ISSN 1211-8796

Acta Mus. Moraviae, Sci. geol.
CV (2020): 2, 183–197, 2020

HYDROTERMÁLNÍ MINERALIZACE S ANATASEM Z NEMOJOVA U PELHŘIMOVA (ČESKÁ REPUBLIKA)

HYDROTHERMAL MINERALIZATION WITH ANATASE FROM NEMOJOV NEAR PELHŘIMOV (CZECH REPUBLIC)

JIŘÍ TOMAN, MAREK SLOBODNÍK, VLADIMÍR HRAZDIL

Abstract

Toman, J., Slobodník, M., Hrazdil, V., 2020: Hydrotermální mineralizace s anatasem z Nemojova u Pelhřimova (Česká republika). – Acta Musei Moraviae, Scientiae geologicae, 105, 2, 183–197 (with English summary).

Hydrothermal mineralization with anatase from Nemojov near Pelhřimov (Czech Republic)

The quartz vein with anatase cuts discordantly biotite paragneisses and HT/LP cordierite migmatites of the Pelhřimov complex (Moldanubian zone). It has ENE-WSW direction with a steep slope and its average thickness is 10 cm, in the central part up to about 50 cm. The rock adjacent to the vein underwent a low-temperature alteration where biotite, feldspars and cordierite were replaced by chlorite and fine-grained muscovite (sericite). The zonal texture of the quartz vein shows at least two-phase development. The vein has vugs in the thickest part filled with prismatic quartz crystals (to rock-crystal), up to 4 cm long, with simple growth zonality. They are partially overgrown with smaller quartz-crystal crystals. Locally, anatase forms very abundant tiny dark blue to black crystals of bipyramidal shape, up to 1 mm in size, which overgrowing quartz crystals or rarely forms inclusions in their outer zones. The decomposition of titanium-bearing biotite and/or accessory ilmenite from the adjacent migmatite is considered to be a source of Ti for anatase crystallization. This is confirmed by the chemical homogeneity of anatase without apparent zoning and the low concentration of other elements (Nb < 0.003 apfu; Ta, W and Fe < 0.001 apfu). Quartz formation temperatures are assumed in a wide range 180–340 °C under a pressure of 85–170 MPa. Fluid inclusion investigation in quartz suggests that chemical type of fluids could be defined as H_2O – NaCl ± (Na^{+1}, K^{+1}, Mg^{+2}, Fe^{+2-3}) ± CH_4 ± N_2. The presence of these ions is consistent with the release of components out of rock-forming minerals during their decomposition. Anatase-bearing quartz vein is younger than the nearby quartz veins with base-metal mineralization. The temperature of quartz formation, especially outer zone with anatase inclusion, belongs to rather lower values. It is in line with the assumption that this is the final stage of the hydrothermal processes in the Pelhřimov complex.

Key words: anatase, quartz, quartz vein, paragneiss, migmatite, Nemojov, fluid inclusions

Jiří Toman*, Vladimír Hrazdil, Department of Mineralogy and Petrography, Moravian Museum, Zelný trh 6, 659 37 Brno, Czech Republic; **corresponding author:* jtoman@mzm.cz

Marek Slobodník, Department of Geological Sciences, Masaryk University, Kotlářska 2, 611 37 Brno, Czech Republic

ÚVOD

Činný lom Nemojov, v katastru obce Radňov, je mineralogicky zajímavou lokalitou s několika typy mineralizací, které zde byly v nedávné době zjištěny. Nachází se přibližně 6 km jihovýchodně od Pelhřimova na západním úbočí Nemojovského vrchu (667 m n. m.).

Lokalita je známá především nálezy křemenných žil s výšeteplotní kyzovou polymetalickou asociaci typu k-pol (Bernard 1991). V drúzových dutinách jsou místy přítomné krystaly pyritu nebo karbonátů (kalcitu, vzácněji sideritu, dolomitu a ankeritu). Druhý hojný typ představují křemenné žíly bez sulfidů s krystaly křemene, pyritu a místy i kalcitu. Zjištěny byly i tenké křemen-fluoritové žilky a teprve nedávno byly popsané minerální asociace mramorů a vápenato-silikátových hornin (Havránek 2016, Kadlec 2020, Kadlec *et al.* 2016, 2019). Cílem této práce je představit křemennou žílu s anatasem, která byla objevena v první polovině roku 2019 a dosud byla jen stručně popsaná (Toman a Hrazdil 2020). Jedná se o další typ mineralizace, z této lokality dosud neznámý.

Anatas představuje jednu ze tří hlavních (rutil, anatas, brookit) v přírodě se vyskytujících modifikací TiO_2. Často krystalizuje za relativně nízkých teplot jako jedna z nejmladších minerálních fází na trhlinách metamorfovaných i magmatických hornin, kde je většinou součástí tzv. alpské parageneze. Charakteristickým krystalovým tvarem anatasu jsou dokonalé dipyramidální, vzácněji tabulkovité krystaly. Ty většinou dosahují pouze několikamilimetrových rozměrů, vzácně jsou známy krystaly až centimetrových velikostí. Vedle primárních výskytů se anatas často vyskytuje v říčních náplavech, neboť se jedná se o minerál poměrně odolný zvětrávání.

Anatas je na Českomoravské vrchovině znám z řady lokalit, avšak většina z nich byla objevena teprve v poměrně nedávné době. Anatas zde byl donedávna pokládán za velmi vzácný minerál, a to i přesto, že se běžně vyskytoval ve šlichových vzorcích (Němec 1979). Dlouho známé z primárních výskytů byly pouze nálezy anatasu u Jasenice nedaleko Náměště nad Oslavou (F. Dvorský in Němec 1979) a u Bobrůvky (Mozola *et al.* 2017). Většina zdejších nálezů pochází z klasické puklinové mineralizace alpského typu vázané na trhliny metamorfovaných nebo granitoidních hornin, např. Jasenice a Řásná (Němec 1979), Krásněves (Čech a Halíček 1991); Dolní a Horní Bory (Staněk 2009); Jitkov (Pauliš *et al.* 2014); Pohled (Kopecký *et al.* 2015); Bílý Kámen u Jihlavy (R. Gramblička – ústní sdělení) nebo pukliny v pegmatitech (např. Havlíčkův Brod – Pauliš *et al.* 2005). Vedle historického výskytu u Bobrůvky je znám ojedinělý anatas v drobných dutinách pegmatitů z Vlastějovic (Kadlec 2011) a na křemenné žíle u obce Sázava (Osovský *et al.* 2019).

