

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

# **Strukturní vývoj granulitů borského masivu (Strážecké moldanubikum)**

**Bakalářská práce**

**Petr Vitouš**



Vedoucí bakalářské práce: RNDr. Petr Jeřábek

Praha 2007

## **Poděkování**

Na prvním místě děkuji svému školiteli RNDr. Petru Jeřábkovi za to, že se mi věnoval nad rámec svých povinností nejen při práci se speciálními programy, ale i v terénu. Za pomoc v terénních pracích patří dík také RNDr. Lucii Tajčmanové, PhD. a RNDr. Odreji Lexovi, PhD., kteří se s námi dobrovolně do terénu vypravili. Dále děkuji prof. Wali Shah Faryadovi, který mi pomohl s petrologií vzorků a jež je nositelem grantu, ze kterého mohla být tato práce financována.

Práce byla financována z grantu GAČR 42-201350 (nositel W. S. Faryad)

## **OBSAH**

### **1. část (rešerše)**

<b>1. ÚVOD.....</b>	<b>4</b>
<b>2.1 MOLDANUBIKUM.....</b>	<b>4</b>
<b>2.2 STUDIUM GRANULITŮ.....</b>	<b>5</b>
2.2.1 Geochronologie.....	6
2.2.2 Petrografie a petrologie.....	7
<b>2.3 GRANULITOVÁ TĚLESA MOLDANUBIKA, SCHWARZWALD.....</b>	<b>7</b>
<b>2.4 GRANULITOVÁ TĚLESA MOLDANUBIKA, ČESKÝ MASIV.....</b>	<b>9</b>
2.4.1 Blanský les.....	10
2.4.2 Prachatický a křišťanovský granulitový masiv.....	12
2.4.3 Lišovský granulitový masiv.....	12
2.4.4 Náměšť nad Oslavou.....	13
<b>2.5 PERIDOTITY GFÖHLSKÉ JEDNOTKY.....</b>	<b>13</b>

### **2. část (vlastní výzkumná práce)**

#### **Strukturní vývoj granulitů borského masivu (Strážecké moldanubikum)**

<b>3. GEOLOGIE STUDOVANÉ OBLASTI.....</b>	<b>15</b>
<b>4. GRANULITY BORSKÉHO MASIVU.....</b>	<b>15</b>
4.1 Petrografie granulitů.....	15
4.2 Strukturní výzkum vlastního granulitového tělesa.....	16
4.3 Ultrabazika.....	17
<b>5. OKOLNÍ HORNINY.....</b>	<b>17</b>
5.1 Petrografie okolních hornin.....	17
5.2 Strukturní výzkum okolních hornin.....	18
<b>6. ZÁVĚRY A DISKUZE.....</b>	<b>19</b>
<b>7. SEZNAM POUŽITÉ LITERATURY.....</b>	<b>21</b>

## **PŘÍLOHY**

---

**Příloha I - Mapa dokumentačních bodů**

**Příloha II - Geologická mapa studované oblasti**

**Příloha III - Mikrofotografická příloha**

# 1.ČÁST

## REŠERŠE

### 1. ÚVOD

Granulity reprezentují jedny z nejzajímavějších horninových typů evropských variscid. Jsou typickými vysokoteplotními horninami střední a spodní kůry. Granulity je možné najít jako xenolity v bazaltických vulkanických horninách převážně v rámci kontinentálních riftů, ale dominantní výskyt granulitů je v orogenních zónách. Jsou známé z mnoha kolizních pásem, tvořících od archaika až po současnost. Granulitické horniny moldanubika tvoří četná tělesa velikosti několika metrů až desítek kilometrů. Ve srovnání s jinými obnaženými oblastmi evropských variscid, je moldanubikum charakteristické značným rozšířením těchto hornin. V české části moldanubika se většina granulitových těles nachází v oblasti jižních Čech a západní a jihozápadní Moravy.

Podobnost granulitů moldanubika je v této práci prezentována na příkladu granulitových těles německého Schwarzwaldu. Jako příklad strukturního vývoje jednoho z granulitových těles je uvedena strukturní studie Blanského lesa.

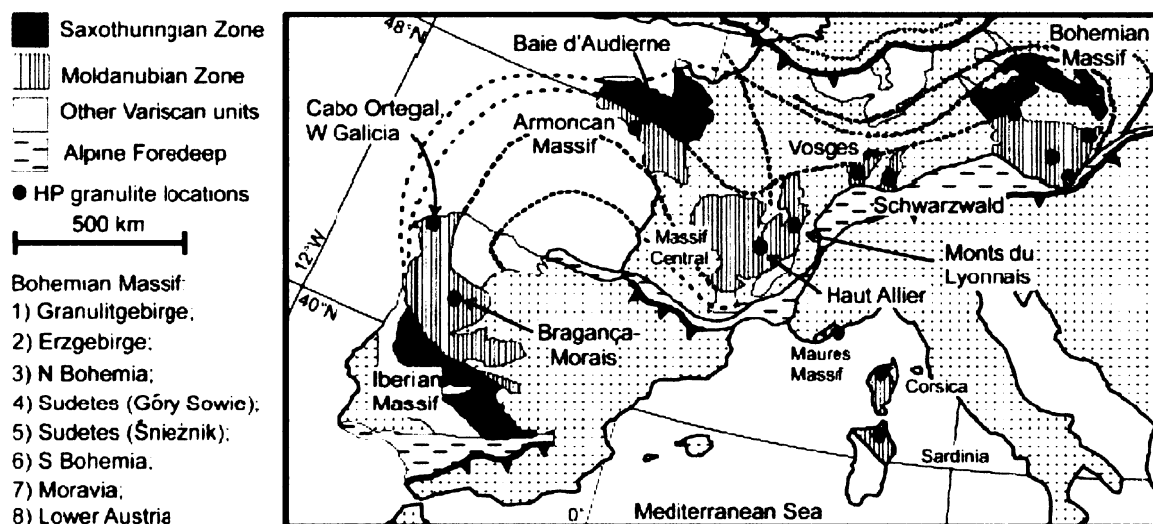
### 2.1 MOLDANUBIKUM

Moldanubikum reprezentuje zbytky krystalinického jádra variského orogénu střední Evropy. Na obr. 1 jsou vyznačena významná tělesa granulitů a je zde vidět pozice moldanubika v rámci evropských variscid.

V jižní části českého masivu sestává moldanubikum z několika korových segmentů různého stáří, do kterých intrudují post-tektonické granitické horniny (O'Brien, 2000). Moldanubikum se dělí na strukturně nižší, převážně metasedimentární, drosendorfskou jednotku a strukturně vyšší gföhlskou jednotku (Franke, 2000).

Spodní část drosendorfské jednotky tvoří tzv. monotónní jednotka, tvořená zejména cordierit-biotit-sillimanitickými pararulami, které jsou částečně migmatitizovány a obklopují vložky ortorul a v menší míře i amfibolitů. Svrchní část drosendorfské jednotky se nazývá pestrá jednotka a je tvořena vysokoteplotními metasedimenty, metabazity, metakarbonáty, kvarcity a grafitickými břidlicemi. Gföhlská jednotka obsahuje výše metamorfované ortoruly, pararuly a

granulity, které jsou asociovány s granátickými nebo spinelovými peridotity, pyroxenity, dunity a místy i eklogity (Fiala, 1995).



Obr. 1. Mapa variských jednotek Evropy s vyznačenými významnými tělesy granulitů (O'Brien & Rötzler, 2003).

## 2.2 STUDIUM GRANULITŮ

Granulitové masivy v moldanubiku sestávají zejména z intenzivně deformovaných leukokráních granulitů, ve kterých je přítomna reliktní vysokotlaká-vysokoteplotní minerální asociace granát-kyanit-křemen-ternární živec. Méně deformované domény pak obsahují granát-klinopyroxen-křemen-ternární živec (Cook a O'Brien, 2001).

Tlaky, za kterých granulity vznikají mohou být velmi variabilní a P-T pole, pokrývající podmínky vzniku granulitických hornin, může být rozděleno na nízkotlaké (LP - Low-Pressure), střednětlaké (MP - Medium-Pressure) a vysokotlaké (HP - High-Pressure). V rakouské části moldanubika byly Cookem a O'Brienem (2001) stanoveny maximální tlakové podmínky metamorfózy na 14-16 kbar.

Vrcholné teplotní podmínky většiny granulitových terénů se pohybují kolem 800°C, ale je možné se setkat i s extrémními teplotními podmínkami (UHT - Ultra-High-Temperature granulity), které se pohybují v rozmezí 900-1100°C (Harley, 1998). Cookem a O'Brienem (2001) byly nejvyšší teploty u granulitů s vysokotlakou minerální asociací stanoveny na 950-1050°C.

