Mineralia Slovaca, 41 (2009), 381 – 394
ISSN 0369-2086

Granity gemerika ako indikátor extenzie kôry nad neskorovariskou subdukčnou zónou a pri ranoalpínskej riftogenéze (Západné Karpaty): interpretácia podľa veku monazitu a zirkónu datovaného metódou CHIME a SHRIMP

MARTIN RADVANEC[1], PATRIK KONEČNÝ[1], MARTIN ONDREJKA[2], MARIÁN PUTIŠ[2], PAVEL UHER[2] a ZOLTÁN NÉMETH[1]

[1]Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava; martin.radvanec@geology.sk
[2]Prírodovedecká fakulta UK, 842 15 Bratislava

The Gemeric granites as an indicator of the crustal extension above the Late-Variscan subduction zone and during the Early Alpine riftogenesis (Western Carpathians): An interpretation from the monazite and zircon ages dated by CHIME and SHRIMP methods

The study compares the time constraints and geotectonic background of the origin of S- and A-type granites in the Gemeric region over the "southern hot line" in localities Betliar, Guľapalag and Humel and "northern hot line" in localities Súľová and Delava. The Turčok granite was searched as a separately located body. The age of granite was determined by means of the monazite, uraninite and zircon ages.

The thermal regime during the crust melting and the origin of association of S-type Lower to Middle Permian granites in the Gemeric region is related with the magmatic processes and extension regime in the crust above subduction zone inclined to the north. The extension in the upper crust during the culmination of subduction was accompanied by the heat ascent in two parallel "hot lines" trending E – W. Later, due to collapse of the late-Variscan accretion prism and delamination, the beginning of the Neo-Tethyan continental rifting in the Middle, but mainly in Upper Permian occurred. This later phase was accompanied with the ascent of A-type granites.

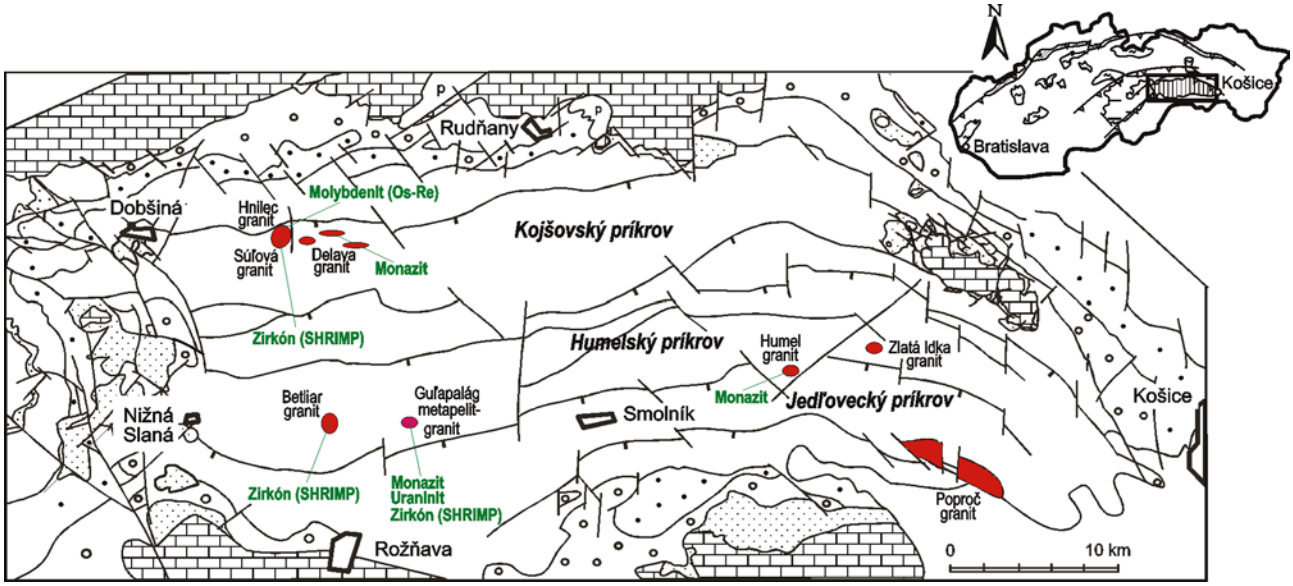
Key words: geochronology, monazite, uraninite and zircon ages, granite, hot line, Gemericum, Western Carpathians

Úvod

Predmetom štúdie je rekonštrukcia časového vývoja a geotektonického pozadia vzniku granitov typu S a typu A v oblasti gemerika. Granity typu S sme na lokalitách Betliar, Humel, Delava, Hnilec a Súľová datovali na monazite. Tieto veky sme porovnávali s vekmi zirkónov v granite Betliar a Súľová. Na lokalite Guľapalag sme vek metamorfne segregovaného metasedimentu („metatektického granitu") zisťovali na monazite, uraninite a zirkóne. Veky monazitu a uraninitu z tejto horniny sme do našej štúdie prevzali z práce Radvanca et al. (2007). Zistené veky granitov typu S sme porovnávali s vekmi zirkónu v type A granitu Turčok. Vznik granitov, ich rozmiestnenie, pozíciu a vek vzťahujeme na lineárne zóny so zvýšeným teplotným gradientom vo fundamente gemerika („horúce línie" podľa Radvanca et al., 2007).

Granity typu S a typu A gemerika – prehľad poznatkov o genéze a veku

Prvé petrografické poznatky o gemerických granitových telesách publikovali Ončáková (1954), Kamenický a Kamenický (1955), Gubač (1977) a Kamenický a Dianiška (in Malachovský, 1983). Charakteristická je zonálna stavba granitových telies – na povrchu je leukokratný muskovitický až muskoviticko-turmalinický granit, hlbšie biotiticko-muskovitický a napokon biotitický granit. Časté sú porfýrické fácie granitu až granitového porfýru, napríklad na lokalite Betliar a Delava. Známe telesá granitu sa odlišujú zastúpením spomenutých typov a intenzitou postmagmatických premien (l. c.). Medzi ne patria albiticko-mikroklínové a albitické „metasomatity", ako aj „greiseny" s Sn mineralizáciou (Drnzík, 1982; Grecula et al., 1995). V apofýze hnileckého granitu prevláda kremeň v asociácii s turmalínom, albitom, kasiteritom, kalcitom, ankeritom, Mn ankeritom, kutnahoritom, rodochrozitom a hrubými lupeňmi svetlej sľudy. V tejto apofýze tvorí turmalín masívne radiálne agregáty v kremeňovom matrixe veľké do 50 cm (Drnzík, 1982; Jiang, S.-Y. et al., 2008). Okrem vysokotermálnej (kasiterit, molybdenit – Re-Os datovanie 264 – 262 mil. r. – Kohút a Stein, 2005) mineralizácie sa s granitmi spájali aj ďalšie typy žilného hydrotermálneho zrudnenia (Grecula et al., 1995), pričom granity a hydrotermálna mineralizácia sa dávali do vzťahu s variskou metamorfózou (Grecula et al., 1995; Radvanec et al., 2004, 2007; Žák et al., 2005; Kohút



Obr. 1. Datované minerály v granitoch na tektonickej schéme gemerika podľa Greculu et al. (2009). Granit typu S na lokalitách Súľová, Hnilec a Delava ako súčasť kojšovského príkrovu vznikol na „severnej horúcej línii". Granit typu S na lokalitách Betliar a Humel a metamorfne diferencovaný metapelit na lokalite Guľapalag patria do humelského príkrovu a vznikli na „južnej horúcej línii".

Fig. 1. Dated minerals of granite and the occurrence of granite in tectonic scheme of Gemericum according to Grecula et al. (2009). The granite of S-type in localities Súľová, Hnilec and Delava in the Kojšov nappe originated along the "northern hot line". Granite of S-type in localities Betliar, Humel and the occurrence of metamorphic differentiated metapelite-"granite" in locality Guľapalag originated in the Humel nappe on the "southern hot line".

a Stein, 2005). Prítomnosť Mn-Fe karbonátov s turmalínom a kasiteritom v apofýze hnileckého granitu (Jiang, S.-Y. et al., 2008) a prítomnosť Mn-Fe karbonátov s turmalínom v matrixe segregovaného metapelitu na lokalite Guľapalag (Radvanec et al., 2007) toto vzájomné genetické spojenie potvrdzuje.

Podľa chemickej klasifikácie patria gemerické granity medzi „alkalické granity". Majú vysoký obsah SiO_2 (73 až 78 hm. %) a výrazne peraluminózny charakter (Shandov index – A/CNK = 1,2 – 1,6) s nízkou koncentráciou Sr, Ba, Zr a V (Tauson et al., 1977; Petrík a Kohút, 1997; Broska a Uher, 2001). Gemerické granity patria k špecifickému typu S s vysokým iniciálnym pomerom I_{Sr} = 0,711 9 – 0,714 4 (Kovách et al., 1979, 1986). Negatívna hodnota $\varepsilon_{Nd(i)}$ = –4,6 a zvýšené hodnoty $\delta^{18}O_{(SMOV)}$ = 10 ‰ a $\delta^{34}S_{(CDT)}$ = 4,48 ‰ indikujú, že granity vznikli pretavením kontinentálnych kôrových zdrojov (Cambel et al., 1989; Kohút et al., 1999, 2001; Kohút a Recio, 2002).

Na kontakte granitu s hosťujúcimi horninami sa nenachádzajú typické kontaktnometamorfné aureoly a miestami je možné pozorovať takmer plynulé prechody z metapelitu biotitovej zóny nízkotlakovej metamorfózy cez segregovaný metapelit (s obsahom K živca a albitu až oligoklasu) až do granitu. Tieto „granitizované" horniny majú rôzny protolit. Príčinou prechodov je lokálny vývoj synmetamorfných mobilizátov vo forme kremenno-živcových segregátov („pseudomigmatitov") v metasedimente, metapsamite a metavulkanite na exokontaktoch okolo granitu a tiež mimo neho. Tieto horniny majú textúrne a mikroštruktúrne znaky, ako je mikrografické prerastanie K živca s albitom a kremeňom, napríklad na lokalitách Rožňava – Turecká, Uhorná, Bystrý potok, Betliar, Guľapalag, Majerská dolina, Hrelichov potok, Dlhá dolina a inde (Grecula et al., 1995, 2009; Radvanec et al., 2004, 2007), a miestami pripomínajú štruktúry záverečnej fázy kryštalizácie eutektických tavenín. Vplyv regionálnej metamorfózy a zároveň magmatický zdroj bóru zaznamenal turmalín, ktorý kryštalizoval v metapelite „biotitovej a chloritovej zóny" regionálnej metamorfózy v exokontakte granitového telesa Hnilec. Turmalín má zmiešaný magmatický a metamorfogénny zdroj izotopu bóru B^{11} (Jiang, S.-Y. et al., 2008). Hoci sa časť gemerických granitov javí aj podľa niektorých prieskumných prác ako „in situ metatektický granit", ako výsledný produkt variskej metamorfózy a metamorfnej diferenciácie-segregácie, typické anatektické migmatity v okolí granitových telies chýbajú (Grecula, 1982; Grecula et al., 1989; Radvanec et al., 2007). Geologická situácia nezodpovedá klasickému modelu tavenia synkolízne zhrubnutej kôry počas jej extenzného kolapsu, keď vznikajú rozsiahle zóny anatektických migmatitov, ako ich poznáme napr. z tatrického kryštalinika (Krist et al., 1992 a citácie v tejto publikácii). Hoci proces neskorovariskej prográdnej regionálnej metamorfózy prebiehal pri vysokom teplotnom gradiente, ktorý dosahoval postupne až 40 – 60 °C/km, vzťahuje sa najmä na postkolíznu extenziu v akrečnej prizme orogénu, akou je fundament gemerika (Grecula et al., 1995; Radvanec et al., 2007; Putiš et al., 2009).