GEOLOGICKÉ POMĚRY

Okolí Pelhřimova náleží české části moldanubika a je složeno z katazonálně metamorfované monotónní, resp. ostrongské jednotky, proniklé granity centrálního moldanubického plutonu (CMP). Novější geologické studie vymezily na petrologicky-strukturním, geofyzikálním a geochronologickém základě tzv. ***pelhřimovský komplex*** jako samostatný litotektonický celek v rámci moldanubika (Žák *et al.* 2011, Verner *et al.* 2014).

Ten je složen ze tří částí, z nichž centrální se vyznačuje intruzí granitoidních hornin zmíněného CMP. Západní část tvoří stromatitické migmatity obsahující cordierit, migmatitizované pararuly, ojedinělé vložky ortorul, kvarcitů a dalších metamorfovaných hornin (Litochleb 2001). Ve východní části komplexu ubývá stupně anatexe směrem k východu, častější jsou postupně sillimanit-biotitické ruly. Komplex je na východě omezen nízkoteplotními mylonity přibyslavské mylonitové zóny (Žák *et al.* 2011, 2019, Verner *et al.* 2014).

Centrální granit-migmatitový komplex, v němž je založen nemojovský kamenolom, obsahuje S-typové dvojslídné granity stáří 327–325 miliónů let (Ma), zatímco okolní sillimanit-biotitické ruly a cordierit-biotitické migmatity podlehly maximální metamorfóze a anatexi (P ~ 0,6 GPa, T ~ 730 °C) a mají stáří 330–329 Ma. Komplex migmatitů byl exhumován z hloubek cca 21 km do hloubky < 9 km (P ~ 0,25 GPa, T ~ 500 °C) a proniknut dvojslídnými granity CMP (s andalusitem) v podmínkách křehké deformace; vzácná asociace andalusitu s margaritem v migmatitu má reprezentovat pokles teplot pod 400 °C (Žák *et al.* 2011, 2019).

V centrální části pelhřimovského komplexu vystupují hojné křemenné žíly v délce až několika kilometrů (např. Čech 1952, Litochleb 2001). Je zvláštní, že tento nápadný SV–JZ (příp. VSV–ZJZ) směr mnoha zdejších disjunktivních struktur, často s výšeteplotní rudní postmagmatickou hydrotermální mineralizací a spojený s pohybem velkých objemů postmagmatických fluid s vysokým podílem SiO_2 nijak strukturně nehodnotí poslední publikace věnované vývoji pelhřimovského komplexu (lit. cit.), ani nezaznamenávají novější geologické mapy (srov. též Houzar 2020).

CHARAKTERISTIKA LOKALITY

Na lokalitě Nemojov-kamenolom jsou zastoupeny především cordierit-biotitické pararuly a migmatity stromatitického až nebulitického charakteru. Metamorfovanými horninami pronikají četná tělesa hornin granitového charakteru v podobě ložních i diskordantních žil. Z petrografického hlediska jsou zdejší pararuly a migmatity charakteristické nevýrazným paralelním uspořádáním horninových minerálů. V hornině lze identifikovat živec, křemen, biotit, cordierit, lokálně sulfidy a výjimečně turmalín. Živec je zastoupen ortoklasem a kyselejším plagioklasem (oligoklas) a na živce bývají vázány akcesorické uzavřeniny (sillimanit, granát a fluorapatit). Běžné jsou druhotné nízkoteplotní alterace primárních minerálů jako např. sericitizace slíd (sekundární muskovit), pinitizace cordieritu a kaolinizace živců (Godany *et al.* 2014, Litochleb 2001, Kadlec *et al.* 2016, 2019). V bližším i vzdálenějším okolí lomu také lokálně vystupují sekvence s pestřejším vývojem (kvarcity, amfibolity, eklogity, serpentinity, mramory) sledující generelně celkovou geologickou stavbu oblasti. Nově byly některé z těchto hornin zjištěny na nejspodnějším patře lomu, kde se jedná o nevelké polohy skarnů, mramorů, amfibolitů a grafitických rul (Litochleb 2001, Kadlec *et al.* 2016, 2019). Detailněji je ve výše uvedených pracích popisován výskyt mramoru a skarnu. Mramor tvořil čočkovitá tělesa o velikosti až 1 m. Základní hmotu tvoří kalcit, doprovodné minerály reprezentují diopsid, grafit, vesuvian, wollastonit, grosulár, titanit, akcesorický je fluorapatit, flogopit, křemen, prehnit, a sulfidy. Kontakt s okolní cordierit-biotitickou rulou je tvořený především pyroxeny s vesuvianem nebo grafitem. Nápadné byly monominerální polohy jemně šupinkovitého grafitu v okolní rule v těsné blízkosti kontaktu. Nedaleko výskytu mramoru byly zjištěny menší polohy granátických skarnů do velikosti 1 m. Výrazná jsou v něm až 10 cm velká zrna a agregáty granátu-grosuláru, vzácně tvořící až 1 cm velké krystaly. Kromě převládajícího granátu a diopsidu jsou přítomny kalcit, křemen, grafit, titanit, fluorapatit, scheelit a běžné sulfidy. Spolu s výskytem skarnů se vyskytují tmavě šedé až šedočerné grafit-granátové horniny tvořené jemně lupenitým grafitem s křemenem a až 1 cm velkými porfyroblasty grosuláru, akcesorický je diopsid. Přítomnost minerální asociace vesuvian – grosulár, wollastonit – diopsid a paprsčitých agregátů grafitu naznačuje vysokoteplotní-nízkotlakou (HT-LP) metamorfózu za přítomnosti fluid bohatých H_2O v blízkosti moldanubického plutonu (Litochleb 2001, Kadlec *et al.* 2016, 2019). Méně hojná jsou tělesa aplitů a pegmatitů. Jejich výskyt zmiňuje Kadlec *et al.* (2019) ze severozápadní stěny nejspodnější etáže. Pegmatity tvoří až 40 cm mocné vertikální žíly pronikající rulu ve směru SZ-JV. Žíly mají jednoduchou zonálnost, přičemž okraj tvoří jemnozrnný pegmatit až aplit a směrem k centru tělesa dochází k hrubnutí zrn. Kontakt s okolní rulou je ostrý. Mineralogické složení pegmatitů je jednoduché, kromě běžných horninotvorných minerálů byly zjištěny až 5 cm dlouhé krystaly skoryl-dravitu, zrna almandin-spessartinu a šedozelené, krátce sloupcovité krystaly fluorapatitu (Kadlec *et al.* 2016, 2019).