Co se týče retrográdní P-T dráhy, rozlišuje Harley (1989) dva základní typy granulitů: prvním typem jsou granulity, které prodělaly izobarické chladnutí a druhým typem granulity s retrográdní dráhou izotermální dekomprese. Zatímco se granulity, které prodělaly izobarické chladnutí mohou vyskytovat v různých tektonických prostředích, druhý typ obecně ukazuje na P-T smyčky ve směru hodinových ručiček a vrcholné tlakové podmínky dokládající ekvilibraci v podmínkách spodní kůry nebo dokonce pláště. Zdá se, že takové podmínky byly vytvořeny během ztluštění kůry a jejího následného ztenčení, a jsou typické pro pásmo kontinentální kolize. Granulity a jejich složení, tvar P-T dráhy, trvání vrcholné fáze metamorfózy a následné chladnutí mohou poskytovat informace o tektonických procesech během orogeneze a mechanismech, které způsobují exhumaci. V souvislosti s tímto výzkumem jsou významné zejména spodnokorové granulity, protože spodní kůra je místo, kde dochází během orogeneze k transferu tepla mezi pláštěm a kůrou a také k transferu materiálu, který se pak vyskytuje v granulitech jako vložky ultrabazik (Marschall et al., 2003).

Pin a Vielzeuf (1983) rozeznávají v pásmu variscid dvě skupiny granulitů. Podle tohoto dělení se první skupina granulitů vyskytuje společně s eklogity a peridotity a ekvilibrují za vysokých tlaků během rané fáze variské orogeneze. Do této skupiny jsou zařazeny všechny variské granulitové masivy ve střední Evropě. Jmenovitě v oblastech Českého masivu, Schwarzwald, Vogéz a Masivu Central. Druhá skupina granulitů pak není asociována s eklogity a peridotity a ekvilibrují za nízkých tlaků během pozdních stádií variské orogeneze. Podle Pina a Vielzeufa (1983) patří do této skupiny všechny granulity reprezentující variskou kůru postiženou alpskými tektonickými procesy v oblasti Pyrenejí, Ivrea a jižní Kalábrii.

### **2.2.1 Geochronologie**

Současné geochronologické údaje, pořízené zejména z Českého masivu, naznačují tři období formování granulitů, a to přibližně před 400, 340 a 324 miliony let (např. Marschall et al., 2003). Termobarometrie ukazuje, že u dvou starších skupin granulitů docházelo k ekvilibraci za vysokých tlaků (HP) a vysokých teplot (HT) (Carswell a O'Brien, 1993; Rötzler a Romer, 2001), zatímco v nejmladší skupině vystupují granulity a migmatity nízkotlaké-vysokoteplotní (LP-HT) (Kalt et al., 1999).

Četná U-Pb stáří zirkonů a monazitů kolem 340 miliónů let jsou mnoha autory interpretována jako vrchol granulitové metamorfózy (např. Kröner et al., 2000).

Stáří eklogitů a peridotitů gfohlské jednotky zjištěná metodou Sm-Nd rozděluje Medaris (1995) na dvě skupiny. Starší kolem 375 a mladší přibližně 335 milionů let. Obě charakterizují zchlazení vysokoteplotních hornin pod blokující teploty Sm a Nd okolo 800°C.

### **2.2.2 Petrografie a petrologie**

Jednotlivé granulitové masivy se skládají z různých vysokotlakých hornin kůry a svrchního pláště exhumovaných během variské orogeneze. Zdaleka nejhojnější jsou felsické granulity, naopak mafické granulity s pyroxenem jsou poměrně vzácné.

Typické felsické granulity mají minerální asociaci granát-kyanit-křemen-ternární živec. Běžnými akcesoriemi bývají rutil, zirkon, apatit, ilmenit, někdy také monazit. Vrcholné metamorfnní podmínky se pohybují mezi 900-1050°C a 15-20 kbar (O'Brien a Rötzler, 2003). Následně byly horniny vystaveny rychlé dekompresi do podmínek střední kůry a podrobeny střednětlakému přetisku kolem 8-12 kbar za teplot 800-900°C (O'Brien a Rötzler, 2003).

## **2.3 GRANULITOVÁ TĚLESA MOLDANUBIKA, SCHWARZWALD**

V podložních jednotkách Schwarzwaldu dominují vysokotlaké-vysokoteplotní pararuly a migmatity, do kterých intruduje několik post-kolizních variských granitoidů.

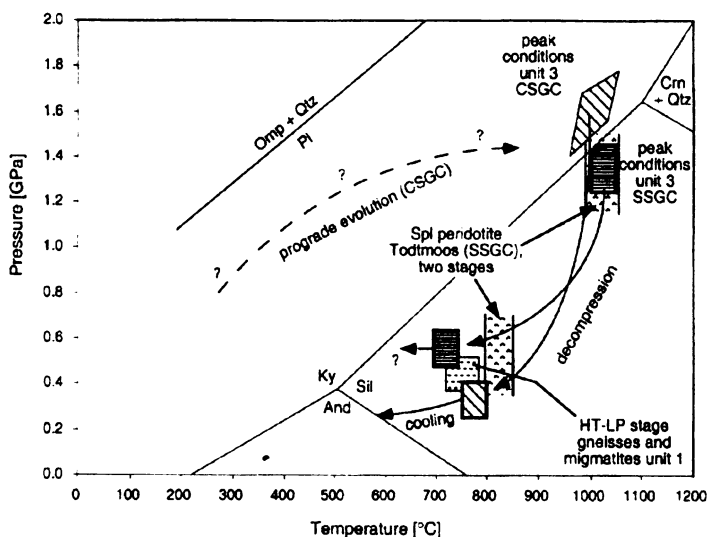
Ve Schwarzwaldu jsou vyčleněny dva krystalické bloky. Prvním je centrální rulový komplex a druhým jižní rulový komplex, od sebe jsou odděleny východo-západní zlomovou zónou Badenweiler-Lenzkirch.

V jižním rulovém komplexu se střídají felsické granulity s granátem a ortopyroxenem s mafickými klinopyroxenovými granulity. Místy mají horniny kompoziční páskování paralelní s foliací, střídající se felsické a mafické vrstvy. Granát-ortopyroxenové granulity mají minerální asociaci křemen-plagioklas-K-živec-ortopyroxen-ilmenit, zřídka se vyskytují porfyroklasty granátu s inkluzemi rutilu. Mafické granulity se skládají z plagioklasu-ortopyroxenu-klinopyroxenu, podružný je K-živec a křemen. Akcesorickými minerály jsou apatit, ilmenit a pyrit. Některé granulity mají dobře vyvinutou foliaci a izoklinální vrásky. V granulitech jižního rulového komplexu chybí reliktů progradní metamorfózy. Odhadnutá P-T dráha ukazuje na vrcholnou metamorfózu za podmínek kolem 15 kbar a 1015°C v poli stability sillimanitu. Následovala dekomprese a chladnutí za podmínek kolem 6 kbar a 700°C (obr. 2).

V centrálním rulovém komplexu dominují ruly obsahující reliktů minerální asociace granulitové facie. Jsou zde popisovány granátické granulity, granulity s granátem a



hercynitem a také granulity s rutilem, kyanitem a granátem (Marschall et al., 2003). V těchto horninách jsou časté progradní i retrogradní reakční textury. Posledně jmenované granulity obsahují poměrně velká zrna granátu, antiperthitu, rutilu a kyanitu, obklopené drobně krystalovanou matrix, tvořenou asociací křemen-plagioklas-K-živec-biotit. Velká zrna jsou interpretována jako relikty vysokotlakého stupně metamorfózy v granulitové facii, zatímco matrix rekrystalizuje za nízkotlakých-vysokoteplotních podmínek. Vrchol metamorfózy se nachází v poli stability kyanitu. Teplota se pohybuje v rozmezí 950-1010°C za tlaku 14-18 kbar. Retrogradní dráha je charakterizována počáteční izotermální dekompresí doprovázenou parciálním tavením, tuto dekompresi následovalo izobarické chladnutí (Marschall et al., 2003) (obr. 2).