Podľa K-Ar a Rb-Sr rádiometrického datovania metamorfitov, granitov (Kovách et al., 1981; Kantor a Rybár, 1979), ako aj rúd a podľa faciálnej analýzy sedimentov sa variský orogén od spodného karbónu do vrchného permu vyznačoval aktmi kompresie/transpresie s nevýrazným

zhrubnutím akrečnej prizmy v celom profile kontinentálnej kôry. Po nich nasledovalo postkolízne odstrešovanie a extenzia (Radvanec et al., 2007). Z charakteru metamorfózy usudzujeme, že metamorfóza kulminovala uvoľnením kompresno-transpresného napätia za sprievodného uvoľnenia fluíd. Tým pri poklese tlaku v teplotnom vrchole metamorfózy mohlo nastať aj lokálne čiastočné tavenie, okrem synmetamorfnej diferenciácie (kremenno-živcovej segregácie) prevažne metapelitického protolitu v okolí intruzívnych granitických telies. Variské udalosti sa začali kolíziou, pričom kompresno-transpresný režim vystriedala dlhodobá extenzia. Tá umožnila parciálne tavenie kôry (a plášťa) len v oblasti výstupu tepla v „horúcich líniách" (Radvanec et al., 2004, 2007) nad subdukčnou zónou. Výstup tepla spôsobil vznik dvoch typov granitov, ktoré predstavujú: a) intruzívne telesá, b) sekundárne metatektické „granity".

Na vek kryštalizácie a primárnej solidifikácie gemerických granitov boli dlhý čas dva odlišné názory. Na základe prvých datovaní metódou K-Ar (Kantor, 1957; Bagdasarjan et al., 1977; Kantor a Rybár, 1979) ho väčšina autorov pokladala za alpínsky – kriedový. Na základe týchto prvých „absolútnych" K-Ar datovaní svetlej sľudy z betliarskeho granitu Andrusov (1958) považoval kriedový vek za jednoznačné vyriešenie problému veku „gemeridných žúl". Neskôr sa zistilo, že prvé výsledky datovania neboli jednoznačné. Novšie výsledky datovania pomocou K-Ar metódy, ale najmä Rb-Sr izochrónové datovanie, preukázali alpínske (najmä jurské), ale aj hercýnske (karbónske až permské) veky granitov gemerika v širokom intervale od zhruba 140 do 350 mil. r. (Kantor, 1959; Kovách et al., 1979, 1986; Cambel et al., 1989). Postupné hromadenie údajov o veku granitov a vývoj metodiky K-Ar a Rb-Sr datovania ukázali, že alpínske veky nereprezentujú vek primárnej magmatickej solidifikácie gemerických granitov, ale naložené procesy, ktorými boli tieto granity prepracované počas alpínskej tektonometamorfózy.

Ďalšou etapou, ktorá rozšírila datovanie granitu, sú U-Th-Pb metódy datovania zirkónu a monazitu. Výsledky datovania monazitu pomocou chemického zloženia, ktoré je odvodené od presnej chemickej analýzy na elektrónovom mikroanalyzátore, preukázali permský vek v intervaloch 272 ± 11, 276 ± 13 a 273 ± 13 mil. r. (Finger a Broska, 1999). Permský až permsko-triasový vek (273 ± 30, 250 ± 18 a 246 ± 5 mil. r.) poskytlo aj izotopové datovanie zirkónu (Poller et al., 2002). Permský vek gemerských granitov sa exaktne preukázal aj Re-Os datovaním molybdenitu z asociujúcej Sn-W-Mo greisenovej mineralizácie na exokontakte granitu Hnilca (Kohút a Stein, 2005).

Minerálne zloženie datovaných hornín

Minerálnu asociáciu telesa granitu Humel zastupuje kremeň, mikroklín, sericitizovaný plagioklas, biotit, lokálne chloritizovaný, s hojnými uzavreninami zirkónu, tiež muskovit a sporadicky sa vyskytujúci granát. Základná minerálna asociácia ostatných datovaných granitov je veľmi podobná.

Metagranit z lokality Turčok má zachovanú metamorfnú foliáciu s lepido-granoblastickou štruktúrou a s fenokrystami K živca (5 mm), pertiticky sa prerastajúcimi s albitom, svetlej sľudy, muskovitu a alotriomorfného, lokálne hypidiomorfného, undulózne zhášajúceho kremeňa. Biotit (annit) tvorí alotriomorfne obmedzené zrná, čiastočne chloritizované. Ranomagmatický biotit sa vyskytuje vo forme inklúzií v zirkóne a je obohatený o Mg, kým neskoromagmatický biotit v základnej hmote je obohatený o Fe (Uher et al., 2009).

Na lokalite Guľapalag sme datovali monazit, uraninit a zirkón v metapelite, ktorý bol metamorfovaný v biotitovej zóne regionálnej metamorfózy. V pelitickom matrixe sa vyskytovali početné litoklasty kremeňa veľké do 5 mm a zaberajúce 10 – 20 % objemu horniny. Klasty kremeňa majú zrnitosť psamitu a počas metamorfózy boli pasívnou zložkou matrixu. Ostatné komponenty milimetrových rozmerov vznikli rekryštalizáciou a metatektickou segregáciou metapelitickej časti protolitu a reprezentujú ich metamorfogénne agregáty a porfyroblasty. Porfyroblasty tvorí K živec a albit (mikropertit), prevahu má K živec a novotvorený kremeň. V novotvorených porfyroblastoch sa K živec a albit často mikrograficky prerastajú s kremeňom. Podobné textúrne znaky vznikajú aj pri čiastočnom tavení (Radvanec et al., 2007), ale aj ako synmetamorfné segregáty. V našom prípade to určite nie je klasický vývoj granitov typu S s restitmi sillimanitického melanosómu v zónach parciálno-anatektických migmatitov, ako ich poznáme napr. z tatrických jadier Suchého a Malej Magury alebo z Ďumbierskych Tatier (Krist et al., 1992). Čiastočne segregovaný metapelit s náznakmi textúry „granitu" obsahuje okrem uvedených minerálov svetlú sľudu, biotit, chlorit, ilmenit, apatit, rutil a turmalín. Sporadicky sa v nej vyskytuje zonálny granát ($Sps_{66}Alm_{23}Grs_{11}$-stred; $Sps_{26}Alm_{22}Grs_{54}$--okraj), titanit, turmalín, epidot, andezín, aktinolit, pyrit, allanit, Mn siderit a kalcit (Radvanec et al., 2007).

Metodický postup datovania monazitu a zirkónu

Vek monazitu v granite a na lokalite Guľapalag aj v segregovanom metapsamite („granite"), ako aj uraninitu sme zisťovali pomocou bodových chemických analýz na prístroji CAMECA SX 100 (Štátny geologický ústav Dionýza Štúra Bratislava). Vo výbruse sme merali všetky zrná a zóny monazitu a uraninitu s veľkosťou viac ako 3 μm. Datovanie je založené na prirodzenom rádioaktívnom rozpade Th a U. V hornine sa tieto prvky prednostne viažu v štruktúre monazitu a uraninitu. Zistenie, že obsah Pb je v ranom štádiu rastu monazitu a uraninitu veľmi nízky až nulový (Parrish, 1990), umožňuje využiť absolútnu koncentráciu Pb na určenie ich veku. Pb akumulované počas geologicky významného veku môže za určitých podmienok dosiahnuť koncentráciu detegovateľnú na elektrónovom mikroanalyzátore. Kombinácia dvoch faktorov – iniciálneho obsahu Th a U a času rozpadu – určuje výsledný obsah Pb. To znamená, že aj relatívne mladé (alpínske) monazity môžeme hodnoverne datovať v prípade vyššej koncentrácie Th a U.

Výber vhodných meracích podmienok vyplýva zo zamerania na meranie stopovej koncentrácie Pb. Podmienky merania – urýchľovacie napätie 15 KV, vzorkový prúd 100

až 130 nA, merací čas 120 – 150 s, priemer elektrónového lúča 3 – 7 mm – sú dostatočné na detegovanie nízkej koncentrácie Pb, ako aj ostatných prvkov. Kratší merací čas, 40 a 80 s, sa aplikoval na meranie Th, 20 – 40 s na REE a Y, 15 – 30 s na P, Ca, S, Si a Al. Prvky dôležité pre datovanie Th, U, Pb a Y sa merali pomocou veľkých LPET kryštálov, ktoré sú približne 3 – 4-krát citlivejšie ako konvenčne používané menšie kryštály. Na kalibrovanie aj meranie sa využili nasledujúce štandardy a čiary: wollastonit (Si Kα, Ca Kα), Al_2O_3 (Al Kα), fayalit (Fe Kα), $SrTiO_3$ (Sr Lα), UO_2 (U Mβ), ThO_2 (Th Mα), PbS (Pb Mα), $LaPO_4$ (La Lα), $CePO_4$ (Ce Lα), $PrPO_4$ (Pr Lβ), $NdPO_4$ (Nd Lβ), $SmPO_4$ (Sm Lβ), $EuPO_4$ (Eu Lβ), $GdPO_4$ (Gd Lα), $TbPO_4$ (Tb Lα), $DyPO_4$ (Dy Lβ), $HoPO_4$ (Ho Lβ), $ErPO_4$ (Er Lβ), $TmPO_4$ (Tm Lα), $YbPO_4$ (Yb Lα), $LuPO_4$ (Lu Lβ), YPO_4 (Y Lα), GaAs (As Lα) a apatit (P Kα).

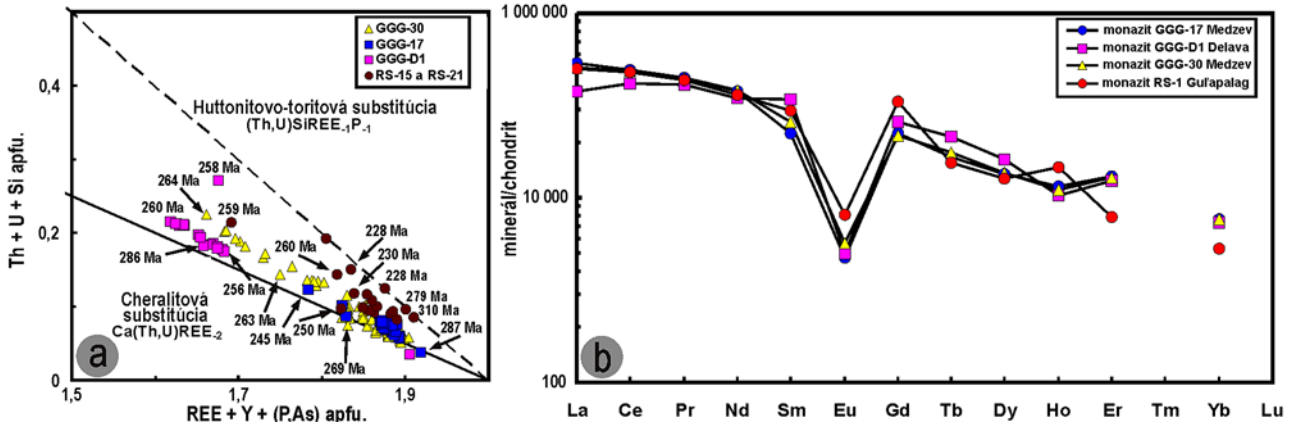
Komplikácie do merania vnášajú početné interferencie. Najvážnejšie interferencie $PbMa_1$–YLg_1, UMa_1–$ThMb_1$ a $PbMa_1$–$ThMx_{1,2}$ sú korigované empiricky získanými korekčnými koeficientmi. Rovnakým spôsobom je opravená meraná koncentrácia niektorých REE.