Často bývají zastiženy také křemenné žíly, tvořené křemenem několika generací a občas s rudní polymetalickou mineralizací. Ta je reprezentována především masivním nebo vtroušeným pyritem, černým železnatým sfaleritem a galenitem, vzácněji chalkopyritem, arzenopyritem a pyrhotinem, které vznikly převážně v teplotním rozmezí 450–500 °C (Malý a Dolníček 2005). Ojedinělé jsou nálezy tetraedritu, freibergitu a akantitu (Litochleb 2001).

METODIKA VÝZKUMU

Chemické složení anatasu bylo kvantitativně studováno pomocí elektronového mikroanalyzátoru CAMECA SX 100 na společném pracovišti Ústavu geologických věd, PřF MU a ČGS v Brně (operátor R. Škoda) za podmínek: napětí 15 kV, proud 8 nA, průměr svazku elektronů 2 μm. Jako standardy byly použity dobře definované přírodní minerální fáze: fluorapatit (CaKα), Mn_2SiO_4 (MnKα), pyrop (MgKα), hematit (FeKα), gahnit (ZnKα), W (WLα), $CrTa_2O_6$ (TaKα), anatas (TiKα), titanit (SiKα), sanidin (AlKα), vanadinit (PbMα, VKβ), kolumbit (NbLα), chromit (CrKα), Sn (SnLα), $ScVO_4$ (ScKα) a zirkon (ZrLα). Získaná data byla zpracována pomocí korekce PAP (Pouchou a Pichoir 1985).

Na studium fluidních inkluzí (FI) a mikrotermometrickou analýzu byly použity oboustranně leštěné destičky s tloušťkou cca 150 μm. Fluidní inkluze byly měřeny v různých částech vývoje křemenných krystalů. Celkem bylo změřeno 70 inkluzí. Při analýze byl sledován poměr zaplnění (F=L/L+V, L – kapalná fáze, V – plynná fáze) a měřeny následující parametry: teplota homogenizace (T_h), teplota zamrznutí (T_f), eutektická teplota (T_e), teplota tání ledu ($T_m$ice). Salinita fluid byla vypočtena z $T_m$ice jako ekvivalent NaCl podle Bodnara (1993). Pro odvození teplotních podmínek vzniku mineralizace bylo využito konstrukce izochor (výpočty s programem FLUIDS – Bakker 2003 a stavové rovnice podle Zhang a Frantz 1987) s nejnižší a nejvyšší T_h a jejich protínání s geotermickým gradientem pro litostatické a hydrostatické podmínky.

Pro upřesnění informací o charakteru uzavřených fází v inkluzích byla použita Ramanova spektrometrie se zaměřením na analýzu pevných a plynných složek v inkluzích. Ramanova spektra byla měřena v laboratořích Ústavu geologických věd, Masarykovy univerzity v Brně vybavených systémem JY/Horiba LabRam HR Raman s použitím: laser 532 nm (zelený, Nd – YAG), buzení s intenzitou 100 %, 50× objektiv Olympus BX-41 s 0,25 numerickou clonou, štěrbina 80 μm a 600 drážek/mm mřížky se spektrálním rozlišením přibližně 1 cm^{-1}. Výkon laseru na vzorku byl přibližně 50 mW a spektra byly odebírány mezi 100 a 4000 cm^{-1} po dobu 30 s.

CHARAKTERISTIKA VÝSKYTU ANATASU

Výskyt anatasu byl zjištěn na vrchním patře lomu v nenápadné křemenné žíle. Okolní horninu představuje biotitická pararula až cordieritický migmatit. Hornina v širším okolí žíly je silně zvětralá a primární živce podlehly částečné kaolinizaci. Na kontaktu se žílou je prokřemeněná a zároveň postižena silnou alterací hydrotermálními fluidy za vzniku drobně šupinatého muskovitu (sericitizace) a ojedinělého pyritu. Biotit podlehl téměř úplné přeměně na černozelený chlorit.

Křemenná žíla proniká diskordantně rulou ve směru VSV-ZJZ a byla vysledována v lomové stěně na vzdálenost přibližně 4 m, přičemž při jejím zakončení těsně pod horní hranou lomové stěny dochází k jejímu rozštěpení na několik tenkých odžilků. Její průměrná mocnost je 10 cm, pouze v centrální části v délce 1,3 m žíla naduřuje až na cca 50 cm (obr. 1). V této části byla žíla drúzovitě vyvinuta a „zonálnost“ křemenné výplně naznačuje minimálně dvoufázový vývoj žíly. První generace křemene narůstá přímo na okolní rulu, přičemž kontakt je ostrý. Vývoj této generace křemene byl zakončen krystalizací krátce prizmatických krystalů směrem do centrální dutiny rovnoměrně z obou stran žíly. Následně muselo dojít k druhotnému otevření této části žíly a krystalizaci druhé generace křemene v centrální části. Tato druhá generace krystalizovala rovněž z obou stran žíly současně a rovnoměrně a v centrální partii obsahuje ojediněle dutiny. Od staršího křemene byla druhá generace oddělena místy až několik centimetrů mocnou puklinovou zónou vyplněnou jílem (obr. 1). Díky tomu se místy dobře zachovala krystalová výplň dutin v podobě dobře vyvinutých krystalů křemene. Krystaly obou generací jsou si zbarvením i habitem velice podobné bez zjevně pozorovatelných rozdílů. Celkově byla žíla silně postižena tektonickými

a zvětrávacími procesy. Syntektonické rozvolnění drúzovité výplně bylo zřejmé a často vyhojené mladšími drobnými křemennými krystaly. Křemenná výplň je druhotně potažena tenkou vrstvou „limonitu“, který jí dává rezavé zbarvení, až na výjimky pokrývá i krystaly anatasu.

Anatas představuje mladší minerální součást žíly, v podobě drobných nenápadných krystalů narůstá na krystalovaný křemen obou generací. Zjištěn byl až po chemickém odstranění železitých povlaků. Dutiny s krystaly křemene byly následně vyplněny hlínou a jílem.

Obr. 1. Průběh křemenné žíly s anatasem pronikající ruly (vlevo). Centrální část žíly s několikafázovým drúzovitým vývojem, patrná je mladší generace křemene s okolní jílovitou výplní (vpravo). Foto: J. Toman (2019).

