

Vývoj metamorfních fluid pozdního stádia regionální metamorfózy v keprnické klenbě silezika

Evolution of metamorphic fluids during a late stage of regional metamorphism at the Keprník dome in Silesicum

Tomáš Urban¹ ✉, David Buriánek^{1,2}

¹ Ústav geologických věd PŘF MU, Kotlářská 2, 611 37 Brno, Česká republika

² Česká geologická služba, Leitnerova 22, 658 59 Brno, Česká republika

Key words:

Bohemian Massif, Silesicum, Keprník dome, quartz veins, fluid inclusions, microthermometry, P-T conditions, metamorphism

✉ 484738@muni.cz

Editor:

Marek Slobodník

Abstract

Neo-Proterozoic rocks (Brunovistulian Unit) are dominant in the studied area of Silesicum, which have complex nappe, thick-skinned and thrust sheet geological structures. The Keprník Dome (Keprník nappe) represents the easternmost part of crystalline complexes of the Silesian domain and is dominated by various types of orthogneiss, gneiss, mica schist and phyllite, with a small occurrence of calc-silicate rocks. These rocks are affected by pre-Variscan and Variscan metamorphism, dominantly staurolite-sillimanite and garnet zone and late Variscan to Cenozoic brittle deformation. Hydrothermal Variscan quartz veins and surrounding rocks (biotite-bearing paragneiss and orthogneiss) were studied in the Keprník dome geological unit to confront the type of fluids enclosed in fluid inclusions and the intensity of metamorphism that affected the host rocks. The study of fluid inclusions in quartz veins was supplemented by Raman spectrometry and microscopic study of rocks, EMPA and mineral thermometry. Temperatures 616 to 643 °C obtained by the Ti-in-biotite method for biotite paragneisses are compatible with the peak metamorphic conditions estimated by previous authors. Thermometer for orthogneiss provided temperatures between 688 to 699 °C using the Ti-in-biotite thermometer. The lower temperatures (483 to 529 °C) obtained using magnetite-ilmenite thermometer document later retrogression.

Three types of fluids were found in the quartz of the Variscan hydrothermal veins based on the phases present, respectively components: I. L+V, H₂O–NaCl ± K⁺ ± Mg²⁺ ± Ca²⁺, II. L+V+S±S₂, H₂O–NaCl–CaCl₂ ± K⁺ ± Mg²⁺, III. L1+L2+V, H₂O–NaCl–CO₂ ± CH₄ ± K⁺ ± Mg²⁺ ± Ca²⁺ (L – liquid, V – vapour, S – solid).

Type II inclusions contain aqueous fluids with high salinities, which would correspond to the post-Variscan systems found (Slobodník et al. 2010a, 2020) in the Silesicum area. On the other hand, they have high T_h temperatures, reaching values of over 300 °C. Only results from type I could be used to calculate isochores and derive P-T conditions for the formation of Variscan veins, because in type III often occur fluid inclusion decrepitation and the impossibility of measuring total homogenization. Types I and III according to the structural position of fluid inclusion (uncertain or primary and pseudosecondary inclusions), microthermometric data and composition, they are considered to be metamorphic types of fluids generated by Variscan metamorphism. The evaluation of isochores of the first type of fluids using a lithostatic thermobaric gradient (50 °C/270 bar/km) indicates the entrapment of fluids, or formation of inclusions under conditions of 190–300 °C and 90–160 MPa. This type of fluid was very likely captured at a later stage of metamorphism, after the crystallization of magnetite and ilmenite, and represents a retrograde stage of metamorphism.

Doporučená citace článku:

Urban, T., Buriánek, D. (2022). Vývoj metamorfních fluid pozdního stádia regionální metamorfózy v keprnické klenbě silezika. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku*, 29, 1–2, 59–68.

DOI: <https://doi.org/10.5817/GVMS2022-32965>

Úvod

Studované území leží ve vrcholové části Hrubého Jeseníku (okolí kót Šerák 1351 m n. m. a Keprník 1423 m n. m.), v centru keprnické klenby silezika (moravskoslezská oblast). Předdevonské jádro keprnické klenby je budováno metamorfovanými horninami (biotitickými pararulami, staurolitickými svory, migmatity a ortorulami), které byly formovány hlavně variskými tektonometamorfními procesy (např. Souček 1978; Rajlich 1993; Schulmann a Gayer 2000; Košuličová a Štípská 2007). Cílem tohoto příspěvku je studium charakteru fluid a typu fluidních inkluzí v křemenných metamorfních žilách a jejich vztah k metamorfóze v prostoru keprnické klenby.

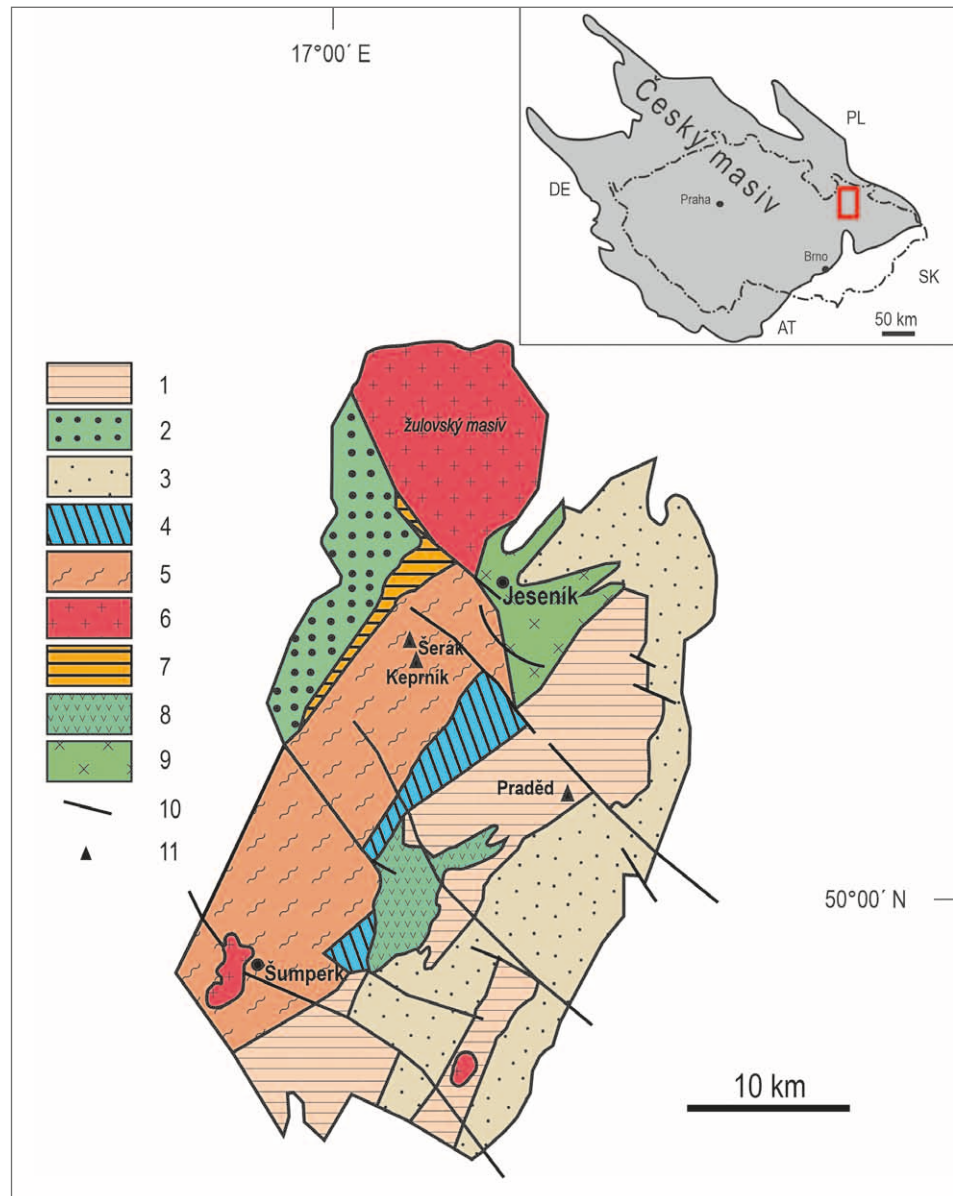
Geologická stavba silezika

Studovaná oblast je součástí silezika (obr. 1), které náleží do moravskoslezské oblasti (Suess 1912). Tektonicky nejnižší paraautochtonní jednotkou silezika je desenská jednotka (klenba), která je budována mylonitizovanými kadomskými granitoidy s vložkami amfibolitů. Metamorfní minerální asociace granátovců zde indikuje teploty 540 až 600 °C a tlaky vyšší než 3 kbar (Buriánek a Kropáč 2009). Na tyto horniny nasedá devonský obal (reprezentovaný hlavně vrbenskou skupinou) budovaný klastickými sedimenty (kvarcity, kvarcitické fylity, ojediněle metakonglomeraty) a slabě metamorfovanými bimodálními vulkanity a jejich tufy, fylity až svory s vložkami karbonátů. Všechny zmíněné jednotky jsou postiženy prográdní variskou metamorfózou ve facii zelených břidlic až amfibolitové facii.

