

Strukturní a metamorfní vývoj severozápadní části krkonoško-jizerského krystalinika (v okolí Lázní Libverda)

Structural and metamorphic evolution of the northwestern Krkonoše-Jizera Unit (in the surrounding Lázně Libverda)

DAVID BURIÁNEK*, KRYŠTOF VERNER A ŠTĚPÁNKA MRÁZOVÁ

Česká geologická služba, Leitnerova 22, 658 59 Brno; *e-mail: david.burianek@geology.cz

BURIÁNEK D., VERNER K., MRÁZOVÁ Š. (2013) Strukturní a metamorfní vývoj severozápadní části krkonoško-jizerského krystalinika (v okolí Lázní Libverda). *Bull. mineral.-petrol. Odd. Nár. Muz. (Praha) 21, 2, 179-190. ISSN 1211-0329.*

Abstract

Northeastern part of the Krkonoše-Jizera Unit is built of orthogneisses with presence of elongated bodies of low- to marginally medium-grade metasedimentary rocks (phyllites to mica-schists), amphibolites and metamorphic felsic rocks of uncertain origin. Regional metamorphism and polyphase deformation in the northwestern Krkonoše-Jizera Unit took place during the Variscan orogeny. This metamorphic complex was intruded by high-K calc-alkaline granitoids of the Krkonoše-Jizera Pluton. Temperature and pressure conditions of regional metamorphism, which have been broadly associated with the formation of moderately NW dipping foliation and SW stretching lineation, were estimated at 530 - 617 °C and 6 - 7 kbar. Regionally metamorphosed rocks subsequently underwent younger contact metamorphism in thermal aureole of posttectonically emplaced body the Krkonoše-Jizera Pluton. This subsequent metamorphic event was associated with the formation of contact mineral assemblage indicating temperature in range between 541 and 685 °C and pressure around 3 kbar.

Key words: *European Variscides, Western Sudetes, metapelites, metamorphic fabric, contact aureole, P-T conditions*

Obdrženo: 25. 4. 2013; přijato: 30. 10. 2013

Úvod

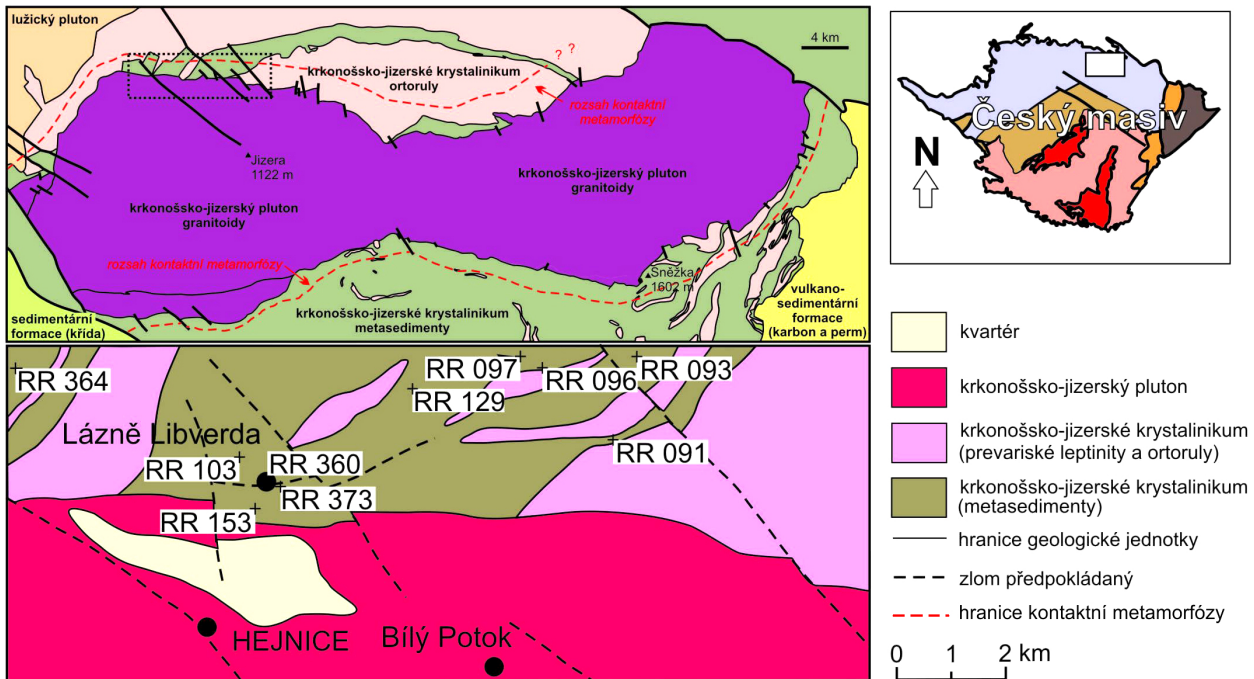
V tomto příspěvku je interpretován polyfázový tektonometamorfní vývoj hornin severozápadní části krkonoško-jizerského krystalinika podél kontaktu krkonoško-jizerského plutonu (obr. 1a) v okolí obcí Hejnice a Lázně Libverda (obr. 1b). Přestože je tato oblast předmětem studia již dlouhou dobu (např. Chaloupský et al. 1989; Mazur 2002) zůstává řada problémů spojených s genezí a vývojem těchto hornin nezodpovězená. Většina autorů (např. Mazur 1995; Żelaźniewicz et al. 2003; Ilnický 2011; Faryad, Kachlík 2013) totiž věnovala pozornost metamorfovaným horninám hlavně na jižním okraji krkonoško-jizerského plutonu. Přitom severní okraj krkonoško-jizerského plutonu je situován v území s mnoha výchozy regionálně metamorfovaných fylitů až albitických svorů i kontaktně metamorfovaných hornin krkonoško-jizerského krystalinika (tab. 1). Právě na základě studia těchto výchozů jsme se pokusili interpretovat metamorfní a strukturní vývoj hornin v kontaktní aureole krkonoško-jizerského plutonu.

Geologická stavba a vývoj studované oblasti

Krkonoško-jizerské krystalinikum má poměrně složitou příkrovovou stavbu v níž jsou inkorporovány horniny kadomského fundamentu (neoproterozoické metasedimenty), kambroordovické granitoidy a mladší paleozoické sedimenty (např. Kachlík, Patočka 1998 nebo Mazur 2002). Celý komplex pak byl polyfázově deformován a metamorfován během variské orogeneze a to v rozme-

zí 360 až 325 Ma (např. Patočka et al. 1996; Maluski, Patočka 1997; Marheine et al. 2002; Mazur et al. 2006; Žáčková et al. 2010). V důsledku těchto procesů vznikla v centrální části krkonoško-jizerské krystalinika antiformala, do níž byly v závěrečném období variských orogenních procesů (okolo 320 Ma; Žák et al. v tisku) vmístěny vápenato-alkalické granitoidy krkonoško-jizerského plutonu. Metamorfované horniny v okolí této intruze byly postiženy kontaktní metamorfózou a často také modifikovány kliváží (např. Fila- Wójcicka 2004).

Krkonoško-jizerské krystalinikum severně od krkonoško-jizerského plutonu tvoří hlavně polyfázově metamorfované ortoruly a podstatně méně jsou zastoupeny horniny vulkanosedimentárního komplexu. Tento horninový komplex byl v pojetí Chaloupského et al. (1989) označen jako „velkoupská skupina“, na polské straně pak jako jednotka Izera-Kowary (např. Mazur 2002). Metasedimenty obsahují polohy a možná dokonce i žíly metamorfovaných bazických hornin (metagaber a epidotických amfibolitů), kyselých metavulkanosedimentárních hornin a četná tělesa metamorfovaných a deformovaných granitoidů prevariského stáří (ortorul). Stáří protolitů metasedimentů je pravděpodobně neoproterozoické až kambrické (Żelaźniewicz et al. 2003; Hladil et al. 2003; Kachlík et al. 2002; Oberc-Dziedzic et al. 2010), věky krystalizace granitového protolitu ortorul pak spadají do období svrchního kambria (Kröner et al. 2001; Żelaźniewicz et al. 2009; Oberc-Dziedzic 2010). Zmíněná jednotka lemuje krkonoško-jizerský pluton na jeho jižním i severním okraji a společně s neoproterozoickou machninskou skupinou (Chaloupský et al. 1989) reprezentuje strukturně nejniž-



Obr. 1 Mapa s lokalizací vzorků, upraveno podle Vernera a Mrázové (2013). Rozsah kontaktní aureoly podle Žáka et al. (v tisku).

Tabulka 1 Lokalizace vzorků

Vzorek	Hornina	minerální asociace	X	Y
1 RR360 (BJ6_33m)	Ms kontaktní břidlice	Bt+Ms+Qtz+Pl+Ms+Ilm	-676979	961817
2 RR091 (HJ091)	Ms kontaktní břidlice	Bt+Ms+Qtz+Sill+Pl+Ms+Ilm	-674263	-961495
3 RR373 (KV373)	Cdr kontaktní rohovec	Bt+Cdr+And+Qtz+Pl+Ms+Ilm	-676288	-962057
4 RR153	Cdr kontaktní rohovec	Bt+Cdr+Ms+Qtz+And+Pl+Ilm	-677073	-962031
5 RR103	Cdr kontaktní rohovec	Ms+Bt+Qtz+Cdr+And+Grt+Pl+Ilm	-677312	-961356
6 RR097	Ms-Bt fylit	Ms+Bt+Qtz+Pl+Grt+Ilm	-674765	-960715
7 RR093	Ms-Chl fylit	Ms+Chl+Qtz+Pl+Grt+Mag	-673536	-960792
8 RR096 (HJ096)	Ms-Chl fylit	Qtz+Ms+Chl+Pl+Grt+Ilm	-674178	-960729
9 RR364 (KV364)	Ms-Bt pararula	Qtz+Bt+Pl+Grt	-678899	-960739
10 RR129	amfibolit	Amp+Pl+Qtz	-675302	-960681

lokality: 1 - Lázně Libverda; 2 - východně od Lázní Libverda; 3 až 5 - Lázně Libverda; 6 - vrch Závorník; 7 a 8 - U červeného buku; 9 - Peklo; 10 - vrch Závorník

ší patro v krkonošsko-jizerském krystaliniku (Domečka 1970; Żelaźniewicz 1997; Mazur 2002).