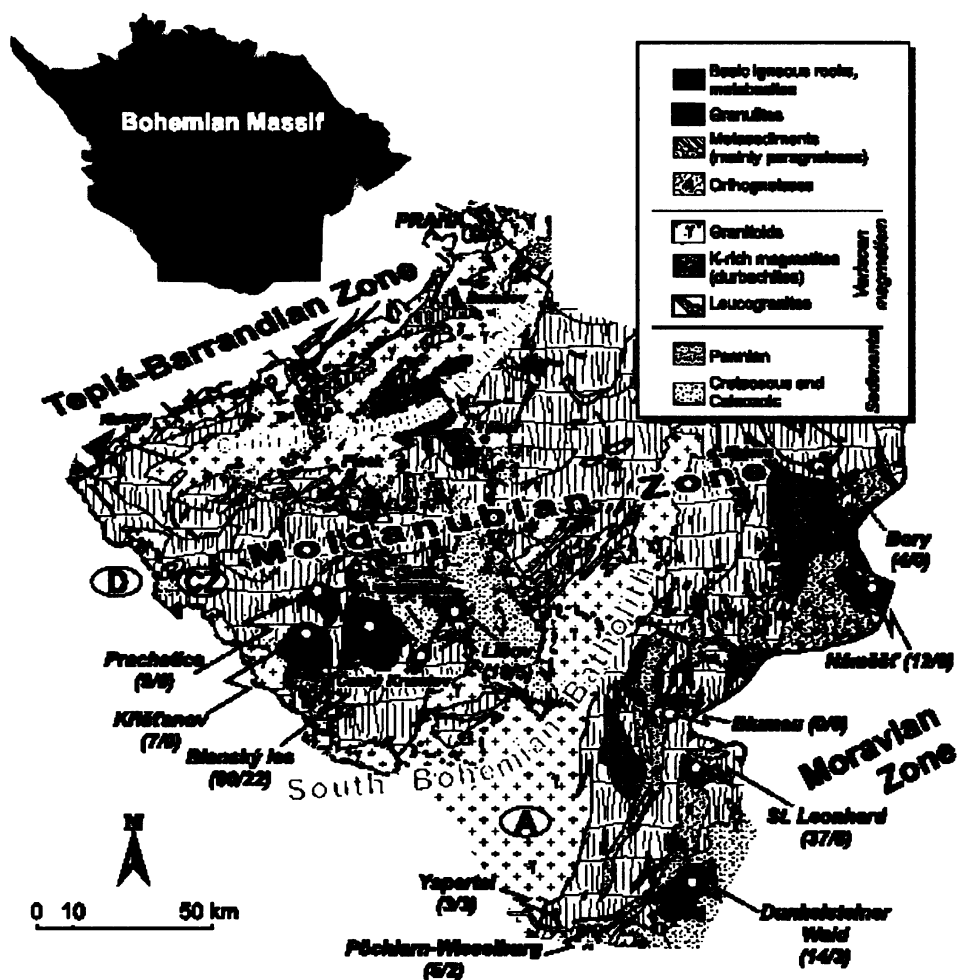
Obr. 2. Retrogradní dráha centrálního (CSGC) a jižního (SSGC) rulového komplexu, Schwarzwald (Marschall et al., 2003).

## 2.4 GRANULITOVÁ TĚLESA MOLDANUBIKA, ČESKÝ MASIV

V jižních Čechách se vyskytují granulitové masivy elipsovitých tvarů. Největším z nich je Blanský les, dále pak Křišťanov, Prachatice, Lišov, Krasejovka a několik menších těles. Na jihozápadní Moravě jsou nejvýznačnějšími granulitovými tělesy Náměšť nad Oslavou a borský masiv.

Několik granulitových těles na východním okraji moldanubika se vyskytuje také v Dolním Rakousku. Jsou to tělesa Yspertal, Pöchlarn-Wieselburg, Dunkelsteiner Wald, St. Leonhard a masiv Blumau.

Všechna významná granulitová tělesa jsou vyznačena na obr. 3.



Obr. 3. Granulity moldanubika, Český masiv (Janoušek et al., 2004)

### 2.4.1 Blanský les

Granulity jižních Čech reprezentují fragment „gföhlské“ spodní kůry, která vystupuje na povrch v podobě těles odloučených od okolních hornin pestré a monotónní jednotky.

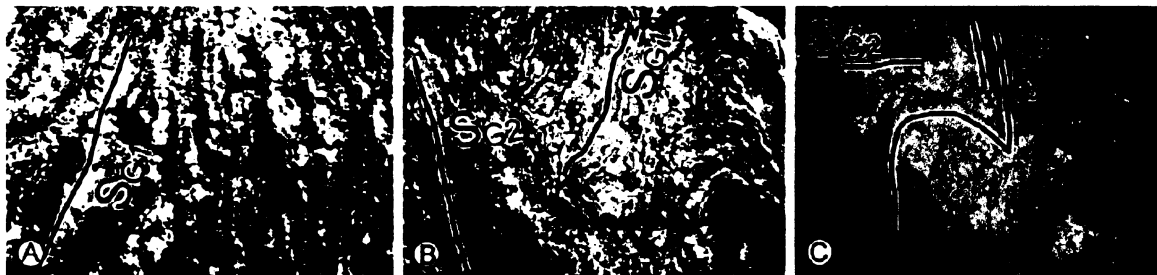
Granulitový masiv blanského lesa se skládá z felsických granulitů, které uzavírají až několik kilometrů velké čočky ultrabazických hornin, několik budin mafických granulitů a výjimečně vápenatosilikátové horniny. Masiv je obklopen pararulami pestré skupiny, na severu s uzavřeninami amfibolitů a vápenato-silikátových hornin.

Stáří protolitu felsického granulitu bylo stanoveno Wendtem et al. (1994) metodou U-Pb na přibližně 370 miliónů let. Sedimenty byly vystaveny vysokotlaké-vysokoteplotní metamorfóze, která je datována z granátů felsických granulitů metodou Sm-Nd na dobu přibližně před 354 milióny let. Poté následovala nízkotlaká-vysokoteplotní fáze metamorfózy asi před 340 milióny let (Franěk et al., 2006).

Na základě petrografických a mikrostrukturních argumentů a geometrických vztahů mezi foliacemi na jednotlivých výchozech, rozeznává Franěk et al. (2006) tři dominantní planární stavby v granulitech a dvě v okolních jednotkách.

Stavby granulitové facie (obr. 4) jsou reprezentovány penetrativní foliací  $S_{G2}$ , která přetiskuje starší foliaci  $S_{G1}$  tvořené pásy křemene a živce. Obě foliace jsou charakterizovány minerální asociací granulitové facie, křemen-granát-kyanit-plagioklas-K-živec-biotit. Dominantní  $S_{G2}$  foliace severo-j jižního směru je dobře zachovaná v eliptické doméně v jižní části masivu a zapadá pod velkými úhly převážně k západu. Subhorizontální lineace  $L_{G2}$  má taktéž severo-j jižní trend.

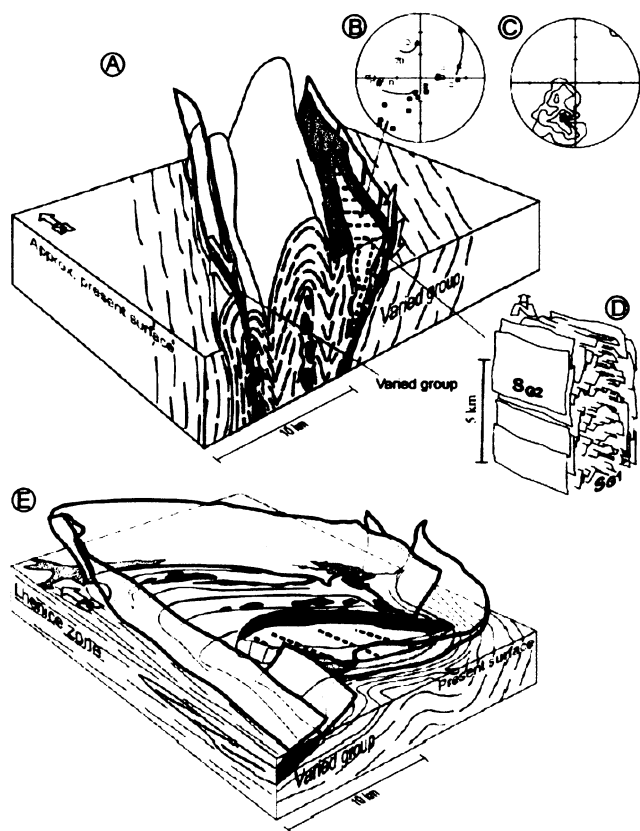
Granulitový masiv blanského lesa je přepracováván planární stavbou amfibolitové facie  $S_{G3}$ . V retrográdních granulitech s minerální asociací křemen-plagioklas-K-živec-biotit  $\pm$  sillimanit  $\pm$  granát  $\pm$  kyanit, které v masivu blanského lesa převažují, přepracovává foliace  $S_{G3}$  planární stavbu  $S_{G2}$  pod velkými úhly (obr. 4.c).



Obr. 4. Foliace granulitové facie, Blanský les (Franěk et al., 2006).

V porovnání s granulitovým masivem, jsou v okolních jednotkách přítomny pouze dvě planární stavby  $S_{H1}$  a  $S_{H2}$ . V pararulách pestré skupiny obsahují obě foliace minerální asociaci křemen-plagioklas-K-živce-biotit  $\pm$  granát  $\pm$  sillimanit  $\pm$  muskovit, v amfibolitech pak obecný amfibol-plagioklas-ilmenit  $\pm$  granát. Stavba  $S_{H2}$  je v pararulách výsledkem izoklinálního vrásnění původní stavby tvořené pásy biotitu a křemeno-živcovými agregáty. V amfibolitech je  $S_{H2}$  často výsledkem transpozice kompozičního páskování  $S_{H1}$ .  $S_{H2}$  obecně mírně zapadá k západu, a to jmenovitě v lhenické zóně na západě a podél východního okraje granulitového masivu. Pouze u severního a jižního okraje masivu se tato stavba stáčí a lemují jeho hranici.