Keprnická jednotka (klenba) je interpretována jako příkrov nasunutý k východu na (para)autochton

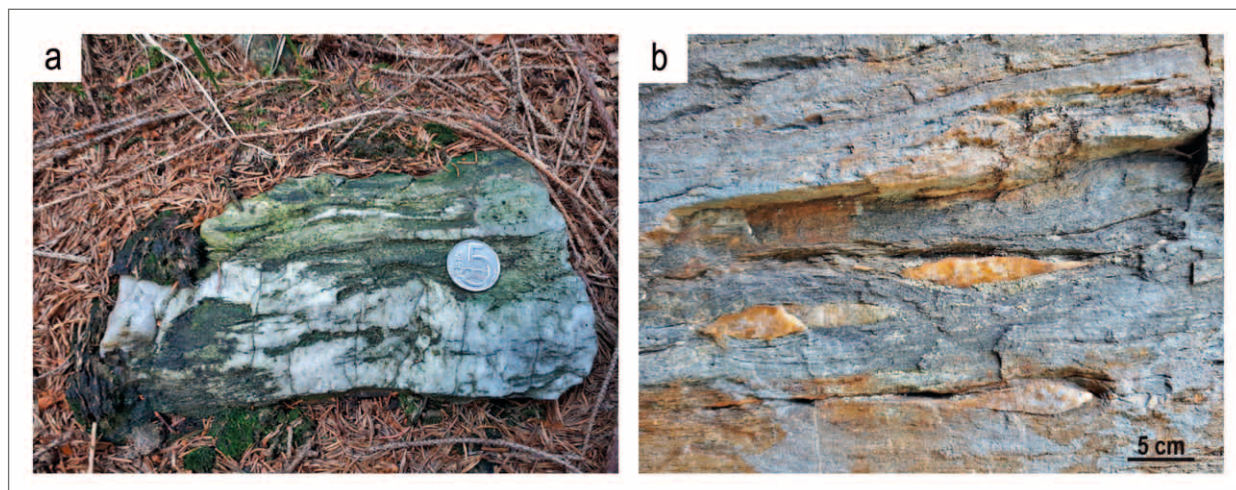
desenské klenby (Cháb et al. 1994; Schulmann et al. 1995) a je budována ortorulami až blastomylonity s četnými vložkami staurolitem bohatých metapelitů (rula až svor), vápenato-silikátovými horninami a kvarcity. Devonský obal (skupina Branné) je tvořen poměrně nízko metamorfovanými polymiktními konglomeráty, kvarcity, mramory, porfyroidy a vápenato-silikátovými břidlicemi (např. Cháb et al. 1994; Kröner et al. 2000; Schulmann a Gayer 2000).

Strukturně nejvyšší a nejvíce metamorfovanou jednotkou je pestrý komplex rul s vložkami amfibolitů,



Obr. 1: Zjednodušená mapa silezika s pozicí studované lokality v rámci Českého masívu (zjednodušeno a upraveno podle Svobody et al. 1964; Steinerové a Dolníčka 2014). 1 – desenská klenba; 2 – velkovrbenská skupina; 3 – vrbenská skupina; 4 – skupina Červenohorského sedla; 5 – keprnická klenba; 6 – variské granitoidy; 7 – skupina Branné; 8 – sobotínský masív; 9 – jesenícký masív; 10 – zlomy; 11 – vrcholy.

Fig. 1: Simplified map of Silesicum with the position of the studied locality in the Bohemian Massif (simplified and modified according to Svoboda et al. 1964; Steinerová and Dolníček 2014). 1 – Desná dome; 2 – Velké Vrbno group; 3 – Vrbno group; 4 – Červenohorské sedlo group; 5 – Keprník dome; 6 – Variscan granitoids; 7 – Branná group; 8 – Sobotín massif; 9 – Jeseník massif; 10 – faults; 11 – peaks.



Obr. 2: Křemenné žíly a čočky. (a) křemenná syntektonická žíla pronikající keprnickou ortorulou podél foliace; (b) duktilně protažené křemenné čočky v ortorule.

Fig. 2: Quartz veins and lenses. (a) syntectonic quartz vein penetrating the Keprník gneiss along foliation, (b) ductile elongated quartz lenses in orthogneiss.

mramorů a ojedinělých ortorul a kvarcitů, který označujeme jako velkovrbenskou klenbu (Mísař et al. 1983; Schulmann a Gayer 2000).

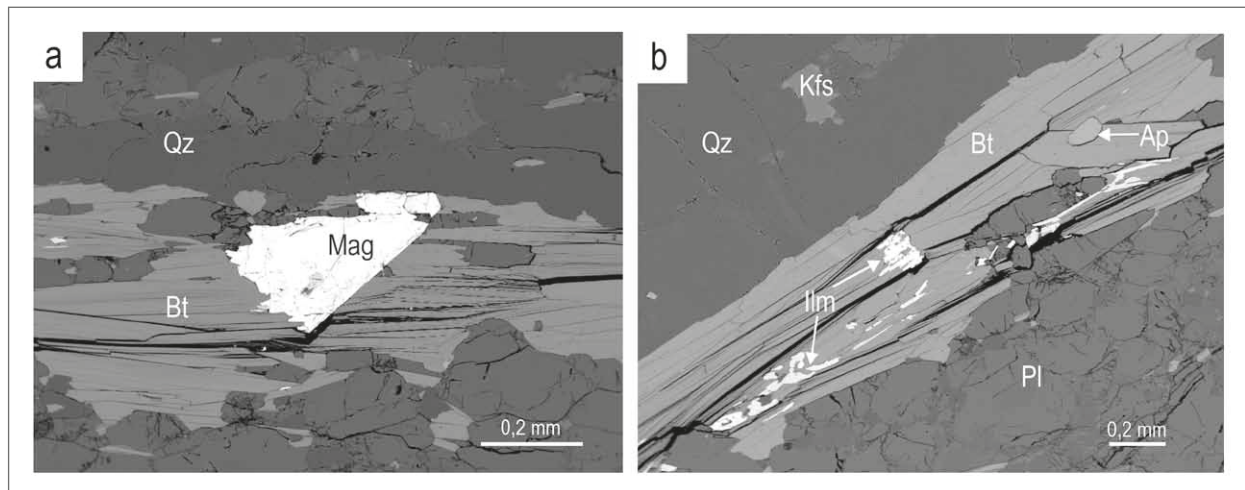
Geologická stavba keprnické jednotky

Radiometrické datování indikuje svrchnoproterozoické stáří protolitu keprnické ortoruly (545–660 Ma; Kröner et al. 2000), který představuje produkt rozsáhlého tavení zralé kontinentální kůry (Cháb et al. 2008). Vnitřní obal obsahuje staurolitové svory a ruly a biotitické ruly s erlanovými vložkami. Vnější obal obsahuje biotitické, biotit-kalcitické a muskovit-chloritické fylity s vložkami mramorů a neoproterozoického metadacitu. Nejsvrchnější část obalu představuje skupina Branné, která je devonského stáří a skládá se z kvarcitů, křemenných a oligomiktních metakonglomerátů, tmavých muskovit-chlorit-biotitických fylitů s vložkami metatufů, metavulkanitů a mramorů (Cháb et al. 2008).

Keprnická jednotka je ovlivněna polyfázovou metamorfózou. Prevariská (Chlupáč et al. 2002) metamorfóza dosáhla v jihozápadní části keprnické jednotky až staurolitové a staurolit-sillimanitové zóny (Mísař et al. 1983). Ve střední a západní části je intenzita metamorfózy nižší (staurolitová a granátová zóna; Košuličová a Štípská 2007). Van Breemen et al. (1982) uváděli stáří starší (kadoinské) metamorfní fáze 546 ± 6/–8 Ma. Variská orogeneze se v keprnické klenbě projevila polyfázovou deformací a metamorfózou dosahující až amfibolitové facie (Rajlich 1993; Schulmann a Gayer 2000). Oblast byla v první fázi variské orogeneze postižena prográdní metamorfózou barrovianského typu. V průběhu karbonu (300–310 Ma; Maluski et al. 1995) následovala nízkotlaká metamorfóza spojená s intruzí plutonických hornin (Souček 1978; Schulmann a Gayer 2000; Štípská et al. 2001). Křemenné žíly (obr. 2a) a žilky, případně různě protažené čočky (obr. 2b), jsou v oblasti keprnické klenby pozorovány ve většině metamorfovaných hornin. Jde jak o žíly paralelní se směrem foliace, tak o žíly šikmé, protínající foliaci (Štelcl 1950).