Fig. 1. Quartz vein with anatase cutting gneisses (left). The central part of the vein with a multi-phase drusen development, the younger generation of quartz with clay filling fissure is visible (right). Photo: J. Toman (2019).

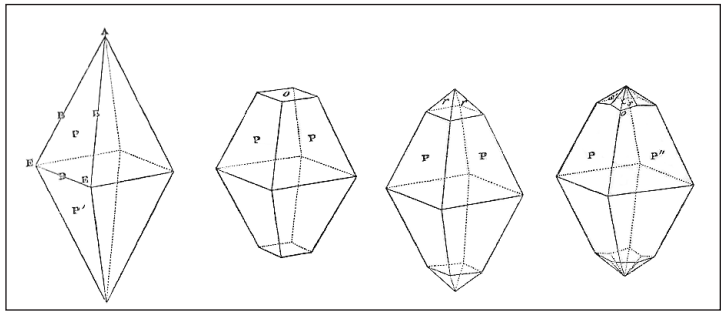
Anatas

Na většině křemenných drúz byly zjištěny místy velmi hojné drobné krystaly tmavě modrého až černého anatasu. Velikost krystalů je většinou okolo 0,5 mm, výjimečně až 1 mm. Jednotlivé krystaly mají charakteristický dipyramidální habitus s různými typy zakončení znázorněných na obrázku 2, často tvoří srostlice. Plochy dipyramid jsou příčně rýhované se silným polokovovým leskem a na hranách prosvítají modře (obr. 3–5). V okrajových zónách krystalů křemene jsou v některých případech zarostlé automorfní krystaly anatasu. Daleko běžněji však narůstají přímo na povrch drúz desítky až stovky drobných krystalů (obr. 6). Často je anatas narostlý pouze z jedné strany krystalů křemene a dominantně na prizmatických plochách, ty bývají někdy bez lesku, bíle zakalené. Méně narůstá na plochách romboedrů. Velmi hojně je také zastoupen na spodních stranách volných křemenných drúz, kde narůstá na rekrystalované partie a vzácně i přímo na silně alterovanou okolní horninu. Vše svědčí o tom,

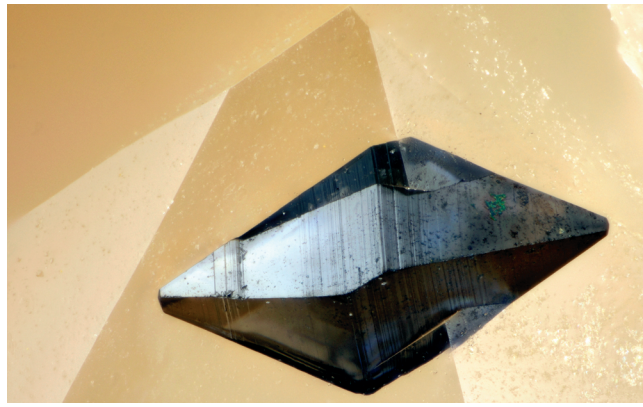
že se jedná o velmi mladou minerální fázi, krystalizující až v úplném závěru hydrotermálního vývoje drúzovité části žíly. Ve studovaných vzorcích nebyla zjištěna zonálnost a krystaly jsou značně homogenní, byly zjištěny pouze mikroskopické uzavřeniny křemene. Chemické složení studovaného anatasu je blízké ideálnímu vzorci, viz tabulka 1, u analýzy vykazující nižší sumu oxidů jde o kontaminaci měření přítomností SiO_2 (inkluze křemene v anatasu).

Tabulka 1. Chemické složení anatasu; Sc_2O_3, MnO, PbO, ZrO_2 na hranici detekce; *obsah SiO_2 je 1,03 hm. %.
Table 1. Chemical composition of anatase; Sc_2O_3, MnO, PbO, ZrO_2 near detection limit; *SiO_2 content 1.03 wt. %.

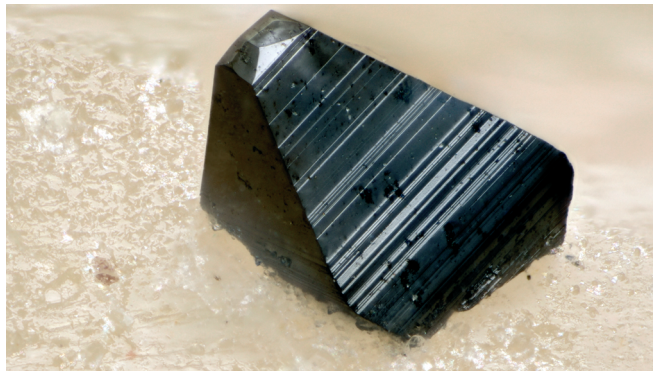
TiO_2	99,50	98,17	95,58
Nb_2O_5	0,19	0,24	0,46
Ta_2O_5	0,19	0,08	0,15
V_2O_3	0,02	0,14	0,03
WO_3	0,25	b.d.	0,23
FeO	0,04	0,05	b.d.
ZnO	b.d.	0,06	0,09
TOTAL	100,20	98,75	96,56*
Ti^{4+}	0,996	0,996	0,994
Nb^{5+}	0,001	0,001	0,003
Ta^{5+}	0,001		0,001
V^{3+}		0,002	
W^{6+}	0,001		0,001
Fe^{2+}		0,001	
Zn^{2+}		0,001	0,001
CATSUM	1,000	1,001	0,999
O	2	2	2



Obr. 2. Typické dipyramidální tvary krystalů anatasu (GOLDSCHMIDT 1913).
Fig. 2. Typical dipyramidal shapes of anatase crystals (GOLDSCHMIDT 1913).



Obr. 3. Dipyramidální krystal anatasu na křemeni; šířka záběru 1 mm (Toman a Hrazdil 2020). Foto: R. Kummer.
Fig. 3. Dipyramidal crystal of anatase on quartz; field of view 1 mm (Toman a Hrazdil 2020). Photo: R. Kummer.



Obr. 4. Krystal anatasu zarostlý v křemeni; šířka záběru 0,7 mm. Foto: R. Kummer.
Fig. 4. Anatase crystal overgrown in quartz; field of view 0.7 mm. Photo: R. Kummer.

Obr. 5. Krystaly anatasu na křemeni; šířka záběru 1,2 mm. Foto: R. Kummer.
Fig. 5. Crystals of anatase on quartz; field of view 1.2 mm. Photo: R. Kummer.