Jižní a východní části krkonošsko-jizerského krystalinika tvoří litologicky různorodé metamorfované vulkano-sedimentární formace s protolity neoproterozoického až spodno-paleozoického stáří (Horný 1964; Chlupáč, Hladil 1992; Hladil et al. 2003). Tato část krkonošsko-jizerského krystalinika je budována jednotkami, které tvoří soustavu příkrovů s vergencí k SZ (Kachlík, Patočka 1998; Žáčková et al. 2010). Vznik zmíněných jednotek souvisí se subdukcí saxothuringického oceánu a následně kontinentálního okraje saxothuringika pod jádro Českého masivu (Kachlík, Patočka 1998). Nejstarší metamorfní události jsou zachovány v bazických metavulkanitech a metasedimentech v jejich okolí. Tyto horniny byly v období kolem ~360 Ma metamorfovány ve facii modrých břidlic při $P - T$ podmínkách 300 - 500 °C za 7 - 19 kbar (Cháb, Vrána 1979; Patočka et al. 1996; Maluski, Patočka 1997; Patočka et al. 2000; Žáčková et al. 2010; Faryad, Kachlík

2013). Maluski a Patočka (1997) předpokládají že tyto horniny prošly mladší metamorfózou ve facii zelených břidlic v období kolem ~340 Ma. Existují však také názory, že je vysokotlaká metamorfóza mladší a proběhla až v období kolem 330 Ma (Žáčková et al. 2010).

Metodika

Analýzy minerálů byly provedeny na elektronové mikroskopově Cameca SX100 v Ústavu geologických věd PŘF MU v Brně. Měření probíhalo ve vlnové disperzním módu za následujících podmínek: urychlovací napětí 15 kV, průměr elektronového svazku 2 μ m, proud 20 nA, operátoři Š. Benedová a P. Gadas. Jako standardu bylo užito: augit (Si, Mg), ortoklas (K), jadeit (Na), chromit (Cr), almandin (Al), andradit (Fe, Ca), rodonit (Mn), TiO (Ti), topaz (F), benitoit (Ba), YAG (Y), Topaz (F). Vzorce minerálů epidotové skupiny jsou přepočteny na 3 Si. Empirický vzorec amfibolů byl přepočten na 23 kyslíků a poměr Fe^{2+}/Fe^{3+}

byl odhadnut metodou 13 eCNK (Schumacher 1996). Krystalochemické vzorce chloritu jsou vypočteny na $20\text{ O} + 16(\text{OH} + \text{F})$. Krystalochemické vzorce slíd jsou vypočteny na $20\text{ O} + 4\text{ OH} + \text{F}$. Krystalochemické vzorce živců byly přepočteny na 8 O a cordieritu na 18 O. Granáty byly přepočteny na 12 O, Fe^{2+} a Fe^{3+} bylo rozpočteno na základě stechiometrie ($\text{Si} + \text{B}$ -pozice = 5). Použité zkratky minerálů jsou podle Whitneye a Evanse (2010).

Petrologická charakteristika hornin a metamorfni vývoj

Regionálně metamorfované horniny (metasedimenty)

Chlorit-sericitický až sericit-biotitický fylit (obr. 2a), místy s granátem vystupuje hlavně v oblasti severně od obce Hejnice (obr. 1). V muskovit-biotitických fylitech je místy patrné zvětšování velikosti zrna takže hornina má charakter svorů (rozdělení na fylity a svory je založeno na zrnitosti hornin, ačkoli pro fylity byly vypočteny poměrně vysoké $P - T$ podmínky typické spíše právě pro svory). Někdy ve fylitech pozorujeme až několik dm mocné polohy s vyšším obsahem plagioklasů (až 40 mod. %), které můžeme označit jako muskovit-biotitické ruly s granátem (původně patrně polohy metadrob).

Fylit je světle až tmavě šedý, drobně zrnitý, jemně foliovaný a často provrásněný (obr. 2b). V hornině se vyskytují čočky až pásy sekrečního křemene. Hlavními horninotvornými minerály jsou křemen, albit, muskovit, biotit, a někdy granát (obr. 3a). Drobná xenomorfní zrnka křemene tvoří shluky, které jsou protažené paralelně s metamorfni foliací. Výrazně undulózně zháší. Tenké pásy a čočky tvořené křemenem se střídají s pásy bohatými na fylosilikáty. Muskovit se vyskytuje ve formě drobných hypautomorfních lišt a tabulek. Místy tvoří i větší porfyroblasty, které mají stejné chemické složení jako drobně zrnitý muskovit v základní hmotě (tab. 2). Biotit se vyskytuje v podobě zelenavě hnědých až hnědých dlouze lupenitých zrna až agregátů. Svým chemickým složením (tab. 2) leží v klasifikačním diagramu na obrázku 4a v poli annitu ($\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg}) = 0.57 - 0.59$; $^{IV}\text{Al} = 2.57 - 2.52\text{ apfu}$). Biotity z fylitů mají poměrně nízké obsahy Ti (obr. 4b). Granáty mají složení ($\text{Alm}_{41-71}\text{Sps}_{12-42}\text{Grs}_{6-17}\text{Prp}_{3-7}\text{Adr}_{0-4}$) tvoří drobné automorfní až hypautomorfní často rotované porfyroblasty (obr. 3a) s nevýraznou zonálností, která je charakterizována poklesem Fe, a růstem Mn ve střední části zrna. Porfyroblasty často obsahují inkluze ilmenitu a hematitu (obr. 3a). Chlorit tvoří drobné lupínky, protažených souhlasně s foliací. V muskovit-biotitických fylitech je chlorit většinou mladší a zatlačuje biotit. Z akcesorických minerálů se vyskytují apatit, ilmenit, monazit, pyrit, rutil.

Muskovit-biotitická rula s granátem (metadroba; d. b. RR364) obsahuje méně slíd (20 - 30 mod. %) a více plagioklasů (30 - 40 mod. %) ve srovnání s fylity. Plagioklas (An_{24-25}) tvoří drobná xenomorfní až hypautomorfní zrna bez zřetelné zonálnosti. Biotit svým chemickým složením odpovídá annitu ($\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg}) = 0.59 - 0.62$; $^{IV}\text{Al} = 2.48 - 2.64\text{ apfu}$) tvoří samostatné lupínky, nebo se koncentruje do drobných pásků společně s muskovitem. Drobné porfyroblasty granátu ($\text{Alm}_{51-60}\text{Grs}_{29-32}\text{Sps}_{6-15}\text{Prp}_{2-3}\text{Adr}_{2-3}$) mají ve srovnání s granátem z fylitů vyšší obsah Ca a nižší obsah Mn (obr. 4c, tab. 3). Granát vykazuje zřetelnou prográdní zonálnost, která je charakterizována poklesem Fe, a růstem Mn a Ca směrem do středu zrna.

Kontaktně metamorfované horniny (metasedimenty)

Směrem ke kontaktu s krkonošsko-jizerským plutonem pozorujeme změnu minerální asociace a struktury regionálně metamorfovaných sedimentů. Nejdříve se objevují cordierit-andalusitické břidlice, které přechází do cordieritických, cordierit-andalusitických až cordierit-sillimanitických kontaktních rohovců. V průběhu kontaktní metamorfózy vznikaly ve fylitech až svorech porfyroblasty biotitu, andalusitu (vzácně dokonce sillimanit) a cordieritu, které často přerůstají starší metamorfni stavbu.

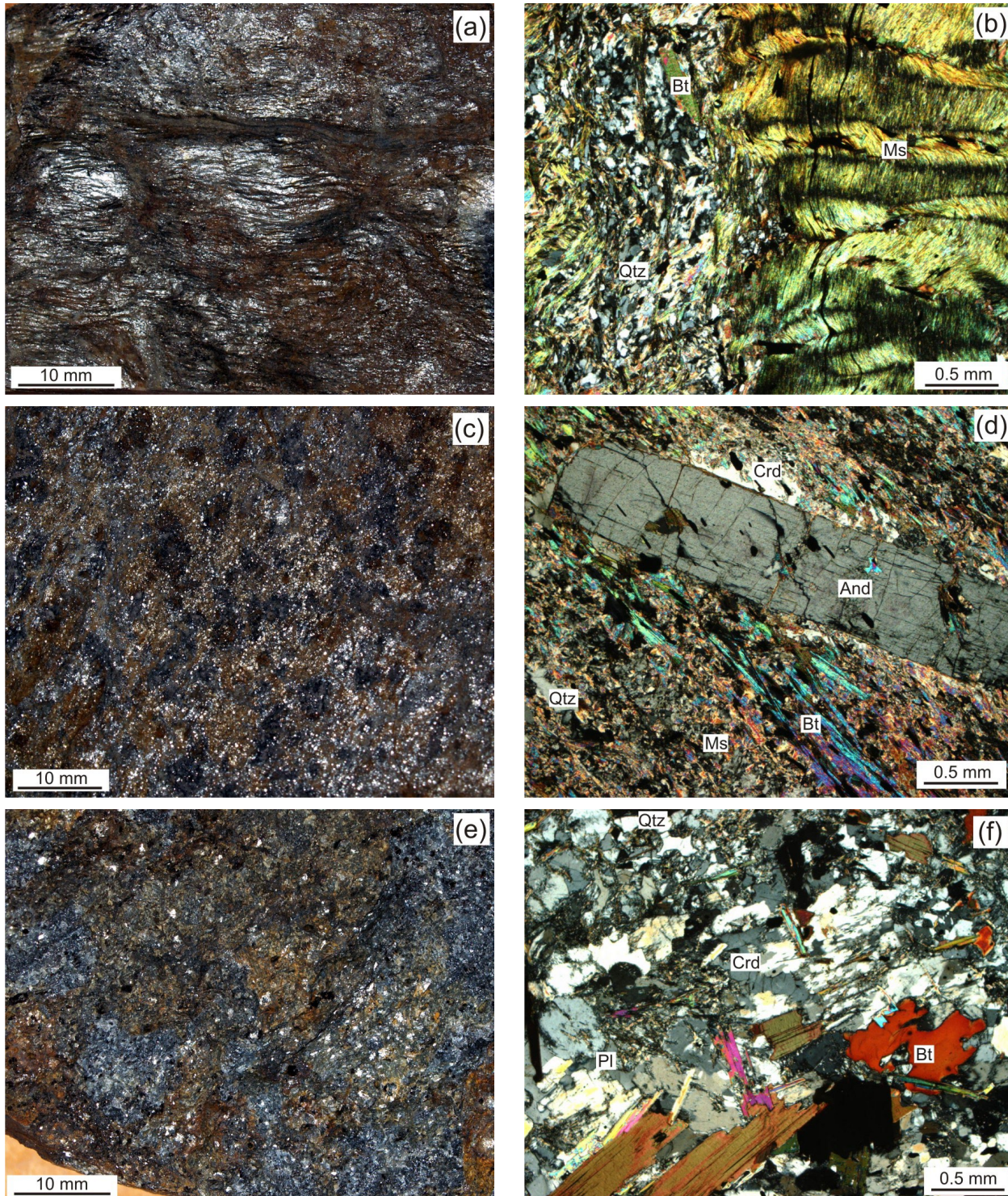
Nejdále od kontaktu s granitoidy vznikají ve fylitech větší poikiloblasty biotitu o velikosti až 1 mm uzavírající řadu drobných inkluzí křemene. Blíže ke kontaktu se pak fylity mění na cordierit-andalusitické až cordieritické kontaktní břidlice (obr. 2c). Jde o drobně až středně zrnité horniny tvořené muskovitem (obr. 3b, 4d), biotitem ($\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg}) = 0.61 - 0.67$, $^{IV}\text{Al} = 2.60 - 2.79\text{ apfu}$), křemenem a v malém množství kyselým plagioklasem (An_{8-10}), které obsahují až 5 mm velké oválné poikiloblasty cordieritu ($\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg}) = 0.52 - 0.53$). Někdy se společně s cordieritem vyskytují až 1 cm dlouhé porfyroblasty andalusitu. Andalusit tvoří převážně hypautomorfní až automorfní, někdy poikilitické porfyroblasty (obr. 2d), která uzavírají lišty biotitu, ilmenitu a zrna křemene. Andalusit je často sekundárně zatlačován muskovitem. Cordierit je běžně postižen pinitizací, nebo je zatlačován muskovitem a chloritem. Muskovit také vyplňuje drobné trhliny v andalusitu. Uvnitř cordieritu nebo andalusitu zachovaly xenomorfní reliktory zrn granátu jejichž chemické složení je podobné jako v regionálně metamorfovaných rulách ($\text{Alm}_{56-75}\text{Grs}_{10-20}\text{Sps}_{7-22}\text{Prp}_{3-5}$). Vzácně můžeme pozorovat reliktory granátu zatlačované biotitem. Někdy je dokonce granát zcela pseudomorfován biotitem. Z akcesorických minerálů se vyskytují apatit, ilmenit, monazit, pyrit, chalkopyrit, titanit, rutil.