Hydrotermální mineralizace v širším okolí studované oblasti

Nejstarší studie fluid a fluidních inkluzí z širšího regionu se prováděly ve vrbenské skupině v prostoru polymetalického ložiska u Zlatých Hor, kde byla zjištěna fluida s obsahem CO_2 (Ďurišová 1990). V křemenech z metamorfovaných hornin autorka rozlišila tři fluidní systémy ($\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$, $\text{H}_2\text{O}-\text{CH}_4$ a H_2O) tvořené CO_2 s poměrně vysokou hustotou a chloridovým roztokem s nízkou až střední salinitou (5–15 hm. % NaCl ekv.). Slobodník et al. (2010a, 2010b) studovali křemenné žíly s křišťálem na různých lokalitách silezika a pro vznik křišťálů definovali tři základní genetické modely a typy fluid: 1) pozdně magmatická-pegmatitová hydrotermální fluida variského stáří; 2) metamorfní hydrotermální fluida, zahrnující i žíly alpského typu, variského stáří; 3) pozdně a post-variská hydrotermální fluida reprezentující transformované sedimentární solanky. V sobotínském masivu se heterogenně zachyceným typům fluid v inkluzích, převážně typu L1+L2+V (L – kapalina, V – plyn), věnoval Kontár (2011). Steinerová a Dolníček (2014) studovali fluidní inkluze z lokality Zámčisko v desenské klenbě. Autoři rozlišují inkluze dvou typů (L+V a L1+L2+V), teploty homogenizace uvádějí v rozsahu od 78 do 326 °C a teploty tání ledu od –9,0 do 0,0 °C. Ve vrbenské skupině v mladší (hrubozrnné a žilné) a stratiformní mineralizaci reprezentující vulkano-sedimentární ložisko Horní Město zjistili Fojt et al. (2007) několik typů fluid. Dva fluidní systémy definovali jako metamorfní: 1) fluida $\text{CO}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$ s nízkou salinitou (5–7 hm. % NaCl) a T_h 200–300 °C a 2) fluida $\text{NaCl}-\text{MgCl}_2-\text{H}_2\text{O}$ s nízkou salinitou (5–7 hm. % NaCl ekv.) a T_h 120–220 °C. Pro oba tyto typy fluid na ložisku odvozují P-T podmínky variské metamorfózy 350–400 °C a 4–5 kbar. Zjištěné nízké T_h 90–150 °C, vysoké salinity (21–24 hm. % solí) přiřazují mladším post-metamorfním typům fluid systému $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{CaCl}_2$. Ve strmých rudních tělesech na ložisku Zlaté Hory-jih ve vrbenské skupině byly potvrzeny metamorfní typy fluid zachycené v podmínkách 220–300 °C



Obr. 3: BSE snímky ortoruly (KPR 4). (a) zrno magnetitu obklopené biotitem a křemenem; (b) křemen-živcové pásy doprovázené usměrněným biotitem s apatitem a velmi nepravidelnými zrny ilmenitu (kostrovitý); (Qz – křemen, Bt – biotit, Pl – plagioklas, Kfs – K-živec, Mag – magnetit, Ilm – ilmenit, Ap – apatit).

Fig. 3: BSE images of orthogneiss (KPR 4). (a) magnetite grain surrounded by biotite and quartz; (b) quartz-feldspar bands accompanied by channelized biotite with apatite and very irregular grains of ilmenite (skeletal); (Qz – quartz, Bt – biotite, Pl – plagioclase, Kfs – K-feldspar, Mag – magnetite, Ilm – ilmenite, Ap – apatite).

a 0,7–2,0 kbar se složením H_2O-CH_4 , H_2O-CO_2 a H_2O (Dolníček et al. 2018).

Regionální povariský fluidní systém (L+V+S, L – kapalina, V – plyn, S – pevná fáze) svázaný s alterací hornin krystalinika a granitoidů má původ v hlouběji cirkulujícím mixu meteorické a mořské vody a přesahuje hranice silezika (Slobodník et al. 2020). Uzavíraná fluida ($H_2O-NaCl-CaCl_2 \pm MgCl_2 \pm KCl$) v žilných křemenech obsahují běžně i pevné fáze, často muskovit, občas kalcit nebo hematit.) Salinita fluid se pohybuje mezi 9,1 a 26,8 hm. % ($NaCl + CaCl_2$) a T_h mezi 124 a 176 °C.

Metodika

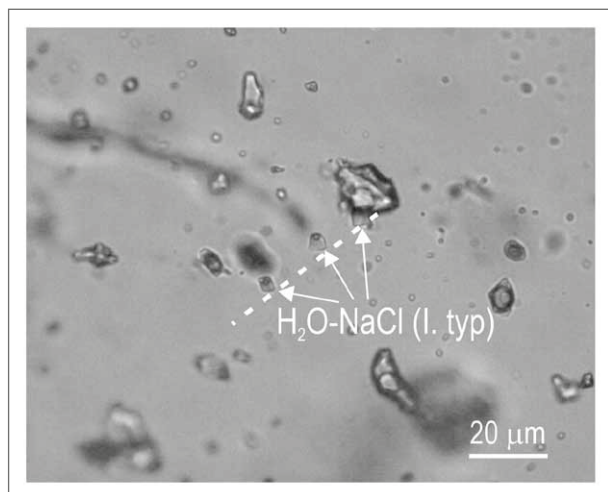
Vzorky křemenů byly odebrány z prostředí s biotitickou až dvojslídovou rulou a ortorulou, které společně budují vrcholové partie keprnické klenby v okolí vrcholů Šeráku a Keprníku.

Pro studium fluidních inkluzí byly ze vzorků křemenných žil (3 vzorky) vyhotoveny oboustranně leštěné destičky o tloušťce 100–150 μm . První vzorek křemene (KPR 1) pocházel z ortoruly (KPR 4), druhý vzorek křemene (KPR 2) byl z okolí Keprnického potoka, jehož dno tvoří biotitická až dvojslídová rula (pararula; KPR 5), poslední vzorek (KPR 3) pocházel z křemenné žíly pronikající ortorulou podél foliace. Celkem bylo zkoumáno a analyzováno 125 fluidních inkluzí. Pro popis petrografických vlastností fluidních inkluzí bylo využito mikroskopu Nikon Eclipse 80i s pěti objektivy Nikon LU PLAN ELWD. V mikroskopu byly sledovány velikosti, tvary, fázová složení a distribuce inkluzí a předběžně definovány primární (P), pseudosekundární (PS) a sekundární (S) inkluze, přičemž pro charakteristiku jednotlivých typů inkluzí a fluid jsou prezentována data hlavně P a PS inkluzí, méně pak S inkluzí. V průběhu pozorování byla pořizována fotodokumentace pomocí kamery Pixelink. Fluidní inkluze byly studovány v laboratoři na ÚGV PŘF MU na termokomoře LINKAM THMSG

600, která je schopná měřit v teplotním rozsahu +600 až –196 °C. Přístroj byl kalibrován za použití syntetických fluidních inkluzí. Při studiu inkluzí byl stanoven jejich stupeň zaplnění ($F = L/L+V$) a další mikrotermometrické parametry: teplota vymrznutí (T_f), eutektická teplota (T_e), teplota tání pevného CO_2 ($T_m CO_2$), teplota tání hydrohalitu ($T_m hh$), teplota tání ledu ($T_m ice$), teplota tání klatrátů ($T_m clat$), teplota tání halitu ($T_m h$), teplota homogenizace CO_2 ($T_h CO_2$) a teplota celkové homogenizace ($T_h tot$). Pro systém typu H_2O-CO_2 nebylo možné naměřit $T_h tot$ (dekreptace inkluzí před dosažením homogenizace) a pro výpočty byl použit odhad podílu vodné a CO_2 fáze v inkluzích. Naměřené relevantní parametry byly zpracovány v programech FLUIDS 1 (BULK, ICE a ISOC; Bakker 2003) a byla vypočítána salinita, celková hustota inkluzí a izochory. Pro výpočet salinity z teploty $T_m h$ byla použita rovnice podle Sternera et al. (1988).

