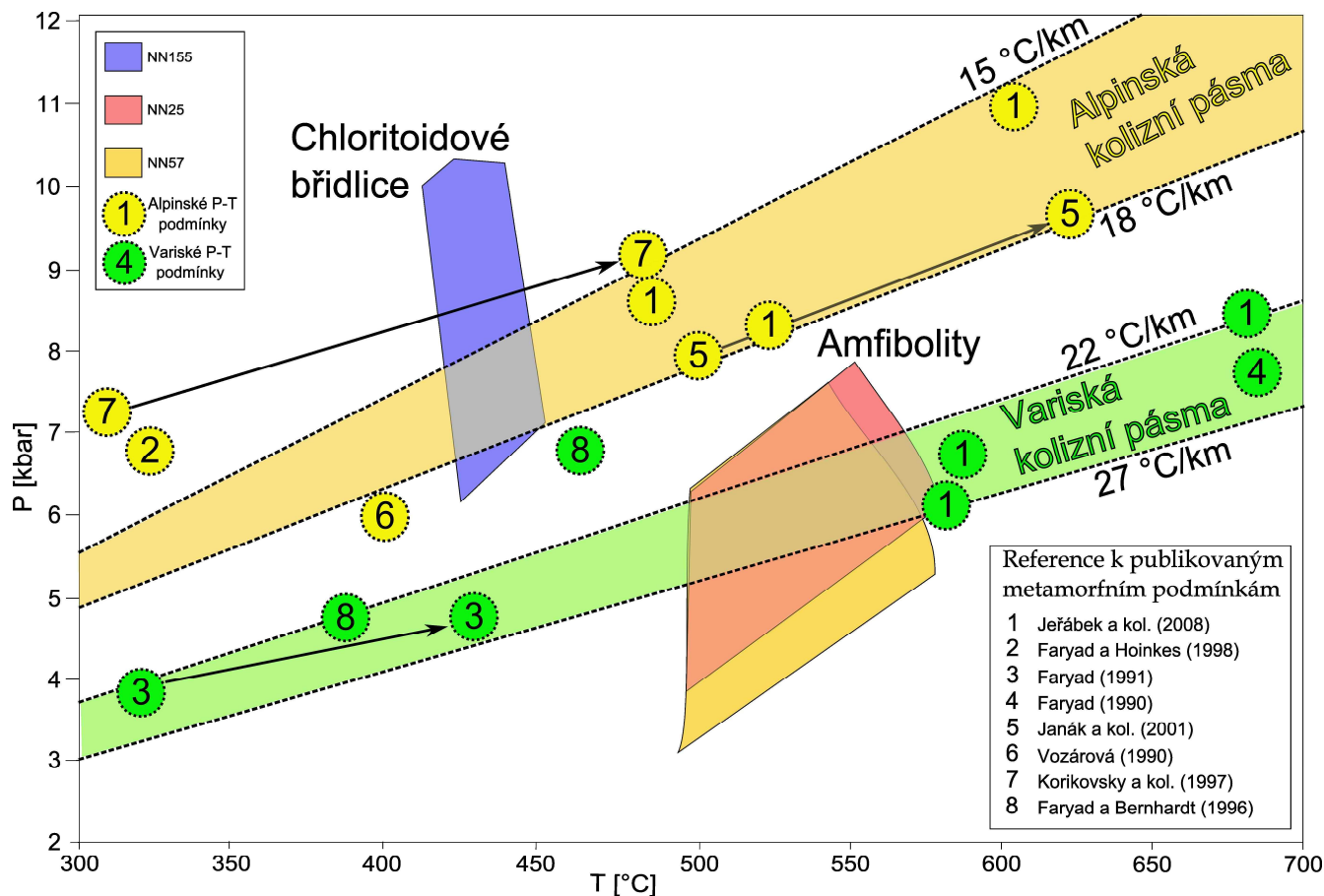
## 9.2 Metamorfní a strukturní záznam ochtinské jednotky

Ochtinská jednotka zahrnuje převážně fylitické horniny, které obsahují čočky serpentinitu, amfibolitu, magnezitu a vápence. Většina autorů považuje ochtinskou jednotku za spodnokarbonský metasedimentární obal gemerské jednotky na základě palinspastického výzkumu vápenců (tournai – visé, Němejc, 1946; Planderová a Vozárová, 1978).

Abonyi (1971), který se opírá a výsledky paleontologického výzkumu, popisuje v oblasti západně od štítnického zlomu svrchnokarbonské metapelity, na jejichž bázi se nachází horniny rakovecké skupiny. Amfibolity nacházející se v ochtinské jednotce pak Abonyi (1971) označuje za gabroamfibolity rovněž mladopaleozoického stáří. Jiní autoři, uvažují o možnosti společné domovské oblasti ochtinské jednotky a mladopaleozoických obalových sekvencí jižní části veporské jednotky, kvůli možné korelaci litostratigrafických horizontů (Németh a kol., 2006). Zároveň se předpokládá společná existence evaporitového bazénu v jihoveporské a ochtinské zóně, kterou dokumentují výsledky analýz fluidních inkluzí v obou komplexech (Németh a kol., 2006).