Ve vzdálenosti několika desítek až stovek metrů od kontaktu má většina metasedimentů charakter kontaktních rohovců (obr. 2e), které mají proměnlivý obsah plagioklasu, cordieritu a křemene. Pouze místy jsou přítomny ve větším množství slída společně s andalusitem. Cordieritické rohovce s malým množstvím slíd zase vystupují v podobě drobných výchozů sz. a j. od Lázní Libverda (např. d. b. RR103, RR373) nebo v okolí kóty Dubový vrch (d. b. RR120) a na dalších místech. Oválná zrna cordieritu o velikosti až 3 mm tvoří 30 - 80 mod. % rohovce (obr. 2f). Cordierit (obr. 3b) je chemicky poměrně homogenní (ve dvou studovaných vzorcích je $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg}) = 0.53 - 0.54$ a 0.63) a často uzavírá inkluze biotitu, pyrotinu a ilmenitu. Vzácně je patrné že ilmenit obsahuje drobné inkluze rutilu. Rutil je také přítomen jako inkluze v granátu. Tlustě lupenitý biotit ($\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg}) = 0.67 - 0.79$, $^{IV}\text{Al} = 2.69 - 2.78\text{ apfu}$) chemicky odpovídá annitu (obr. 4a) a tvoří 15 - 30 mod. % rohovce. Kyselý plagioklas (An_{9-12}) vyplňuje prostor mezi oválnými cordierity, nebo tvoří hypautomorfní zrna o velikosti až několik mm (5 - 30 mod. %). Někdy jsou také zastoupeny hypautomorfní až xenomorfní draselné živce, které bývají jemně perthitické. Plagioklas a někdy také draselný živec podléhají sericitizaci. V horninách kde není draselný živec se běžně objevuje primární muskovit, který někdy srůstá s biotitem. Sekundární muskovit vzniká společně s chloritem jako produkt přeměny cordieritu. Andalusit tvoří převážně hypautomorfní až automorfní, často poikilitická zrna, často uzavírající lišty biotitu. Z akcesorických minerálů se vyskytují apatit, ilmenit, monazit, pyrit, chalkopyrit, pyrotin, rutil.

Metamorfované vyvřelé horniny

Metagabra až epidotické amfibolity tvoří drobné, ostře omezené čocky až budiny uložené rovnoběžně s foliací okolního chlorit-biotitického fylitu. Vyskytují se hlavně na j. a jz. svazích vrchu Závorník. Většinou se nachází jako bloky a úlomky. Hornina je jemnozrná až středně zrnitá, masivní, usměrněná, černé barvy. Skládá se jen z amfi-

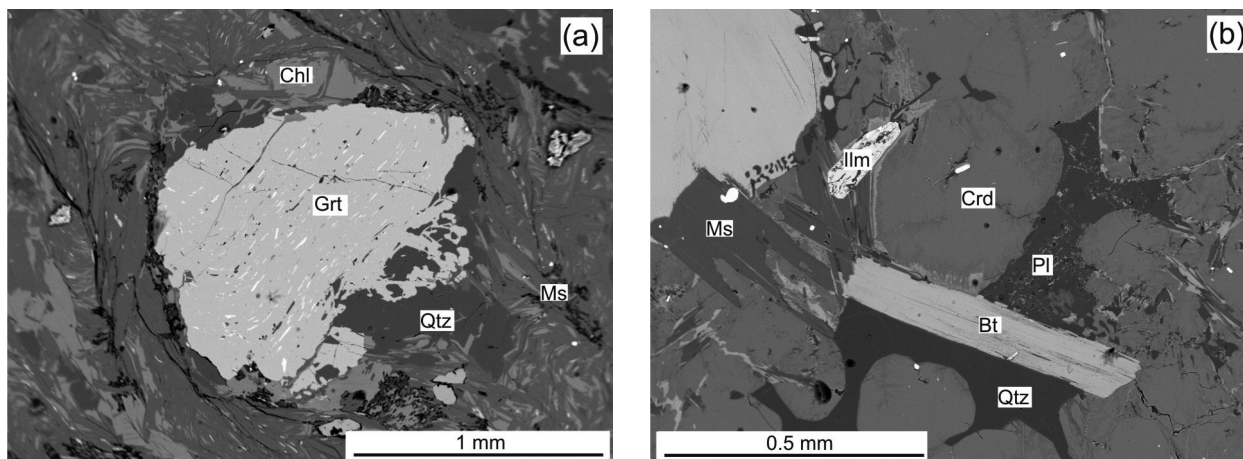
bolu, plagioklasu, křemene a podružného ilmenitu. Často jsou také přítomny minerály epidotové skupiny. Hornina má obvykle granonematoblastickou stavbu vzácně jsou patrné relikty magmatické stavby reprezentované drobnými kumuloblasty amfibolu a plagioklasu (rekrytalovaná původní zrna magmatických minerálů). Amfibol většinou dominantním minerálem tvoří cca 80 mod. %. Nejčastěji



Obr. 2 Typické stavby regionálně a kontaktně metamorfovaných metasedimentů krkonošsko-jizerského krystalinika: (a) vzorek regionálně metamorfovaného fylitu z lokality Hejnice (d. b. RR163); (b) mikrofotografie muskovit-biotitického fylitu z lokality Peklo (d. b. RR088) s analyzátořem; (c) vzorek cordierit-andalusitické břidlice z lokality Peklo (d. b. RR371), tmavé skvrny jsou poikloblasty cordieritu; (d) mikrofotografie cordierit-andalusitické břidlice z lokality Dubový vrch (d. b. RR088) s analyzátořem; (e-f) vzorek cordieritické rohovce z lokality Lázně Libverdy (d. b. 373) a mikrofotografie téhož s analyzátořem (f). Foto D. Buriánek.

tvorí samostatná drobná sloupcovitá zrnka nebo shluky izometrických zrn, které svým chemickým složením odpovídají tschermakitu, avšak mohou být obrůstána mladším magnesiohornblendem až aktinolitem (Si 6.04 - 7.50 *apfu*; Mg/(Mg+Fe) 0.50 - 0.82). Plagioklasy (18 - 31 mod. %) nejsou chemicky homogenní, svým složením odpovídají andezínu až bytownitu (An₄₄₋₈₄) a lokálně podléhají