Pro upřesnění složení plynné fáze byla využita Ramanova spektroskopie. Měření ramanových spekter proběhlo na přístroji Labram HR Evolution od firmy Horiba na ÚGV PŘF MU s použitím červeného laseru o vlnové délce 633 nm, objektivů 100 \times a 50 \times . Pro zpracování spekter byl použit program SpectraGryph (Menges 2021).

Pro studium hornin byly vyhotoveny leštěné výbrusy. Elektronová mikroanalýza byla provedena na mikrosondě Cameca SX 100 na ÚGV PŘF MU v Brně a byly vytvořeny BSE snímky studovaných výbrusů hornin. Analyzovány byly slídy a živce (urychlovací napětí 15 kV, proud svazku 20 nA a průměr svazku 5 μm) a ilmenit spolu s magnetitem a titanitem (urychlovací napětí 15 kV, proud svazku 20 nA a průměr svazku 2 μm). Teplotní podmínky metamorfózy byly vypočítány s použitím minerálních termometrů, první byl založený na koexistenci magnetitu a ilmenitu (Andersen a Lindsley 1985) a druhý na složení biotitu (Henry et al. 2005). Magnetit-ilmenitový geotermometr (založený na výměně $Fe^{2+}Ti$ za $2Fe^{3+}$) také umožňuje výpočet fugacity kyslíku založený



Obr. 4: Náhodné rozložení inkluzí systému $H_2O-NaCl-CO_2$ (pravděpodobně primární inkluze) a krátký trail inkluzí systému $H_2O-NaCl$ (vyznačeno, pravděpodobně pseudosekundární), ve vzorku s křemennou žílou uloženou konformně s foliací (KPR 3).

Fig. 4: Random distribution of inclusions of the $H_2O-NaCl-CO_2$ system (probably primary inclusions) and a short trail of inclusions of the $H_2O-NaCl$ system (indicated, probably pseudosecondary), in the sample with quartz vein running parallel to the foliation (KPR 3).

na empirickém přístupu a jeho detailní formulace včetně přesnosti měření je uvedena v práci Andersena a Lindseye (1985). Druhou metodou je obsah Ti v biotitu, který může sloužit jako geotermometr kalibrovaný pro peraluminické metapelity, které obsahují ilmenit nebo rutil a vznikly metamorfózou zhruba mezi 3–6 kbar. Vztah mezi obsahem Ti, teplotou a hodnotou $Mg/(Mg + Fe)$ byl kalibrován empiricky (Henry et al. 2005): $T = ([\ln(Ti) - A - C(X_{Mg})^3]/B)^{0,333}$, kde T je teplota ve stupních Celsia, Ti je počet atomů na vzorcovou jednotku (apfu) normalizovaný na základě 22 atomů O, X_{Mg} je $Mg/(Mg + Fe)$, $A = -2,3594$, $B = 4,6482 \times 10^{-9}$ a $C = -1,7283$. Kalibrovaný rozsah pro tento výraz je $X_{Mg} = 0,275-1,000$, $Ti = 0,04-0,60$ apfu a $T = 480-800$ °C. Přesnost geotermometru Ti-in-biotite se odhaduje na ± 24 °C při nižším teplotním rozsahu a zlepšuje se na ± 12 °C při vyšších teplotách.

Výsledky

Petrografický popis hornin a teplotní podmínky vzniku minerálních asociací

Studované křemenné žíly proráží ortoruly až blastomylonity a biotitické až dvojslídne ruly. Ortorula je jemnozrná až středně zrnitá a je tvořena xenomorfním, místy až hypautomorfním křemenem, hypautomorfním plagioklasem (Ab_{60-62}), biotitem ($Fe/Fe+Mg = 0,55$ až $0,59$) a xenomorfním K-živcem ($Ab_{1-2}Or_{98-99}$). Akcesorický ilmenit vykazuje variabilní obsahy MnO (15 až 17 hmot. %) a ochuzení o MgO (méně než 0,04 hmot. %) (tab. 1, 2, 3, 4 v elektronické příloze e-appx. 1), což naznačuje, že jeho primární magmatické složení bylo nerovnoměrně modifikováno difúzní reekvilibrací s koexistujícími metamorfními silikáty. Akcesoricky je zastoupen také

apatit (obr. 3a) a protáhlá zrna titanitu. Ilmenit je místy leukoxenizovaný a částečně zatlačovaný titanitem.

Pomocí biotitového termometru (založený na obsahu Ti; Henry et al. 2005) byla pro vzorek ortoruly zjištěna teplota v rozmezí od 688 do 699 °C. Poněkud nižší teploty (od 483 do 529 °C) byly vypočteny magnetit-ilmenitovým termometrem (Andersen a Lindsley 1985). Pro tento minerální pár byla zároveň vypočtena fugacita kyslíku v rozmezí od $-20,3$ do $-17,8$ ($\log fO_2$). Ze snímku z mikrosondy je patrné, že ilmenit i magnetit většinou obrůstají okraje biotitu nebo s tímto minerálem srůstají, drobná zrna (nepravidelná) a lišty ilmenitu rostou paralelně se štěpností biotitu (obr. 3b). Magnetit tvoří chemicky homogenní, automorfní až hypautomorfní krystaly o velikosti až 1 mm (obr. 3a).

Biotitická až dvojslídna rula (pararula) je tvořena z velké části xenomorfním křemenem, hypautomorfním plagioklasem (Ab_{73-74}) a K-živcem ($Ab_{7-12}Or_{88-93}$). Foliace je definována orientací lupínek biotitu ($Fe/Fe+Mg = 0,52$ až $0,53$), které jsou místy postiženy chloritizací. V hornině se akcesoricky vyskytuje muskovit, xenotim a turmalín.

Biotitový termometr (Henry et al. 2005) poskytl pro vzorek biotitické až dvojslídne ruly odhad teploty vzniku v rozmezí od 616 do 643 °C.

Žilný křemen, studium fluidních inkluzí, mikrotermometrie a Ramanova spektroskopie

Studované žilné křemeny mají méně často podobu krátkých žil (vzorek ortoruly s křemennou žílou o mocnosti 2 cm), častěji pak jde o protáhlé čočky konformně uložené ve foliaci hornin. Žíly jsou monominerální, křemen je neprůhledný s šedým odstínem. V mikroskopu jsou u všech vzorků patrná zrna s nepravidelnými rekrystalovanými okraji a subzrny, křemen většinou vykazuje undulózní zhašení. Ve studované oblasti byly také pozorovány mocnější žíly (do 10 cm), místy s vyvinutými drobnými (jednotky mm až 2 cm) šedobílými, někde až téměř čirými krystaly křišťálů.

Fluidní inkluze v křemenu mají nepravidelné náhodné rozložení nebo jsou uspořádány jak do krátkých trailů (řad) (obr. 4) anebo nepravidelných shluků, což je pozice pseudosekundárních, resp. primárních inkluzí podle kritérií Roeddera (1984), tak také do poměrně dlouhých trailů nebo shluků velmi nepravidelných inkluzí sekundárního charakteru. Ve vzorcích se vedle výše zmíněných studovaných genetických typů objevovaly také relativně malé inkluze (pod 5 μm), často ve formě dlouhých trailů procházejících krystalová zrna (sekundární inkluze), které bylo, vzhledem k jejich velikosti, prakticky nemožné měřit. Velikost studovaných a měřených inkluzí se pohybovala od 6 do 56 μm . Podle zastoupených fází při teplotě 20 °C je možné rozlišit inkluze tří typů: typ I.) dvoufázové L+V, typ II.) trojfázové L+V+S, případně vícefázové L+V+S1+S2 a typ III.) trojfázové (\pm vícefázové) L1+L2+V \pm S.

Typ I.

Z genetického hlediska byly u I. typu (obr. 5a) sledovány inkluze nepravidelných tvarů náhodně

Tab. 1: Mikrotermometrická data studovaných typů fluidních inkluzí a jejich salinita.
 Tab. 1: Microthermometric data of studied types of fluid inclusions and their salinity.