Franěk et al. (2006) nabízí dva odlišné mechanické modely k objasnění složité stavby  $S_{G3}$  a staveb v okolních horninách.



Obr. 5. Strukturální vývoj masivu blanského lesa podle Fraňka et al. (2006).

První model popisuje vzniklé struktury jako důsledek vrásnění kompetentního granulitu obklopeného méně kompetentními horninami pestré skupiny. Centrální část blanského lesa představuje krátké rameno asymetrické vrásky, které prodělalo maximální rotaci, zatímco granulitové výběžky paralelní s lhenickou zónou na západě a pestrá skupina na východě reprezentují extrémně protažená ramena severo-j jižního průběhu. Geometrie vrásky a jejích dlouhých ramen naznačuje kombinaci čistého stříhu přibližně východo-západního směru s dextrálním jednoduchým stříhem směru severovýchod-jihozápad (obr. 5).

Druhý model vysvětluje makroskopickou strukturu masivu blanského lesa jako důsledek aktivní rotace rigidní domény (granulitů blanského lesa) během jednoduchého stříhu uvnitř viskózních metasedimentů pestré jednotky. Celkový pohled na masiv blanského lesa tak může být prezentován v perspektivě geometrie  $\delta$ -porfyroklastu. V tomto pojetí se východní a západní výběžek masivu podobají chvostu rekrystalizovaného  $\delta$ -porfyroklastu. Jádru pak představuje doména s dobře zachovanou  $S_{G2}$  stavbou. Toto vysvětlení podporuje také zakřivení osních rovin kilometrových vrás v horninách pestré skupiny jižně od masivu, které je typickým znakem vrásnění v tlakových stínech  $\delta$ -porfyroklastů (Franěk et al., 2006).

#### **2.4.2 Prachatický a křišťanovský granulitový masiv**

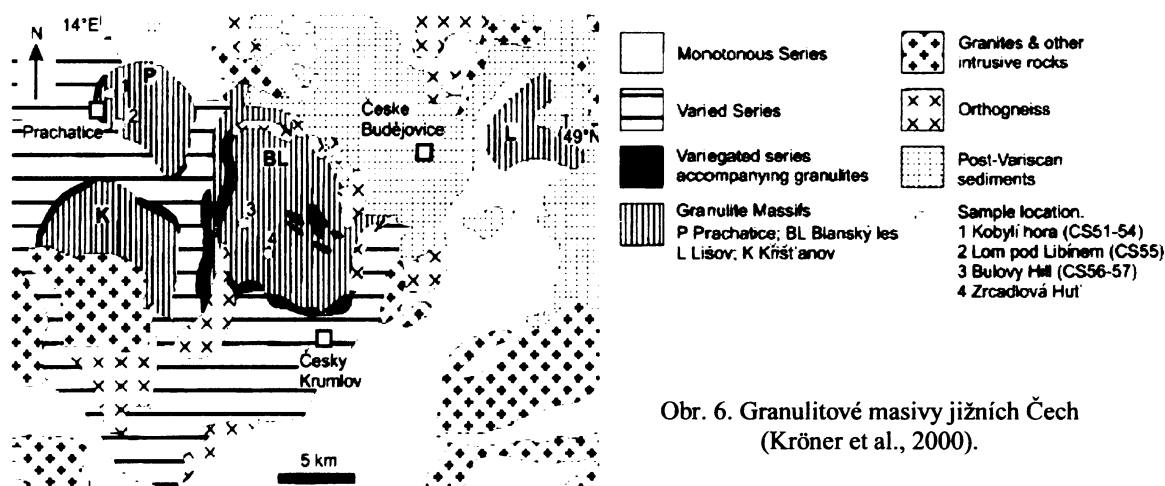
Prachatický granulitový masiv je tvořen tělesem téměř eliptického tvaru s vnitřní dómovitou strukturou (obr. 6). Dva zlomy přibližně severo-j jižního směru rozdělují masiv na tři části, přičemž centrální část obsahuje relikty rulového pláště (Fiala et al., 1987). Granulity prachatického masivu jsou felsické, tečkované malými zrny granátu (<0,5 mm). V doménách s biotitem, který je usměrněný a definuje foliaci, se nacházejí i větší zrna granátů. V místech chudých na granát dominují zrna křemene a antiperthitu, které uzavírají malé granáty, kyanit a méně často i biotit. Akcesorickými minerály jsou spinel, apatit, zirkon, rutil a ilmenit (Kröner et al., 2000).

Křišťanovský granulitový masiv (obr. 6) má synformní strukturu s osou přibližně severo-j jižního směru. Typickým znakem masivu je variská intruze melagranitu rastenberského typu, který intruduje do jádra granulitové synformy.

Prachatický a křišťanovský masiv jsou od sebe odděleny poměrně úzkou zónou rulových hornin. Podobná zóna (lhenická) je odděluje od masivu blanského lesa (Fiala et al., 1987).

#### **2.4.3 Lišovský granulitový masiv**

Lišovský granulitový masiv (obr. 6) je od masivu blanského lesa na západě oddělen tzv. blanickou brázdou. Je tvořen dominantně tělesem mafického granulitu čočkovitého tvaru, jehož tloušťka se zmenšuje směrem k severovýchodu. Uvnitř tohoto tělesa jsou přítomná také menší tělíška felsických granulitů. V jižní části jsou granulity jemně vrásněny, pravidelně se střídají synformy s antiformami. V severní části dominuje monoklinální struktura upadající k severozápadu (Fiala et al., 1987).



Obr. 6. Granulitové masivy jižních Čech (Kröner et al., 2000).

#### 2.4.4 Náměšť nad Oslavou

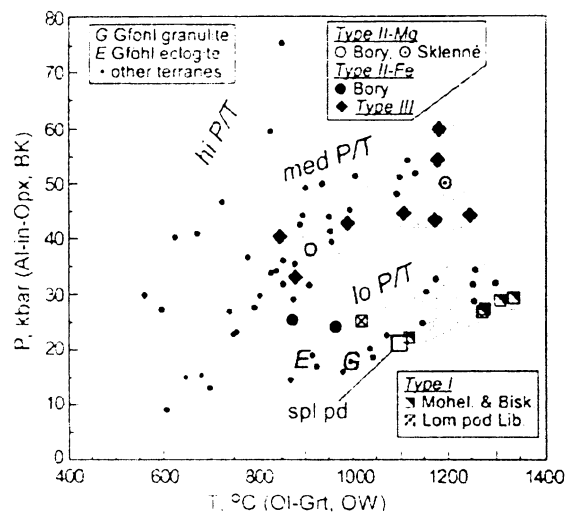
Náměšťský granulitový masiv je součástí západomoravského moldanubika a je formován nepravidelným tělesem, jehož okraje jsou zčásti tektonického charakteru. Severovýchodní hranici tělesa reprezentuje zlom, podél kterého jsou granulity přesunuty přes komplex Moravika, na východě je masiv limitován permokarbonem boskovické brázdy. Ostatní litologické hranice s moldanubickými rulami a migmatity jsou buď ostré nebo je možné pozorovat postupný přechod, střídání granulitů a rul. Podél jižní a západní hranice tělesa se táhne asi 1 km široký pruh amfibolitů, v centrální části se pak nachází dva velké masivy serpentinizovaného peridotitu, Mohelno a Biskoupky. Granulity jsou světlé nebo jsou páskované s minerální asociací křemen-plagioklas-K-živce-granát-biotit + kyanit, který bývá přeměněn na sillimanit. V granulitech vystupujících na kontaktu s okolními ultrabazickými tělesy lze vzácněji najít i tenké pásy tmavých granulitů obsahujících železnatý ortopyroxen hypersten (Fiala et al., 1987).

#### 2.5 PERIDOTITY GFÖHLSKÉ JEDNOTKY

V gřöhlské jednotce moldanubika českého masivu rozlišuje Medaris et al. (2005) tři typy plášťových peridotitů. Odlišují se na základě obsahu hlavních a vedlejších prvků, teplotně-tlakových podmínek a rychlosti chladnutí. Nejčastěji se vyskytují v granulitových terénech, méně často v gřöhlských rulách.