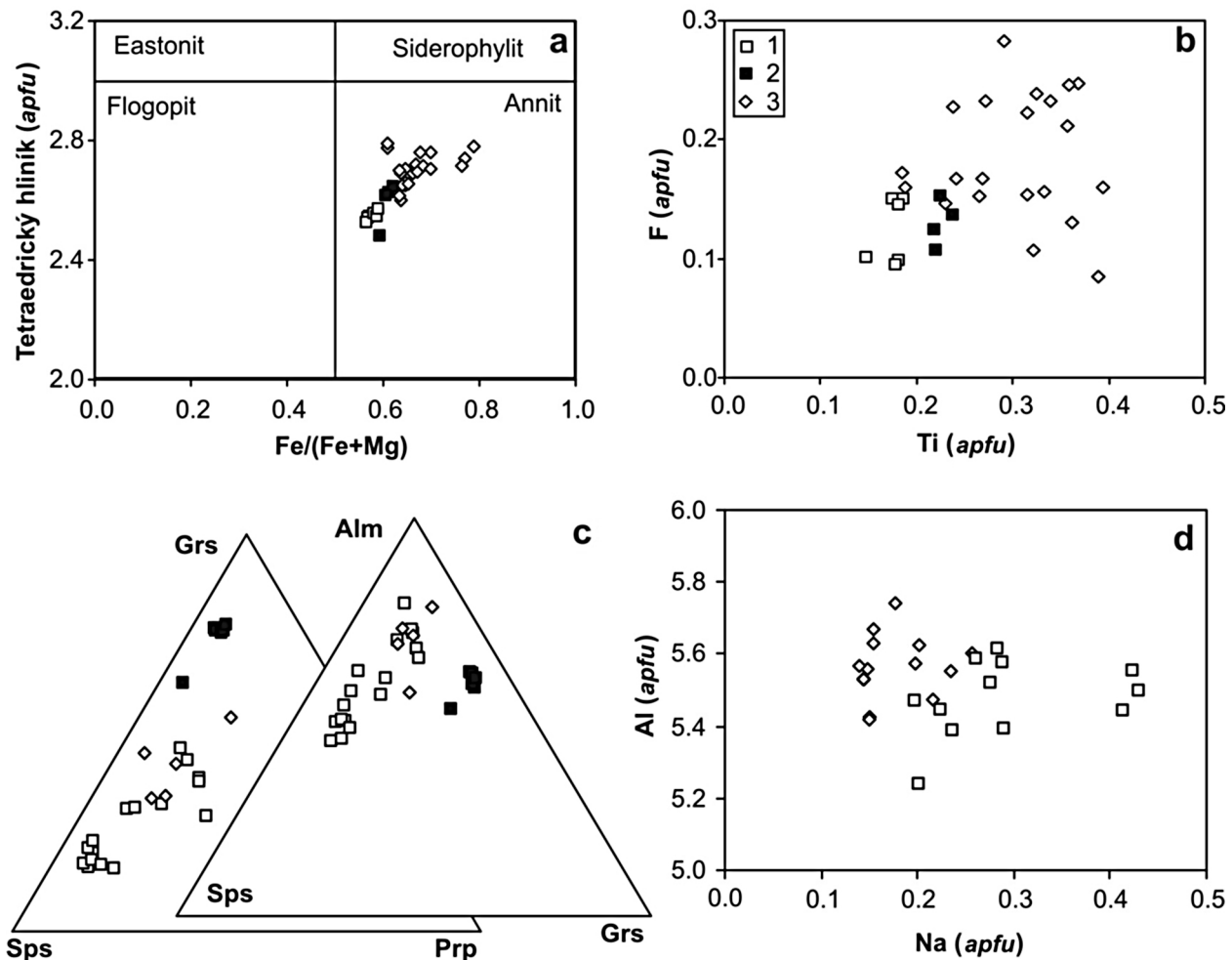
sericitizaci. V některých polohách obsahuje relativně velké množství křemene do 10 mod. %. Xenomorfní křemen tvoří drobné světlé pásy nebo čočky. Místy amfibol srůstá s chloritem a v takových místech se obvykle objevují také minerály epidotové skupiny, které tvoří drobná sloupcovitá nebo hypautomorfní zrna. K akcesorickým minerálům patří ilmenit, zirkon, apatit a baryt.



Obr. 3 Typické stavby regionálně a kontaktně metamorfovaných metasedimentů krkonošsko-jizerského krystalinika: (a) porfyroblast granátu v muskovit-chloritickém fylitu s granátem (d. b. HJ096). Oválné krystaloblasty cordieritu v cordieritickém rohovci (Lázně Libverda, d. b. RR373). BSE foto P. Gadas.

Tabulka 2 Reprezentativní chemické složení muskovitu a biotitu

Vzorek	RR373 (Ms)	RR103 (Ms)	RR153 (Ms)	RR360 (Ms)	HJ91 (Bt)	RR364 (Bt)	RR103 (Bt)	RR97A (Bt)	RR364 (Bt)	RR364 (Bt)
SiO ₂	45.99	46.80	46.41	46.76	34.41	35.05	34.08	35.96	35.05	35.35
TiO ₂	0.42	0.25	0.39	0.31	2.90	2.06	1.62	1.59	2.06	1.90
Al ₂ O ₃	36.34	35.65	35.90	36.27	18.95	19.01	20.42	19.54	19.01	19.60
FeO	1.61	1.30	1.16	0.93	22.25	22.09	24.81	20.72	22.09	21.53
MnO	0.00	0.06	0.03	0.00	0.17	0.33	0.22	0.13	0.33	0.41
MgO	0.32	0.59	0.49	0.47	6.84	7.84	6.58	8.64	7.84	7.87
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00
Na ₂ O	0.93	0.58	1.01	0.61	0.17	0.16	0.06	0.16	0.16	0.08
K ₂ O	9.93	10.25	10.21	10.52	9.09	9.29	8.12	8.55	9.29	9.37
F	0.17	0.21	0.23	0.15	0.47	0.28	0.33	0.20	0.28	0.26
Cl	0.00	0.00	0.02	0.00	0.03	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
H ₂ O*	4.44	4.43	4.41	4.48	3.63	3.77	3.74	3.85	3.77	3.81
O=F,Cl	0.07	0.09	0.10	0.06	0.21	0.12	0.14	0.09	0.12	0.11
Sum.	100.14	100.24	100.20	100.63	98.92	99.89	100.01	99.33	99.77	100.07
Si	6.098	6.193	6.146	6.160	5.341	5.380	5.244	5.458	5.380	5.388
Ti	0.041	0.025	0.039	0.030	0.339	0.238	0.188	0.181	0.238	0.218
^{IV} Al	1.902	1.807	1.854	1.840	2.659	2.620	2.756	2.542	2.620	2.612
^{VI} Al	3.778	3.753	3.750	3.793	0.808	0.819	0.948	0.953	0.819	0.908
Fe	0.179	0.143	0.128	0.102	2.888	2.836	3.193	2.630	2.836	2.744
Mn	0.000	0.007	0.003	0.000	0.022	0.043	0.029	0.017	0.043	0.053
Mg	0.063	0.116	0.097	0.093	1.583	1.794	1.509	1.955	1.794	1.788
Ca	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.004	0.000	0.000	0.000
Na	0.239	0.149	0.258	0.155	0.051	0.049	0.017	0.046	0.049	0.022
K	1.680	1.730	1.725	1.768	1.799	1.819	1.594	1.656	1.819	1.821
OH*	3.931	3.913	3.899	3.939	3.759	3.864	3.838	3.902	3.864	3.876
F	0.069	0.087	0.097	0.061	0.233	0.136	0.160	0.098	0.136	0.124
Cl	0.000	0.000	0.004	0.000	0.008	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000
Σ Kat.	13.980	13.923	14.000	13.940	15.489	15.597	15.482	15.438	15.597	15.555



Obr. 4 Chemické složení vybraných minerálů z metamorfovaných hornin krkonošsko-jizerského krystalinika (1 - fylity, 2 - pararula, 3 - kontaktně metamorfované horniny): a - klasifikační diagramy $Fe/(Fe+Mg)$ vs. tetraedrický hliník pro biotit; b - diagramy Ti vs. F pro biotit; c - trojúhelníkové diagramy $Sps-Prp-Grs$ a $Sps-Grs-Alm$ pro granáty; d - diagramy Na vs. Al pro muskovit.

Leptinit tvoří pás poblíž severního kontaktu ortoruly s metasedimenty východně od Lázní Libverda. Tyto horniny vystupují v až několik stovek metrů mocném pruhu, který se táhne od Měděné cesty (s. od kóty Smrk) až k Lázním Libverda kde se zužuje a tvoří již jen drobná nespojitá tělesa. Hornina je jemně zrnitá, světle šedá s granoblastickou strukturou. Skládá se především z křemene, kyselého plagioklasu a draselného živce, v malém množství obsahuje biotit a muskovit. Křemen tvoří mozaiku xenomorfních, slabě undulózniích zrn. Drobná zrnka albitu ($An_{1,2}$) mohou být slabě sericitizovaná a kaolinizovaná. Biotit svým chemickým složením odpovídá flogopitu ($Fe/(Fe+Mg) = 0.15 - 0.21$, ${}^{IV}Al = 2.07 - 2.39$ apfu). Společně s muskovitem tvoří v hornině drobné lišty. Z akcesorických minerálů je zastoupen rutil, turmalín, apatit, ojediněle zirkon. Turmalín odpovídá Al bohatému dravitu, avšak na okrajích jsou často přítomny zóny s vysokým podílem magnesiofoititové komponenty ($Na = 0.55 - 0.79$ apfu; $Al = 6.06 - 6.41$ apfu; $Fe/(Fe+Mg) = 0.03 - 0.39$). Otevřená zůstává genetická interpretace těchto hornin. Patrně se původně jednalo o kyselý vulkanit a pyroklastika což naznačuje jejich chemické složení. Horniny jsou výrazně postiženy metamorfní rekrystalizací, a proto se v nich prozatím nenašly žádné stavební znaky potvrzující jejich vulkanický původ.

Významným horninovým typem krkonošsko-jizerského krystalinika jsou prevariské ortoruly (např. Oberc-Dziedzic 2010). Jedná se o biotitické až biotit-muskovitické ortoruly, někdy s turmalínem nebo granátem. Největší ortorulové těleso na studovaném území vystupuje v okolí kóty Smrk (1124 m n. m.), a pokračuje dále do Polska. Dále se vyskytují jednotlivá, několik set metrů mocná tělesa ortoruly v jz., j. a jv. svahu vrchu Závorník (697 m n. m.) sv. od Lázní Libverda a sv. od Raspenavy. Ortoruly jsou většinou jemně až středně zrnité a často obsahují protažené porfyroklasty živců. Někdy jsou také přítomny drobné porfyroblasty granátu nebo turmalínu (vyskytuje se většinou v podobě shluků xenomorfních zrn - nodule). Základní hmota ortorul je složena z rekrystalované mozaiky křemene, plagioklasu, draselného živce a slíd. Akcesoricky se v hornině objevují opakující minerály, apatit, zirkon a rutil. Ortoruly tvoří řadu typů, které se mohou lišit mineralogii (přítomnost turmalínu nebo muskovitu), stavebními znaky (zrnitost a přítomnost porfyroklastů). Poměrně proměnlivé je také chemické složení biotitu, které se pohybuje od Fe bohatého flogopitu až po annit ($X_{Fe} = 0.48 - 0.93$; ${}^{IV}Al = 2.17 - 2.70$ apfu) výrazně také kolísá obsah Ti a F ($Ti = 0.07 - 0.50$ apfu; $F = 0.10 - 1.15$ apfu).