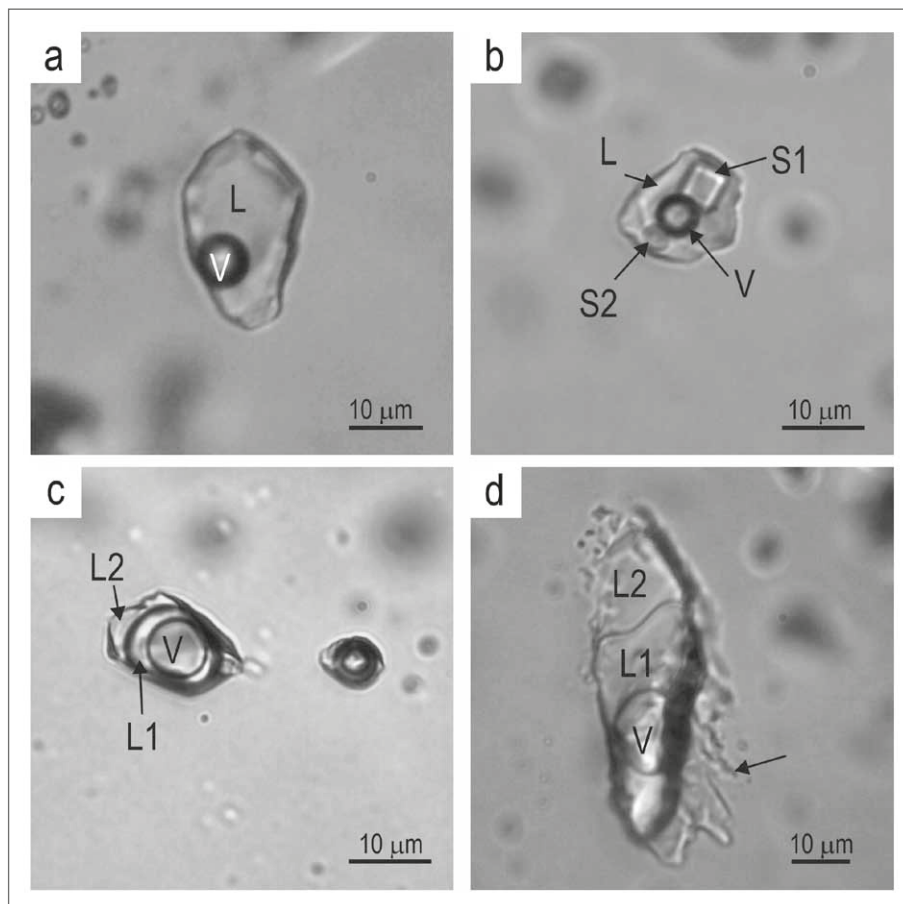
Typ	Počet měření (n)	$T_{h\text{ tot}}$ (°C)	$T_{h\text{ CO}_2}$ (°C)	$T_{m\text{ CO}_2}$ (°C)	T_c (°C)	$T_{m\text{ hh}}$ (°C)	$T_{m\text{ ice}}$ (°C)	$T_{m\text{ clat}}$ (°C)	$T_{m\text{ h}}$ (°C)	Salinita (hm. % NaCl ekv.)
(I.) L+V	59	106/270	–	–	–30/–17	–	–15,5/–0,5	–	–	0,9/19,1
(II.) L+V+S±S2	14	142/323	–	–	–58/–48	–35/–33	–30,0/–24,6	–	223,9/245,0	33,1/34,4
(III.) L1+L2+V	52	–	15,0/30,0	–58,5/–56,6	–30/–23	–	–5,0/–0,5	5,0/12,1	–	0,7/8,0

uspořádaných do klastrů (shluků), velmi často koncentrovaných do středů zrn nebo šlo o solitérní inkluze (primární inkluze), mnohem více byly zastoupené nepravidelné a různě protažené fluidní inkluze, které tvořily krátké traily (pozice pseudosekundárních inkluzí) nepřesahující hranice zrn nebo byly uspořádané do růstových zón. Součástí delších trailů, které často protínaly sousední zrna, byly nepravidelné a spíše drobnější (do 10 μm) inkluze

sekundárního charakteru. Velikosti fluidních inkluzí tohoto typu se pohybovaly mezi 6 a 45 μm . Stupeň zaplnění F byl nejčastěji 0,95. Mikrotermometrická analýza poskytla poměrně široké rozmezí hodnot $T_{h\text{ tot}}$ od 106 do 270 °C s homogenizací na kapalinu. Teplota T_c (tab. 1) ukazuje na přítomnost fluidního systému H_2O –NaCl s možným zastoupením dalších iontů K^+ , Mg^{2+} a Ca^{2+} (Davis et al. 1990; Spencer et al. 1990). Salinita vodného roztoku je 0,9–19,1 hm. % NaCl ekv. a je odvozena od teploty $T_{m\text{ ice}}$ (tab. 1). Při zjišťované možné závislosti salinity a hodnot $T_{h\text{ tot}}$ není patrný žádný trend (obr. 6).

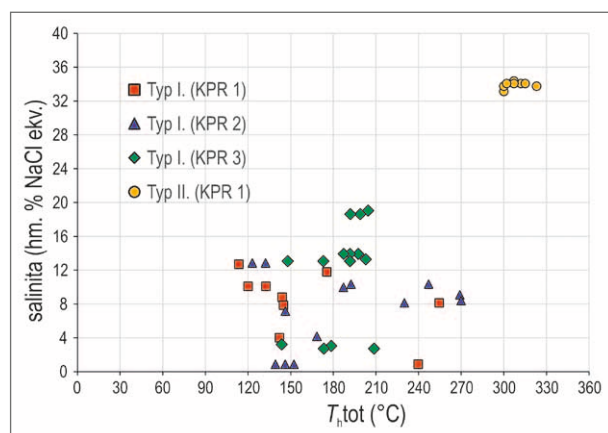
Typ II.

Oválné až nepravidelné fluidní inkluze s různými výběžky byly uspořádané do velmi krátkých trailů nebo skupin (pozice pseudosekundárních až sekundárních inkluzí). Rozměry těchto inkluzí se pohybovaly mezi 6 a 30 μm . Parametr F se pohyboval v rozmezí od 0,40 do 0,95. Teplota $T_{m\text{ h}}$ měla malý rozsah od 223,9 do 245,0 °C. U inkluzí, u kterých byla zaznamenána zároveň $T_{m\text{ h}}$ a $T_{h\text{ tot}}$, došlo k tání halitu vždy před dosažením celkové homogenizace. $T_{h\text{ tot}}$ vykazovala větší rozptýl hodnot od 142 do 323 °C s homogenizací na kapalinu, přičemž většina údajů přesahovala 300 °C. Některé z inkluzí obsahovaly druhou pevnou fázi (obr. 5b), která se během zahřívání neměnila až do teplot okolo 450 °C, kdy došlo k dekrepitaci inkluze. Z toho důvodu je nebylo možné identifikovat ani pomocí Ramanovy spektroskopie. Na základě zjištěných T_c mezi –58 a –48 °C jsou ve vodných



Obr. 5: Reprezentativní fluidní inkluze dle zastoupených typů. (a) nepravidelná dvoufázová inkluze typu I. (L+V; L – vodný roztok, V – plynná fáze); (b) inkluze typu II. (L+V+S1+S2; L – vodný roztok, V – plynná fáze, S1 – pevná fáze (NaCl), S2 – pevná fáze neznámého složení); (c) inkluze III. typu (L1+L2+V; L1 – kapalná CO_2 , L2 – kapalná, V – plynná CO_2); (d) inkluze typu III. vykazující znaky pravděpodobné reekvilibrace – označena šipkou, (L1+L2+V; L1 – kapalná CO_2 , L2 – kapalná, V – plynná CO_2).

Fig. 5: Representative fluid inclusions according to the types represented. (a) irregular two-phase type I inclusion (L+V; L – liquid, V – vapour); (b) type II inclusion (L+V+S1+S2; L – liquid, V – vapour, S1 – solid phase (NaCl), S2 – solid phase of unknown composition); (c) type III inclusion (L1+L2+V; L1 – aqueous CO_2 , L2 – liquid, V – vapour CO_2); (d) type III inclusion showing signs of probable reequilibration – marked with arrow, (L1+L2+V; L1 – aqueous CO_2 , L2 – liquid, V – vapour CO_2).



Obr. 6: Diagram závislosti hodnot $T_{h,tot}$ a salinity pro fluidní inkluze typu I. a II. s označením podle jednotlivých vzorků (KPR 1, KPR 2 a KPR 3).

Fig. 6: Diagram of dependence of $T_{h,tot}$ values and salinity for fluid inclusions of type I and II with labelling according to individual samples (KPR 1, KPR 2 and KPR 3).

fluidech obsaženy chloridy NaCl a CaCl_2 (systém H_2O –NaCl– CaCl_2) s případným zastoupením dalších kationtů, např. K^+ a Mg^{2+} (Borisenko 1977, 1982; Davis et al. 1990; Spencer et al. 1990). Rozsah salinit vodného roztoku je 33,1 až 34,4 hm. % NaCl ekv. (tab. 1).