Ve fylitech ochtinské jednotky rozlišujeme 3 deformační stavby. Nejstarší stavba  $S_{A1}$ , které přisuzujeme alpské stáří, je ve fylitech představována pásy deformovaného křemene a světlými slídkami. Stavba  $S_{A1}$  je ve studovaných horninách izoklinálně vrásněna až kompletně transponována stavbou  $S_{A2}$ . Mikrostruktura křemene  $S_{A1}$  je dobře patrná hlavně v zámcích izoklinálních vrás, tato mikrostruktura odpovídá teplotám  $400-500^\circ\text{C}$  (Stipp a kol., 2002). Stavba  $S_{A2}$  je ve fylitech dominantní a projevuje se jako kliváž osních rovin, která je tvořena minerály sericitem a chloritem a obvykle kompletně přetiskuje starší stavbu. Ve studovaných chloritoidových břidlicích je alpská foliace  $S_{A1}$  definována uspořádáním paprscitých agregátů chloritoidu a pásy chloritu, křemene a

světlych slíd. Minerální asociace **Chl+Ctd+Ms+Pa+Ru** reprezentující vrcholné podmínky alpské metamorfózy odpovídá ve zkonstruovaném P-T řezu 6-10 kbar za teplot 420-460 °C (obr. 50). Foliace  $S_{A2}$  nebyla ve vzorku chloritoidové břidlice identifikována. Deformační stavby  $S_{A1}$  a  $S_{A2}$  jsou v ochtinské jednotce následně vrásněny a nastrmeny deformací  $D_{A3}$ . Stavba  $S_{A3}$  se v horninách ochtinské jednotky projevuje v podobě strmé kliváže velmi nízkého metamorfního stupně (tvoří ji minerály chlorit a sericit).



Obr. 50: Diagram shrnující již publikované P-T podmínky ve studované oblasti a P-T podmínky námi určené v ochtinské jednotce. Zelené kroužky: maximální podmínky variské metamorfózy, žluté kroužky: maximální podmínky alpské metamorfózy, šipky znázorňují rozmezí publikovaných hodnot. Čísla v kroužcích odkazují na reference. Výsledné geotermální gradienty 15-18 °C/km pro alpská a 22-27 °C/km pro variská kolizní pásma dobře korespondují s publikovanými výsledky v práci Jeřábka a kol. (2008).

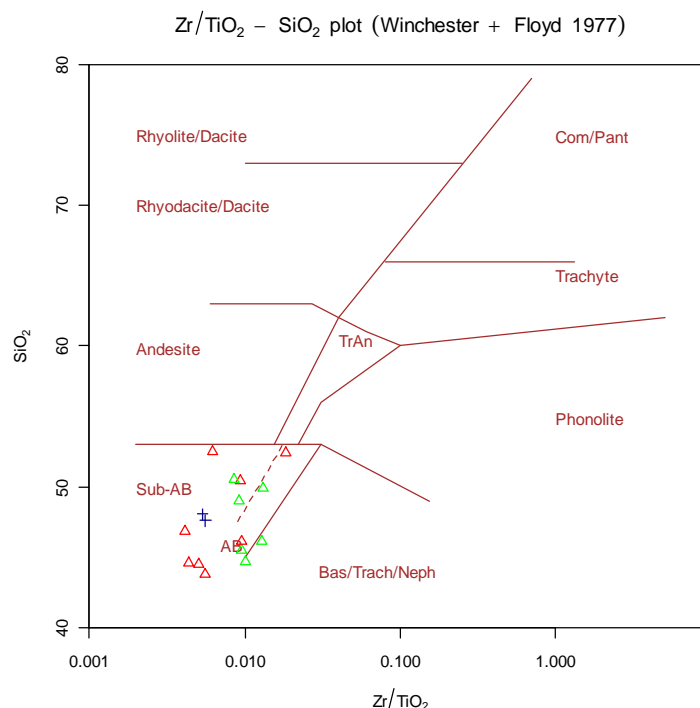
Vzájemná strukturní pozice amfibolitů a okolních litologií naznačuje alochtonní pozici těchto těles v rámci ochtinské jednotky. V amfibolitech jsme rozpoznali starší metamorfní stavbu tvořenou usměrněnými porfyroblasty zonálního amfibolu (jádra amfibolů mají aktinolitické složení, zatímco lemy mají složení magnezio- až ferrohornblendu). Tuto stavbu přetiskuje kliváž nižšího metamorfního stupně reprezentovaná chloritem a albitem. Minerální asociace starší stavby **Hbl+Ep+Plg+Sph+Qtz** (popř. **Act+Hbl+Ep+Plg+Sph+Qtz**) byla určena jako asociace podmínek vrcholné metamorfózy. Pro upřesnění teplotně-tlakových podmínek byly ve zkonstruovaných P-T řezích vyneseny kompoziční izoplety vybraných minerálů, nicméně velký rozptyl naměřených

hodnot nám neumožnil přesné určení P-T podmínek. Namodelované hodnoty xCa plagioklasu v P-T řezu nekorespondují s hodnotami naměřenými. Nedostatek vápníku v plagioklasech může však být spjat s pozdějším růstem epidotu. Z rozsahu pole stability pozorované minerální asociace byly podmínky vrcholné metamorfózy stanoveny na 500-580 °C a 3-8 kbar (obr. 50). Pozorovaná minerální asociace v amfibolitech ochtinské jednotky svým složením koresponduje s minerální asociací popsanou Faryadem (1991) v rakovecké skupině gemerského fundamentu, kdy je minerální asociace Act+Plg+Ep+Sph označena jako produkt variské regionální metamorfózy. Faryad (1991) popisuje ve studovaných metabazitech zonální aktinolit, jehož obsah železa směrem k okrajům klesá. Tato zonalita je autorem interpretována jako důsledek termického přepracování způsobeného intruzemi granitů v gemerské jednotce, ve studovaných amfibolitech ochtinské jednotky efekt kontaktní aureoly nepozorujeme, nicméně podobný trend zonálnosti amfibolitů interpretujeme jako výsledek regionální metamorfózy.