První typ zahrnuje spinelové i granátické peridotity. Ortopyroxen má vysoké obsahy  $Al_2O_3$ , které ukazují na to, že tyto peridotity ekvilibrují za nízkého P-T gradientu (obr. 7). Tento typ

se nachází např. na lokalitách Mohelno a Biskoupky v granulitech Náměště nad Oslavou a v lomu pod Libínem v prachatickém granulitovém masivu. Tlakové podmínky spinelových peridotitů z Náměště se pohybují v rozmezí 21-22 kbar a teplota jejich ekvibrace pohybující se okolo 1100°C je podstatně nižší než pro granátické peridotity (~1300°C) (Medaris et al., 2005). Peridotity z Mohelna a Biskoupek byly interpretovány jako typický ochuzený plášť oceánské kůry a jejich teplota ukazující na nízký P-T gradient svědčí o blízkosti astenosféry. Druhý typ peridotitů je charakterizován obecně nižším obsahem Mg, než první typ, často jsou v asociaci s pyroxenity, obsahují granát i spinel, ortopyroxen má nízké obsahy Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, což ukazuje na nízký P-T gradient (obr. 7). Druhý typ peridotitů se dále rozlišuje na typ II-Mg a typ II-Fe. Oba dva jsou zastoupeny v borském granulitovém masivu. Třetí typ peridotitů je reprezentován výhradně granátickými peridotity, s ortopyroxenem s nízkým obsahem Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> a tedy se středním P-T gradientem (obr. 7). Maximální tlaky pro peridotity na lokalitě Hamry byly stanoveny na přibližně 40 kbar za teploty 1250°C (Medaris et al., 2005). Typ III má P-T gradient typický pro plášť pod kontinentální kůrou. Stáří gföhlských granátických peridotitů stanovené metodou Sm-Nd se udává přibližně na 339±10 milionů let, přičemž pro mohelenský peridotit se udává výrazně vyšší stáří okolo 371 milionů let. S výjimkou mohelenského peridotitu ukazují tyto výsledky na to, že stáří granátických ultramafických hornin jsou srovnatelná se stářím metamorfních zirkonů gföhlských granulitů (338-347 milionů let), které reprezentují dobu vysokotlaké-vysokoteplotní variské metamorfózy (Medaris et al., 2005; Kröner et al., 2000).



Obr. 7. P-T odhady pro české granátické peridotity podle Medarise et al., 2005.

## 2.ČÁST

### VLASTNÍ VÝZKUMNÁ PRÁCE

## STRUKTURNÍ VÝVOJ GRANULITŮ BORSKÉHO MASIVU (STRÁŽECKÉ MOLDANUBIKUM)

### 3. GEOLOGIE STUDOVANÉ OBLASTI

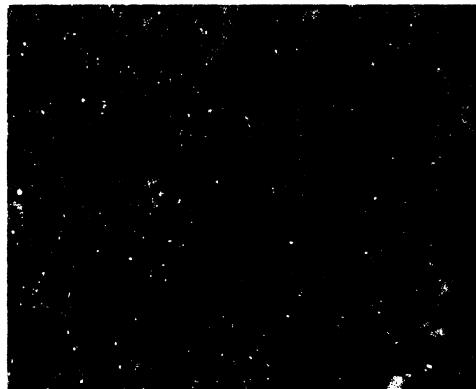
Borský granulitový masiv se nachází v oblasti strážeckého moldanubika, které tvoří severovýchodní okraj interní orogenní zóny Českého masivu. Na severu sousedí strážecké moldanubikum s železnohorským a svrateckým krystalinikem, na východě se svrateckou klenbou, na jihu s třebíčským plutonem a na západě je ohraničeno přibyslavskou zlomovou zónou.

Borský masiv má přibližně čočkovitý tvar severovýchod-jihozápadního protažení a rozměru přibližně 10 × 3,5 km. Borský granulitový masiv se rozkládá mezi Radenicemi a Netínem a je obklopen horninami pestré a monotónní skupiny, kterou zde reprezentují zejména migmatity, cordierit-biotitické pararuly a perlové ruly.

### 4. GRANULITY BORSKÉHO MASIVU

#### 4.1 Petrografie granulitů

Borský granulitový masiv je dominantně tvořen různými typy granulitů. Jádrem celého masivu je pak tvořeno světlým leptynitem (obr. 8). Hornina bývá zcela světlá, častější jsou však páskované textury, kdy se střídají polohy s biotitem a bez něho. Základní minerální složení granulitu, zaznamenávající vrcholné P-T podmínky, sestává z asociace křemen-plagioklas-K-živce-granát-kyanit±biotit. Akcesorickými minerály jsou rutil, apatit a zirkon.



Obr. 8. Světlý granulit s granátem a kyanitem

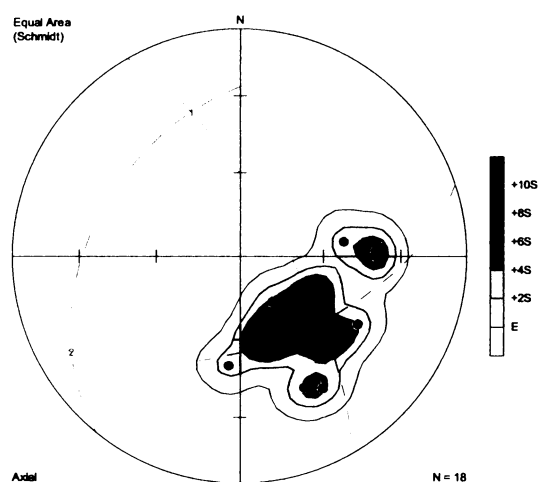
V leukosomech granulitu jsou přítomná velká zrna kyanitu. Granulity jsou mylonitizované a obsahují křemenné ribony a místy též  $\sigma$ -porfyroklasty K-živce a kyanitu.



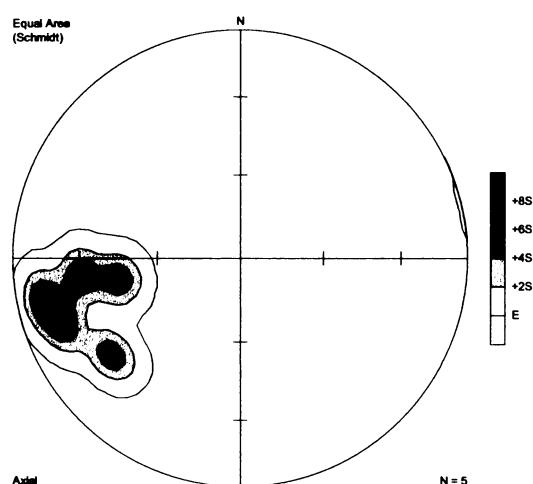
V retrográdních granulitech bývá kyanit přerůstán sillimanitem nebo bývá obklopen plagioklasovým lemem, uvnitř kterého se lokálně vyskytuje spinel. Zároveň dochází k nahrazování granátu biotitem.

#### 4.2 Strukturní výzkum vlastního granulitového tělesa

Ve vlastním tělese granulitu, např. na lokalitě PV3 v lomu Horní Bory, je možné rozlišit dvě deformační stavby. Páskování granulitu, tvořící planární stavbu  $S_1$ , je zachováno v ramenou izoklinálních vrás. Nově vznikající kliváž osních rovin  $S_2$ , která vykazuje známky retrogrese (sillimanit, biotit), lokálně reaktivuje stavby  $S_1$ .  $S_2$  (paralelní s  $S_1$ ) má přibližně severovýchod-jihozápadní trend a upadá pod středními úhly k severozápadu (obr. 9.a). Na plochách  $S_2$  je přítomen sillimanit a biotit, jejichž usměrnění definuje lineaci  $L_2$  (obr. 9.b).



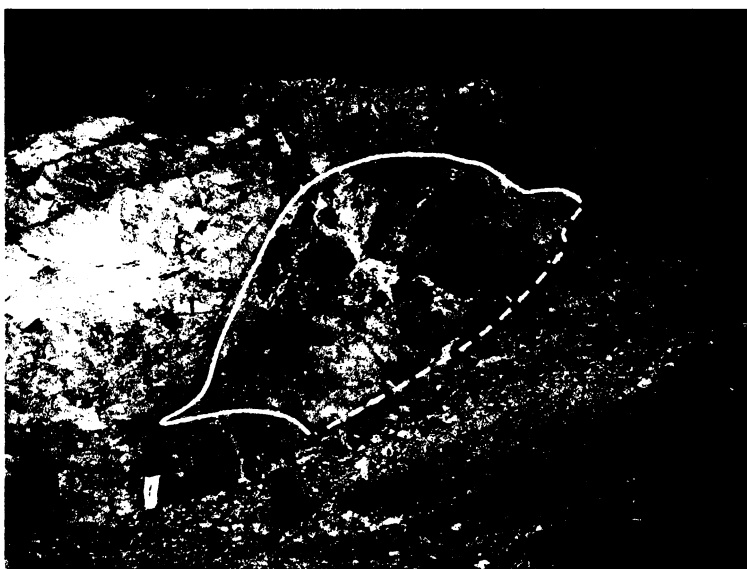
Obr. 9.a. Póly ploch foliace  $S_2$  na lokalitě PV3,  $n=18$



Obr. 9.b. Lineace  $L_2$  na lokalitě PV3,  $n=5$

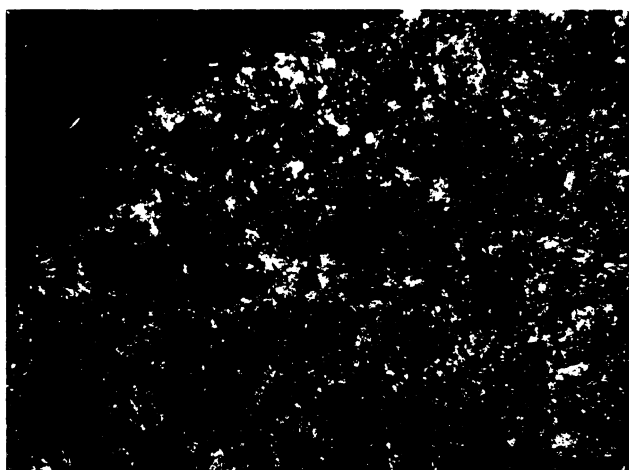
### 4.3 Ultrabazika

V granulitech borského masivu se nacházejí čočkovitá tělesa ultrabazických hornin, zejména granátických peridotitů a granátických pyroxenitů. Tato tělesa měří v průměru několik metrů. Medaris et al. (2005) řadí peridotity v Horních Borech ke druhé skupině, jejichž charakteristickým znakem je právě výskyt v podobě malých izolovaných těles či budin (obr. 10).