Typ III.

Vzorky obsahovaly fluidní inkluze uspořádané do shluků nebo se vyskytovaly soliterně, a to jak uprostřed zrn, tak také na jejich okraji (pozice primárních inkluzí). Tyto pravděpodobně primární inkluze byly často nepravidelné, různě protažené, zaoblené či zašpicatělé. Krátké traily nebo menší klastry tvořily nepravidelné inkluze s pseudosekundárním charakterem. Velikosti fluidních inkluzí typu III. se nejčastěji pohybují mezi 10 a 40 μm , největší inkluze pak má 56 μm . Inkluze vykazují relativně variabilní poměry vodné a CO_2 fáze a také plynné a kapalně CO_2 (obr. 5c, d). Teplota homogenizace (na kapalinu) CO_2 je od +15 do +30 °C. Teploty $T_{h,tot}$ nemohly být zjištěny z důvodu dekrepitace inkluzí před celkovou homogenizací.

Teplota $T_m\text{CO}_2$ se pohybovala v rozmezí od –58,5 do –56,6 °C. Teplota T_c (mezi –30 a –23 °C) ukazuje na přítomnost vodného systému H_2O –NaCl s možným zastoupením dalších iontů K^+ , Mg^{2+} a Ca^{2+} (Davis et al. 1990; Spencer et al. 1990). Teploty $T_m\text{ice}$ se pohybovaly od –5,0 do –0,5 °C. Tání klatrátů ($T_m\text{clat}$) probíhalo od 5,0 do 12,1 °C a výsledná salinita pak má hodnoty 0,7 až 8,0 hm. % NaCl ekv.

Ramanova spektrometrie tří inkluzí potvrdila přítomnost CO_2 (pásky 1 159, 1 280 a 1 385 cm^{-1}) s malým množstvím CH_4 (pás 2 909 cm^{-1}) (Urban 2021), na což ukazovala snížená teplota tání pevného CO_2 ($T_m\text{CO}_2$) (tab. 1) pod hodnotu trojného bodu čistého CO_2 (–56,6 °C). Obsah CH_4 může být až 11 mol. % podle teplot $T_m\text{CO}_2$ a $T_h\text{CO}_2$ (Heyen et al. 1982 in Shepherd et al. 1985). Pevné fáze, které obsahovaly některé inkluze, nemohly být analyzovány z důvodu malých rozměrů těchto inkluzí.

Na základě přítomnosti složek je možné tento typ definovat jako H_2O –NaCl– $\text{CO}_2 \pm \text{CH}_4 \pm \text{K}^+ \pm \text{Mg}^{2+} \pm \text{Ca}^{2+}$.

Diskuze

Trojfázové inkluze (typ II.) s fluidním systémem H_2O –NaCl– CaCl_2 mají poměrně vysoké salinity, což společně s výskytem cizí pevné fáze ukazuje na velkou podobnost s povariským fluidním systémem definovaným Slobodníkem et al. (2010a, 2020). Podobně vysoké salinity (9,0/29,9 hm. % NaCl ekv.) byly zaznamenány na řadě dalších lokalit v sileziku např. Jegłowa, Żulowa, Stará Červená Voda a Mirotínek, avšak s nižšími $T_{h,tot}$ (107/182 °C) zjištěnými Slobodníkem et al. (2010a).

Na druhé straně přiřazení k povariskému systému odporuje velký rozptyl $T_{h,tot}$, který jde do vysokých hodnot přesahujících 300 °C. Vzhledem k těmto skutečnostem a prozatím nejasnou petrografickou pozicí tohoto typu inkluzí, jako sekundárních inkluzí ve variských křemenných žilách, není možné přesnější genetické začlenění tohoto systému. Zjištěné vyšší salinity (0,3 až 15,5 hm. % NaCl ekv.) systému H_2O –NaCl– CaCl_2 s $T_{h,tot}$ do 231 °C v primárních inkluzích v barytu na lokalitě Zámčisko na z. straně kry Orlíku dává Steinerová a Dolníček (2014) do souvislosti s pre-variskými procesy.

Mikrotermometrické parametry I. a III. typu inkluzí se překrývají, ale s tím, že salinita vodných fluid I. typu (obr. 6) má větší rozsah až do hodnot 19,1 hm. % NaCl ekv. Chemický systém obou těchto typů je prakticky shodný. Tyto parametry společně s přítomností dominantní plynné fáze CO_2 ukazují na příslušnost s variskými systémy, které byly doposud v dané oblasti definovány a můžeme je považovat za systémy, v nichž se uplatnily metamorfni složky fluidního systému (např. Diamond 1994) generované metamorfni podmínkami, které můžeme najít jak v řadě variských, tak i alpských terénů (např. Kaindl et al. 1999; Schroyen a Muchez 2000; Sindern et al. 2012). V inkluzích III. typu bylo možné sledovat poměrně variabilní poměry vodné a CO_2 fáze a také plynné a kapalně CO_2 , což může poukazovat na zachycení heterogenního fluida nebo může jít o důsledek deformace starších inkluzí systému H_2O –NaCl– CO_2 .

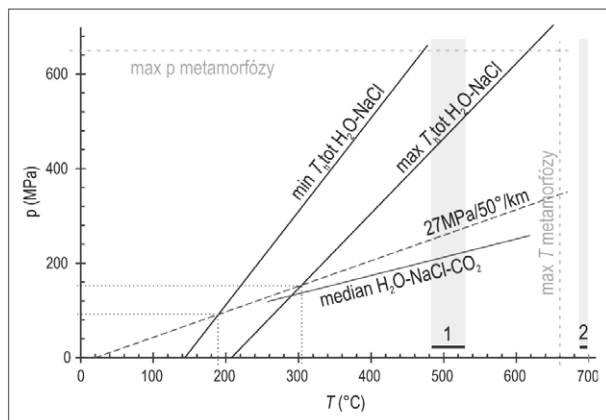
Nízkosalinní H_2O –NaCl– CO_2 inkluze jsou typické pro metamorfni typy fluid, byly sledovány také na jiných lokalitách v sileziku a autory byly interpretovány jako fluida produkovaná při variské metamorfóze (Ďurišová 1990; Fojt et al. 2007). Můžeme tedy předpokládat, že inkluze typu III. z prostoru keprnické klenby také přímo souvisí s variskou metamorfózou.

Vzácně se vyskytly inkluze (dvě), jež svou morfologií naznačují, že došlo k reekvilibraci působením naložených mladších P-T podmínek v daném prostoru, které ovlivňují vlastnosti již existující inkluze (obr. 5d). Pro reekvilibraci je příznačná velká tvarová variabilita, podle podobnosti s inkluzemi studovanými Ayllónem et al. (2003) by mohlo jít o tzv. “vlasovitou” strukturu, která se projevuje protáhlými hrbolky vystupujícími ze stěny inkluzí (podobně také Bakker a Elburg 2006). U inkluzí postižených reekvilibrací dochází k problémům při samotné interpretaci teplotně-tlakových podmínek vzniku a na interpretaci

dat z těchto inkluzí neexistuje jednotný názor (Ayllón et al. 2003; Tarantola et al. 2012). V případě námi studovaných inkluzí je možné, že v důsledku polyfázového tektonického vývoje došlo k reekvilibraci všech inkluzí, avšak bez větších změn v morfologii inkluzí. S jistotou tedy není možné říct, do jaké míry souvisí s vývojem fluid a syntektonickými žilami, které se v keprnické klenbě vyskytují, a proto nebyly zahrnuty do vyhodnocení.

Teploty vypočtené z chemického složení metamorfických biotitů (Henry et al. 2005) z okolních rul (ortorula: 688 až 699 °C a biotitická až dvojslídna rula: 616 až 643 °C) se blíží podmínkám variské metamorfózy (prográdní P-T podmínky 550 až 610 °C při tlaku 4–5 kbar byly následovány vrcholnými podmínkami ~660 °C při tlaku ~6,5 kbar) získanými pro svory z keprnické jednotky Košuličovou a Štípskou (2007). Nižší teploty (od 483 do 529 °C) získané magnetit-ilmenitovým termometrem můžeme pak přiřadit retrográdní fázi metamorfózy, protože petrografické vztahy ukazují, že oba tyto minerály jsou mladší než biotit.