Obr. 6. Drúza krystalů křemene „posypaná“ drobnými 0,5 mm velkými krystaly anatasu; velikost vzorku je 50 × 35 × 25 mm (Toman a Hrazdil 2020). Foto: J. Cága.

Fig. 6. Drusy of quartz overgrown with small 0.5 mm anatase crystals; sample size 50 × 35 × 25 mm (Toman a Hrazdil 2020). Photo: J. Cága.

Křemen

Krystaly křemene obou generací v centrální části žíly dosahovaly délky až 4 cm, většinou se však jejich velikost pohybovala do 2 cm, takto velké krystaly tvořily vzácně až 30 cm velké drúzy, místy jsou krystaly i oboustranně vyvinuty (obr. 7 a 8). Z krystalografického hlediska převažují plochy prizmatu, zakončení je tvořeno kombinací romboedrů, jiné krystalové tvary nebyly zjištěny. Typický je hypoparalelní vývoj na plochách prizmatu tvořený drobnými křemennými nárůsty. To se v příčném řezu krystaly projevuje jednoduchou růstovou zonálností, kdy jádro krystalů tvoří čirý křemen až křišťál a na něj narůstá tenká maximálně 1 mm mocná vnější vrstva bílého křemene. Vzácně tato krystalizace postihuje celý krystal a to vede ke vzniku tzv. fantomů. Krystaly jsou většinou skelně lesklé, vzácněji je část prizmatických ploch matná (často na ně narůstá anatas).

Obr. 7. Drúza krystalů křemene z křemenné žíly obsahující anatas o velikosti 100 × 70 × 45 mm (Toman a Hrazdil 2020). Foto: J. Cága.

Fig. 7. Drusy of quartz from anatase-bearing quartz vein; sample size 100 × 70 × 45 mm (Toman a Hrazdil 2020). Photo: J. Cága.

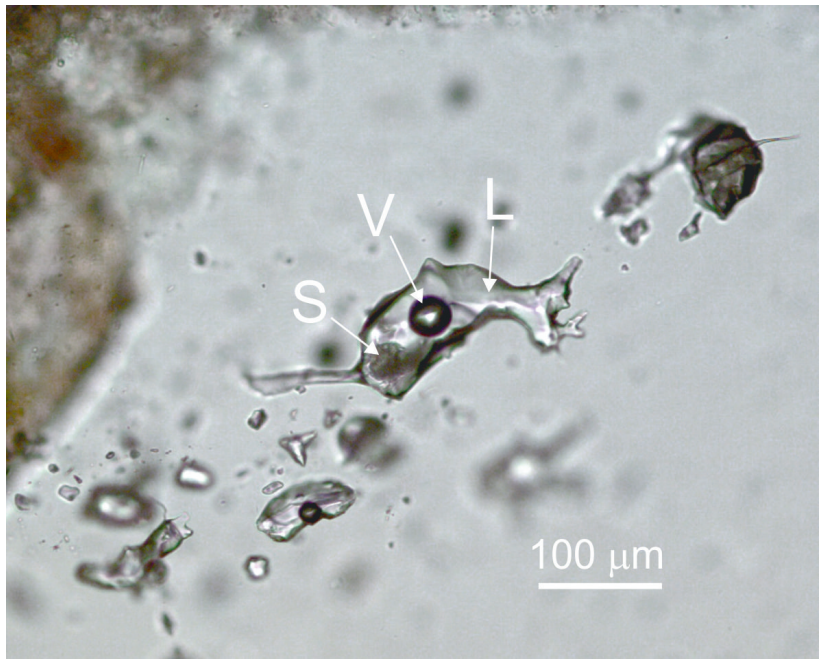
Obr. 8. Drúza krystalů křemene z křemenné žíly obsahující anatas o velikosti 105 × 90 × 45 mm (Toman a Hrazdil 2020). Foto: J. Cága.

Fig. 8. Drusy of quartz from anatase-bearing quartz vein; sample size 105 × 90 × 45 mm (Toman a Hrazdil 2020). Photo: J. Cága.

FLUIDNÍ INKLUZE V KŘEMENI

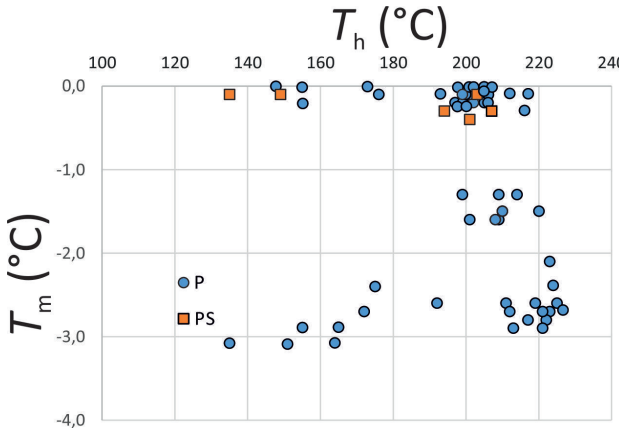
Fluidní inkluze (FI) v křemeni jsou rozloženy náhodně, v malých klastrech (primární inkluze – P) a kratších nebo delších trailech. Posledně jmenované mohou představovat pseudosekundární (PS) nebo sekundární (S) FI. Za laboratorní teploty jsou FI v drtivé většině dvoufázové (L+V, L – kapalina, V – plyn) nebo třífázové (L+V+S, S – pevná fáze), viz obr. 9. Zastoupení obou těchto typů inkluzí je vyrovnané, místy převažují třífázové, a jejich celková distribuce se jeví jako náhodná. Velikost FI se většinou pohybuje mezi 5 a 60 μm, nejčastěji okolo 20 μm. Zatím bylo studováno 70 FI ze spodních částí krystalů blíže k okraji žíly i z vrcholových částí krystalů, které by měly reprezentovat jejich starší a mladší části.

Salinita fluid se pohybuje < 5,1 hm. % ekv. NaCl. U hodnot T_h a salinity (počítána z $T_m$ice) se objevují určité trendy (obr. 10). Zdá se, že mladší části krystalů obsahují inkluze se zachycenými fluidy za trochu vyšších teplot než ve starších částech a stejný trend mají i salinity fluid – v mladších částech krystalů mají vyšší salinity. Jde o malé rozdíly, ale vzhledem k rozložení dat a jejich klastrů v grafu tak mohou být geneticky významné. Ve skupině inkluzí s nejnižšími salinitami (nejnižší teploty $T_m$ice) fluid se objevují společně P a pravděpodobně PS inkluze. Přítomnost inkluzí v genetické pozici jako jednoznačně sekundárních v této skupině zatím doložena není, protože ty by měly mít charakteristiku (salinitu) fluid podobnou jako mladší fluida, tzn. např. stejnou jaká je v mladších částech krystalů. Současná data naznačují, že mladší fluida mají vyšší salinity a proto může jít spíše o PS inkluze, které vznikají podél prasklin v krystalech během jejich růstu.