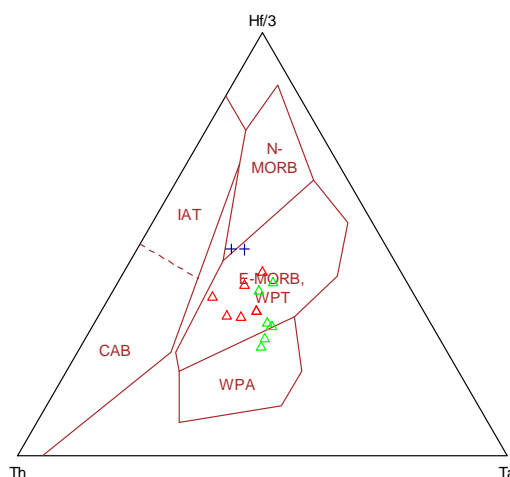
Metamorfní podmínky amfibolitů a chloritoidových břidlic pravděpodobně reflektují dvě odlišné události, jak je dobře patrné z kontrastních geotermálních gradientů (obr. 50). Na obrázku 50 jsou zahrnuta vybraná publikovaná data, jak variské, tak i alpínské metamorfózy gemerské a veporské jednotky. Metamorfní podmínky amfibolitů ochtinské jednotky dobře korespondují s gradientem 22-27 °C/km charakteristickým pro variská kolizní pásma (Jeřábek a kol., 2008 a reference zde uvedené), což je v souladu s většinou publikovaných dat v gemerské i veporské jednotce. Naproti tomu chloritoidové břidlice ochtinské jednotky pravděpodobně představují záznam prográdní alpínské metamorfózy s geotermálním gradientem 15-18 °C/km, typickým pro alpínská kolizní pásma (Jeřábek a kol., 2008; Hoinkes a kol., 1999).

Pro upřesnění původu bazaltového magmatu v ochtinské jednotce jsme provedli geochemickou klasifikaci amfibolitů, která se vzhledem k metamorfnímu záznamu těchto hornin opírá o imobilní stopové prvky. Studované horniny odpovídají složení subalkalických bazaltů, stejně tak, jako amfibolity rakovecké skupiny gemerského fundamentu (obr. 51, Ivan, 2008 a Bajanić, 1976). Pro upřesnění geochemického typu metabazaltů jsme použili diagram zahrnující imobilní, inkompatibilní prvky (Hf, Ta, Th), jejichž distribuce je podstatně ovlivněna frakcionačními procesy. Z diagramu je patrné, že metabazalty ochtinské jednotky představují přechodný typ mezi normálními bazalty středooceánských hřbetů N-MORB a lehce obohacenými bazalty typu E-MORB (obr. 52), bazalty rakovecké skupiny představují lehce nebohacené bazalty typu E-MORB (Bajanić, 1976; Ivan, 2008, obr. 52).

Závěry naší petrograficko-petrologické a geochemické studie ve srovnání s podobnými dříve publikovanými daty z amfibolitů gemerského fundamentu ukazují, že amfibolity přítomné v ochtinské jednotce jsou svým původem a metamorfózou podobné amfibolitům gemerské jednotky a že se tudíž může jednat o části gemerského fundamentu, které jsou tektonicky vmístěny do fylitů ochtinské jednotky.



Obr. 51: Klasifikační diagram vulkanických hornin, Zr/TiO<sub>2</sub> vs. SiO<sub>2</sub> (Winchester a Floyd, 1977, vytvořeno v programu GCDkit, Janoušek a kol., 2006), vysvětlivky: modré křížky - amfibolity popisované v této práci, zelené trojúhelníky - amfibolity popisované v práci Bajaníka (1976), červené trojúhelníky - data publikovaná Ivanem (2008).



Obr. 52: Diagram geochemické klasifikace bazických hornin Th-Hf/3-Ta (Wood, 1980, vytvořeno v programu GCDkit, Janoušek a kol., 2006). vysvětlivky: IAT-tholeiity ostrovních oblouků, N-MORB-bazalty středoocéánských hřbetů, E-MORB-obohacené bazalty středoocéánských hřbetů, CAB-vápenato-alkalické bazalty, WPA-intradeskové alkalické bazalty, modré křížky - amfibolity popisované v této práci, zelené trojúhelníky - amfibolity popisované v práci Bajaníka (1976), červené trojúhelníky - data publikovaná Ivanem (2008).