Na výpočet veku sme využili štatistický princíp (Montel et al., 1996). Jednotlivé bodové chemické analýzy reprezentujú iba zdanlivý vek, ktorý je zaťažený veľkou chybou merania. Na výpočet celkového veku sa využíva vážený priemer zo skupiny zdanlivých vekov, kde váhou je presnosť merania. Pomocou histogramov so zdanlivými vekmi môžeme odhaliť multištádiový rast monazitov (lokálne módusy) napríklad počas metamorfných alebo magmatických cyklov v tom prípade, ak v ploche výbrusu meriame všetky zrná a všetky zóny v nich. Dve udalosti môžeme rozlíšiť v prípade, ak sú vekovo vzdialené zhruba 20 – 25 mil. rokov. Pre identifikované udalosti je vhodné zostrojiť graf s izochrónou, ktorá by pri dobre zmeraných analýzach mala pretínať začiatok koordinačného systému.

Presnosť datovania monazitu je daná kvalitou analýz. Na overenie správnosti merania sa využívajú tzv. vekové štandardy (Konečný, P. et al., 2004). Sú to monazity datované izotopicky (SHRIMP). Datovanie monazitov sa dáva do vzťahu s meraním vekových štandardov, čo označujeme ako veková kalibrácia. Ide o jemné doladenie získaných vekov na neznámych vzorkách pomocou overených a premeraných vekových štandardov.

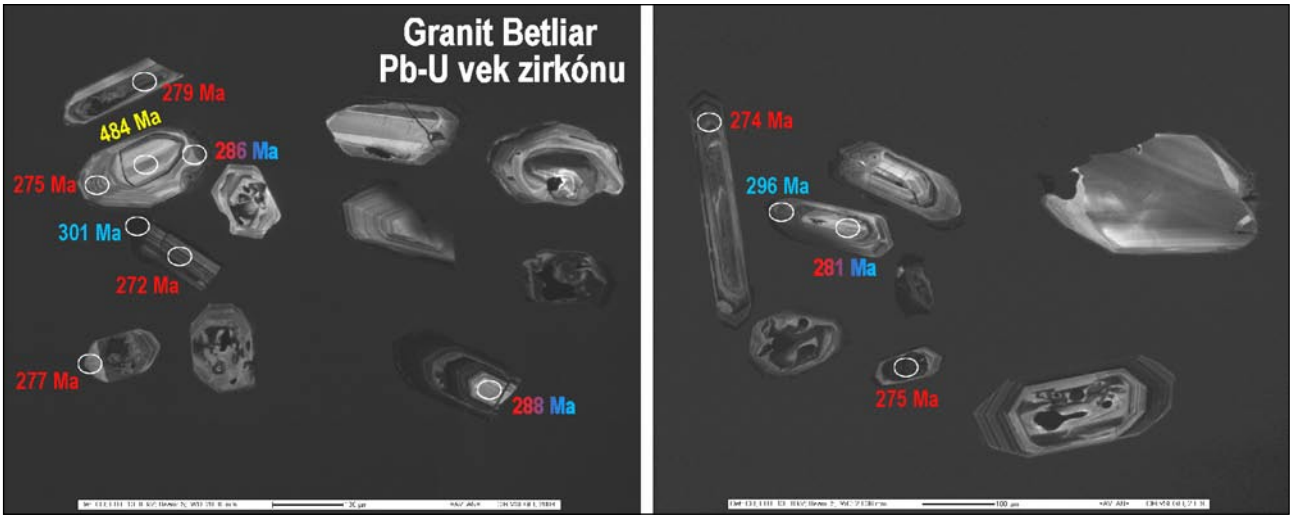
Datovanie uraninitu je založené na analogickom princípe. Na rozdiel od monazitu, vysoká koncentrácia U a Th v uraninite sa premieta do nízkej chyby vypočítaného veku. Napriek tomu, že absencia vekových uraninitových štandardov neumožňuje overenie zistených vekov, vysoký obsah Pb určuje presnosť datovania a nie je potrebná ďalšia kontrola ako v prípade monazitu.

Zirkón sme z pomletého granitu separovali pomocou ťažkých kvapalín a magnetickej separácie. Takto separované kryštály zirkónu sa po zaliatí do epoxidovej živice následne doleštili a pozlátili. Na overenie zonálnosti zŕn, povrchových defektov a odlíšenie metamiktných zŕn sme pred izotopovým meraním separované zirkóny študovali pomocou CL (katódoluminiscencia) a v BSE (spätne rozptýlené elektróny) s cieľom vybrať vhodné miesto na datovanie. Presné analýzy obsahu U a Pb in situ sa zistili na prístroji SHRIMP II v laboratóriách Centra izotopového výskumu (CIR) na inštitúte VSEGEI v Petrohrade v Ruskej federácii s použitím sekundárneho



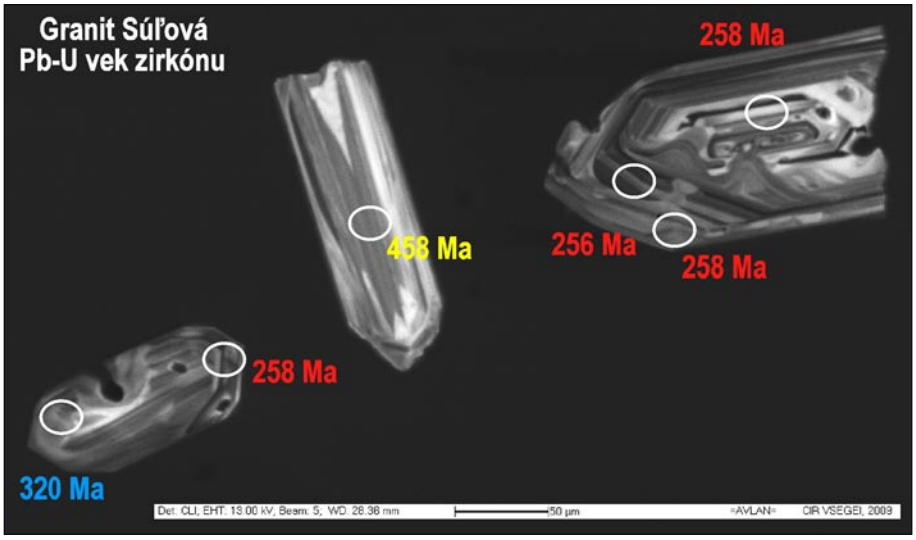
Obr. 2. a) Chemické zloženie monazitu-(Ce) v Th + U + Si *vs.* REE + Y + (P + As) substitučnom diagrame (atómový obsah). Vektor huttonitovej substitúcie $(Th,U)SiREE_{-1}P_{-1}$ reprezentuje prerušovaná čiara a vektor cheralitovej substitúcie $Ca(Th,U)REE_{-2}$ reprezentuje plná čiara. Vzorky GGG-17 a GGG-30: Medzev, skalnatý odkryv, teleso Humel (hrubozrnný biotiticko-muskovitický granit); GGG-D1: teleso Delava (hrubozrnný biotiticko-muskovitický granit); RS-15 a RS-21: teleso Guľapalag (metamorfne diferencovaný metapelit-„granit“). Veky monazitu nie sú závislé od vektorov substitúcie. Vek monazitu v mil. r. **b)** Normalizovaný obsah prvkov vzácnych zemín (REE) v monazite na lokalitách Humel, Delava a Guľapalag s výraznou negatívnou anomáliou Eu. Normalizačné hodnoty sú podľa Taylora a McLennana (1985).

Fig. 2. a) Chemical composition of monazite-(Ce) in Th + U + Si *vs.* REE + Y + (P + As) substitution diagram (atomic contents). Vector of huttonite substitution $(Th,U)SiREE_{-1}P_{-1}$ is represented by the dashed line and the vector of cheralite substitution $Ca(Th,U)REE_{-2}$ by the solid line. Samples GGG-17 and GGG-30: Medzev, outcrop of Humel coarse-grained biotite-muscovite granite; GGG-D1: outcrop of Delava coarse-grained biotite-muscovite granite; RS-15 and RS-21: outcrop of Guľapalag metamorphic differentiated metapelite-“granite”. Monazite ages are not dependent on substitution vectors. Monazite ages are stated in Ma. **b)** The course of the normalized content of the group of REE in monazite in localities Humel, Delava and Guľapalag with distinct negative Eu anomaly. Normalization values after Taylor and McLennan (1985).



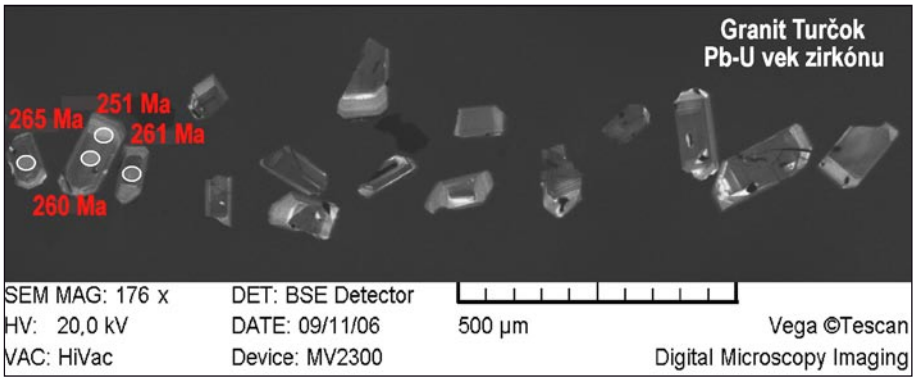
Obr. 3. Zonálne zrná zirkónu v betliarskom granite typu S. Pohľad v spätne rozptýlených elektrónoch.

Fig. 3. Zonal zircon grains in the Betliar S-type granite. Back-scattered electron image.