Obr. 9. Skupina typických fluidních inkluzí v křemeni – největší inkluze má patrné tři fáze, plynnou (V), kapalnou (L) a pevnou (S); Nemojov-kamenolom. Foto: M. Slobodník.

Fig. 9. A group of typical fluid inclusions in quartz – the largest inclusions have three phases, gaseous (V), liquid (L) and solid (S); Nemojov quarry. Photo: M. Slobodník.



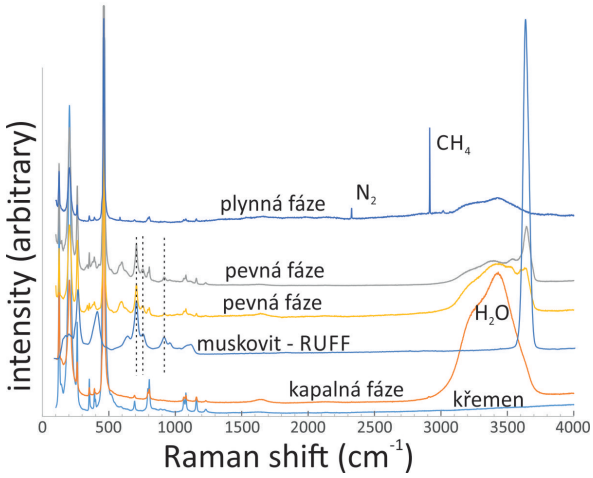
Obr. 10. Mikrotermometrická data (T_h, $T_m$ice) z křemene studované žíly s anatasem. P – primární inkluze, PS – primárně sekundární inkluze.

Fig. 10. Microthermometric data (T_h, $T_m$ice) from quartz of studied vein with anatase. P – primary inclusions, PS – primarily secondary inclusions.

Ve všech typech inkluzí se objevují fluida, která vykazují eutektické teploty mezi −35 a −20 °C, ty ukazují na přítomnost vodných fluid s chloridovými ionty Na^{+1}, K^{+1}, Mg^{+2}, Fe^{+2-3}, příp. i F^{-1} (Borisenko 1977, 1982, Davis *et al.* 1990, Spencer *et al.* 1990).

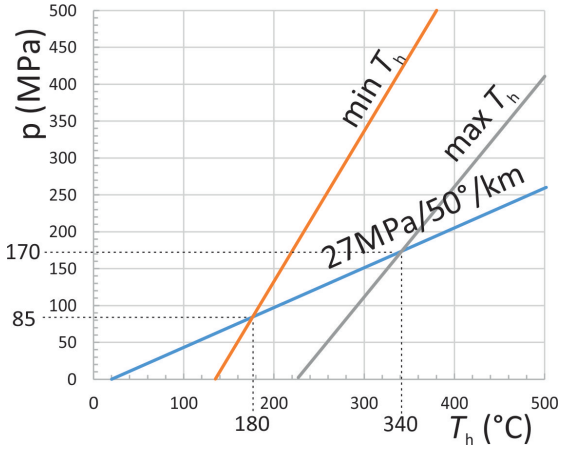
Ramanova spektrometrie ukázala přítomnost muskovitu jako pevných fází, které jsou součástí fluid a byly společně zachyceny. Na spektrech jsou zřetelně vidět pásma muskovitu odlišná od křemene jako referenčního spektra a naopak shoda ve čtyřech pásmech naměřeného spektra se spektrem muskovitu z databáze RUFF (RRUFFID=R060182) (obr. 11). Muskovity zde nejsou dceřiné minerály, ale zachycené fáze, které mohly vznikat v genetické závislosti s formováním fluid. Data z Ramanovy spektrometrie ukázala i přítomnost malého množství CH_4 a N_2 v plynné fázi, což naznačuje souvislost s metamorfními procesy, a pak je možné se domnívat, že i vznik muskovitů v inkluzích souvisí s působením metamorfních faktorů.

Teploty vzniku křemene odvozené z protínání litostatického termobarického gradientu pro orogen (27 MPa a 50 °C/km, např. Schneider *et al.* 2014) a izochor počítaných z nejnižší a nejvyšší T_h ukazují rozsah teplot vzniku křemene v rozmezí 180–340 °C a tlaku 85–170 MPa (obr. 12).



Obr. 11. Ramanova spektra jednotlivých fází ve fluidních inkluzích z křemene.

Fig. 11. Raman spectra of individual phases in fluid inclusions from quartz.



Obr. 12. P-T podmínky vzniku křemene odvozené z protínání litostatického geotermobarického gradientu s izochorami nejnižší a nejvyšší T_h.

Fig. 12. P-T conditions of quartz formation derived from the intersection of a lithostatic geothermobaric gradient with the lowest and highest T_h of isochores.

ZÁVĚR

Řada nálezů anatasu z centrální části Českomoravské vrchoviny, učiněných v relativně nedávné době ukazuje, že je zde tento minerál, dříve považovaný za vzácný, relativně hojně zastoupen i v primárních paragenezích. Anatas představuje pro lokalitu Nemojov nový minerál, který odtud nebyl dosud znám. Geneticky se jedná o vzácný typ mineralizace kombinující žilnou hydrotermální křemennou mineralizaci a alpskou paragenezi, s níž má společnou silnou alteraci okolní horniny. Výskyt v Nemojově je tak geneticky podobný nálezu ze Sázavy u Žďáru nad Sázavou (Osovský *et al.* 2019). V obou případech se jedná o křemenné žíly, kde anatas je dominující asociující minerál.

Jako zdroj titanu předpokládáme jeho uvolnění z chloritizovaného biotitu nebo akcesorického ilmenitu z přilehlých migmatitizovaných rul, následně jeho remobilizaci a krystalizaci anatasu za nízkých teplot. Tuto skutečnost potvrzují nízké obsahy stopových prvků (Nb, Ta, W, Fe) ve studovaném anatasu ve srovnání s publikovaným složením anatasu z dutin pegmatitu u Bobrůvky s obsahem Nb_2O_5 1,24–1,99 hm. % a Ta_2O_5 < 1,70 hm. % (Mozola *et al.* 2017). Přítomnost a distribuce zmiňovaných stopových prvků v anatasu z Bobrůvky se také projevuje výraznou oscilačně-sektorovou zonálností, zatímco anatas z Nemojova je zcela homogenní, místy pouze s drobnými inkluzemi křemene.