### 9.3 Tektonický vývoj studované oblasti

Foliaci  $S_{A1}$  v litologických komplexech gemersko-veporské kontaktní zóny asociujeme se zanořením veporské jednotky během přesouvání gemerské jednotky (Jeřábek a kol., 2008), zatímco jiní autoři interpretují tuto stavbu jako exhumační (Plašienka a kol., 1991, 1999 a Janák, 2001), spojenou s odstřešením veporské jednotky. Fylity ochtinské jednotky během deformační fáze  $D_{A1}$  představují lubrikant přesouvající se gemerské jednotky, do kterého se zapracovávají různé litologie z okolních horninových komplexů ve formě tektonické melanže. Stavba  $S_{A2}$  je považována za exhumační. Tato retrogradní stavba se postupně směrem ke kontaktu obou jednotek stává dominantní. Někteří autoři (Plašienka a kol., 1999, Janák a kol., 2001) považují tuto kliváž za synkinematickou s odstřešením veporské jednotky a stavby  $S_{A1}$  a  $S_{A2}$  popisované v této práci nerozlišují. Podle Jeřábka a kol. (2007 a 2008) a Bukovské (2010) vznikla kliváž  $S_{A2}$  odstřešením veporské jednotky spojené se skluzáváním jednotky gemerské, což potvrzuje naše strukturní pozorování vzájemné pozice těchto dvou staveb. Poslední deformační událostí, která ovlivňuje studovanou oblast je  $D_{A3}$ . Stavbu  $S_{A3}$  v horninách představují osní roviny vrás většího měřítka nebo strmá kliváž nízkého metamorfního stupně. Podle Lexy a kol. (2003) souvisí stavba  $S_{A3}$  se severojižním zkrácením celé oblasti následovaným vznikem lokalizované zóny s prvky transpresní deformace tzv. trans-gemerské střížné zóny.

## 10. Závěr

Ze získaných strukturních a petrologických jsme došli k následujícím závěrům.

1. Břidlice hledomorné série patří vzhledem k přítomnosti dvougeneračního granátu pravděpodobně variského i alpinského stáří k horninám veporského fundamentu. Pokles stupně metamorfózy směrem ke kontaktu obou jednotek je pravděpodobně výsledkem retrogrese během vzniku kliváže  $S_{A2}$ .

2. Chloritoidové břidlice jsou součástí metasedimentárního komplexu ochtinské jednotky, který reflektuje karbonskou hlubokomořskou sedimentaci v prostoru mezi gemerskou a veporskou jednotkou. Metamorfní záznam chloritoidových břidlic reprezentuje metamorfózu fylitů během vzniku alpinské metamorfní foliace  $S_{A1}$ , která má ve veporské jednotce prográdní charakter a vzniká během přesouvání gemerské jednotky přes jednotku veporskou.

3. Studované amfibolity interpretujeme jako součást rakovecké skupiny gemerského fundamentu, jejichž metamorfní záznam představuje variskou metamorfózu. Pozice amfibolitů v rámci ochtinské jednotky je pravděpodobně důsledkem procesu nasouvání gemerské jednotky na veporskou během první alpinské deformační fáze  $D_{A1}$ . Litologicky pestrá ochtinská jednotka tedy pravděpodobně reprezentuje tektonickou melanž vznikající během  $D_{A1}$ , jejíž interní struktura byla dotvořena během následujících deformačních fází  $D_{A2}$  a  $D_{A3}$ .

## 11. Literatura

- Abonyi, A., 1971.** Stratigraficko-tektonický vývoj karbónu gemeríd západne od štítnického zlomu. *Geologické práce, Správy* 57, 339-348.
- Andrusov, D., 1936.** Subtatranské príkrovy v Západných Karpatech. *Carpathica*, 1, 3-50.
- Andrusov, D., 1958.** *Geológia Československých Karpát Zv. 1.* Vydavateľstvo SAV, Bratislava, Slovakia.
- Andrusov, D. 1968.** *Grundriss der Tektonik der nördlichen Karpates.* Verlag der Slowakischen Akademie der Wissenschaften, Bratislava, 188 s.
- Andrusov, D. 1975.** Aperçu bref du bâti des Carpathes Occidentales. *Proceedings X Congress CBGA, D. GÚDŠ*, Bratislava, 95–108.
- Andrusov, D., Bystrický, J. a Fusán, O. 1973.** Outline of the structure of the West Carpathians. *Guide book, X Congress CBGA, GÚDŠ*, Bratislava.
- Auzanneau, E., Schmidt, M. W., Vielzeuf, D. a Connolly, J. A. D., 2010.** Titanium in phengite: A geobarometer for high temperature eclogites. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 159, 1-24.
- Bajaník, Š., 1976.** To the petrogenesis of Devonian volcanic rocks of the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. - Západné Karpaty. *Ser. Mineral Petrog. Geoch. Lož.* 2, 75-94.
- Bajaník Š., Hanzel, V., Ivanička, J., Mello, J., Pristaš, J., Reichwalder, P., Snopko, L., Vozár, J. a Vozárová, A., 1983.** *Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenského rudohoria, východná časť.* GÚDŠ, Bratislava, 224 s.
- Bezák, V., 1991.** Metamorphic conditions of the Veporic unit in the Western Carpathians. *Geologica Carpathica*, 42, 4, 219-222.
- Bibikova, E. V., Cambel, B., Korikovskiy, S. P., Broska, I., Gracheva, Y. V., Makarov, V. A. a Arakeliants, M. M., 1988.** U-Pb and K-Ar isotopic dating of Sinec (Rimavica) granites (Kohút Zone of Veporides). *Geologica Carpathica*, 39, 2, 147-157.
- Bibikova, E. V., Korikovskiy, S. P., Putiš, M., Broska, I., Goltzman, Y. V. a Arakeliants, M. M., 1990.** U-Pb, Rb-Sr and K-Ar dating of Sihla tonalites of Vepor pluton (Western Carpathian Mts.). *Geologica Carpathica*, 41, 4, 427-436.
- Bielik, M., Šefara, J., Kováč, M., Bezák, V. a Plašienka, D. 2004.** The Western Carpathians – interaction of Hercynian and Alpine processes. *Tectonophysics*, 393, 63–86.
- Biely, A., 1964.** Über die Veporiden. *Geologica Carpathica*, 15, 263-266.
- Biely, A. 1989.** The geological structure of the West Carpathians. V: Rakús, M., Dercourt, J. a Nairn, A. E. M. (editoři): *Evolution of the Northern Margin of Tethys*, Vol. II., Mémoire de la Société Géologique de France, Nouvelle Série No. 154 (II), Paris, 51–57.
- Biely, A., Bystrický, J. a Fusán, O., 1968.** *De l'appartenance des nappes des Karpates occidentales internes*, Mezinárodní geologický kongres, Praha.