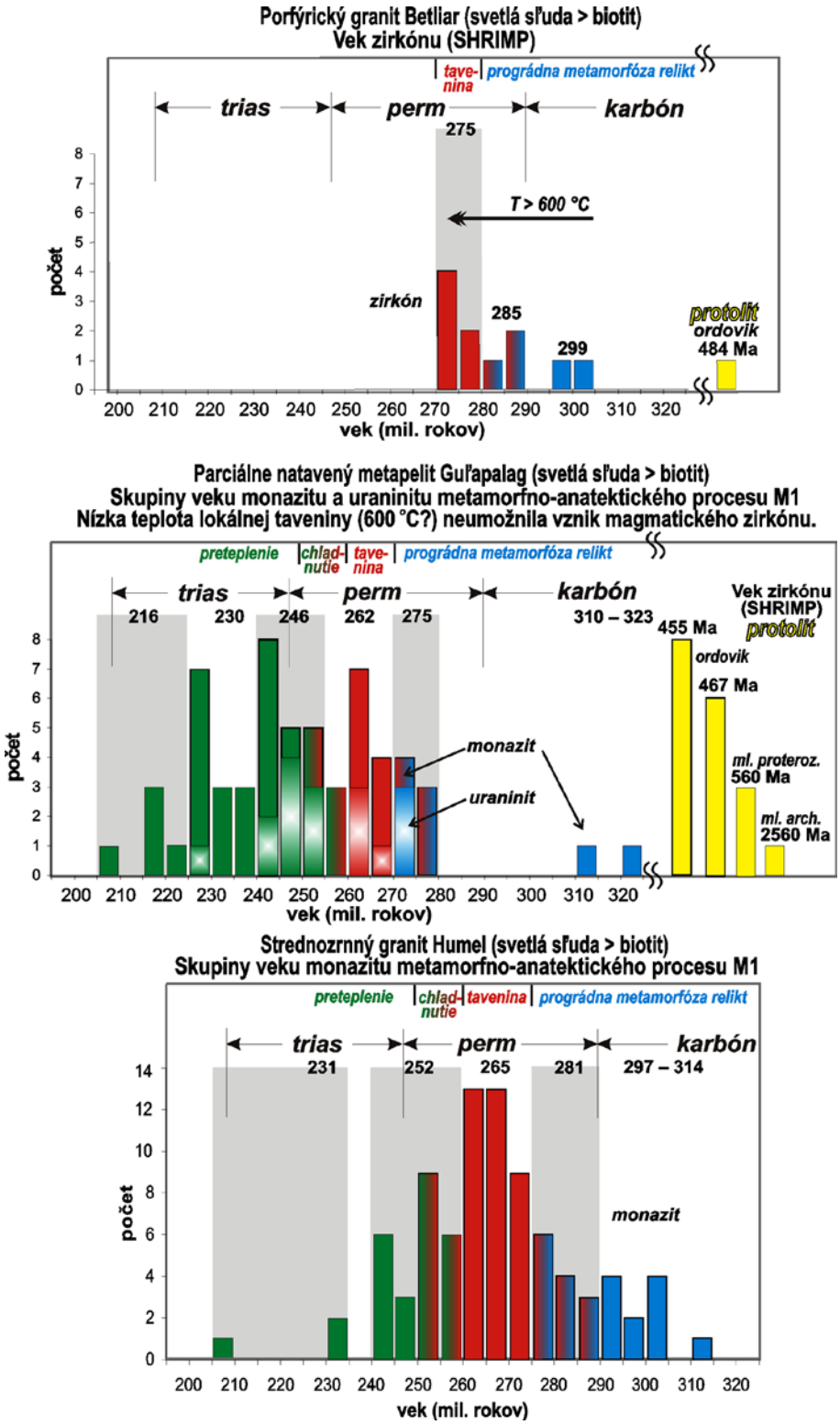
Obr. 4. Zonálne zrná zirkónu v granite typu S Súľová. Pohľad v spätne rozptýlených elektrónoch.

Fig. 4. Zonal zircon grains in the Súľová S-type granite. Back-scattered electron image.



Obr. 5. Zonálne zrná zirkónu v granite typu A Turčok. Pohľad v spätne rozptýlených elektrónoch.

Fig. 5. Zonal zircon grains in the Turčok A-type granite. Back-scattered electron image.



Obr. 6. Histogram rozdelenia vekov monazitu, uraninitu a zirkónu v granite typu S na lokalitách Betliar, Humel a Guľapalag (metamorfne diferencovaný metapelit-„granit“) – „južná horúca línia“ gemerika. Veky monazitu a uraninitu v histograme na lokalite Guľapalag sú prevzaté z práce Radvanca et al. (2007).

Fig. 6. Histogram of the distribution of monazite, uraninite and zircon ages in the S-type granite in localities Betliar, Humel and Guľapalag (metamorphic differentiated metapelite-“granite”) – the “southern hot line” of Gemericum. Monazite and uraninite ages in histogram in locality Guľapalag are taken from Radvanec et al. (2007).

elektrónového multiaplikátora a štandardnej metodiky (Williams, 1998; Larionov et al., 2004). Povrch zirkónu bol bombardovaný O_2 iónovým lúčom pri vzorkovom prúde 2 – 3 nA, kde analyzovaná plocha mala eliptický tvar (25 x 20 μm). Jednotlivé izotopy sa merali v sekvencii 196(Zr_2O) — ^{204}Pb — pozadie (cca 204 AMU) — ^{206}Pb — ^{207}Pb — ^{208}Pb — ^{238}U — ^{248}ThO — ^{254}UO pri meracom čase od 2 do 30 s. Pre každú bodovú analýzu sa sekvencia opakovala v 4 cykloch. Použili sa nasledujúce štandardy: TEMORA (Black et al., 2003) a 91500 (Wiedenbeck et al., 1995) ako štandard pre koncentráciu U. Získané údaje sa softvérovo spracovali v programe SQUID v1.13a (Ludwig, 2005a) a ISOPLOT/Ex 3.22 (Ludwig, 2005b) s konštantami polčasu rozpadu podľa Steigera a Jägera (1977). Korekcia na „obyčajné“ olovo sa robila podľa modelu Staceya a Kramersa (1975) a meraním izotopového pomeru ^{204}Pb/^{206}Pb. Vekové údaje zo vzoriek s komplikovanou termálnou históriou sa spracovali softvérovým modulom „Unmix Ages“ – ISOPLOT na rozlíšenie hlavných vekových skupín. Takmer všetky bodové merania predstavujú konkordantné veky. Diskordantné údaje získané z jedného kryštálu viacerými bodovými analýzami sa použili na skonštruovanie diskordantnej línie vekov. Analyzovali sme 6 – 12 zirkónov z každej horninovej vzorky. Vypočítané konkordantné veky sú v rozsahu chyby 2σ.

Výsledky

Chemické zloženie monazitu-(Ce) a zonálnosť zirkónu

V granite typu S na lokalite Delava a Humel, ako aj v synmetamorfne segregovanom metapelite („granite“) na lokalite Guľapalag sa nachádzajú hypidiomorfné až alotriomorfné kryštály monazitu veľké do 50 mikrometrov, rozptýlené v základnej hmote alebo v intersticiálnych pozíciách medzi kremeňom a živcom. Z hľadiska chemického zloženia majú rôzne generácie monazitu-(Ce) zloženie blízke koncovému členu $CePO_4$ s nižším obsahom cheralitovej $CaTh(PO_4)_2$, resp. huttonitovej ($ThSiO_4$) molekuly, kde REE^{3+} je dominantným katiónom na pozícii *A*. Obsah prvkov REE + Y sa pohybuje v rozsahu od 45,8 hm. % $(REE,Y)_2O_3$ – 0,64 apfu (Delava) do 65,5 hm. % $(REE,Y)_2O_3$ – 0,97 apfu (Guľapalag). Obsah Th + U v monazite je na všetkých študovaných lokalitách v širokom intervale hodnôt od 1,9 hm. % $(Th,U)O_2$ – 0,02 apfu (Th + U) do 21,6 hm. % $(Th,U)O_2$ – 0,19 apfu (Th + U). Obsah Ca má variabilnú distribúciu, pričom najvyššia koncentrácia sa zaznamenala vo vzorke z granitu Delava (3,86 hm. % CaO – 0,16 apfu Ca) a najnižšia v metapelite („granite“) Guľapalag (0,41 hm. % CaO – 0,02 apfu Ca). Zmeny chemického zloženia monazitu-(Ce) z granitu Delava a Humel varírujú v rámci cheralitového substitučného trendu a zmeny v zložení časti monazitov z lokality Guľapalag určuje huttonitový typ substitúcie. Zmeny hodnôt REE + Y + (P,As) oproti Th + U + Si na cheralitovej a huttonitovej substitúcii v závislosti od veku sme v monazite nezistili (obr. 2). Na všetkých lokalitách má malá skupina monazitov zvýšený podiel cheralitovej molekuly, pričom tieto monazity boli pravdepodobne rekryštalizované alebo vznikli z protolitu, ktorý bol bohatý na Ca (obr. 2).

Na lokalite Humel sú menšie zrná monazitu ako 10 μm úplne nahradené apatitom a allanitom. Väčšie zrná zachovali monazitové jadro, ale pôvodný okraj nahradila zmes apatitu, allanitu a epidotu obohateného o REE, resp. zmes apatitu a $ThSiO_4$ fázy ± REE karbonát. Tento „koronárny“ rozpad je výsledkom dlhodobej premeny monazitu najprv na apatit, allanit a epidot a neskôr na REE karbonát. Postupný „koronárny“ rozpad okraja monazitu prebiehal v štádiu chladnutia granitu alebo počas nového preteplenia. Rozpad okraja monazitu prebiehal v širokom teplotnom intervale najprv pri teplote blízkej subsolidovému štádiu, keď okraj monazitu nahrádzal apatit a allanit, resp. epidot. Pri poklese teploty kryštalizovali REE karbonáty na úkor allanitu a epidotu. Koronárny rozpad okraja monazitu dávame do súvislosti s preteplením v strednom až vrchnom triase podľa datovania monazitu.

V betliarskom granite sú idiomorfne obmedzené zrná zirkónu zonálne a ich veľkosť je v rozsahu od 100 do 300 μm (obr. 3). Na reliktoch starých jadier (484 mil. r.) dorastali na okraji zirkónu mladšie zóny, ktoré reprezentujú postupnú magmatickú kryštalizáciu zirkónu (301 až 274 mil. r.), v hlavnom intervale 279 – 274 mil. r.

V granite Súľová sú hypidiomorfne a idiomorfne obmedzené zrná zirkónu zonálne a ich veľkosť je v rozsahu od 100 do 150 μm (obr. 4). Okrem staršej generácie zirkónu s vekom 458 mil. r. mladší ojedinelý zirkón s vekom 320 mil. r. reprezentuje relikt z termálnej rejuvenizácie staršieho zirkónu počas prográdnej metamorfózy, na ktorom vykryštalizovala ešte mladšia, magmatická zóna zirkónu s vekom 258 mil. r. Táto najmladšia generácia zirkónu kryštalizovala v matrixe granitu aj samostatne v podobe hypidiomorfne obmedzených zŕn v úzkom rozsahu veku 2 mil. r. (256 – 258 mil. r.) a reprezentuje magmatickú kryštalizáciu granitu (obr. 4).

V granite typu A Turčok majú idiomorfné, oscilačne zonálne zrná zirkónu približne rovnakú veľkosť, okolo 150 μm. Staršie stredy zŕn (265 – 259 mil. r.) na okraji dorastajú do mladších zón (251 mil. r.). Zrná zirkónu kryštalizovali z granitovej taveniny v jednom magmatickom štádiu (obr. 5).