Tabulka 3 Reprezentativní chemické složení granátu

Vzorek	HJ96	HJ96	RR103	RR103	RR093	RR364	RR364
SiO ₂	37.26	37.21	37.14	36.58	36.87	37.85	37.74
TiO ₂	0.13	0.10	0.04	0.06	0.32	0.09	0.11
Al ₂ O ₃	20.22	20.34	21.23	21.09	20.90	20.71	20.65
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.01	0.05	0.00	0.00
Fe ₂ O ₃	0.99	1.12	0.00	0.01	0.01	0.59	0.87
FeO	21.12	23.99	30.09	29.43	20.57	23.13	25.46
MnO	16.06	14.02	6.07	7.78	16.61	6.76	3.44
MgO	0.91	1.16	1.05	1.05	0.78	0.57	0.50
CaO	4.49	3.73	4.62	3.86	4.24	11.04	12.13
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00
Y ₂ O ₅	0.00	0.00	0.06	0.14	0.00	0.00	0.00
Celkem	101.18	101.68	100.30	100.00	100.40	100.74	100.90
Si	3.001	2.987	2.992	2.975	2.984	3.011	2.998
Ti	0.008	0.006	0.002	0.004	0.020	0.005	0.006
Al	1.919	1.925	2.016	2.021	1.993	1.941	1.933
Fe ³⁺	0.060	0.068	0.000	0.000	0.000	0.035	0.052
Cr	0.000	0.000	0.000	0.001	0.003	0.000	0.000
Mg	0.109	0.139	0.127	0.127	0.094	0.068	0.059
Fe ²⁺	1.422	1.611	2.044	2.002	1.392	1.538	1.691
Mn	1.096	0.954	0.414	0.536	1.139	0.456	0.232
Ca	0.387	0.321	0.399	0.336	0.368	0.941	1.032
Na	0.000	0.000	0.000	0.000	0.013	0.000	0.000
Y	0.000	0.000	0.002	0.006	0.000	0.000	0.000
ΣKat.	8.002	8.010	7.996	8.008	8.005	7.996	8.003
Alm	46	53	69	66	47	51	56
Adr	3	3	0	0	0	2	3
Grs	10	7	13	11	12	30	32
Prp	4	5	4	4	3	2	2
Sps	37	32	14	18	38	15	8

Teplotně-tlakové podmínky metamorfózy

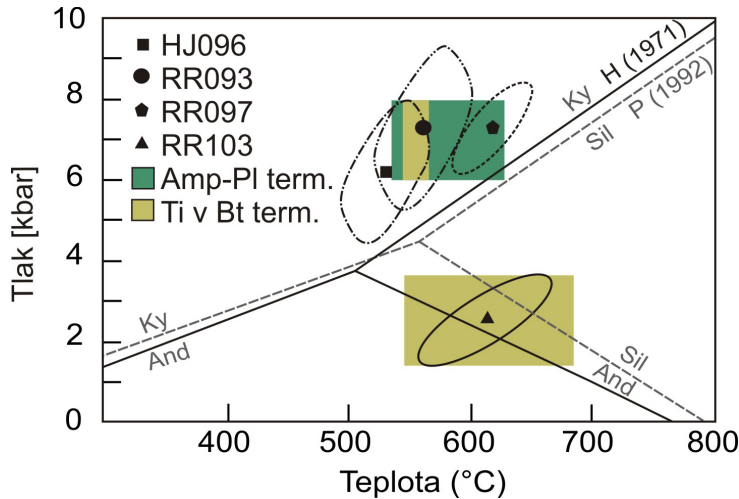
Interpretace metamorfózního vývoje metasedimentů krkonošsko-jizerského krystalinika je značně komplikována, protože jejich minerální asociace většinou není vhodná pro termobarometrické výpočty (například není přítomen granát). Přesto se ve studované oblasti podařilo objevit několik vzorků, které dokumentují dvě hlavní metamorfózní etapy vývoje této jednotky.

Tabulka 4 Vybraná průměrná termobarometrická data z metapelitů vypočtená pomocí metody „optimal thermobarometry“ Powell a Holland (1994), *sd* (*P*) a *sd* (*T*) jsou směrodatné odchylky určení tlaku a teploty, „corr“ je diskutováno Powell a Holland (1994). Ve sloupci term. (7 kbar) jsou u metasedimentů uvedeny teploty vypočtené pomocí termometru založeného na obsazích Ti v biotitu; (Henry et al. 2005) a pro amfibolit* je uveden rozsah teplot vypočtený amfibol-plagioklasovým termometrem (Holland, Blundy 1994).

Vzorek	Hornina	term. (7kbar)	THERMOCALC (Holland-Powell, 1998)					
			<i>T</i>	<i>avT</i>	<i>sd(T)</i>	<i>avP</i>	<i>sd(P)</i>	corr
BJ6 - 33 m	Ms kontaktní břidlice	621-685	-	-	-	-	-	-
HJ091	Ms kontaktní břidlice	605-676	-	-	-	-	-	-
RR373	Cdr kontaktní rohovec	645-675	-	-	-	-	-	-
RR153	Cdr kontaktní rohovec	638-671	-	-	-	-	-	-
RR103	Cdr kontaktní rohovec	541-617	613	52	2.6	1.0	0.848	
RR097	Ms-Bt fylit	543-556	617	26	7.3	0.9	0.767	
RR093	Ms-Chl fylit	-	561	31	7.3	1.6	0.526	
HJ096	Ms-Chl fylit	-	530	28	6.2	1.4	0.545	
RR129	amfibolit*	535-626	-	-	-	-	-	

P - *T* podmínky regionální metamorfózy byly vypočteny z několika vzorků chlorit-muskovitických až biotit-muskovitických fylitů s granátem a jednoho amfibolitu (tab. 4). Z minerálních asociací chlorit-muskovitických (d. b. HJ96, RR93) a biotit-muskovitických (d. b. RR97) fylitů s granáty byly pomocí programu THERMOCALC (Holland, Powell 1989; verze 3.3) vypočteny *P* - *T* podmínky 530 - 617 °C a 6 - 7 kbar (tab. 4). Podobné teploty (535 - 626 °C, pro tlak 7 kbar) poskytl také amfibol-plagioklasový termometr (Holland, Blundy 1994) pro vzorek epidotického amfibolitu (d. b. RR129).

Z pěti vzorků kontaktních rohovců a břidlic pak byly vypočteny teploty a případně i tlak kontaktní metamorfózy kolem krkonošsko-jizerského plutonu. Minerální asociace kontaktních rohovců většinou neumožňují přesný výpočet *P* - *T* podmínek kontaktní metamorfózy (obr. 5a). Přítomnost draselného živce, cordieritu a andalusitu (místy až sillimanitu) v minerální asociaci rohovců však indikují vznik těchto hornin za teplot > 550 °C a tlaků < 3 kbar (Spear et al. 1999). Tento odhad potvrdily *P* - *T* podmínky (613 ± 50 °C, 3 ± 1 kbar) vypočtené pomocí programu THERMOCALC (Holland, Powell 1998; verze 3.3) ze vzorku cordieritického kontaktního rohovce s andalusitem a granátem (d. b. RR103). Cordierit zde vznikl na úkor granátu, který se zachoval v reliktech uvnitř andalusitu a cordieritu. Proto byly *P* - *T* podmínky vypočteny pro minerální asociaci v rovnováze s cordieritem (Bt + Grt + And + Ms + Ilm tvoří inkluze v cordieritu). Také teploty vypočtené pro biotity z muskovitbiotitických kontaktních břidlic až cordieritických rohovců (541 - 685 °C; termometr založený na obsazích Ti v biotitu; Henry et al. 2005) jsou velmi podobné.



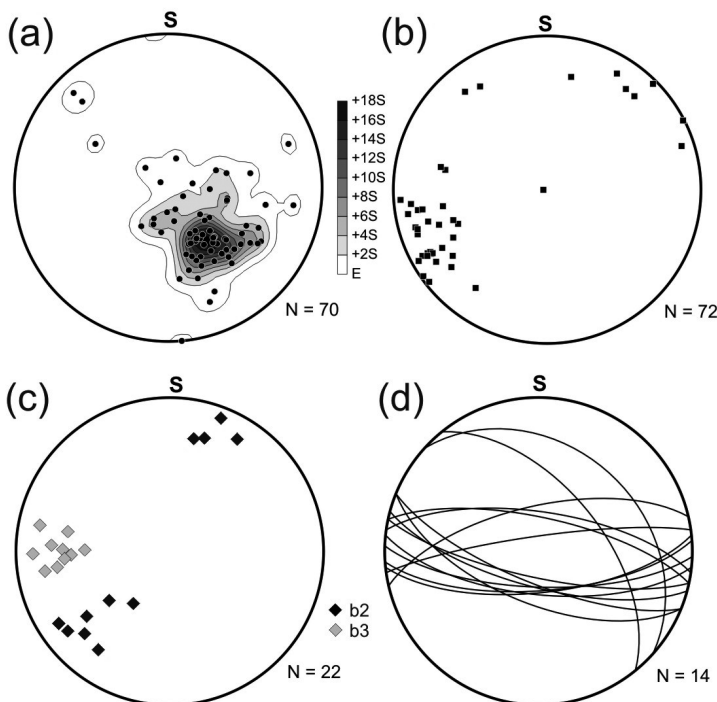
Obr. 5 P-T diagramy znázorňující podmínky regionální a kontaktní metamorfózy krkonošsko-jizerského krystalinika v okolí Hejnice: průměrné P-T podmínky vypočtené programem THERMOCALC (Holland, Powell 1998; verze 3.3) jsou vyznačeny bodovými značkami, který leží ve středech oválů znázorňujících vypočtený rozsah P - T podmínek. Výsledky amfibol-plagioklasového termometru pro vzorek RR192 (Amp-Pl term.; Holland, Blundy 1994) a biotitového termometru pro vzorky BJ6, HJ091, RR097, RR103, RR153, RR373 (Ti v Bt. ter. - Henry et al. 2005) jsou vyznačeny P - T poli obdélníkového tvaru. Pozice trojného bodu pro minerály Al_2O_3 je vyznačena podle dvou autorů: P (1992) = Pattison (1992) a H (1971) = Holdaway (1971).