- Bukovská Z., 2010.** *Exhumace střednokorových hornin mechanismem křehce-duktilního odstřešení na příkladu veporského krystalinika v Západních Karpatech.* Diplomová práce, ÚPSG PřF UK, Praha, 80 s.
- Cambel, B., Bagdasaryan, G. P., Gukasyan, R. K. a Dupej, J., 1988.** Age of granitoids from the Kohút Veporic zone according to Rb-Sr isochrone analysis. *Geologica Carpathica*, 39, 2, 131-146.
- Coggon, R., a Holland, T. J. B., 2002.** Mixing properties of phengitic micas and revised garnet - phengite thermobarometers. *Journal of Metamorphic Geology*, 20, 683-696.
- 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.
- Dallmeyer, R. D., Neubauer, F., Handler, R., Fritz, H., Müller, W., Pana, D. a Putiš, M., 1996.** Tectonothermal evolution of the internal Alps and Carpathians; evidence from  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  mineral and whole-rock data. In: Schmid, S.M., Frey, M., Froitzheim, N., Heillbronner, R. a Stünitz, H. (editoři) *Alpine geology; Proceedings of the Second Workshop.* Eclogae Geologicae Helveticae. Birkhaeuser, Basel, 203-227.
- Diener, J. F. A., Powell, R., White, R. W. a Holland, T. J. B., 2007.** A new thermo- dynamic model for clino- and orthoamphiboles in  $\text{Na}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{FeO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{O}$ . *Journal of Metamorphic Geology*, 25, 631-656.
- Faryad, S. W., 1990.** Gneiss-amphibolite Complex of the Gemericum. *Mineralia Slovaca*, 22, 303-318.
- Faryad, S. W., 1991.** Pre-alpine metamorphic events in Gemericum. *Mineralia Slovaca*, 23, 395-402.
- Faryad, S. W., 1994.** Mineralogy of Mn-rich rocks from greenschist facies sequences of the Gemericum, West Carpathians, Slovakia. *N. Jb. Miner. Mh*, 10, 464-480.
- Faryad, S. W., 1995.** Phase petrology and P-T conditions of mafic blueschists from the Meliata unit, West Carpathians, Slovakia. *Journal of Metamorphic Geology*, 13, 701-714.
- Faryad, S.W., 1995.** Phase petrology and P-T conditions of mafic blueschists from the Meliata unit, West Carpathians, Slovakia. *Journal of Metamorphic Geology*, 13, 701-714.
- Faryad, S. W. a Dianiška, I., 1989.** Garnet from granitoids of the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. *Geologica Carpathica*, 40, 6, 715-734.
- Faryad, S. W. a Bernhardt, H. J., 1996.** Taramite-bearing metabasites from Rakovec (Gemic Unit, The Western Carpathians). *Geologica Carpathica*, 47, 349-357.
- Faryad, S. W. a Henjes-Kunst, F., 1997.** K-Ar and Ar-Ar age constraints of the Meliata blueschist facies rocks, the Western Carpathians (Slovakia). *Tectonophysics*, 280, 141-156.
- Faryad, S. W. a Hoinkes, G., 1998.** Correlation of metamorphic P-T conditions between basement rocks in the Austro-Alpine units east from the Tauern Window and in the eastern sector of the Western Carpathians. Carpathian-Balkan Geological Association, 16 Congress, Vienna.