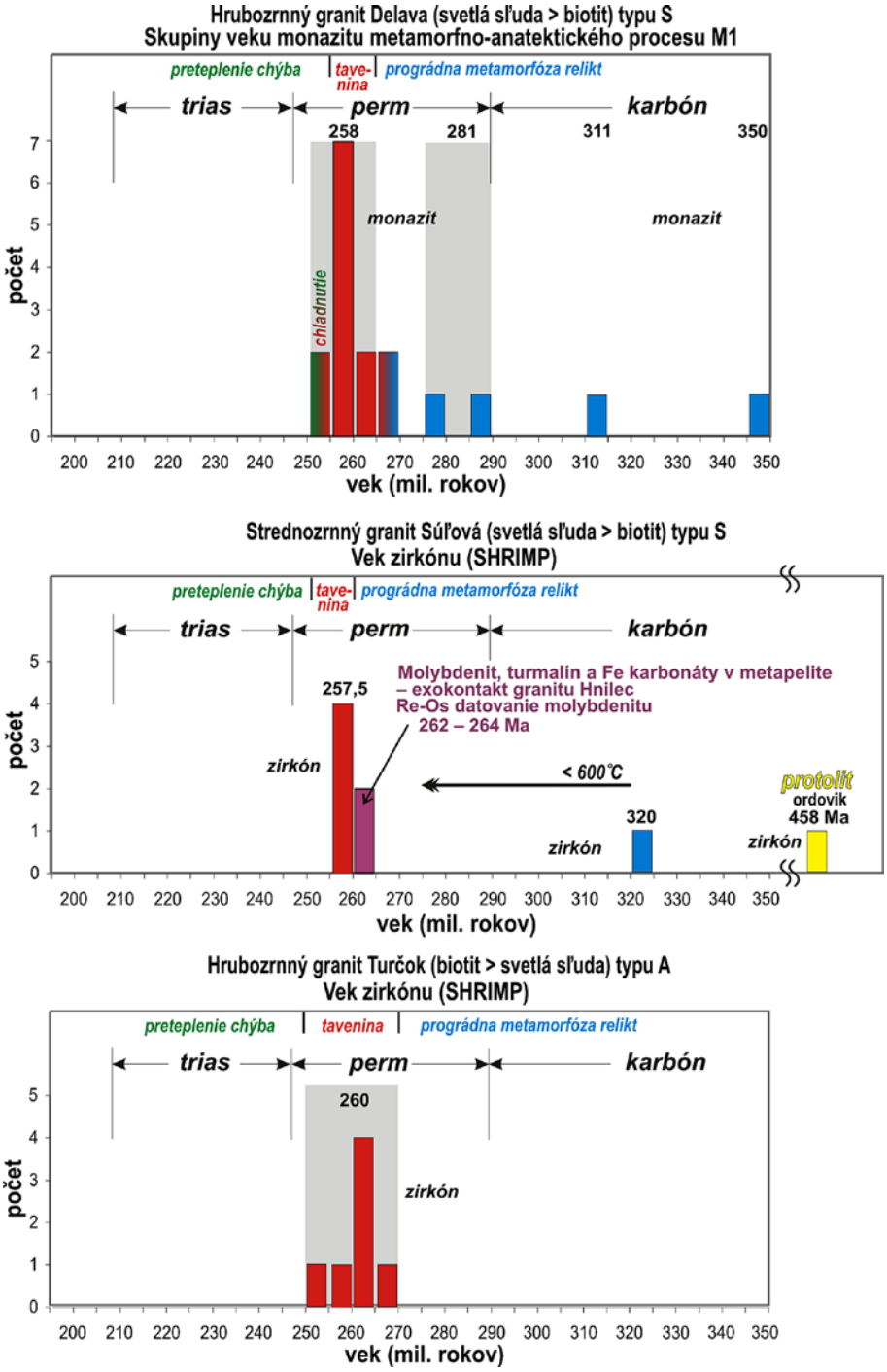
Porovnanie veku monazitu a zirkónu

V „južnej horúcej línii“ sme vek monazitu a zirkónu zistili v granitových telesách typu S na lokalitách Betliar a Humel, ako aj v metamorfne diferencovanom metapelite („granite“) na lokalite Guľapalag. Tento vek sme porovnávali s vekom granitu na lokalitách Súľová – Hnilec – Delava v „severnej horúcej línii“ (obr. 1). Teleso granitu typu A Turčok je samostatne lokalizované ďaleko na západ v tzv. západogemerickej ostrohe, ktorá reprezentuje zónu silnej alpínskej kompresie a imbrikácie spodnopaleozoických hornín gemerika. Tektonizáciou je zastretý aj vzťah telesa granitu Turčok oproti „severnej“ či „južnej horúcej línii“. Vekom sa tento granit prekrýva s vekmi granitu na severnej línii. Veky oboch porovnávaných minerálov sú zoradené a roztriedené v histograme podľa lokalít (obr. 6 a 7). Na všetkých lokalitách magmatický monazit a zirkón dorastal na starých jadrách monazitu a zirkónu alebo obidva minerály vykryštalizovali

vo forme homogénnych zŕn, často v asociácii s albitom, K živcom, kremeňom a svetlou sľudou.

Vek predgranitoidnej metamorfózy („predtaveninového štádia granitu“)

Monazit v „južnej horúcej línii“ často obsahuje staré jadrá od 323 (vrchný karbón) do 297 mil. r. (spodný perm), ktoré vznikli počas variskej metamorfózy metapelitického protolitu pred jeho tavením alebo pred intrúziou granitu (obr. 6). Na lokalite Betliar je vek predmagmatického, resp. protolitového zirkónu v rovnakom rozsahu, 296 – 301 (*299 ~* ***priemer***) mil. r. Mladšiu etapu tejto metamorfózy z predgranitového štádia reprezentujú na lokalitách Betliar, Guľapalag a Humel relikty jadier a starších zón v monazite, zirkóne a uraninite, ktoré majú spodnopermský vek v rozsahu 288 – 281 ***(285 ~ priemer)*** mil. r., 280 – 270 ***(275)*** mil. r. a 275 – 290 ***(281)*** mil. r. (obr. 6).



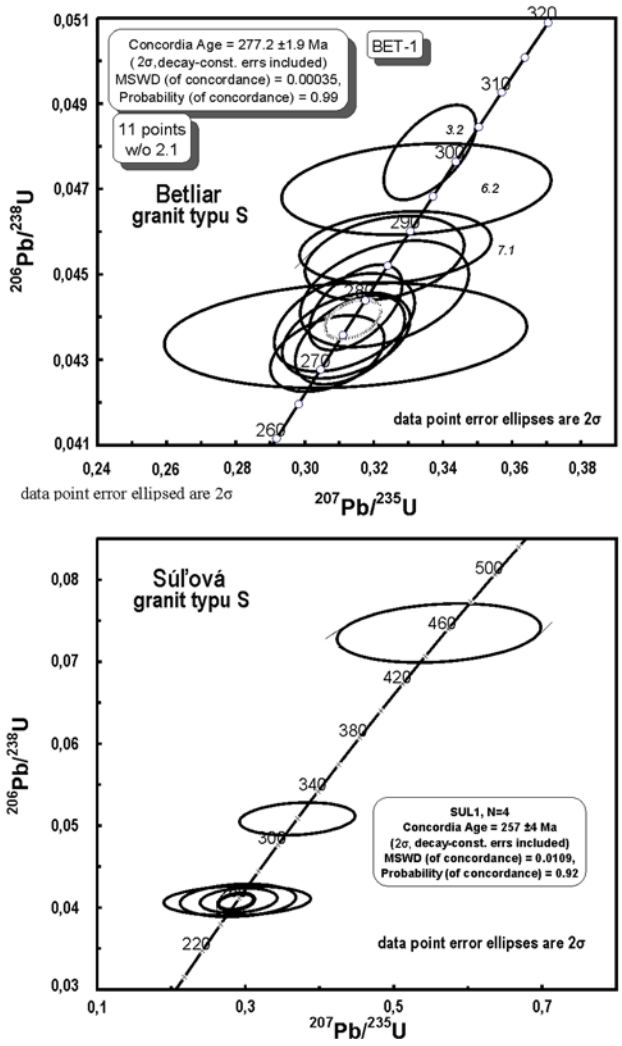
Obr. 7. Histogram rozdelenia vekov monazitu a zirkónu v granite typu S na lokalitách Súľová a Delava a v granite typu A na lokalite Turčok. Re-Os datovanie molybdenitu z metapelitu v exokontakte hnileckého granitu (Kohút a Stein, 2005) – „severná horúca línia“ gemerika.

Fig. 7. Histogram of subdivision of the monazite and zircon ages in the S-type granite in localities Súľová and Delava and in the A-type granite in locality Turčok. Re-Os molybdenite dating from metapelite from the exocontact of the Hnilec granite is from the work by Kohút and Stein (2005) – the “northern hot line” of Gemericum.

Predtaveninové štádium granitu Súľová v „severnej horúcej línii“ sa ojedinele zaznamenalo vrchnokarbónskym vekom (320 mil. r.) zirkónu. V delavskom granite je vek metamorfogénnych reliktov potvrdený monazitom podobne ako v „južnej horúcej línii“ v rozsahu 320 – 265 mil. r. (vrchný karbón – stredný perm). Ojedinelé metamorfogénne jadrá monazitu majú v delavskom granite spodnokarbónsky vek, 350 mil. r. (obr. 6 a 7).

Vek magmatickej kryštalizácie a chladnutia granitu („taveninového štádia granitu“)

Na lokalite Betliar sú konkordantné veky magmatického zirkónu v rozsahu 279 – 272 ***(275)*** mil. r. ***(spodný perm)***. Magmatický monazit z humelského granitu má vek v rozsahu 275 – 260 ***(265)*** mil. r. ***(stredný perm)***.



Obr. 8. Diagramy konkordantných vekov zirkónu v granite typu S Betliar a Súľová.

Fig. 8. Diagrams of concordant zircon ages in the S-type granites Betliar and Súľová.

Na lokalite Guľapalag je vek metamorfno-segregačno-taveninového(?) štádia odvodený od rôznych generácií monazitu a uraninitu, od lokálnych modusov v histograme a od monazitovo-uraninitovej izochróny v rozsahu 270 až 260 ***(262)*** mil. r. ***(stredný perm)***. Podľa priemerných hodnôt je vek magmatického štádia granitu typu S v „južnej horúcej línii“ gemerika v rozsahu od ***spodného*** do ***stredného permu*** s hodnotami od **275** do **262** mil. r. (obr. 6 a 8).