Obr. 10. Ultrabazická budina v granulitech, lokalita PV3.

Struktura budin je buď masivní, jak ukazuje obr. 11, nebo jsou páskované. Toto páskování je u některých budin paralelní s průběhem  $S_1$ . Foliace zřejmě odpovídá planární stavbě  $S_2$  v granulitech.

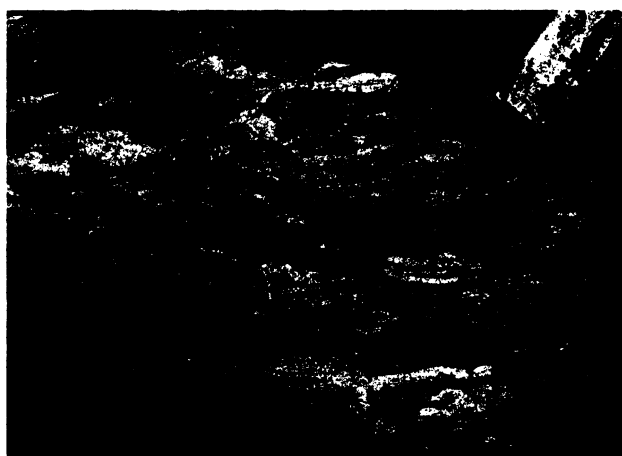


Obr. 11. Granátický peridotit, lokalita PV3.

## 5. OKOLNÍ HORNINY

### 5.1 Petrografie okolních hornin

Horniny, které obklopují borský granitový masiv, patří k pestré a monotónní skupině moldanubika. Jedná se zejména o drobně okaté biotitické pararuly s přechodem do perlových rul a cordierit-biotitické pararuly pestré skupiny, místy slabě migmatitizované, a

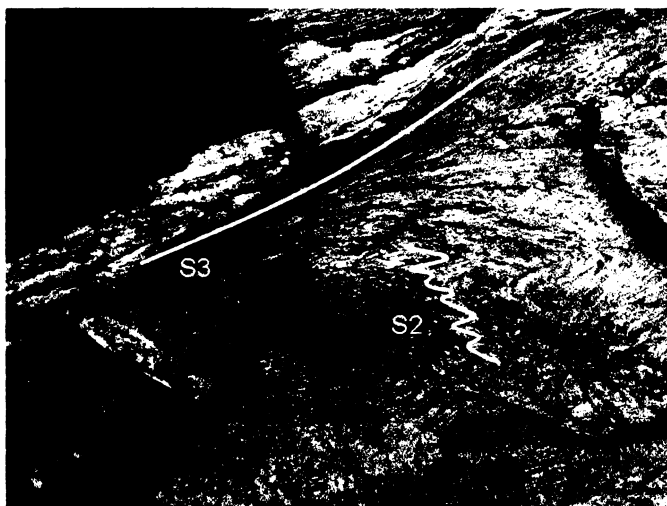


Obr. 12. Vrásněné pararuly až migmatity, lok. PV23.

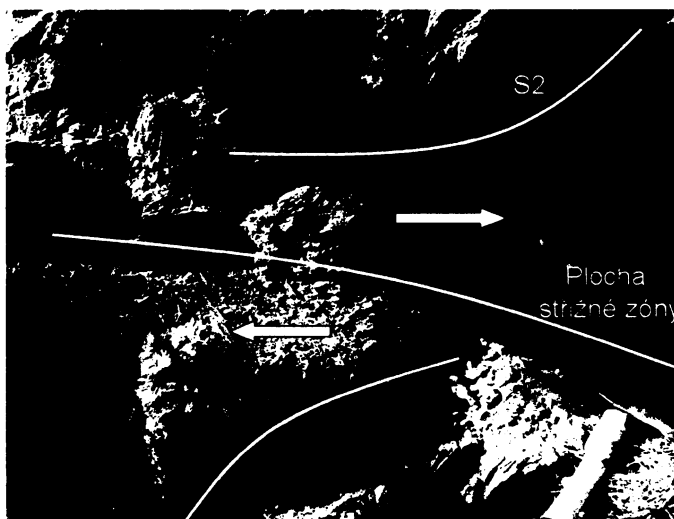
o migmatity a migmatitické ruly monotónní skupiny. Cordierit v pararulách pestré skupiny je většinou pinitizovaný. Základní minerální asociaci tvoří křemen-plagioklas-biotit. Předpokládanou starší minerální asociaci granát-plagioklas-kyanit se nám doposud nepodařilo identifikovat. Lokálně je však přítomen sillimanit, který by, stejně jako v granulitech, mohl vznikat přerůstáním kyanitu.

## 5.2 Strukturní výzkum okolních hornin

Horniny, obklopující granulitový masiv, ukazují svým strukturním záznamem na komplikovanou deformační historii. Dá se zde rozlišit hned několik planárních staveb. Nejstarší planární stavba  $S_1$ , definovaná v granulitech pásy plagioklasu a křemene, je v okolních horninách dokumentována pouze relikty izoklinálních vrás. Zatímco v granulitech je  $S_2$  definována převážně kliváží osních rovin izoklinálních vrás a reaktivací  $S_1$ , v okolních horninách je tato stavba charakterizována migmatitickým páskováním. Trendy deformační stavby  $S_2$  v okolních horninách jsou obdobné jako v granulitech. Obecně stavba  $S_2$  v okolních horninách zapadá pod strmými úhly k severozápadu, nebo jihovýchodu. Migmatitické páskování je většinou intenzivně vrásněno (obr. 12) při pozdější deformační fázi.



Obr. 13. Detailně vrásněná  $S_2$  a střížná zóna (stavba  $S_3$ ), lokalita PV20.



Obr. 14. Stavba  $S_2$  přesekávaná střížnou zónou, šipky znázorňují smysl pohybu (top-to-the-N), lokalita PV 16

Osy těchto vrás jsou paralelní s intersekční lineací  $L_3$ , která se uklání pod středními úhly k severozápadu. Osní roviny lokálně přecházejí do střížných zón  $S_3$  (obr. 13 a 14), které jsou na mnoha místech strmé a mají přibližně směry labské linie (severozápad–jihovýchod). Na

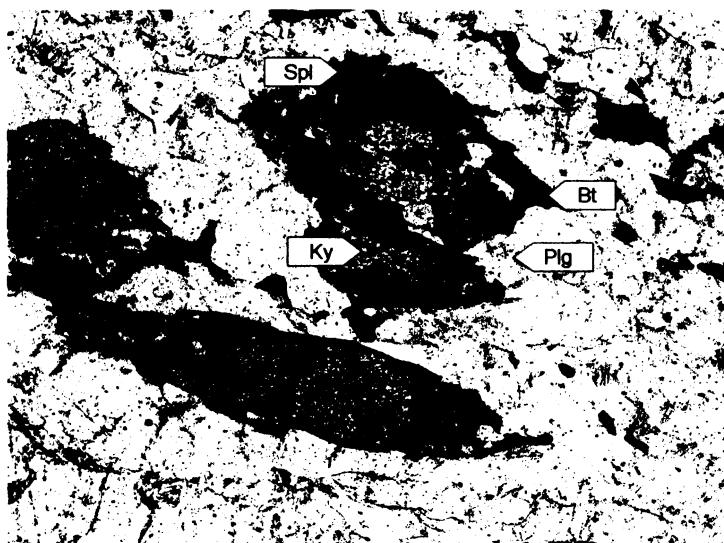
některých výchozech je však průběh střížných zón subhorizontální. Vzhledem k malému počtu dokumentovaných střížných zón však zatím není jasné, zda by se v těchto případech nemohlo jednat o pozdější deformační stavbu  $S_4$ , vznikající v podobných P-T podmínkách. Střížná zóna na lokalitě PV16 (obr. 14) zaznamenává velmi intenzivní deformaci, která vede ke vzniku ultramylonitů (příloha III, obr. 4).