Struktury a stavby metamorfovaných hornin

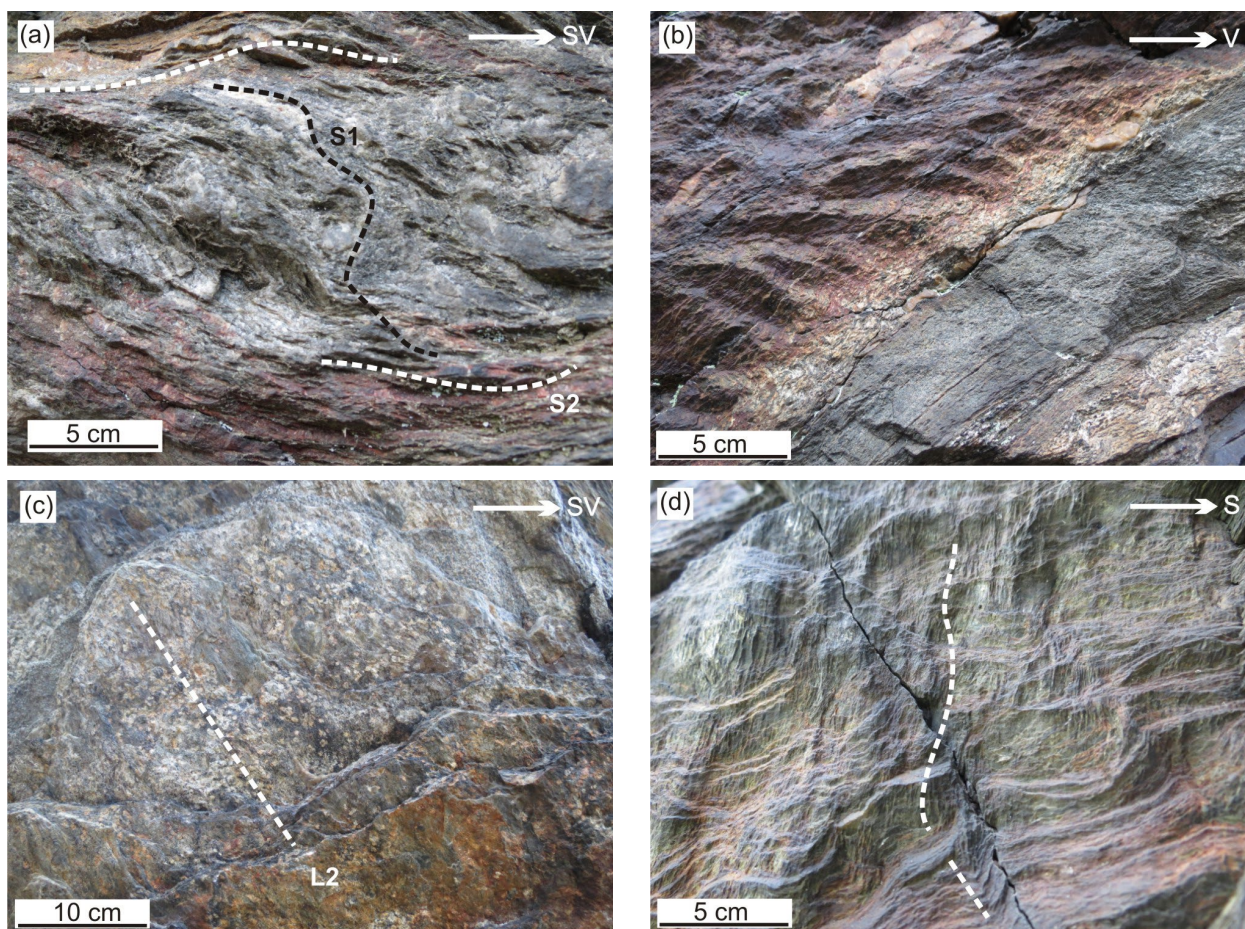
Strukturami relativně nejstaršího zaznamenaného stádia tektonického vývoje jsou intenzivně zvrásněné plochy metamorfní foliace (označené jako S_1 ; obr. 6a), které se nejčastěji vyskytují ve formě asymetrických, sevřených a místy až izoklinálních vrás (obr. 7a). Hlavní stavbou duktilní deformace jsou penetrativní metamorfní foliace S_2 (obr. 7b). Plochy foliací S_2 upadají převážně pod středními úhly k ZSZ až SSZ a nesou lineace protažení slíd, žilců a křemene (obr. 7c). Lineace upadají převážně pod mírnými úhly k JZ až ZJZ (obr. 6b). V rámci foliací S_2 je možné pozorovat zmíněné relikty staveb S_1 ve formě asymetrických vrásových struktur s osami b_2 upadajícími pod mírnými úhly k JZ nebo SSV (obr. 6c). Pozorované indikátory kinematiky, mezi které patří zejména asymetrie deformovaných poloh sekrečního křemene, reologicky odlišných litologií a reliktních vrásových struktur ukazují na poklesovou střížnou deformaci ve směru měřených li-

neací. Stavby S_2 byly zejména poblíž kontaktu s krkonošsko-jizerským plutonem postiženy tvorbou krenulačních vrás a osní kliváže S_3 (obr. 7d). Osy krenulačních vrás b_3 upadají pod mírnými až středními úhly k západu (obr. 6c), plochy osní kliváže pak převážně pod strmými úhly k jihu (obr. 6d). V úzké zóně podél intruzivního kontaktu plutonu nabývá osní kliváž charakter superponované metamorfní foliace S_3 , která je definována výraznou planární přednostní orientací krystalovaných kontaktně metamorfních minerálů (hlavně biotitu) s lokálním výskytem novotvořené taveniny. Některé kontaktní rohovce však přednostní orientaci metamorfních minerálů nevykazují.

Průběh horninových těles ortorul je více méně rovnoběžný, s převládající orientací SV - JZ až V - Z. Vzájemné kontakty ortorulových těles s metasedimenty jsou většinou ostré. Strukturální záznam v těchto horninách je stejný jako v metasedimentech.



Obr. 6 Diagramy deformačních struktur metamorfovaných hornin severozápadní části krkonošsko-jizerského krystalinika (a) - póly ploch metamorfní foliací (S_1 a S_2); (b) - lineace charakteru protažení nebo minerální lineace asociované s metamorfními stavbami S_2 ; (c) - orientace vrásových os b_2 (vrásněné reliktní stavby S_1) a os b_3 (superpozice pozdní krenulace) a (d) - zobrazení osních ploch krenulačních vrás a ploch osní kliváže S_3 .



Obr. 7 Deformační stavby: (a) vrásněné reliktní metamorfnní foliace v jizerských ortorulách; (b) regionální metamorfnní foliace S_2 v chlorit-sericitických fylitech severozápadní části krkonošsko-jizerského krystalinika (kompoziční páskování); (c) metamorfnní lineace charakteru protažení agregátů slíd a živců na foliační ploše S_2 ; (d) plochy osní kliváže S_3 spojené s vznikem kontaktní a strukturní aureoly podél intruzivního kontaktu krkonošsko-jizerského plutonu. Foto K. Verner.

Diskuse

Chemické složení minerálů

Studované území tvoří metasedimenty postižené regionální metamorfózou (pravděpodobně se jednalo o dvě metamorfnní etapy: starší za vysokých a mladší za středních tlaků) na niž byla ve větší nebo menší míře naložena kontaktní metamorfóza. Oba typy metamorfóz můžeme poměrně dobře odlišit na základě chemického složení slíd. Biotity (tab. 2) z fylitů mají nižší $Fe/(Fe+Mg)$, ^{IV}Al a Ti ve srovnání s kontaktními rohovci a břidlicemi. Muskovity (tab. 2) v regionálně metamorfovaných fylitech mají vyšší obsahy Na (0.20 - 0.43 *apfu*; vysoké hodnoty 0.41 - 0.43 *apfu* má pouze vzorek RR093 v ostatních studovaných vzorcích jsou obsahy 0.20 - 0.29 *apfu*) než kontaktní rohovec a břidlice (0.13 - 0.22 *apfu*, v inkluzích až 0.26 *apfu*). Zvýšené obsahy paragonitové komponenty v muskovitě (zejména ve středních částech zrn) stejně tak jako složení granátu ve středních částech zrn patrně souvisí se starší vysokotlakou etapou regionální metamorfózy M_1 , kterou popsali Faryad a Kachlík (2013). Obsah Si v muskovitech z kontaktně a regionálně metamorfovaných hornin je podobné, avšak fylity vykazují poněkud vyšší maximální hodnoty (6.15 - 6.33 vs. 6.08 - 6.27 *apfu*).

Chemické složení minerálů také odráží složení protholitu. Vzorek pararuly obsahuje granát s vyšším obsa-

hem grossularové komponenty ve srovnání s ostatními studovanými vzorky. Pararula také obsahuje biotit, který má ve srovnání s biotitem z fylitů vyšší obsahy Ti (0.22 - 0.24 vs. 0.15 - 0.19 *apfu*) a často také Fe (2.67 - 2.95 vs. 2.61 - 2.75 *apfu*).

Jak je z předchozího textu patrné existují rozdíly v chemickém složení mezi horninami, které nesou známky kontaktní metamorfózy (stavba horniny nebo přítomnost některých kontaktních minerálů) a horninami mimo kontaktní aureolu. Proto minerální asociace hornin ležících mimo kontaktní aureolu interpretujeme jako produkt regionální metamorfózy. Nemůžeme sice vyloučit termální účinky intruze krkonošsko-jizerského plutonu na minerální asociaci regionálně metamorfovaných hornin, avšak u námi studovaných hornin se je nepodařilo prokázat.

Metamorfnní vývoj severozápadní části krkonošsko-jizerského krystalinika

Vrcholné tlakové podmínky regionální metamorfózy velkoupské skupiny (v Polsku označovaná jako jednotka Izera-Kowary) jsou podle Faryada a Kachlíka (2013) kolem 17 kbar přičemž teploty se pohybovaly kolem 520 °C. Tito autoři ve studované oblasti interpretovali vysokotlakou metamorfózu M_1 na základě jednoho vzorku s minerální asociací $Ms + Grt + Chl + Ab + Ilm + Rt$. Odhad vychází z chemického složení granátu $Alm_{53-70} Grs_{18-16} Sps_{24-70} Prp_{0-6}$, které je podobné chemickému složení gra-

nátů v některých fylitech studovaných v této práci (Alm₄₁₋₇₁ Grs₆₋₁₇ Sps₁₂₋₄₂ Prp₃₋₇ Adr₀₋₄). Naproti tomu Ilnický (2011) v amfibolitech při jižním kontaktu velkoupské skupiny (jednotka Ižera-Kowary) s krkonoško-jizerským plutonem žádné známky vysokotlaké metamorfózy nezjistil. Uvádí zde pouze metamorfózu ve facii zelených břidlic ($T = 370 - 550$ °C, $P = 2.8 - 6.2$ kbar). Amfibolity v této části velkoupské skupiny tedy vůbec vysokotlakou metamorfózou neprošly, nebo se ve studovaných vzorcích její relikty nezachovaly.