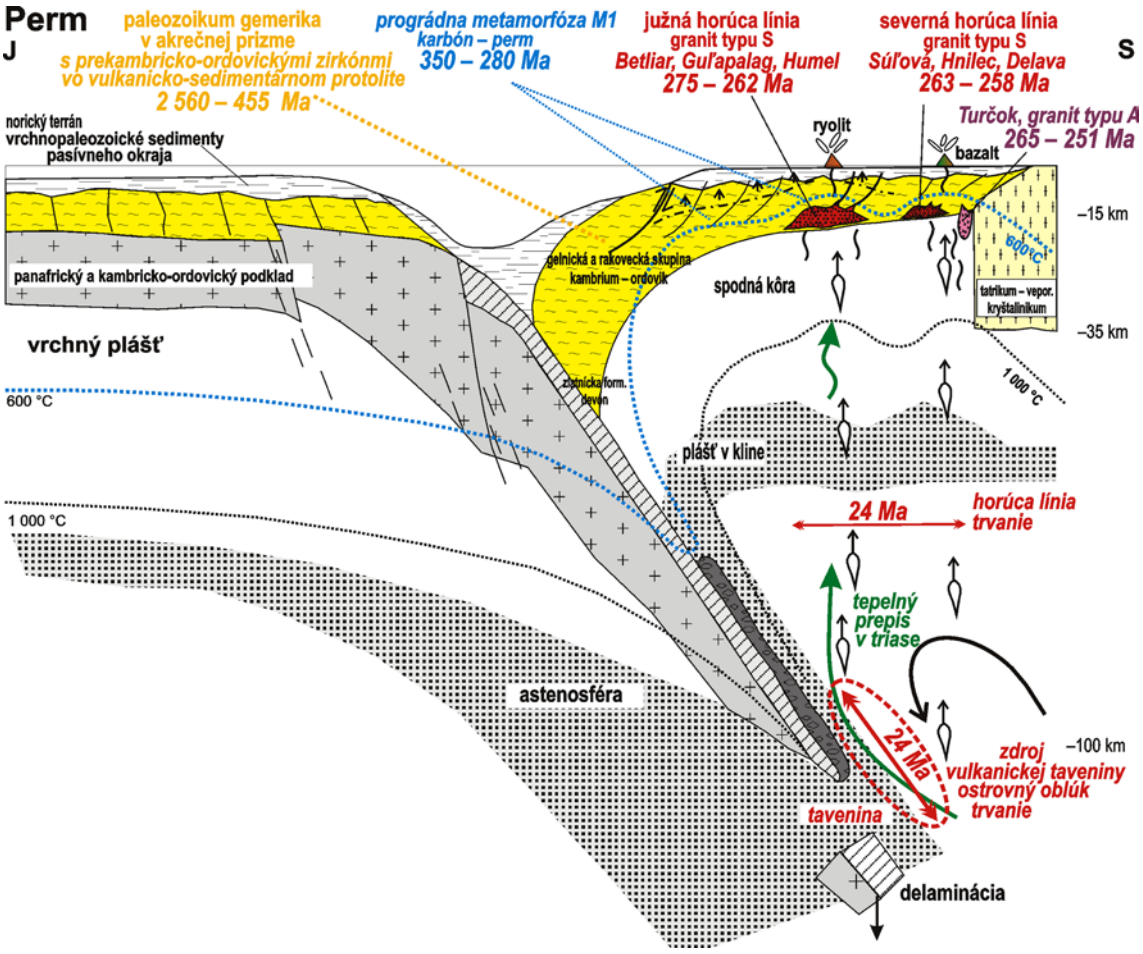
Podľa početnosti výskytu rôznych vekov a lokálnych modusov v histograme obsahuje metamorfne diferencovaný/segregovaný metapelit („metatektický granit“) na lokalite Guľapalag karbónske metamorfogénne relikty monazitu a uraninitu a strednopermský magmatický monazit a uraninit. Hornina neobsahuje magmatický zirkón permského veku. Zistené zirkóny sú v tejto hornine reliktmi z pôvodného protolitu a majú najmä ordovický, ojedinele proterozoický a archaický vek (obr. 6). Neprítomnosť magmatického zirkónu v metapelite-(„granite“) na lokalite Guľapalag napriek prítomnosti textúrnych znakov tavenia(?)/segregácie (mikrografické prerastanie K živca a albitu kremeňom) vysvetľujeme nízkou teplotou metamorfnej diferenciácie, do 600 °C (Radvanec et al., 2007). Strednopermskú metamorfnú diferenciáciu-segregáciu v dobrej početnosti zaznamenal monazit a uraninit bez vzniku magmatického zirkónu (obr. 6).

V „severnej horúcej línii“ na lokalite Delava je vek magmatického monazitu v rozsahu 263 – 250 ***(258)*** mil. r. (stredný až ***vrchný perm***) a konkordantný vek magmatického zirkónu na lokalite Súľová je v úzkom rozsahu, 258 – 256 ***(257,5)*** mil. r. ***(vrchný perm)***. Z toho vyplýva vypočítaný konkordantný vek taveninového (magmatického) štádia ***257,5*** mil. r. (obr. 7 a 8). Podľa priemerných hodnôt je ***stredno- až vrchnopermský*** vek granitu typu S v „severnej horúcej línii“ gemerika v rozsahu 263 – 258 mil. r.

Na lokalite Turčok je konkordantný magmatický vek zirkónu z granitu typu A v širšom rozsahu, 265 – 251 ***(260)*** mil. r. (stredný až ***vrchný perm***) (obr. 7 a 8).

Vek postmagmatického preteplenia granitov

Nová generácia monazitu s vekom 260 – 240 ***(252)*** mil. r. (***vrchný perm*** – *spodný trias*), ako aj 235 – 205 ***(231)*** mil. r. (***stredný,*** *ojedinele* ***vrchný trias***) na lokalite Humel a nová generácia monazitu a uraninitu s izochrónovým vekom 240 – 225 ***(230)*** mil. r. ***(stredný trias)*** na lokalite Guľapalag reprezentuje v „južnej horúcej línii“ staršie štádium postmagmatického (solidového) preteplenia granitu od vrchného permu do stredného triasu. Mladšie štádium preteplenia na lokalite Guľapalag je datované monazitovo-uraninitovou izochrónou v rozsahu 225 – 205 ***(216)*** mil. r. (***vrchný trias;*** Radvanec et al., 2007). Triasové preteplenie granitu sa na lokalitách v „severnej horúcej línii“ nezistilo (obr. 7). Lokálne zistená najmladšia generácia monazitu (priemer ***107*** mil. r., 5 vekov) na lokalite Guľapalag (Radvanec et al., 2007) sa vzťahuje na alpínsku tektono-metamorfózu granitov a okolitých metamorfitov v strižnej zóne.



Obr. 9. Model vzniku granitu typu S a A v perme na južnej a severnej horúcej línii gemerika.

Fig. 9. Model of the origin of S- and A-type granites in Permian on the "southern" and "northern hot lines" in the region of Gemericum.

Diskusia

Vznik granitov gemerika v neskorovariských „horúcich líniách" nad subdukčnou zónou a pri ranoalpínskej riftogenéze

Prenos tepla z plášťa pod kôru, termálny režim tavenia kôry a s tým súvisiaci vznik asociácie spodno- až vrchnopermských granitov typu S a A v gemeriku spájame s magmatizmom a extenzným režimom kôry nad subdukčnou zónou sklonenou na sever. Pod vrchnou kôrou sa začala v spodnom karbóne kompresia (Grecula a Radvanec, 2005), ktorá vo vrchnom karbóne a najspodnejšom perme pokračovala kolíziou a kompresiou medzi subdukovanou platňou a plášťovou akrečnou prizmou („hanging wall"). Extenziu vo vrchnej kôre sprevádzali v čase kulminácie subdukcie od stredného permu prieniky kyslej (vrátane granitovej) aj bázickej magmy a výstup tepla v dvoch horúcich paralelných „líniách" (obr. 1 a 9). Prejavom výstupu tepla vo vrchnej kôre gemerického fundamentu je metamorfná diferenciácia (segregácia) až lokálne čiastočné natavenie(?) metapelitov a metapsamitov. Granity sa vytavili z hlbších kôrových a možno sčasti aj podkôrových zdrojov počas extenzného režimu a intruzívne vystúpili až do vrchnej kôry, kde zvýšili teplotný gradient natoľko, že nastala synmetamorfná diferenciácia/segregácia metapelitov a metapsamitov a pravdepodobne aj metavulkanitov, ktoré boli pôvodne metamorfované v biotitovej zóne regionálnej (vrchnokarbónsko-spodnopermskej) metamorfózy. S týmto procesom spájame bohaté hydrotermálne, najmä rudné mineralizácie (Grecula et al., 1995; Radvanec et al., 2004). Povrchovým prejavom magmatickej aktivity na horúcej línii je permský vulkanizmus typu ostrovného oblúka, ktorý mal v perme takisto dve paralelné línie. Na severnom okraji gemerika je to prevažne ryolitový a ryolitovo>andezitovo-dacitový vulkanizmus, ktorý sa vyvíjal od stredného permu a mal lineárne usporiadanie vulkánov v smere V – Z (Vozárová a Vozár, 1988). Severnejší a mladší, prevažne vrchnopermský vulkanický reťazec je takisto lineárne usporiadaný v smere V – Z a má andezitovo-bazaltový a bazaltový vývoj, najmä na hranici gemerika a veporika a v južnom veporiku (Vozár et al., 1988; Grecula et al., 2009; Vozárová et al., 2009).

Vekový posun granitov „južnej horúcej línie“ (***275*** až ***262*** mil. r.) oproti granitom „severnej horúcej línie“ (typ S ***263*** – ***258*** mil. r.; typ A ***265*** – ***251*** Ma) je okolo 12 mil. r. s celkovým trvaním granitového magmatizmu v horúcich líniách okolo 24 mil. r. Podľa datovania a litostratigrafickej pozície vulkanitov v permskom súvrství (Vozárová a Vozár, 1988) vulkanické horniny sa vyskytujú v intervale od 274 do 251 mil. r. Podľa datovania granitu v rovnakom čase a časovom intervale (24 mil. r.) vznikala granitová tavenina. Vekový posun vzniku granitovej taveniny a tým aj veku extenzie v kôre súvisí s ponáraním subdukujúcej platne a s hĺbkou subdukcie v smere od juhu na sever. Nad ňou prebiehal kolaps neskorovariskej akrečnej prizmy orogénu, ktorý súvisí s extenziou kôry a podkôrovej plášťovej litosféry.

Delaminácia odštartovala začiatok neotetýdneho kontinentálneho riftingu od stredného, a najmä vrchného permu. S touto novšou etapou extenzie je spojený vznik a výstup granitov typu A (Putiš et al., 2000). Novšia etapa extenzie s výstupom granitov typu A mala tepelný vplyv na oblasť granitických telies typu S po ich magmatickej konsolidácii dlhodobo, od vrchného permu až do vrchného triasu, keď boli granitové telesá vystavené novému tepelnému vplyvu už len na „južnej horúcej línii“. Iné vysvetlenie, prečo sa prejavilo popermské preteplenie granitu typu S len v „južnej horúcej línii“, je model „spätného toku“ tepla po skončení delaminácie. Z hlbších častí subdukovanej platne sa teplo šírilo najprv hore okolo pôvodne subdukujúcej platne a potom do oblasti, kde sa predtým v strednom perme tvorila granitová tavenina (obr. 9). Preteplenie spôsobilo vznik mladšieho, vrchnopermsko-spodnotriasového, ale najmä stredno- až vrchnotriasového monazitu v granite, ako aj rozpad okraja monazitu na apatit, allanit-(Ce), epidot obohatený o REE a REE karbonáty v „južnej horúcej línii“ gemerika (Humel a Guľapalag). Tieto vekové údaje považujeme za indikátor významnej tektonickej hranice medzi severným a južným gemerikom od vrchného permu.

Vek časti zirkónu v granite Betliar (484 mil. r.) a Súľová (458 mil. r.) naznačuje, že protolitom granitu boli vulkanicko-sedimentárne horniny ordoviku (obr. 6 a 7). Metamorfne diferencovaný metapelit až „metatektický granit“ z lokality Guľapalag obsahuje okrem ordovického zirkónu (priemerný vek 455 mil. r. a 467 mil. r.) aj zirkón so zdedenými jadrami mladoproterozoického (560 mil. r.) a mladoarchaického (2 560 mil. r.) veku (obr. 6 a 7). Rovnaký vek predmagmatického zirkónu sme zistili v „južnej“ a v „severnej horúcej línii“. Z toho vychodí, že prevažne ordovický protolit [vulkanicko-sedimentárny komplex gelnickej skupiny a spodnokôrový klátovský komplex ordovického veku, čiastočne natavený v devóne (Putiš et al., 2008, 2009)] mal v predvariskom „gemeriku“ celoplošné rozšírenie a bol od vrchného karbónu po spodný perm remetamorfovaný počas neskorovariskej subdukčno-kolíznej metamorfózy. V „horúcich líniách“ neskorovariská metamorfóza v strednom a vrchnom perme postupne dosiahla P-T podmienky synmetamorfnej (metatektickej) segregácie metamorfovaného, prevažne pelitického protolitu.