- Faryad, S. W., Ivan, P., Jacko, S., Janák, M., Lupták, B., Spišiak, J., Plašienka, D. a Vozárová, A., 1999.** Metamorphic evolution of the eastern part of the Western Carpathians, with emphasis on Meliata unit. *Acta Montanica Slovaca*, 4, 2, 148-160.
- Froitzheim, N., Pleuger, J., Roller, S. a Nagel, T. 2003.** Exhumation of high- and ultrahigh-pressure metamorphic rocks by slab extraction. *Geology*, 31, 925–928.
- Grecula, P., 1982.** Gemericum - Segment of the Paleotethyan riftogenous basin. *Mineralia Slovaca*, monografie, Alfa, Bratislava, 263 s.
- Green, E. C. R., Holland, T. J. B. a Powell, R., 2007.** An order-disorder model for omphacitic pyroxenes in the system jadeite-diopside-hedenbergite-acmite, with applications to eclogite rocks. *American Mineralogist*, 92, 1181-1189.
- Holland, T. J. B., a Powell, R., 1998.** An internally-consistent thermodynamic dataset for phases of petrological interest. *Journal of Metamorphic Geology*, 16, 309–344.
- Holland, T. J. B. a Powell, R., 2003.** Activity-composition relations for phases in of partial melting equilibria for metapelites. *Journal of Metamorphic Geology*, to *Mineralogy and Petrology*, 145, 492-501.
- Holland, T. J. B., Baker, J. M. a Powell, R., 1998.** Mixing properties and activity- composition relationships of chlorites in the system MgO-FeO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O. *European Journal of Mineralogy*, 10, 395-406.
- Hovorka, D. a Spišiak, J., 1988.** *Mesozoic volcanism of the Western Carpathians*. Veda Publishing, Bratislava, 1-263.
- Hovorka, D. a Méres, Š., 1989.** Relics of high-grade metamorphism in Tatroveporic crystalline of the Western Carpathians. *Mineralia Slovaca*, 21, 193-201.
- Hovorka, D., Ivan, P., Jilemnická, L. a Spišiak, J., 1988.** Petrology and geochemistry of metabasalts from Rakovec (Paleozoic of Gemeric Group, Inner Western Carpathians), *Geologica Carpathica*, 39, 395-425.
- Hraško, Ľ., Broska, I. a Finger, F., 2002.** Permian granitic magmatism and disintegration of the lower paleozoic basement in the SW Veporicum near Klenovec (Western Carpathians). *17 CBGA - Symposium IV*, Magmatic session, 185-188.
- Ivan, P., 2008.** *Staropaleozoický bázický vulkanizmus Západných Karpát: Geochémie a geodynamická pozícia*. Acta Geologica Universitatis Comenianae, 94 str.
- Jacko, S., 1979.** Geological cross-section through the Čierna hora region and its contact with the Gemericum unit. V: M. Mahel' (editor): *Tectonic profiles throug the western Carpathians*. GÚDŠ, Bratislava, 179-185.
- Janák, M., O'Brien, P.J., Hurai, V. a Reutel, Ch., 1996.** Metamorphic evolution and fluid composition of garnet-clinopyroxene amphibolites from the Western Tatra Mts., Central Western Carpathians. *Lithos*, 39, 57-59, 24.

- Janák, M., Plašienka, D., Frey, M., Cosca, M., Schmidt, S. T., Lupták, B. a Méres, Š., 2001.** Cretaceous evolution of a metamorphic core complex, the Veporic unit, Western Carpathians (Slovakia): P-T conditions and in situ  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  UV laser probe dating of metapelites. *Journal of Metamorphic Geology*, 19, 197-216.
- Janák, M., Méres, Š. a Ivan, P., 2007.** Petrology and metamorphic P-T conditions of eclogites from the northern Veporic Unit (Western Carpathians, Slovakia). *Geologica Carpathica*, 58, 121-131.
- Janoušek, V., Farrow, C. M. a Erban, V., 2006.** Technical note: Interpretation of Whole-rock Geochemical Data in Igneous Geochemistry: Introducing Geochemical Data Toolkit (GCDkit). *Journal of Petrology* 47, 6, 1255-1259.
- Jeřábek, P., Stünitz, H., Heillbronner, R., Lexa, O. a Schulmann, K., 2007.** Microstructural-deformation record of an orogen-parallel extension in the Vepor Unit, West Carpathians. *Journal of Structural Geology*, 29, 1722-1743.
- Jeřábek, P., Faryad, S.W., Schulmann, K., Lexa, O. a Tajčmanová, L., 2008.** Alpine burial and heterogeneous exhumation of Variscan crust in the West Carpathians: insight from thermodynamic and argon diffusion modeling. *Journal of the Geological Society*, 165, 479-498.
- Klinec, A., 1966.** On the structure and evolution of the Veporic crystalline unit. *Zborník Geologických Vied*, 6, 7-28.
- Korikovskiy, S. P., Dupej, J., Boronichin, V. A. a Zinovieva, N. G., 1990.** Zoned garnets and their equilibria in mica schists and gneisses of Kohút crystalline complex, Hnúšťa region, Western Carpathians. *Geologica Carpathica*, 41, 99-124.
- Korikovskiy, S. P., Grecula, P., Boronichin, V. A., a Timofeevna-Unanova, O., 1992.** Chloritoid-pyrophyllite-muscovite schists in the Western Gemeric: Mineral equilibria and protoliths. *Mineralia Slovaca*, 24, 29-37.
- Korikovskiy, S. P., Putiš, M. a Plašienka, D., 1997.** Cretaceous low grade metamorphism of the Veporic and North-Gemic zones: a result of collisional tectonics in the central Western Carpathians. V: Grecula, P., Hovorka, D., Putiš, M. (editoři), *Geological evolution of the Western Carpathians*, 107-137, 25.
- Kováčik, M., Král', J. a Maluski, H., 1996.** Metamorphic rocks in the Southern Veporicum basement: their Alpine metamorphism and thermochronologic evolution. *Mineralia Slovaca*, 28, 185-202.
- Kováčik, M., Konečný, P., Kollárová, V., Holický, I. a Siman, P., 2005.** Electron microprobe dating of monazite in basement metamorphites from the Kohút zone of Veporicum and case correlation aspects (Western Carpathians). *Slovak Geology Magazine*, 11, 2-3, 91-105.
- Kováč, A., Svinger, E. a Grecula, P., 1986.** Rb-Sr ages of granitoid rocks from the Spišsko gemerské Rudohorie Mts., *Mineralia Slovaca*, 18, 1-14.
- Král', J., Frank, W. a Bezák, V., 1995.** Ar-Ar spektrá z amfibolu amfibolických hornín veporika. *Mineralia Slovaca*, 28, 501-513.