Analýza možných P-T podmínek vzniku křemenných žil byla provedena s použitím izochor pro minimální a maximální $T_{h\text{tot}}$ fluid I. typu a izochory z mediánových dat pro fluida s CO_2 (typ III.) a doplněna termickým gradientem s parametry přibližně odpovídající podmínkám v orogenu (obr. 7). Ze vztahů mezi těmito parametry je



Obr. 7: P-T podmínky vzniku křemenných žil ve vztahu k metamorfóze okolních hornin. Plně černé linie – izochory pro typ fluid H_2O – NaCl pro minimální a maximální $T_{h\text{tot}}$, plná šedá – mediánová izochora pro fluida H_2O – NaCl – CO_2 , čárkovaně – termobarický litostatický gradient, tečkované šedé – maximální P-T podmínky metamorfózy hornin podle Košuličové a Štípské (2007), 1 – minerální termometr magnetit-ilmenit, 2 – biotitový minerální termometr pro vzorek ortoruly.

Fig. 7: P-T conditions of the formation of quartz veins in relation to the metamorphism of surrounding rock. Solid black lines – isochores for H_2O – NaCl fluid type for minimum and maximum $T_{h\text{tot}}$, solid gray – median isochore for H_2O – NaCl – CO_2 fluid, dashed – thermobaric lithostatic gradient, dotted gray – maximum P-T conditions of rock metamorphism according to Košuličová and Štípská (2007), 1 – magnetite-ilmenite mineral thermometer, 2 – biotite mineral thermometer for the orthogneiss sample.

možné usuzovat, že ke vzniku křemenných žil a samotnému uzavření fluid došlo při teplotách od 190 do 300 °C a při tlacích od 90 do 160 MPa. Zatím není možné stanovit relativní stáří jednotlivých typů fluid, a tudíž jejich postavení ve vývoji vzhledem k metamorfóze. Spekulativně můžeme uvažovat, při porovnání s modelováním systému H_2O – NaCl – CO_2 (např. Schmidt a Bodnar 2000), že dané podmínky by mohly zahrnovat i podmínky pro zachycení heterogenních nízkosalinních vodných fluid s CO_2 (typ III.). Odvozené P-T podmínky odpovídají mnohem nižším teplotám i tlakům, než byly vrcholové podmínky metamorfózy. Takové podmínky by ukazovaly na vznik křemenných žil, inkluzí a uzavření fluid během retrográdní fáze metamorfózy.

Závěr

Prostor keprnické klenby byl během variských horotvorných procesů ovlivněn intenzivní deformací a regionální metamorfózou. Biotit z minerální asociace studovaných rul z keprnické klenby vykazuje teploty metamorfni rekrystalizace v rozmezí od 616 do 699 °C, což je v souladu s dříve zjištěnými vrcholnými podmínkami metamorfózy v této jednotce (kolem 660 °C při tlaku 6,5 kbar; Košuličová a Štípská 2007). Křemenné žíly, které byly v těchto horninách nalezeny, obsahují fluidní inkluze třech typů (L+V, L+V+S±S2 a L1+L2+V). Fluida prvního a třetího typu lze na základě jejich charakteristik a složení považovat za systémy, které byly generovány metamorfními podmínkami variské orogeneze. Tyto typy fluid byly uzavřeny v inkluzích křemenných žil za teplot 190–300 °C a tlaku 90–160 MPa. Zjištěné podmínky odpovídají podmínkám retrográdní fáze metamorfózy s nižšími teplotami a tlaky, než měly vrcholné fáze metamorfózy. Vysokosalinní typy fluid (typ II.) obsahující dceřiné minerály by mohly být označeny jako povariské, avšak jejich pozice jako sekundárních inkluzí není zřejmá, a navíc vykazují hodnoty $T_{h\text{tot}}$ až přes 300 °C, což zatím u povariských systémů nebylo v sileziku zjištěno.

Poděkování

Autoři děkují P. Gadasovi za zhotovení analýz na elektronové mikrosondě a K. Slavičkovi za naměření spekter na Ramanově spektrometru. Velké poděkování patří také editorovi M. Slobodníkovi a recenzentům J. Zachariášovi a P. Pořádkovi. Studie vznikla s podporou specifického výzkumu PřF MU (TU) a DKRVO/ČGS (2018–2022) za finanční podpory projektů České geologické služby číslo 321180 (DB).

Elektronická příloha (electronic attachment):

e-appx. 1: Data elektronové mikroanalýzy (EMPA) minerálů (slídy, živec, ilmenit, magnetit) z ortoruly a biotitické až dvojslídny ruly (pararula) keprnické jednotky.

e-appx. 1: Electron microanalysis (EMPA) data of minerals (mica, feldspar, ilmenite, magnetite) from orthogneiss and biotitic to two-mica gneiss (paragneiss) of the Keprník unit.

Literatura

- Andersen, D. J., Lindsley, D. H. (1985). New (and final!) models for the Ti-magnetite/ilmenite geothermometer and oxygen barometer (abstract). – Transactions American Geophysical Union, 66, 18, 416.
- Ayllón, F., Bakker, R. J., Warr, L. N. (2003). Re-equilibration of fluid inclusions in diagenetic-anchizonal rocks of the Ciñera-Matallana coal basin (NW Spain). – *Geofluids*, 3, 49–68. <https://doi.org/10.1046/j.1468-8123.2003.00048.x>
- Bakker, R. J. (2003). Package FLUIDS 1. Computer programs for analysis of fluid inclusion data and for modelling bulk properties. – *Chemical Geology*, 194, 3–23. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(02\)00268-1](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(02)00268-1)
- Bakker, R. J., Elburg, M. A. (2006). A magmatic-hydrothermal transition in Arkaroola (northern Flinders Ranges, South Australia): from diopside-titanite pegmatites to hematite-quartz growth. – *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 152, 5, 541–569. <https://doi.org/10.1007/s00410-006-0125-0>
- Bodnar, R.J. (1993). Revised equation and table for determining the freezing point depression of H₂O–NaCl solutions. – *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 57, 683–684. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(93\)90378-A](https://doi.org/10.1016/0016-7037(93)90378-A)
- Borisenko, A. S. (1977). Study of the salt composition of solutions in gas-liquid inclusions in minerals by the cryometric method. – *Soviet Geology and Geophysics*, 18, 11–19 (in Russian).
- Borisenko, A. S. (1982). Analysis of salt content of solutions in gas-liquid inclusions in minerals using cryometric methods. – In: Laverov, N. P. (ed.): *Ispolzovaniye metodov termobarogeochimiyi pri poiskach i izucheniyi rudnykh mestorozhdeniy.* – Nedra, 37–46 (in Russian).
- Buriánek D., Kropáč, K. (2009). Vznik metamorfni mineralni asociace granátovců z desenské jednotky silezika. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku*, 16, 100–108. – Dostupné na: <https://journals.muni.cz/gvms/article/view/4789/3855>, 16. 10. 2022.
- Davis, D. W., Lowenstein, T. K., Spencer, R. J. (1990). Melting behavior of fluid inclusions in laboratory-grown halite crystals in the systems NaCl–H₂O, NaCl–KCl–H₂O, NaCl–MgCl₂–H₂O and NaCl–CaCl₂–H₂O. – *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54, 591–601. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(90\)90355-O](https://doi.org/10.1016/0016-7037(90)90355-O)
- Diamond, L. W. (1994). Introduction to phase relations of CO₂–H₂O fluid inclusions. – In: De Vivo, B., Frezzotti, M. L. (eds): *Fluid inclusions in Minerals: Methods and Applications*, 131–158.
- Dolníček Z., Fojt B., Mašek V. (2018). Podmínky vzniku mineralizace rudních sloupů ložiska Zlaté Hory-jih: pohled ze studia fluidních inkluzí. – *Bulletin Mineralogie Petrologie*, 26, 1, 64–73.
- Đurišová J. (1990). Charakteristika nerostotvorného prostředí na vybraných lokalitách Jeseníků na základě studia fluidních inkluzí. – *Sborník geologických věd, ložisková geologie, mineralogie*, 29, 167–186.
- Fojt, B., Dolníček, Z., Hoffman, V., Škoda, R., Trdlička, Z., Zeman, J. (2007). Paragenetická charakteristika ložisek Zn-Pb rud v širším okolí Horního Města u Rýmařova. – *Acta Musei Moraviae, Scientiae geologicae*, 92, 1–2, 3–57.
- Henry, D. J., Guidotti, Ch. V., Thomson, J. A. (2005). The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotites: Implications for geothermometry and Ti-substitution mechanisms. – *American Mineralogist*, 90, 2–3, 316–328. <https://doi.org/10.2138/am.2005.1498>
- Cháb, J., Breitr, K., Fatka, O., Šimůnek, Z., Štorch, P., Vašíček, Z., Zajíc, J., Zapletal, J. (2008). Stručná geologie Českého masivu a jeho karbonského a permského pokryvu. – *Česká geologická služba*. Praha. 283 s.
- Cháb, J., Míxa, P., Vaněček, M., Žáček, V. (1994). Geology of the NW part of the Hrubý Jeseník Mts. (the Bohemian massif, Central Europe). – *Bulletin of the Czech Geological Survey*, 69, 3, 17–26. Praha.
- Chlupáč, I., Brzobohatý, R., Kovanda, J., Stráník, Z. (2002). Geologická minulost České republiky. – *Academia*. Praha. 436 s.
- Kaindl, R., Hoinkes, G., Knoll, P., Abart R. (1999). Fluid inclusions related to Variscan and Alpine metamorphism in the Austroalpine Ötztal Basement, Eastern Alps. – *Mineralogy and Petrology*, 65, 29–49. <https://doi.org/10.1007/BF01161575>
- Kontář, M. (2011). Kontrastní typy fluid v inkluzích křemenů alpské paragneze z oblasti sobotínského masivu. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku*, 18, 2, 138–142. – Dostupné na: <https://journals.muni.cz/gvms/article/view/4702/3772>, 16. 10. 2022.
- Košulíková, M., Štípská, P. (2007). Variations in the transient prograde geothermal gradient from chloritoid-staurolite equilibria: a case study from the Barrovian and Buchan-type domains in the Bohemian Massif. – *Journal of metamorphic Geology*, 25, 1, 19–35. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2006.00674.x>
- Kröner, A., Štípská, P., Schulmann, K., Jaekel, P. (2000). Chronological constraints on the pre-Variscan evolution of the northeastern margin of the Bohemian Massif, Czech Republic. – *Geological Society*, 179, 175–197. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2000.179.01.12>
- Maluski, H., Rajlich, P., Souček, J. (1995). Pre-variscan, Variscan and Early Alpine thermo-tectonic history of the north-eastern Bohemia Massif: An ⁴⁰Ar/³⁹Ar study. – *Geologische Rundschau*, 84, 345–358. <https://doi.org/10.1007/BF00260445>
- Menges, F. (2021). Spectragryph – optical spectroscopy software. – Dostupné na: <https://www.ffmpeg2.de/spectragryph/>, 16. 10. 2022.
- Mísař, Z., Dudek, A., Havlena, V., Weiss, J. (1983). *Geologie ČSSR I. Český masív.* – Statní pedagogické nakladatelství. Praha. 333 s.
- Rajlich, P. (1993). *Variská duktilní tektonika Českého masivu.* – Vydavatelství Českého geologického ústavu. Praha. 172 s.
- Roedder, E. (1984). *Fluid inclusions. Reviews in Mineralogy, Volume 12.* – Mineralogical Society of America. Washington D. C. 654 s.
- Schmidt, C., Bodnar, R. J. (2000). Synthetic fluid inclusions: XVI. PVTX properties in the system H₂O–NaCl–CO₂ at elevated temperatures, pressures, and salinities. – *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 64, 22, 3853–3869. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(00\)00471-3](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(00)00471-3)
- Schroyen, K., Muchez, Ph. (2000). Evolution of metamorphic fluids at the Variscan fold-and-thrust belt in eastern Belgium – *Sedimentary Geology*, 131, 3–4, 163–180. [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(99\)00133-5](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(99)00133-5)
- Schulmann, K., Gayer, R. (2000). A model for continental accretionary wedge developer by oblique collision: the NE Bohemian Massif. – *Journal of the Geological Society*, 157, 401–416. <https://doi.org/10.1144/jgs.157.2.401>
- Schulmann, K., Hartley, A., Cháb, J. (1995). *Excursion guide. Post-conference excursion TMIDSR*, Praha.