Záver

Granity gemerika typu S sú citlivým indikátorom extenzie kôry a postupu „horúcich línií“ z juhu na sever v kôre lokalizovanej nad neskorovariskou subdukčnou zónou sklonenou na sever (v súčasných koordinátach). V zhode s tým je aj časový posun granitového magmatizmu na dvoch paralelných líniách v.-z. smeru. Podľa datovania na monazite, ale najmä zirkóne, je zachytená staršia etapa granitového magmatizmu na „južnej horúcej línii“ (asi 277 mil. r.) a mladšia (cca 257 mil. r.) na „severnej horúcej línii“.

Zdrojom granitovej taveniny boli najmä protolity kontinentálnej kôry ordovického veku, ktoré sa tavili pri dostatku fluíd v extenznom režime. S ich genézou spájame bohaté hydrotermálne, najmä rudné mineralizácie. Predpokladáme, že subdukcia sa skončila delamináciou. Tá odštartovala novú etapu (neotetýdnej) extenzie, ktorú geneticky spájame so vznikom granitu typu A (Turčok). Tento typ granitu sa generoval z relatívne suchej a horúcej magmy, do ktorej sa pretavili kôrové aj podkôrové zdroje. Neobsahuje síce žiadne významnejšie bežné rudné hydrotermálne mineralizácie, ale má lokálne zvýšený obsah prvkov vzácnych zemín (REE) a Nb. Obidvom typom granitu zodpovedajú aj permské vulkanické ekvivalenty.

Z hľadiska chemického zloženia majú rôzne generácie datovaného monazitu-(Ce) zloženie blízke koncovému členu $CePO_4$ s nízkym obsahom cheralitovej $CaTh(PO_4)_2$, resp. huttonitovej ($ThSiO_4$) molekuly. Datované zirkóny granitov sú hypidiomorfné a idiomorfné, zonálne. Majú veľkosť v rozsahu od 100 do 300 μm. Na reliktoch starých jadier dorastali na okraji zirkónu mladšie zóny, ktoré v perme reprezentujú postupnú magmatickú kryštalizáciu granitu.

Granity typu S gemerika zaznamenali vek „predtaveninového štádia“, t. j. protolitu granitu. Monazit v južnej „horúcej línii“ často obsahuje jadrá staré od 323 (vrchný karbón) do 297 mil. r. (spodný perm), ktoré vznikli počas variskej (re)metamorfózy metapelitického protolitu. Na lokalite Betliar je vek predmagmatického, resp. protolitového zirkónu v rovnakom rozsahu, 296 – 301 mil. r. Etapu metamorfózy z predgranitového štádia reprezentujú na lokalitách Betliar, Guľapalag a Humel relikty jadier a starších zón v monazite, zirkóne a uraninite, ktoré majú spodnopermský vek. Predtaveninové štádium granitu Súľová v „severnej horúcej línii“ sa ojedinele zaznamenalo vrchnokarbónskym vekom (320 mil. r.) zirkónu. V delavskom granite je vek metamorfogénnych reliktov potvrdený monazitom podobne ako v „južnej horúcej línii“ v rozsahu 320 – 265 mil. r. (vrchný karbón – stredný perm). Ojedinelé metamorfogénne jadrá monazitu majú v delavskom granite spodnokarbónsky vek, 350 mil. r. Rozpad monazitu, naopak, spájame s postmagmatickým preteplením počas triasovej extenzie v súvislosti s otváraním Neotetýdy vrátane meliatskeho bazéna.

Poďakovanie. Táto práca bola financovaná z grantov Agentúry na podporu výskumu a vývoja č. APVV 0279-07, APVV-0557-06 a APVV-0549-07. Ďakujeme recenzentovi RNDr. Milanovi Kohútovi, CSc., z ŠGÚDŠ Bratislava za cenné pripomienky, ktorých akceptáciou sa vylepšila pôvodná verzia rukopisu.

Literatúra

Andrusov, D., 1958: Geológia československých Karpát I. *Bratislava, Vyd. Slov. Akad. Vied, 1 – 304.*

Bagdasaryan, G. P., Cambel, B., Veselský, J. & Gukasyan, R. Ch., 1977: Kalium-Argon age determination of crystalline basement rocks from the Western Carpathians and preliminary results interpretation. *Geol. Zbor. Geol. Carpath. (Bratislava), 28, 2, 219 – 242 (In Russian with English summary).*

Black, L. P., Kamo, S. L., Allen, C. M., Aleinikoff, J. N., Davis, D. W., Korsch, R. J. & Foudoulis, C., 2003: TEMORA 1: A new zircon standard for Phanerozoic U-Pb geochronology. *Chem. Geol. (Amsterdam), 200, 155 – 170.*

Broska, I. & Uher, P., 2001: Whole-rock chemistry and genetic typology of the West-Carpathian, Variscan Granites. *Geol. Carpath. (Bratislava), 52, 2, 79 – 90.*

Cambel, B., Bagdasarjan, G. P., Gukasjan, R. Ch. & Veselský, J., 1989: Rb-Sr geochronology of leucocratic granitoid rocks from the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. and Veporicum. *Geol. Zbor. Geol. Carpath. (Bratislava), 40, 323 – 332.*

Drnzík, E., 1982: Factor controls of the mineralization in the Hnilec ore field. PhD thesis. *Manuscript. Košice, Technical University, 1 – 142.*

Finger, F. & Broska, I., 1999: The Gemeric S-type granites in southeastern Slovakia: Late Palaeozoic or Alpine intrusions? Evidence from electron-microprobe dating of monazite. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. (Zürich), 79, 439 – 443.*

Grecula, P. & Kucharski, R., 1982: Záverečná správa z komplexnej geologicko-geofyzikálnej interpretácie východnej časti SGR. *Manuskript. Spišská Nová Ves, archív Geol. priesk.*

Grecula, P., Vozárová, A. & Vozár, J., 1989: Characteristics of lithotectonic profiles in geotraverse C, West Carpathians (Czechoslovakia). *Rend. Soc. Geol. It., 12, 275 – 282.*

Grecula, P., Abonyi, A., Abonyiová, M., Antaš, J., Bartalský, B., Bartalský, J., Dianiška, I., Drnzík, E., Ďuďa, R., Gargulák, M., Gazdačko, Ľ., Hudáček, J., Kobulský, J., Lörincz, L., Macko, J., Návesňák, D., Németh, Z., Novotný, L., Radvanec, M., Rojkovič, L., Rozložník, O., Varček, C. & Zlocha, J., 1995: Mineral deposit of the Slovak Ore Mountains. Volume 1. *Bratislava, Miner. Slov., Monograph., 834 pp.*

Grecula, P. (ed.), Kobulský, J., Gazdačko, Ľ., Németh, Z., Hraško, Ľ., Novotný, L. & Maglay, J., 2009: Geologická mapa Spišsko-gemerského rudohoria 1 : 50 000. *Bratislava, MŽP SR – ŠGÚDŠ.*

Gubač, J., 1977: Premeny okolných hornín na ložiskách Spišsko-gemerského rudohoria. *Západ. Karpaty, Sér. Mineral. Petrogr. Geochém. Metalogen. (Bratislava), 4, 9 – 279.*

Jiang, S.-Y., Radvanec, M., Nakamura, M., Palmer, M., Kobayashi, K., Zhao, H. X. & Kui, D. Z., 2008: Chemical and boron isotopic variations of tourmaline in the Hnilec granite-related hydrothermal system, Slovakia: Contrains on magmatic and metamorphic fluid evolution. *Lithos (Oslo), 106, 1 – 2, 1 – 11.*

Kantor, J., 1957: A^{40}/K^{40} method of absolute age dating of rocks and its application to Betliar granite. *Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 11, 188 – 200 (In Slovak with German summary).*

Kantor, J., 1959: Contribution to age knowledge of some granites and its related deposits of the Western Carpathians. *Acta geol. geogr. Univ. Comen. (Bratislava), 2, 63 – 73 (In Slovak).*

Kantor, J. & Rybár, M., 1979: Radiometric ages and polyphasis character of Gemeride granites. *Geol. Zbor. Geol. Carpath. (Bratislava), 4, 433 – 448.*

Kamenický, J. & Kamenický, L., 1955: Gemeric granites and ore mineralization of Zips-Gömör Ore Mountains. *Geol. Práce, Zoš. (Bratislava), 47, 1 – 73 (In Slovak).*

Kohút, M., Kovach, V. P., Kotov, A. B., Salnikova, E. B. & Savatenkov, V. M., 1999: Sr and Nd isotope geochemistry of Hercynian granitic rocks from the Western Carpathians – implications for granite genesis and crustal evolution. *Geol. Carpath. (Bratislava), 50, 477 – 487.*

Kohút, M., Nabelek, P. & Recio, C., 2001: Stable isotopes. *In: Petrík, I., Kohút, M. & Broska, I. (eds.): Granitic plutonism of the Western Carpathians. Monogr. Bratislava, Veda, 33 – 35.*

Kohút, M. & Recio, C., 2002: Sulphur isotope study of selected Hercynian granitic and surrounding rocks from the Western Carpathians (Slovakia). *Geol. Carpath. (Bratislava), 53, 3 – 13.*

Kohút, M. & Stein, H., 2005: Re-Os molybdenite dating of granite-related Sn-W-Mo mineralization at Hnilec, Gemeric Superunit, Slovakia. *Mineral. Petrol., 85, 117 – 129.*

Konečný, P., Siman, P., Holický, I., Janák, M. & Kollárová, V., 2004: Method of monazite dating by means of the electron microprobe. *Miner. Slov. (Bratislava), 36, 225 – 235 (In Slovak).*

Kovách, Á., Svingor, E. & Grecula, P., 1979: Nové dáta o gemerických granitoch. *Miner. Slov. (Bratislava), 11, 71 – 77.*

Kovách, Á., Svingor, E. & Grecula, P., 1981: Isotopic age relationships of the granitoid rocks in the Spiš-Gemer metalliferous Mts., Eastern Slovakia. *Abstracts, XI. Congres CBGA, Bucurest, 600 – 601.*

Kovách, Á., Svingor, E. & Grecula, P., 1986: Rb/Sr isotopic ages of granitoide rocks from the Spiš-Gemer metalliferous Mts., West Carpathians, Eastern Slovakia. *Miner. Slov. (Bratislava), 18, 1 – 14.*

Krist, E., Korikovsky, S. P., Putiš, M., Janák, M. & Faryad, S. W., 1992: Geology and petrology of metamorphic rocks of the Western Carpathians crystalline complexes. *Bratislava, Comenius University Press, 1 – 324.*

Larionov, A. N., Andreichev, V. A. & Gee, D. G., 2004: The Vendian alkaline igneous suite of northern Timan: ion microprobe U-Pb zircon ages of gabbros and syenite. *In: Gee, D. G. & Pease, V. L. (eds.): The Neoproterozoic timanide orogen of Eastern Baltica. Geol. Soc., London, Mem., 30, 69 – 74.*

Ludwig, K. R., 2005a: SQUID 1.12 A User's Manual. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. *Berkeley Geochronology Center Spec. Publ., 1 – 22.*

Ludwig, K. R., 2005b: User's Manual for ISOPLOT/Ex 3.22. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. *Berkeley Geochronology Center Spec. Publ., 1 – 71.*