Kryza a Mazur 1995 udávají vrcholné teplotní podmínky regionální metamorfózy M_2 na $540 - 570$ °C při tlaku ~ 5 kbar. Další autoři však uvádí poněkud vyšší tlaky (Žaba 1984, $580 - 620$ °C a $6 - 8$ kbar; Ilnický 2000, $570 - 600$ °C a $7 - 8$ kbar; Żelaźniewicz et al. 2003, 630 °C a 8 kbar). V okolí obce Lázně Libverda si horniny mimo kontaktní aureolu zachovaly minerální asociaci indikující vrcholné teplotní podmínky regionální metamorfózy M_2 v rozmezí $530 - 617$ °C a $6 - 7$ kbar. Tyto $P - T$ podmínky jsou tedy velmi podobné těm, které byly vypočteny pro regionálně metamorfované horniny v jiných částech velkoupské skupiny ($540 - 640$ °C a $6 - 8$ kbar; Žaba 1984; Kryza, Mazur 1995; Ilnický 2000; Żelaźniewicz et al. 2003; Ilnický 2011).

Vztah mezi kontaktní a regionální metamorfózou poměrně dobře odráží metamorfní vývoj zaznamenaný amfibolity (Ilnický 2011) na jižním kontaktu krkonoško-jizerského plutonu s velkoupskou skupinou. Podle tohoto autora prošly amfibolity vrcholnou metamorfózou v amfibolitové facii ($T = 615 - 640$ °C, $P = 7.3 - 8.2$ kbar). Následná retrográdní metamorfóza za podmínek $450 - 550$ °C a $2.5 - 4.8$ kbar souvisela s intruzí krkonoško-jizerského plutonu. Podobné teploty byly vypočteny amfibol-plagioklasovým termometrem pro metabazity v kontaktní aureole tanvaldského granitu $400 - 600$ °C (Šída, Kachlík 2009). Nově zjištěné $P - T$ podmínky (obr. 8) ve studované oblasti (613 ± 50 °C, 3 ± 1 kbar) jsou tedy v souladu s již dříve publikovanými daty z jiných částí krkonoško-jizerského krystalinika (Šída, Kachlík 2009; Ilnický 2011).

Krkonoško-jizerský pluton intrudoval zhruba do hloubek kolem 10 km přičemž teplota metamorfózy byla ovlivněna vzdáleností od kontaktu ($541 - 685$ °C).

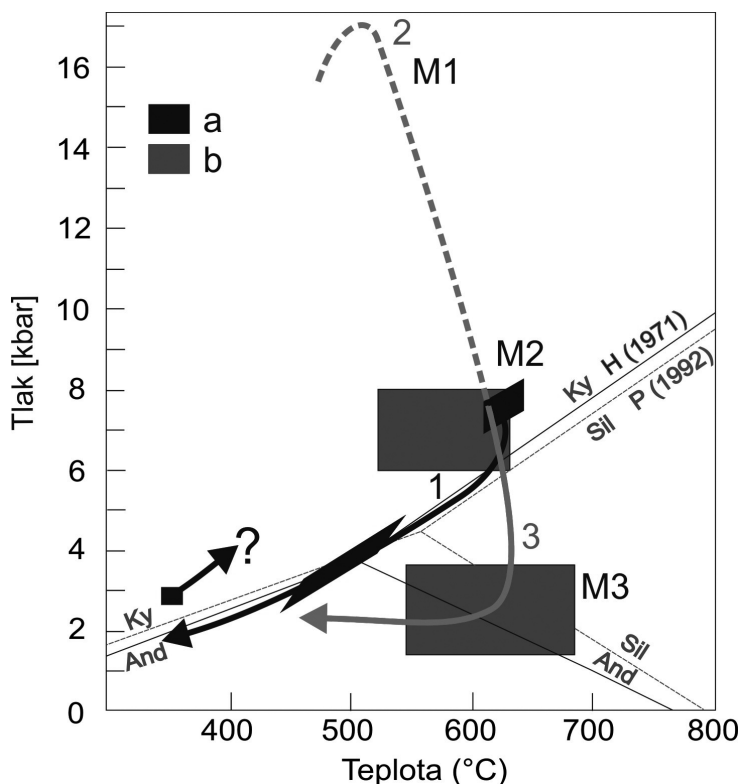
Podobné metamorfní $P - T$ podmínky regionální a následné kontaktní metamorfózy v obou křídlech velkoupské skupiny indikují stejný metamorfní vývoj celé jednotky.

Geodynamický vývoj severozápadní části krkonoško-jizerského krystalinika

Soubor identifikovaných struktur a jejich vzájemná superpozice v severozápadní části krkonoško-jizerského krystalinika v souladu s doposud publikovanými pracemi (např. Kachlík, Patočka 1998; Marheine et al. 2002; Faryad, Kachlík 2013; Žák et al. v tisku). Horniny krkonoško-jizerského krystalinika formovaly tři hlavní geodynamické události, spadající do období variských orogenních procesů.

V první fázi se jednalo o jihovýchodovergentní subdukcí oceánské kůry, která byla spojena s vysokotlakou a nízkoteplotní metamorfózou v čase okolo 360 Ma (např. Patočka et al. 1996; Maluski, Patočka 1997; Faryad, Kachlík 2013). V severozápadní části krkonoško-jizerského krystalinika byly nalezeny chlorit-muskovitické fylity s granátem a albitem, které byly podle Faryada a Kachlíka (2013) indikují $P - T$ podmínky 520 °C a 17 kbar. Tato vysokotlaká metamorfóza pravděpodobně souvisela s formováním dnes reliktních staveb (S_1).

Mladší kolizní vývojové stádium souviselo s tvorbou příkrovové stavby a inverzní metamorfní zonality celého horninového komplexu (Kachlík, Patočka 1998; Alexandrowski, Mazur 2002; Žáčková et al. 2010; Faryad, Kachlík 2013). Tyto procesy byly v severozápadní části krkonoško-jizerského krystalinika doprovázeny metamorfní přeměnou ve facii zelených břidlic až epidotických amfibolitů. Formovala se regionální metamorfní foliace subhorizontální orientace (S_2) s lineací protažení v orientaci k JZ až ZJZ. Výrazná přestavba do regionálních foliací S_2 proběhla v kompresním (transpresním) režimu, který byl



Obr. 8 $P - T$ diagramy znázorňující $P - T$ dráhy pro horniny velkoupské skupiny (v Polsku označovaná jako jednotka Ižera-Kowary) (a) zjištěné Ilnickým (2011) a (b) publikovaná v této práci. Pozice trojného bodu pro minerály Al_2O_3 je vyznačena podle dvou autorů: P (1992) = Pattison (1992) a H (1971) = Holdaway (1971). Metamorfóza M_1 reprezentuje HP metamorfózu po níž následovala regionální metamorfóza M_2 a kontaktní M_3 ; (1) regionální a kontaktní metamorfóza v amfibolitech na jihovýchodním okraji krkonoško-jizerského plutonu (Ilnický 2011), (2) předpokládaná $P - T$ dráha pro HP metamorfózu fylitů krkonoško-jizerského krystalinika v okolí Hejnice na základě dat Faryada a Kachlíka (2013), (3) Prohnutí $P - T$ dráhy pro metapelity dokládá termální ovlivnění kontaktní metamorfózou na severním okraji krkonoško-jizerského plutonu.

spojen s tvorbou ploché příkrovové stavby s kinematikou přesunu k západu. Tyto procesy probíhaly v časovém období okolo 340 až 320 Ma (Mazur et al. 2006; Maluski, Patočka 1997; Faryad, Kachlík 2013).

Následné stádium vývoje vznikaly lokalizované deformační struktury SZ (ZSZ) - JV (VJV) průběhu v režimu subhorizontálního pravostranného posunu. Tento pohyb zřejmě souvisel s asymetrickým dómovitým vyklenutím jednotky s osou v orientaci ZJZ - VSV (Seston et al. 2000; Oberc-Dziedzic et al. 2010). Díky tomu došlo k mírné reorientaci regionálních plochých staveb S_2 do středních úklonů k SZ podél severního okraje krkonošsko-jizerského plutonu a středních až strmých úklonů k jihu či jihovýchodu v jihovýchodní části krkonošsko-jizerského krystalinika. V období okolo 320 Ma byl do centrálních částí dómové struktury polyfázově umístěn krkonošsko-jizerský pluton (Žák et al. v tisku). Vznik strukturní aureoly plutonu souvisel s tvorbou drobných asymetrických kinkových vrás a strmé osní kliváže v-z. orientace (viz výše). Během celkového chladnutí komplexu dochází k lokalizaci deformace až do podmínek křehké deformace.

Závěry

V horninách krkonošsko-jizerského krystalinika na severním okraji krkonošsko-jizerského plutonu můžeme identifikovat tři metamorfní události spojené s variským tektonometamorfním vývojem této jednotky.

Nejstarší vysokotlaká metamorfóza (M_1) není ve studovaných horninových vzorcích dobře dokumentována (relikty metamorfních foliací S_1). Přítomnost muskovitu s vyšším obsahem Na a chemické složení ve středech porfyroblastů granátů však přítomnost této metamorfní fáze naznačují.

Podmínky regionální metamorfózy M_2 (530 - 617 °C a 6 - 7 kbar) byly vypočteny na základě studia minerálních asociací fylitů a pararul s minerální asociací: Qtz + Ms + Pl + Grt ± Bt ± Chl ± Ilm/Rt. Strukturami relativně nejstarší jsou intenzivně zvrášené plochy metamorfní foliace označené jako S_1 . Intenzivní přestavba do v současné době středně k SZ ukloněných staveb (S_2) vznikala v kompresním režimu, který byl spojen s tvorbou ploché příkrovové stavby s kinematikou přesunu k západu.