- Leake, B. E. a kol., 1997.** Nomenclature of amphiboles: Report of the Subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on new minerals and mineral names. *Mineralogical Magazine*, 61, 295-321.
- Lexa, O., Schulmann, K. a Ježek, J., 2003.** Cretaceous collision and indentation in the West Carpathians: View based on structural analysis and numerical modeling. *Tectonics*, 22, 1066.
- Ludwig, K. R., 1999.** *User's manual for Isoplot/Ex version 2.2, a geochronological toolkit for Microsoft Excel.* Berkeley Geochronology Center Special Publ., 5s.
- Lupták, B., Janák, M., Plašienka, D., Schmidt, S. T. a Prey, M., 2000.** Chloritoid-kyanite schists from the Veporic unit, Western Carpathians, Slovakia: implications for Alpine (Cretaceous) metamorphism. *Schweizerische Mineralogische und Petrologische Mitteilungen*, 80, 213-223.
- Lupták, B., Janák, M., Plašienka, D. a Schmidt, S. T., 2003.** Alpine low grade metamorphism of the Permian-Triassic sedimentary rocks from the Veporic superunit, Western Carpathians: phyllosilicate composition and „crystallinity“ data. *Geologica Carpathica*, 54, 367-375.
- Mahel' M. 1986.** *Geological Structure of Czechoslovak Carpathians.* Část 1: Palealpine Units. Veda, Bratislava.
- Maluski, H., Rajlich, P. a Matte, P. 1993.**  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  dating of the Inner Carpathians Variscan basement and Alpine mylonitic overprinting. *Tectonophysics*, 223, 313-337.
- Matějka, A. a Andrusov, D., 1931.** *Apercu de la géologie des Carpathes occidentales da le Slovaquie C. et des régions avoisinantes.* Knihovna Státního geol. ústavu, Praha, 163s.
- Mazzoli, C., Sassi, R. a Vozárová, A., 1992.** The pressure character of the Alpine-metamorphism in the Central and Inner Western Carpathians. V: Vozár, J. (editor): *Special volume IGCP-276*, GÚDŠ, Bratislava, 109-117.
- Méres, Š. a Hovorka, D., 1991.** Alpine metamorphic recrystallization of the pre-Carboniferous metapelites of the Kohút crystalline complex (the Western Carpathians). *Mineralia Slovaca*, 23, 435-442.
- Michalko, J., Bezák, V., Král', J., Huhma, H., Mäntäri, I., Vaasjoki, M., Broska, I. a Hraško, L., 1998.** U/Pb zircon data from the Veporic granitoids (Western Carpathians). *Krystalinikum*, 24, 91-104.
- Michard, A., Gurriet, P., Soudant, M. a Albarede, F., 1985.** Nd isotopes in French Phanerozoic shales: external vs. internal aspects of crustal evolution. *Geochimica Cosmochimica Acta*, 49, 2, 601-610.
- Mock, R., Sýkora, M., Aubrecht, R., Ožvoldová, L., Kronome, B., Reichwalder, P. a Jablonský, J. 1998.** Petrology and stratigraphy of the Meliaticum near the Meliata and Jaklovce Villages, Slovakia. *Slovak Geological Magazine*, 4, 223-260.
- Němejc, F. 1946.** Further critical remarks on Sternberg's *Lepidodendron dichotomum* and its relations to the cones of *Sporangiostrobus Bode*. *Rozpravy II. třídy České akademie věd*, 47, 1-11.

- Németh, Z., Radvanec, M., Hraško, L. a Madarás, J., 2006.** Ochtinská zóna z pohľadu nových výsledkov mapovacieho geologického výskumu v stykovej zóne veporika a gemerika. *Mineralia Slovaca, Geovestník*, 38, 2, 15.
- Pearce, J.A. a Cann, J.R., 1973.** Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth and Planetary Science Letters*, 19, 290-300.
- Pearce, J. A. a Norry, M. J., 1979.** Petrogenic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 69, 33-47.
- Planderová, E. a Vozárová, A. 1978.** Upper Carboniferous in southern Veporides. *Geologické Práce, Správy*, 70, 129–141.
- Plašienka, D., 1991.** Mesozoic tectonic evolution of the epi-Variscan continental crust of the Western Carpathians: A tentative model. *Mineralia Slovaca*, 23, 447-457.
- Plašienka D., 2003.** Dynamics of Mesozoic pre-orogenic rifting in the West Carpathians. *Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft*, 94, 79-98.
- Plašienka D., 2008.** The Western Carpathians. V: Alpine tectonics of the Alps and Western Carpathians (autoři: Froitzheim, N., Plašienka, D. a Schuster, R.), v: McCann, T. (editor): *The geology of Central Europe*. Geological Society (London), 1141-1232.
- Plašienka, D., Janák, M. a acura, A. 1989.** First illite-crystallinity data from Alpine metamorphosed rocks of the Veporicum, Central West Carpathians. *Mineralia Slovaca*, 21, 43–51.
- Plašienka, D., Grecula, P., Putiš, M., Hovorka, D. a Kováč, M., 1997.** Evolution and structure of the Western Carpathians: an overview. V: Grecula, P., Hovorka, D. a Putiš, M., 1997 (editoři): *Geological evolution of the Western Carpathians, Mineralia Slovaca*, 1-24i.
- Plašienka, D., Janák, M., Lupták, B., Milovský, R. a Frey, M. 1999.** Kinematics and metamorphism of a Cretaceous core complex: the Veporic unit of the Western Carpathians. *Physics and Chemistry of the Earth, Part A: Solid Earth and Geodesy*, 24, 651–658.
- Plašienka, D., Broska, I., Kissová, D. a Dunkl, I., 2007.** Zircon fission-track dating of granites from the Vepor-Gemer Belt (Western Carpathians): constraints for the Early Alpine exhumation history. *Journal of Geosciences*, 52, 113-123.
- Poller, U., Uher, P., Janák, M., Plašienka, D. a Kohút, M., 2001.** Late Cretaceous age of the Rochovce granite, Western Carpathians, constrained by U-Pb single-zircon dating with cathodoluminescence imaging. *Geologica Carpathica*, 52, 1, 41-47.
- Powell, R., Holland, T. J. B., a Worley, B., 1998.** Calculating phase diagrams involving solid solutions via non-linear equations, with examples using THERMOCALC. *Journal of Metamorphic Geology*, 16, 577–588.
- Putiš, M., 1994.** South Tatric-Veporic Basement Geology: Variscan Nappe Structures; Alpine thick-skinned and extensional Tectonics in the Western Carpathians (Eastern Low Tatra Mountains, Northwestern Slovak Ore Mountains). *Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft*, 84, 83-99.