## 6. ZÁVĚRY A DISKUZE

Vrcholná granulitová asociace křemen-K-živec-plagioklas-granát-kyanit je zachována pouze lokálně a to v jádře granulitového tělesa. Tato asociace ekvilibruje v podmínkách spodní kůry zřejmě před zhruba 340 milióny let (např. Carswell a O'Brien, 1993; Marschall et al., 2003). V této době pravděpodobně také dochází ke vmístění plášťových ultrabazických hornin, které spolu s granulity prodělaly následnou dekompresi. Během dekomprese vzniká dominantní planární stavba  $S_2$ , která je definována krystalizací biotitu a sillimanitu.

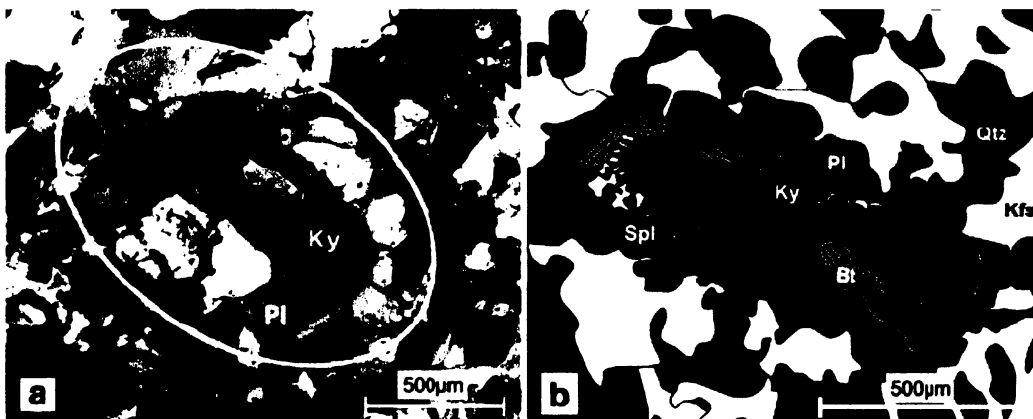
Při dekompresi, kdy byly horniny vystaveny střednětlakému až nízkotlakému a vysokoteplotnímu přetisku, se kyanit stává metastabilním a je přerůstán sillimanitem (příloha III, obr. 1). Granát, obsahující inkluze rutilu, je postupně v mladších fázích nahrazován biotitem (příloha III, obr. 2). Snadnější deformace domén s biotitem, díky reologickému kontrastu světlých a tmavých pásků, zřejmě usnadňuje přeměnu granátu na biotit. Místy se však zdá, že v biotitem bohatých páscích krystalizuje nová generace granátů, která neobsahuje inkluze.

Lokálně dochází během dekomprese ke vzniku plagioklasového lemu (koróny) kolem metastabilního kyanitu (obr. 15). Podobné reakční lemy byly popsány v práci Tajčmanové et al. (2006) (obr. 16). Tato vznikající koróna je podle Tajčmanové et al. (2006) projevem difúze  $\text{CaO}$  a  $\text{Na}_2\text{O}$  z okolní matrix. Důsledkem vzniku této koróny je pak izolace kyanitových zrn od okolní matrix tvořené křemenem a K-živcem. Tento proces vytvoří na rozhraní kyanit-plagioklas křemenem



Obr. 15. Přeměna metastabilního kyanitu na spinel, výbrus PV3D. Matrix je tvořená křemenem a K-živcem.

podsaturované podmínky, které umožňují během nízkotlaké metamorfózy krystalizaci spinelu. Podobným jevem se zabýval Owen a Dostál (1996), kteří uvedli, že se v jejich případě jedná se o hercynit ( $X_{Mg} = 0,04-0,20$ ) s nízkým až středním obsahem ZnO (0,5-6,4 wt%) (Owen a Dostál, 1996).



Obr. 16. Mikrofotografie (a) a náčrtek (b) Al-bohatých domén, reprezentovaných metastabilním kyanitem, a kolem vytvořeného plagioklasového lemu (Tajčmanová et al., 2006).

V granulitech a okolních horninách je možné rozlišit několik deformačních staveb. Nejstarší deformační stavba je zřejmě asociovaná s vrcholnými P-T podmínkami granulitové facie a ukazuje tudíž na deformaci při maximálním zanoření těchto hornin. Druhá deformační stavba je naproti tomu většinou definována tvarovou přednostní orientací sillimanitu a souvisí tudíž s exhumací horninového komplexu.

## 7. SEZNAM POUŽITÉ LITERATURY

- Carswell, D. A. & O'Brien, P. J. (1993). Thermobarometry and geotectonics significance of high-pressure granulites: examples from the Moldanubian Zone of Bohemian Massif in Lower Austria. *Journal of Petrology* 34, 427-459.
- Brueckner, H. K. & Medaris, G. L. (2000). A general model for the intrusion and evolution of mantle garnet peridotites in high-pressure and ultra-high-pressure metamorphic terranes. *Journal of Metamorphic Geology* 18, 123-133.
- Cooke, R. A. & O'Brien, P. J. (2001). Resolving the relationship between high P-T rocks and gneisses in collisional terranes: an example from the Gföhl gneiss-granulite association in the Moldanubian Zone, Austria. *Lithos* 58, 33-54.
- Cooke, R. A., O'Brien, P. J. & Carswell, D. A. (2000). Garnet zoning and the identification of equilibrium mineral composition in high-pressure-temperature granulites from Moldanubian Zone, Austria. *Journal of Metamorphic Geology* 18, 551-569.
- Fiala, J. (1995). General characteristics of the Moldanubian Zone. In Pre-Permian geology of Central and Eastern Europe, (R.D. Dallmeyer, W. Franke and K. Weber, eds.), Springer, 417-418.
- Fiala, J., Matějovská, O. & Vaňková, V. (1987). Moldanubian granulites and related rocks: petrology, geochemistry and radioactivity. *Rozpravy Československé AV*, Academia, Praha, roč. 97, sešit 1.
- Franěk, J., Schulmann, K. & Lexa, O. (2006). Kinematic and rheological model of exhumation of high pressure granulites in the Variscan orogenic root: example of the Blanský les granulite, Bohemian Massif, Czech Republic. *Mineralogy and Petrology* 86, 253-276.
- Franke, W. (2000). The mid-European segment of the Variscides; tectonostratigraphic units, terrane boundaries and plate tectonic evolution. In: Franke, W., Haak, V., Oncken, O., Tanner, D. (eds). Orogenic processes: quantification and modelling in the Variscan Belt. *Geological Society of London Special Publication*, 179, 35-61.
- Harley, S. L. (1989). The origins of granulites: a metamorphic perspective. *Geological magazine* 126(3), 215-247.
- Harley, S. L. (1998). On the occurrence and characterization of ultrahigh-temperature crustal metamorphism. In: Treolar, P. J. & O'Brien, P. J. (eds) 138, 81-107.