Analýzy rul, cordieritických migmatitů a zejména jejich biotitů přímo z Nemojova-kamenolomu nejsou publikované. Na obsahy titanu ve zdejších horninách lze usuzovat z údajů, pocházejících z analogických hornin monotónního komplexu mezi Humpolcem a Jihlavou (zahrnují obsah Ti ve slídách, ilmenitu a jiných Ti-akcesoriích). Biotitické a sillimaniticko-biotitické ruly tam obsahují 0,64–2,94 hm. % TiO_2 a cordieritické migmatity 0,26–0,95 hm. % TiO_2 (René 2001a, 2001b, 2002). René (2010) rovněž uvádí obsahy Ti v biotitu stromatitických (mesosom – 2,5–4,6 hm. % TiO_2; leukosom – 3,1–4,3 hm. % TiO_2) a homogenních (3,4–4,5 hm. % TiO_2) migmatitů z Vanova u Telče. Biotity z cordieritických migmatitů pelhřimovského komplexu mají 2,4–3,1 hm. %, resp. 2,1–3,8 hm. % TiO_2 (Zelinková 2016, ústní sdělení F. Veselovský). Zdroj Ti z biotitu a reakce vzniku anatasu vyžaduje úplný odnos alkálií, Fe, Mg, Si a Al, v případě vzniku z ilmenitu úplný odnos Fe. Anatas zachovává jen „stopy“ imobilních elementů jako je Nb, Ta a W, o jejichž obsazích v biotitech moldanubických rul není nic publikováno.

Pionýrská data ze studia fluidních inkluzí v křemeni ukazují, že chemický typ fluid je možné definovat jako H_2O – NaCl ± (Na^{+1}, K^{+1}, Mg^{+2}, Fe^{+2-3}) ± CH_4 ± N_2. Tato sku-

tečnost by korespondovala s uvažovanou alterací horninotvorných minerálů a jistou koncentrací uvolněných iontů ve fluidech včetně vzniku muskovitu během těchto procesů a jeho uzavření ve fluidních inkluzích. Z tohoto pohledu by se vývoj fluidního systému měl vyvíjet od méně salinních k více salinním roztokům, což se zatím bezpečně nepotvrdilo.

Odvozený teplotní rozsah 180–340 °C je poměrně široký, což odpovídá vzniku křemene během minimálně dvou mineralizačních etap dokumentovaných růstovou zonálností krystalů. S postupným chladnutím hydrotermálního systému by zjištěné nižší T_h inkluzí v křemeni mohly reprezentovat zachycení mladších typů fluid, které byly aktivní na konci krystalizace křemene, což by bylo v souladu s předpokládanými nízkoteplotními podmínkami vzniku anatasu.

Analýza napěťového pole v prostoru centrální části pelhřimovského komplexu (Žák *et al.* 2011, 2019) vykazuje v prostředí křehké tektoniky řadu změn průběhu směru a sklonu dislokací. Od disjunktivních struktur generelního směru granit-migmatitového dómu (SSV-JJZ), spojeného s intruzí granitů, přes směr přibližně SV-JZ (55–60°) až SSV-JJZ (25–35°), sledovaný výšeteplotními křemennými žilami s polymetalickým zrudněním až po směry mírně kolísající okolo směru V-Z (75–110°). Poslední směr sleduje i studovaná žíla s křemenem a anatasem, která představuje nejníže temperovaný projev lokálních fluid v samém závěru vývoje pelhřimovského komplexu.

Dokladový materiál je uložen v depozitáři mineralogicko-petrografického oddělení Moravského zemského muzea v Brně.

PODĚKOVÁNÍ

Odborný článek vznikl na základě institucionální podpory dlouhodobého koncepčního rozvoje výzkumné organizace poskytované Ministerstvem kultury (DKRVO, MK000094862) (pro JT a VH) a institucionální podpory MU (pro MS).

Milou povinností autorů je poděkovat R. Škodovi (Přírodovědecká fakulta, MU Brno) za pomoc při analytických pracích a kolegovi S. Houzarovi (MZM Brno) za odborné rady a pomoc při tvorbě rukopisu. Poděkování patří rovněž R. Kummerovi a J. Cágovi za zhotovení fotografií minerálů a také dvěma recenzentům za kritické zhodnocení článku a připomínky vedoucí k jeho zkvalitnění.

POUŽITÁ LITERATURA

Bakker, R. J., 2003: Package FLUIDS 1. Computer programs for analysis of fluid inclusion data and for modelling bulk fluid properties. – Chemical Geology 194, 1, 3–23.

Bernard, J. H., 1991: Empirical types of ore mineralizations in the Bohemian Massif. – Český geologický ústav, Praha, 181 p.

Bodnar, R. J., 1993: Revised equation and table for determining the freezing point depression of H_2O-NaCl solutions. – Geochimica et Cosmochimica Acta, 57, 683–684.

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 rudnych mestorozhdeniy, Nedra, Moskva, 37–46 (in Russian).

Čech, V., 1952: O starých dolech na stříbrnou rudu mezi Jihlavou a Pelhřimovem. – Sborník Ústředního ústavu geologického, Oddíl geologický, svazek 19, 117–136.

Čech, V., Halíček, I., 1991: Anatas z Krásněvsi u Velkého Meziříčí. – Acta Musei Moraviae, Scientiae naturales, 76, 1–2, 277–278.

Davis, D. W., Lowenstein, T. K., Spencer, R. J., 1990: Melting behavior of fluid inclusions in laboratory-grow halite crystals in the system NaCl-H_2O, NaCl-KCl-H_2O, NaCl-$MgCl_2$-H_2O and NaCl-$CaCl_2$-H_2O. – Geochimica et Cosmochimica Acta, 54, 591–601.

Godany, J., Jandová, T., Poňavič, M., Rýda, K., Buda, J., Rambousek, P., Knésl, I., Večeřa, J., Pecina, V., 2014: Pasportizace lomů přírodního kameniva ČR. – MS, Česká geologická služba, Praha, přístupné 21. 9. 2020 na www.pjpk.cz (pasportizace lomů).