- Putiš, M., Frank, W., Plašienka D., Šiman, P., Sulák, M. a Biroň, A., 2009.** Prograde of the Alpidic Central Western Carpathians orogenic wedge related to two subductions: constrained by  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ages of white micas. *Geodynamica Acta*, 22, 31-56.
- Rozložník, P. 1935.** Die Geologische Verhältnisse der Gegend von Dobšiná. *Geologica Hungarica*, 1-118.
- Sassi, F. P. a Vozárová, A., 1987.** The Pressure character of the Gemericum. *Rendi. Soc. It. Mineral Petrol.*, 42, 73-81.
- Sölva, H., Grasemann, B., Thöni, M., Thiede, R. a Habler, G., 2005.** The Schneeberg Normal Fault Zone: Normal faulting associated with Cretaceous SE-directed extrusion in the Eastern Alps (Italy/Austria). *Tectonophysics*, 401, 3-4, 143-166.
- Stipp, M., Stünitz, H., Heilbronner, R. a Schmid, S. M., 2002.** The eastern Tonale fault zone: a "natural laboratory" for crystal plastic deformation of quartz over a temperature range from 250 to 700 °C. *Journal of Structural Geology*, 24, 1861-1884.
- Šucha, V. a Eberl, D. D., 1992.** Burial metamorphism of the Permian sediments from the Western Carpathians. *Mineralia Slovaca*, 24/5, 399-405.
- Thöni, M. a Jagoutz, E., 1992.** Some new aspects of dating eclogites in orogenic belts: Sm-Nd, Rb-Sr, and Pb-Pb isotopic results from the Austroalpine Saualpe and Koralpe type-locality (Carinthia/ Styria, southeastern Austria). *Geochimica Cosmochimica Acta*, 56, 347-368.
- Tomek, Č., 1993.** Deep crustal structure beneath the central and inner West Carpathians. *Tectonophysics*, 226, 417-431.
- Varga, I., 1973.** Mineralnye asociacii regionalnovo metamorfizma a ich zonalnosť v Spišskogemerskom rudohorii. *Mineralia Slovaca*, 5, 115-134.
- Vozárová, A., 1990.** Development of metamorphism in the Gemeric/Veporic contact zone (Western Carpathians). *Geologica Carpathica*, 41, 475-502.
- Vozárová, A. a Krištín, J., 1986.** Thermodynamic conditions at the contact of alpine granitoids with metasediments of Slatviná Formation in Krokava surroundings (southern Veporicum). *Geologické práce, Správy*, 21, 33-38.
- Vrána, S., 1964a.** Chloritoid and kyanite zone of alpine metamorphism on the boundary of the Gemerides and the Veporides (Slovakia). *Krystalinikum*, 2, 125-143.
- Vrána, S., 1964b.** Petrogeneze veporidního krystalinika v okolí Slavošovec. *Geologické práce, Zprávy*, 33, 5-29.
- Vrána, S., 1980.** Newly-formed Alpine garnets in metagranitoids of the Veporides in relation to the structure of the Central zone of the Western Carpathians. *Časopis pro Mineralogii a Geologii*, 25, 41-54.
- White, R. W., Powell, R., Holland, T. J. B. a Worley, B. A., 2000.** The effect of  $\text{TiO}_2$  and  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  on metapelitic assemblages at greenschist and amphibolite facies conditions: Mineral equilibria calculations in the system  $\text{K}_2\text{O}-\text{FeO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{TiO}_2-\text{Fe}_2\text{O}_3$ , *Journal of Metamorphic Geology*, 18, 497-511.

**White, R. W., Powell, R. a Holland, T. J. B., 2007.** Progress relating to calculation of partial melting equilibria for metapelites. *Journal of Metamorphic Geology*, 25, 511-527.

**Winchester, J.A. a Floyd, P.A., 1977.** Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20, 325-343.

**Wood, D. A., 1980.** The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the british Tertiary volcanic province. *Earth and Planetary Science Letters*, 50, 11-30.