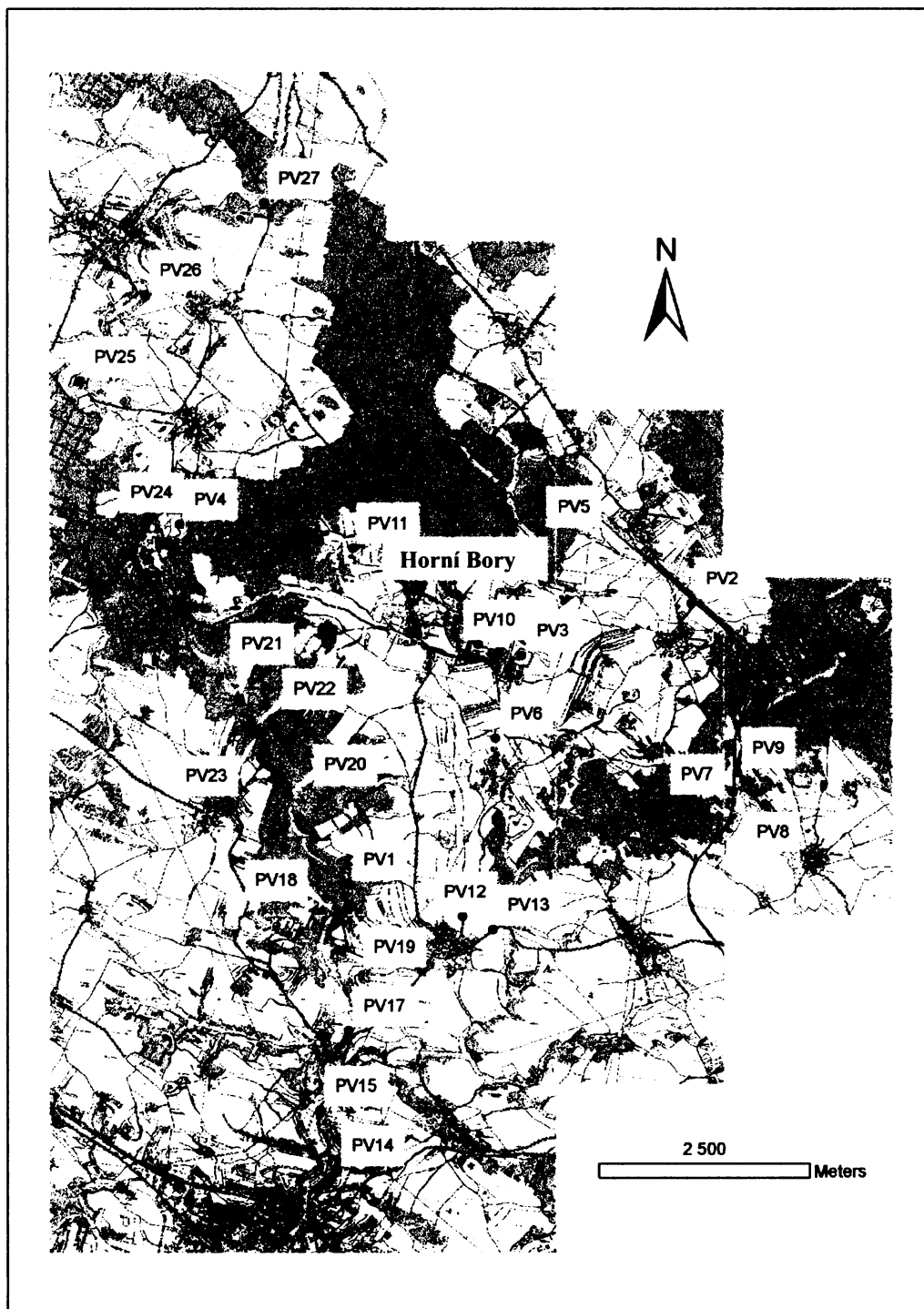
- Janoušek, V., Finger, F., Roberts, M., Frýda, J., Pin, C. & Dolejš, D. (2004). Deciphering the petrogenesis of deeply buried granites: whole-rock geochemical constraints on the origin of largely undepleted felsic granulites from the Moldanubian Zone of the Bohemian Massif. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Science* 95, 141–159.
- Kalt, A., Berger, A. & Blümel, P. (1999). Metamorphic evolution of cordierite-bearing migmatites from the Bayerische Wald (Variscan Belt, Germany). *Journal of Petrology* 40, 601-627.
- Kotkova', J., Harley, S.L., 1999. Formation and evolution of highpressure leucogranulites: experimental constraints and unresolved issues. *Physics and Chemistry of the Earth, Part A: Solid Earth and Geodesy* 24, 299–304.
- Kröner A., O'Brien, P. J., Nemchin, A. A. & Pidgeon, R. T. (2000). Zircon ages for high pressure granulites from South Bohemia, Czech Republic, and their connection to Carboniferous high temperature processes. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 138, 127-142.
- Marschall, H. R., Kalt, A. & Hanel, M. (2003). P-T evolution of a Variscan lower-crustal segment: a study of granulites from Schwarzwald, Germany. *Journal of Petrology* 44, 227-253.
- Medaris, G. L. & Carswell, D. A. (1990). The petrogenesis of Mg-Cr garnet peridotites in European metamorphic belts. In: Carswell, D. A. (Ed.), *Eclogite facies rocks*. Blackie, Glasgow, 260-290.
- Madaris, G. L. Jr., Wang, H., Jelínek, E., Mihaljevič, M. & Jakeš, P. (2005). Characteristics and origins of diverse Variscan peridotites in the Gföhl Nappe, Bohemian Massif, Czech Republic. *Lithos* 82, 1-23.
- O'Brien, P.J., (2000) The fundamental Variscan problem: high-temperature metamorphism at different depths and high-pressure metamorphism at different temperatures. In: Franke, W., Haak, V., Onken, O. & Tanner, D. (eds.) *Orogenic Processes: quantification and modelling in the Variscan Belt*. *Geological Society, London, Special publications*, 179, 369-386.
- O'Brien, P. J. (2006). Type-locality granulites: high-pressure rocks formed at eclogite facies conditions. *Mineralogy and Petrology* 86, 161-175.
- O'Brien, P. J. & Rötzler, J. (2003). High-pressure granulites: formation, recovery of peak conditions and implications for tectonics. *Journal of Metamorphic Geology* 21, 3-20.

- Owen, J. V. & Dostál, J. (1996). Prograde metamorphism and decompression of the Gföhl gneiss, Czech Republic. *Lithos* 38, 259-270.
- Pin, C. & Vielzeuf, D. (1983). Granulites and related rocks in Variscan median Europe: a dualistic interpretation. *Tectonophysics*, 93, 47–74.
- Rötzler, J. & Romer, R. L. (2001). P-T-t evolution of ultrahightemperature granulites from the Saxon Granulite Massif, Germany. Part I: Petrology. *Journal of Petrology* 42, 1995-2013.
- Tajčmanová, L. (2002). Metamorfnní a strukturní vývoj moldanubické spodní kůry na příkladu strážeckého moldanubika. *MS Diplomová práce*. Ústav petrologie a strukturní geologie, PřF UK, Praha. 52 str., 11 příloh.
- Tajčmanová, L., Konopásek, J. & Connolly, J. A. D. (2006). Diffusion-controlled development of silica-undersaturated domains in felsic granulites of the Bohemian Massif (Variscan belt of Central Europe). *Contributions to Mineralogy and Petrology* 153, 237-250.
- Tajčmanová, L., Konopásek, J. & Schulmann, K. (2006). Thermal evolution of orogenic lower crust during exhumation within a thickened Moldanubian root of the Variscan belt of Central Europe. *Journal of Metamorphic Geology* 24, 119-134.
- Vrána, S. (1989). Perpotassic granulites from southern Bohemia. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 103, 510– 522.
- Wendt, J.I., Kröner, A., Fiala, J. & Todt, W. (1994) U–Pb zircon and Sm–Nd dating of Moldanubian HP/HT granulites from South Bohemia, Czech Republic. *Journal of Geological Society* 151, London, 83–90.



# PŘÍLOHY

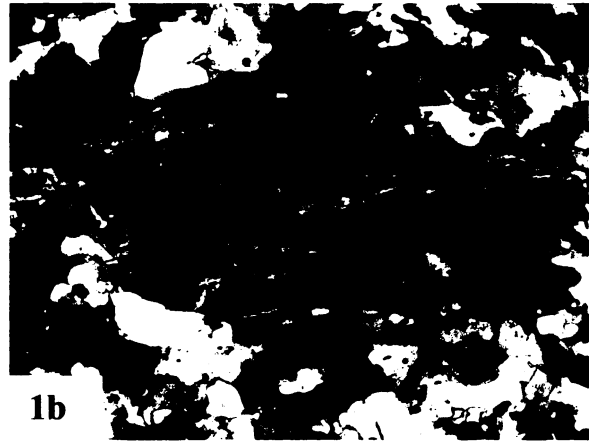
## Příloha I - Mapa dokumentačních bodů



Příloha II - Geologická mapa studované oblasti (mapy č. 23-24 a 24-13)



**Příloha III - Mikrofotografická příloha**

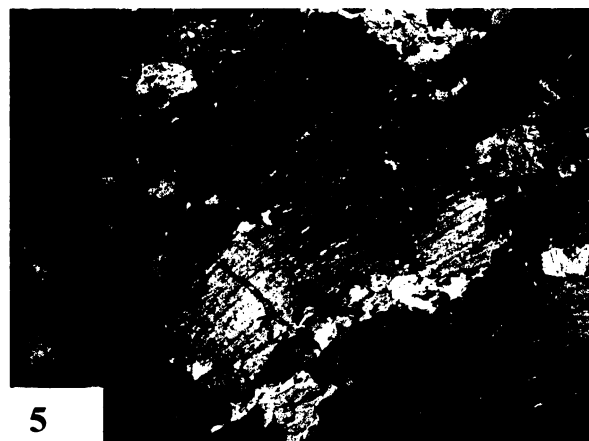
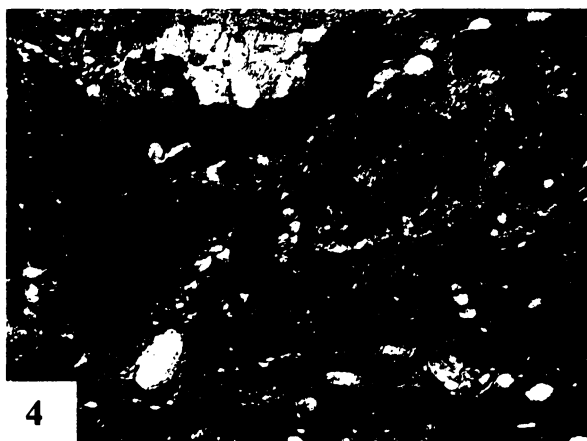


1) Metastabilní kyanit nahrazovaný při dekompresi sillimanitem, nezkřížené nikoly (a), zkřížené nikoly (b)



2) Granát nahrazovaný biotitem, usměrnění biotitu, lok. PV3

3) Usměrnění biotitu se sillimanitem, stavba S<sub>2</sub>, lok. PV3



4) Ultramylonit střížných zón, lok. PV16

5) Ultrabazická hornina (granatický pyroxenit), lok. PV3