Mladší minerální asociace M_3 (Ms + Bt + Qtz + Pl + Cdr ± And ± Kfs ± Ilm) vznikla v důsledku kontaktních účinků krkonošsko-jizerského plutonu. Pro vzorek s granátem se podařilo vypočítat $P - T$ podmínky kontaktní metamorfózy na 613 ± 50 °C a 3 ± 1 kbar. Teploty vypočtené pro ostatní vzorky kolísají v závislosti na intenzitě kontaktní metamorfózy (541 - 685 °C). Tato metamorfóza výrazně změnila chemické složení řady minerálů, které v hornině koexistovaly již během regionální metamorfózy. V muskovitech výrazně klesly obsahy Na (0.20 - 0.43 vs. 0.20 - 0.29 apfu). Biotity z kontaktně metamorfovaných hornin mají vyšší Fe/(Fe+Mg), ^{18}O a Ti ve srovnání s regionálně metamorfovanými fylity. Během kontaktní metamorfózy také vznikala na úkor granátů cordierit spolu s biotitem a objevil se také andalusit. V důsledku umístění krkonošsko-jizerského plutonu vznikaly v metapelitech drobné asymetrické kinkové vrásky a strmé osní kliváže v-z. orientace. V úzké zóně podél intruzivního kontaktu plutonu nabývá osní kliváž charakter superponované metamorfní foliace S_3 . Během celkového chladnutí komplexu dochází k lokalizaci deformace a přechodu ke křehkému chování.

Poděkování

Autoři děkují M. M. Putišovi a V. Kachlíkovi za kritické pročtení rukopisu. Práce byla vypracována s finanční podporou projektu ČGS 321180.

Literatura

- Alexandrowski P., Mazur S. (2002) Collage tectonics in the northeasternmost part of the Variscan Belt: the Sudetes, Bohemian Massif, in Palaeozoic amalgamation of Central Europe. *Geol. Soc. London, Spec. Publ., Vol. 201* (J. A. Wichester et al., eds), 237-277.
- Domečka K. (1970) Pre-Variscan granitoids of the West Sudetes. *Sbor. geol. Věd* 18, 161-189.
- Faryad S. W., Kachlík V. (2013) New evidence of blueschist facies rocks and their geotectonic implication for Variscan suture(s) in the Bohemian Massif. *J. metam. Geol.* 31(1), 63-82.
- Fila-Wójcicka E. (2004) Rb-Sr isotope studies in the Garby Izerskie zone - evidence for the Karkonosze intrusion activity. *Mineral. Soc. Pol., Spec. Pap.* 24, 153-156.
- Henry D. J., Guidotti C. V., Thomson J. A. (2005) The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotite: Implications for Geothermometry and Ti-substitution Mechanisms. *Am. Mineral.* 90, 316-328.
- Hladil J., Patočka F., Kachlík V., Melichar R., Hubačík M. (2003) Metamorphosed carbonates of Krkonose Mountains and Paleozoic evolution of Sudetic terranes (NE Bohemia, Czech Republic). *Geol. Carpath.* 54, 5, 281-297.
- Holdaway M. J. (1971) Stability of andalusite and the aluminum silicate phase diagram. *Amer. J. Sci.* 271, 97-131.
- Holland T. J. B., Blundy J. D. (1994) Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contrib. Mineral. Petrol.* 116, 433-447.
- Holland T. J. B., Powell R. (1998) An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest. *J. metam. Geol.* 16, 309-343.
- Horný R. (1964) Noví graptoliti z metamorfovaného siluru Podkrkonoší. *Čas. Nár. Muz., Odd. přírodověd.* 133, 4, 244.
- Cháb J., Vrána S. (1979) Crossite-actinolite amphiboles of the Krkonoše-Jizera crystalline complex and their geological significance. *Věst. Ústř. Úst. geol.* 54, 143-150.
- Chaloupský J., Červenka J., Jetel J., Králík F., Líbalová J., Píchová E., Pokorný J., Pošmourný K., Sekyra J., Shrubený O., Šalanský K., Šrámek J., Václ J. (1989) Geologie Krkonoše a Jizerských hor. *Ústř. úst. geol., Praha*, 288 s.
- Chlupáč I., Hladil J. (1992) New Devonian occurrences in the Ještěd Mts. North Bohemia. *Čas. Mineral. Geol.* 37, 3, 185-191.
- Ilnicki S. (2000) Genesis of amphibole rocks and metabasites from the Stara Kamienica belt and from selected adjoining parts of the Izera block. *MS, PhD thesis, Warsaw University*, 265 pp. (polsky).
- Ilnicki, S. (2011) Variscan prograde P-T evolution and contact metamorphism in metabasites from the Sowie Dolina, Karkonosze-Izera massif, SW Poland. *Mineral. Mag.* 75, 185-212.
- Kachlík V., Patočka F. (1998) Cambrian/Ordovician intra-continental rifting and Devonian closure of the rifting generated basins in the Bohemian Massif realms. *Acta Univ. Carol., Geol.* 42, 3-4, 433-441.

- Kachlík V., Patočka F., Fajst M. (2002) Sheared metagranitoids in the Ještěd Mts. the role in the westward propagation of the Variscan orogenic Wedge in the West Sudetes. *Geolines* 14, 43-44.
- Kröner A., Jaeckel P., Hegner, E., Opletal M. (2001) Single zircon ages and whole-rock Nd isotopic systematics of early Palaeozoic granitoid gneisses from the Czech and Polish Sudetes (Jizerské hory, Krkonoše and Orlice-Sněžník Complex). *Int. J. Earth Sci.* 90, 304-324.
- Kryza R., Mazur S. (1995) Contrasting metamorphic paths in the SE part of the Karkonosze-Izera Block (Western Sudetes, SW Poland). *Neu. Jb. Mineral., Abh.* 169, 157-192.
- Maluski H., Patočka F. (1997) Geochemistry and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of the mafic metavolcanic rocks from the Rýchory Mountains complex (west Sudetes, Bohemian Massif): palaeotectonic significance. *Geol. Mag.* 134, 703-716.
- Marheine D., Kachlík V., Maluski H., Patočka, F., Żelaźniewicz A. (2002) The Ar-Ar ages from the West Sudetes (NE Bohemian Massif): constraints on the Variscan polyphase tectonothermal development. In.: Winchester J., Pharaoh T., Verniers J. (eds), *Palaeozoic amalgamation of the Central Europe*. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, 133-155.
- Mazur S. (1995) Structural and metamorphic evolution of the country rocks at the eastern contact of the Karkonosze granite in the southern Rudawy Janowickie Mts and Lasocki Range (in Polish with English summary). *Geol. Sudetica* 29, 31-98.
- Mazur S. (2002) Geology of the Karkonosze - Izera Massif: an overview. *Mineral. Soc. Pol., Spec. Pap.* 20, 22-34.
- Mazur S., Aleksandrowski P., Kryza R., Oberc-Dziedzic T. (2006) The Variscan Orogen in Poland. *Geol. Quarterly* 50(1), 89-118.
- Oberc-Dziedzic T., Kryza R., Mochacka K., Larionov A. (2010) Ordovician passive continental margin magmatism in the Central-European Variscides: U-Pb zircon data from the SE part of the Karkonosze-Izera Massif, Sudetes, SW Poland. *Int. J. Earth Sci.* 99(1), 27-46.
- Patočka F., Fajst M., Kachlík V. (2000) Mafic-felsic to mafic-ultramafic Early Palaeozoic magmatism of the West Sudetes (NE Bohemian Massif): the South Krkonoše Complex. *Z. geol. Wiss.* 28, 1-2, 177-210.
- Patočka F., Pivec E., Oliveriová D. (1996) Mineralogy and petrology of mafic blueschists from the Rýchory Mts. Crystalline Complex (West Sudetes, Bohemian Massif). *Neu. Jb. Mineral., Abh.* 170, 313-330.
- Pattison D. R. M. (1992) Stability of andalusite and sillimanite and the Al_2SiO_5 triple point: Constraints from the Ballachulish aureole, Scotland. *J. Geol.* 100(4), 423-446.
- Powell R., Holland T. (1994) Optimal geothermometry and geobarometry. *Am. Mineral.* 79, 120-133.
- Seston R., Winchester J. A., Piasecki M. A. A., Crowley Q. G., Floyd P. A. (2000) A structural model for the western-central Sudetes: a deformed stack of Variscan thrust sheets. *J. Geol. Soc. London* 157, 1155-1167.
- Schumacher J. C. (1996) The estimation of the proportion of ferric iron in the electron-microprobe analysis of amphiboles. *Can. Mineral.* 34, 238-246.
- Spear F. S., Kohn M. J., Cheney J. T. (1999) P-T paths from anatectic pelites. *Contrib. Mineral. Petrol.* 134, 17-32.
- Šída P., Kachlík V. (2009) Geological setting, petrology and mineralogy of metabasites in a thermal aureole of Tanvald granite (northern Bohemia) used for the manufacture of Neolithic tools. *J. Geosci.* 54(3), 269-287.
- Verner K., Mrázová Š. (red.) (2013) Základní geologická mapa České republiky 1 : 25 000 s Vysvětlivkami 03-142 Hejnice a 03-231 Jizerka. MS, *Česká geologická služba, Praha*.
- Whitney D. L., Evans B. W. (2010) Abbreviations for names of rock-forming minerals. *Am. Mineral.* 95(1), 185-187.
- Žaba J. (1984) Genesis and metamorphic evolution of gneisses and granitoids of the Izerski Stóg massif (Western Sudetes). *Geol. Sudet.* 19, 89-192 (polsky).
- Żelaźniewicz A. (1997) The Sudetes as a Palaeozoic orogen in central Europe. *Geol. Mag.* 134, 691-702.
- Żelaźniewicz A., Nowak I., Achramowicz S., Czapliński W. (2003) The northern part of the Izera-Karkonosze Block: a passive margin of the Saxothuringian terrane. In.: Ciekowski A., Wojewoda J., Żelaźniewicz A. (eds), *Sudety Zachodnie: od wendy do czwartorzędu*, 17-32. WIND, Wrocław, Poland (polsky).
- Žáčková E., Konopásek J., Jeřábek P., Finger F., Košler J. (2010) Early Carboniferous blueschist facies metamorphism in metapelites of the West Sudetes (northern Saxothuringian Domain, Bohemian Massif). *J. metam. Geol.* 28, 361-379.
- Žák J., Verner K., Sláma J., Kachlík V., Chlupáčová M. (v tisku) Multistage magma emplacement and progressive strain accumulation in the shallow-level Krkonoše-Jizera plutonic complex, Bohemian Massif. *Tectonics*, doi:10.1002/tect.20088.