Goldschmidt, V., 1913: Atlas der Krystallformen; Tafeln; Band I.; Adamin–Buntkupfererz. – Carl Winters Universitätsbuchhandlung, Heidelburg, 244 p.

Havránek, P., 2016: Minerály z kamenolomu Nemojov u Pelhřimova. – Minerál, 24, 4, 303–306.

Houzar, S., 2020: Regionálně-geologické postavení Au-Ag rudních revírů na Českomoravské vrchovině. – Acta rerum naturalium, „Stříbrná Jihlava 2019“, 5, 1–14.

Kadlec, T., 2011: Nový nález anatasu ve Vlastějovicích. – Minerál, 19, 6, 490–491.

Kadlec, T., 2020: Mineralogické nálezy z kamenolomu Nemojov u Pelhřimova. – Minerál, 28, 2, 114–123.

Kadlec, T., Pauliš, P., Pour, O., Fediuk, F., 2016: Mineralogie vápenato-silikátových hornin z lomu Nemojov u Pelhřimova. – Minerál, 24, 6, 515–523.

Kadlec, T., Pauliš, P., Pour, O., 2019: Mineralogie vápenato-silikátových hornin z lomu Nemojov u Pelhřimova II. – Minerál, 27, 2, 118–127.

Kopecký, S., Pauliš, P., Havlíček, J., Pour O., 2015: Anatas a brookit z alpské žíly a další novinky z kamenolomu Pohled u Havlíčkova Brodu. – Minerál, 23, 2, 112–122.

Litochleb, J., 2001: Pelhřimovský stříbronosný revír. – Bulletin mineralogicko-petrografického oddělení Národního muzea v Praze, 9, 102–121.

Malý, K., Dolníček, Z., 2005: Pb-Zn-Ag vein mineralization of the central part of the Českomoravská vrchovina Upland (Czech Republic): S, C and O stable isotope study. – Bulletin of Geosciences, 80, 4, 307–319.

Mozola, J., Gadas, P., Hrazdil, V., Radková, P., 2017: Anatas, brookit a rutil z pegmatitu u Bobrůvky, strážecké moldanubikum, Česká republika. – Bulletin Mineralogie Petrologie, 25, 1, 3–11.

Němec, D., 1979: Výskyty anatasu na Českomoravské vrchovině. – Acta Musei Moraviae, Scientiae naturales, 64, 7–12.

Osovský, M., Jirásek, J., Šrom, R., Malek, O., 2019: Výskyt tři modifikací TiO_2 na křemenné žíle u obce Sázava poblíž Žďáru nad Sázavou na Českomoravské vrchovině. – Minerál, 27, 4, 320–325.

Pauliš, P., Fediuk, F., Kopecký, S., 2005: Výskyt tří modifikací TiO_2 z Havlíčkova Brodu. – Acta rerum naturalium, 1, 7–10.

Pauliš, P., Havlíček, J., Kopecký, S., Pour, O., 2014: Anatas a brookit ze středověkého důlního tahu nedaleko Jitkova u Havlíčkova Brodu. – Minerál, 22, 6, 494–497.

Pouchou, J. L., Pichoir, F., 1985: "PAP" (φ – ρ – Z) procedure for improved quantitative microanalysis. In: Armstrong J. T. (ed.): Microbeam Analysis, 104–106. San Francisco Press. San Francisco.

René, M., 2001a: Litologický vývoj moldanubických pararul v oblasti mezi Čechticemi a Jihlavou. – Zprávy o geologických výzkumech v roce 2000, 34, 105–107.

René, M., 2001b: Uzavřeniny moldanubických pararul v dvojslídných granitech moldanubického batolitu. – Bulletin mineralogicko-petrografického oddělení Národního muzea v Praze, 9, 257–261.

René, M., 2002: Petrologie migmatitů v oblasti mezi Humpolcem a Jihlavou. – Zprávy o geologických výzkumech v roce 2001, 35, 158–161.

René, M., 2010: Petrografie a geochemie migmatitů z lomu Vanov u Telče. – Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku, 17, 1–2, 162–165.

Schneider, J., Corsini, M., Reverso-Peila, A., Lardeaux, J.-M., 2014: Thermal and mechanical evolution of an orogenic wedge during Variscan collision: An example in the Maures-Tanneron Massif (SE France). – The Geological Society of London, 405, 313–331.

Spencer, R. J., Möller, N., Weare, J. H., 1990: The prediction of mineral solubilities in natural waters: a chemical equilibrium model for the Na–K–Ca–Mg–Cl–SO_4–H_2O systems at the temperatures below 25 °C. – Geochimica et Cosmochimica Acta, 54, 575–590.

Staněk, J., 2009: Minerály Borů a Cyrilova u Velkého Meziříčí. – Protisk, Velké Meziříčí, 102 p.

Toman, J., Hrazdil, V., 2020: Křemenná žíla s anatasem z lomu Nemojov u Pelhřimova. – Minerál, 28, 2, 124–127.

Verner, K., Žák, J., Šrámek, J., Paclíková J., Zavřelová, A., Machek, M., Finger, F., Johnson, K., 2014: Formation of elongated granite-migmatite domes as isostatic accommodation structures in collisional orogens. – Journal of Geodynamics, 73, 100–117.

Zelinková, T., 2016: Strukturně-petrologická charakteristika migmatitů v plášti melechovského masivu. – MS, Bakalářská práce, Ústav petrologie a strukturní geologie, Přírodovědecká fakulta, Univerzita Karlova, Praha, 53 p.

Zhang, Y. G., Frantz, J. D., 1987: Determination of the homogenization temperatures and densities of supercritical fluids in the system NaCl–KCl–$CaCl_2$–H_2O using synthetic fluid inclusions. – Chemical Geology, 64, 3–4, 335–350.

ŽÁK, J., VERNER, K., FINGER, F., FARYAD, S. W., CHLUPÁČOVÁ, M., VESELOVSKÝ, F., 2011: The generation of voluminous S-type granites in the Moldanubian unit, Bohemian Massif, by rapid isothermal exhumation of the metapelitic middle crust. – Lithos, 121, 25–40.

ŽÁK, J., VERNER, K., JEŽEK, J., TRUBAČ, J., 2019: Complex mid-crustal flow within a growing granite-migmatite dome: An example from the Variscan belt illustrated by the anisotropy of magnetic susceptibility and fabric modelling. – Geological Journal, 54, 3681–3699.