- Shepherd, T. J., Rankin, A. H., Alderton, D. H. (1985). *A Practical Guide to Fluid Inclusion Studies*. – Blackie and Sons. 239 s.
- Sindern, S., Meyer, F. M., Lögering, M. J., Kolb, J., Vennemann, T., Schwarzbauer, J. (2012). Fluid evolution at the Variscan front in the vicinity of the Aachen thrust. – *International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau)*, 101, 87–108. <https://doi.org/10.1007/s00531-011-0662-2>
- Slobodník, M., Gadas, P., Všianský, D., Přichystal, A., Losos, Z. (2020). Regional low-temperature fluid flow indicated by quartz mineralization in Silesicum, NE Bohemian massif. – *Geologica Carpathica*, 71, 3, 233–248. <https://doi.org/10.31577/GeolCarp.71.3.3>
- Slobodník M., Přichystal A., Gadas P., Kontár M., Morávek R. (2010a). Genetické aspekty vzniku křišťálů v sileziku, severní Morava. – *Bulletin mineralogicko-petrologického oddělení Národního muzea v Praze*, 18, 2, 32–42.
- Slobodník, M., Přichystal, A., Morávek, R. (2010b). Geneze křemenných žil u Velké Kraše v sileziku. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku*, 17, 1–2, 166–169. Brno. – Dostupné na: <https://journals.muni.cz/gvms/article/view/4757/3824>, 16. 10. 2022.
- Souček, J. (1978). Metamorphic Zones of the Vrbovo and Rejvíz Series, the Hrubý Jeseník Mountains, Czechoslovakia. – *Tschermaks Mineralogische Petrographische Mitteilungen*, 25, 195–217.
- Spencer, R. J., Möller, N., Weare, J. H. (1990). The prediction of mineral solubilities in natural waters: A chemical model for the Na–K–Ca–Mg–Cl–SO₄–H₂O system at temperatures below 25 °C. – *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54, 575–590. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(90\)90354-N](https://doi.org/10.1016/0016-7037(90)90354-N)
- Steele-MacInnis, M., Bodnar, R. J., Naden, J. (2011). Numerical model to determine the composition of H₂O–NaCl–CaCl₂ fluid inclusions based on microthermometric and microanalytical data. – *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 75, 1, 21–40. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2010.10.002>
- Steinerová, L., Dolníček, Z. (2014). Fluidní inkluze v žilných mineralizacích z lomu Zámčisko (Hrubý Jeseník). – *Bulletin mineralogicko-petrologického oddělení Národního muzea v Praze*, 22, 2, 376–384. – Dostupné na: <http://www.bullmineral.cz/paper/download/104/fulltext>, 16. 10. 2022.
- Sterner, S. M., Hall, D. L., Bodnar, R. J. (1988). Synthetic fluid inclusions. V. Solubility relations in the system NaCl–KCl–H₂O under vapour-saturated conditions. – *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 52, 989–1005. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(88\)90254-2](https://doi.org/10.1016/0016-7037(88)90254-2)
- Suess, F. E. (1912). Die Moravischen Fernster und ihre Beziehung zum Grundgebirge des Hohen Gesenkes. – In: Hölder, A. (ed): *Denkschriften der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Klasse der Kaiserlichen Akademie der Wissenschaften*, 88, 541–631. Wien.
- Svoboda, J., Beneš, K., Dudek, A., Holubec, J., Chaloupský, J., Kodym ml., O., Malkovský, M., Odehnal, L., Polák, A., Poubá, Z., Sattran, V., Škvor, V., Weiss, J. (1964). *Regionální geologie ČSSR, Český masív, Krystalinikum*. – Ústřední ústav geologický. Praha. 377 s.
- Štelcl, J. (1950). Příspěvek k poznání petrografie severovýchodní části keprnické klenby. – MS, disertační práce. Přírodovědecká fakulta Masarykovy univerzity. Brno.
- Štípská, P., Schulmann, K., Thompson, A. B., Ježek, J., Kröner, A. (2001). Thermo-mechanical role of a Cambro-Ordovician paleorift during the Variscan collision: the NE margin of the Bohemian Massif. – *Tectonophysics*, 332, 239–253. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(00\)00259-6](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(00)00259-6)
- Tarantola, A., Diamond, L.W., Stünitz, H., Thust, A., Pec, M. (2012). Modification of fluid inclusions in quartz by deviatoric stress. III: influence of principal stresses on inclusion density and orientation. – *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 164, 537–550. <https://doi.org/10.1007/s00410-012-0749-1>
- Urban, T. (2021). *Metamorfní žíly a metamorfóza ve vrcholové části keprnické klenby*. – MS, bakalářská práce. Přírodovědecká fakulta Masarykovy univerzity. Brno.
- Van Breemen, O., Aftalion, M., Bowes, D. R., Dudek, A., Mísař, Z., Povondra, P., Vrána, S. (1982). Geochronological studies of the Bohemian Massif, Czechoslovakia, and their significance in the evolution of Central Europe. – *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 73, 2, 89–108. <https://doi.org/10.1017/S0263593300009639>