Malachovský, P., 1993: Rudník. *Manuskript. Bratislava, archív ŠGÚDŠ.*

Montel, J. M., Foret, S., Veschambre, M., Nicollet, Ch. & Provost, A., 1996: Electron microprobe dating of monazite. *Chem. Geol. (Amsterdam), 131, 37 – 53.*

Ončáková, P., 1954: Petrografia a petrochémia gemeridných žúl. *Geol. Práce, Zoš. (Bratislava), 39, 3 – 53.*

Parrish, R. R., 1990: U-Pb dating of monazite and its application to geological problems. *Canad. J. Earth Sci. (Ottawa), 27, 1 431 – 1 450.*

Petrík, I. & Kohút, M., 1997: The evolution of granitoid magmatism during the Hercynian orogen in the Western Carpathians. *In: Grecula, P., Hovorka, D. & Putiš, M. (eds.): Geological evolution of the Western Carpathians. Bratislava, Miner. Slov., Monograph., 235 – 252.*

Poller, U., Uher, P., Broska, I., Plašienka, D. & Janák, M., 2002: First Permian-Early Triassic ages for tin-bearing granites from the Gemeric unit (Western Carpathians, Slovakia): connection to the post-collisional extension of the Variscan orogen and S-type granite magmatism. *Terra Nova, 14, 41 – 48.*

Putiš, M., Sergeev, S., Ondrejka, M., Larionov, A., Siman, P., Spišiak, J., Uher, P. & Paderin, I., 2008: Cambrian-Ordovician metaigneous rocks associated with Cadomian fragments in the West-Carpathian basement dated by SHRIMP on zircons: a record from the Gondwana active margin setting. *Geol. Carpath. (Bratislava), 59, 1, 3 – 18.*

Putiš, M., Ivan, P., Kohút, M., Spišiak, J., Siman, P., Radvanec, M., Uher, P., Sergeev, S., Larionov, A., Méres, Š., Demko, R. & Ondrejka, M., 2009: Metaigneous rocks of the West-Carpathian basement, Slovakia: indicators of Early Paleozoic extension and shortening events. *Bull. Soc. géol. France (Paris), 180, 6, 461 – 471.*

Radvanec, M. & Grecula, P., 1985: Geochemické anomálie Sn a Mo v rudonosnom vulkanickom horizonte staršieho paleozoika gemerika. *Miner. Slov. (Bratislava), 17, 563 – 568.*

Radvanec, M., 1988: Mobilizácia prvkov v regionálnej metamorfóze staršieho paleozoika gemerika. Kandidátska dizertačná práca. *Manuskript. Praha, ČSAV.*

RADVANEC, M., GRECULA, P. & ŽÁK, K., 2004: Siderite mineralization of the Gemericum superunit (Western Carpathians, Slovakia): review and revised genetic model. *Ore. Geol. Rev., 24, 3 – 4, 267 – 298.*

RADVANEC, M., KONEČNÝ, P., NÉMETH, Z. & GRECULA, P., 2007: P-T-t dáta a lokálne anatektické tavenie metapelitu s prímesou psamitického kremeňa vo variskej metamorfóze gemerika. *Miner. Slov. (Bratislava), 39, 1 – 44.*

STEIGER, R. H. & JÄGER, E., 1977: Subcommission on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth planet. Sci. Lett. (Amsterdam), 36, 359 – 362.*

TAUSON, L. B., KOZLOV, V. D., CAMBEL, B. & KAMENICKÝ, L., 1977: Geochemistry and the problem of ore-bearing capacity of the Gemeride granites of Slovakia. *Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 28, 261 – 267 (In Russian with English abstract).*

TAYLOR, S. R. & MCLENNAN, S. M., 1985: The continental crust: its composition and evolution. *Blackwell, Oxford, 312 p.*

UHER, P., ONDREJKA, M. & KONEČNÝ, P., 2009: Magmatic and post--magmatic Y-REE-Th phosphate, silicate and Nb-Ta-Y-REE oxide minerals in A-type metagranite: an example from the Turčok massif, the Western Carpathians, Slovakia. *Min. Mag. (London), 73, 6, 1 009 – 1 025.*

VOZÁROVÁ, A. & VOZÁR, J., 1988: Late Paleozoic in West Carpathians. *Bratislava, GÚDŠ, 1 – 314.*

VOZÁROVÁ, A., ŠMELKO, M. & PADERIN, I., 2009: Permian single crystal U-Pb zircon ages of the Rožňava Formation volcanites (Southern Gemeric Unit, Western Carpathians, Slovakia). *Geol. Carpath. (Bratislava), 60, 6, 439 – 448.*

WIEDENBECK, M., ALLÉ, P., CORFU, F., GRIFFIN, W. L., MEIER, M., OBERLI, F., VON QUADT, A., RODDICK, J. C. & SPIEGEL, W., 1995: Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analyses. *Geostandards Newsletter, 19, 1 – 23.*

WILLIAMS, I. S., 1998: U-Th-Pb geochronology by ion microprobe. *In: Applications in microanalytical techniques to understanding mineralizing processes. Rev. Econ. Geol., 7, 1 – 35.*

ŽÁK, K., RADVANEC, M. & GRECULA, P., 2005: Siderite mineralization of the Gemericum Superunit (Western Carpathians, Slovakia): review and a revised genetic model. *Ore Geol. Rev., 24, 267 – 298 – a reply. Ore Geol. Rev., 26, 173 – 180.*

Rukopis doručený 1. 2. 2010
Revidovaná verzia doručená 16. 2. 2010
Rukopis akceptovaný red. radou 17. 2. 2010

The Gemeric granites as an indicator of the crustal extension above the Late-Variscan subduction zone and during the Early Alpine riftogenesis (Western Carpathians): An interpretation from the monazite and zircon ages dated by CHIME and SHRIMP methods

The study compares the time constraints and geotectonic background of the origin of S- and A-type granites in the Gemeric region over the "southern hot line" in localities Betliar, Guľapalag and Humel and "northern hot line" in localities Súľová, Delava and Turčok (Fig. 1). The age of granite was determined by means of the monazite and zircon ages. In locality Guľapalag for determination of the age of partially melted(?)/metamorphic differenciated, resp. segregated metasediment-"granite" the ages of monazite, uraninite and zircon were used. The determined ages were compared with the ages of zircon in the A-type granite Turčok.

The S-type granite in localities Delava and Humel, as well as metapelite-"granite" in the locality Guľapalag are bearing up to 50 μm large hypidiomorphic to allotriomorphic monazite crystals disseminated in the matrix, or in interstitial positions among quartz and feldspars.

Concerning the chemical composition the different monazite-(Ce) generations have composition close to the end member $CePO_4$ with lower content of cheralite $CaTh(PO_4)_2$, resp. huttonite ($ThSiO_4$) molecules, where REE^{3+} is a dominant cation in position *A* (Fig. 2).

In the locality Humel the monazite grains smaller than 10 μm are fully replaced by apatite and allanite. Larger grains have preserved the monazite core, but former margins were replaced by the mixture of apatite, allanite and REE epidote, resp. mixture of apatite and $ThSiO_4$ phase ± REE carbonate. This "coronary" disintegration is a result of the long-time replacement of monazite firstly by apatite, allanite and REE epidote and later by REE carbonate. This coronary disintegration of the monazite rim represents a product of the gradual process related to cooling, resp. overheating of granite. Based on monazite dating, we relate the coronary disintegration to overheating of the granite in Middle to Upper Triassic.

Monazite in localities along the "southern hot line", demonstrating the older – Pennsylvanian (Upper Carboniferous) to Lower Permian (323 – 296 Ma) ages, originated during the prograde path of Variscan metamorphism in the pre-melt phase in the pelitic protolith of the granite. The younger phase of this metamorphic path from the pre--granitic phase in localities Betliar, Guľapalag and Humel is represented with the ages of the relics of cores and older zones in monazite, zircon (Fig. 3) and uraninite, manifesting the Lower Permian age in the range 288 – 281 ***(285 ~ average)*** Ma, 280 – 270 ***(275)*** Ma and 275 – 290 ***(281)*** Ma (Fig. 6).

The pre-melting phase in the "northern hot line" of the granite Súľová was scarcely registered by the Pennsylvanian age (320 Ma) of zircon (Fig. 4). In the case of the Delava

granite, the age of metamorphic event is confirmed by the monazite (320 – 265 Ma; Pennsylvanian – Middle Permian), similarly as in the "southern hot line". The rare metamorphic monazite cores in the Delava granite are bearing Mississippian (Lower Carboniferous) age 350 Ma (Fig. 7).

In locality Guľapalag the ages of metamorphic-segregation-melting monazite and uraninite are in the range 270 – 260 ***(262)*** Ma ***(Middle Permian)*** and magmatic monazite from the Humel granite is in the range 275 – 260 ***(265)*** Ma ***(Middle Permian)***. The age of magmatic zircon in locality Betliar is in the range 279 – 272 ***(275)*** Ma ***(Lower Permian)***. According to average values the age of magmatic phase of S-type granite in "southern hot line" of Gemericum ranges from the ***Lower to Middle Permian*** with values from **275** to **262** Ma.

In locality Delava of the "northern hot line", the age of magmatic monazite is in the range 263 – 250 ***(258)*** Ma ***(Middle – Upper Permian)*** and the age of magmatic zircon in locality Súľová in tight range 258 – 256 ***(257.5)*** Ma ***(Upper Permian)***. The concordant age of the melt is ***257.5*** Ma. According the average values the ***Middle to Upper Permian*** age of granite of S-type in the "northern hot line" of Gemericum is in the range ***263 – 258*** Ma. In locality Turčok the concordant age of the zircon (Fig. 5) from the A-type of granite is in wider range 265 – 251 ***(260)*** Ma ***(Middle – Upper Permian)***.

The new monazite generation with the age 260 – 240 ***(252)*** Ma ***(Upper Permian)*** in locality Humel and the new generation of monazite and uraninite 240 – 225 ***(230)*** Ma ***(Middle Triassic)*** in locality Guľapalag represents in the "southern hot line" the older phase of the new overheating of the granite from the Upper Permian up to Lower Triassic. The younger phase of overheating is in the locality Humel dated in the range 235 – 205 ***(231)*** Ma ***(Middle Triassic)*** and in locality Guľapalag in the range 225 – 205 ***(216)*** Ma ***(Upper Triassic)***. The Triassic overheating of the granite was not found in localities of the "northern hot line" (Figs. 6, 7 and 8).

The thermal regime during the crust melting and the origin of associated S-type Lower to Middle Permian granites we relate with the magmatic processes and accompanied extension regime of the crust above subduction zone inclined to the north. The extension in the upper crust was accompanied during the subduction culmination by the magma migration and heat ascent in two parallel "hot lines" of the trend E–W. Permian volcanism is the superficial response to the magmatic activity. Beneath the upper crust the compression between the subducting plate and accretion prism ("hanging wall") has started that time. Their age shift as well as the age of extension relates with the subduction depth and are trending from the south to the north. It generally represents the collapse of the late-Variscan accretion prism of the orogeny, which relates to extension of the crust and the crust beneath the lithosphere (Fig. 9). Simultaneously, it signalizes the beginning of the Neo-Tethyan continental rifting from the Middle, but mainly in the Upper Permian. This later phase was accompanied with the ascent of A-type granites. Therefore the area of studied S-type granite bodies, after their magmatic consolidation, was exposed to further overheating from the Upper Permian until Upper Triassic. It was related to Neo-Tethyan riftogenesis, resp. this heat was spread along subducting plate during delamination, which would cause the overheating of consolided granite in Triassic. Due to this overheating a younger, Upper Permian-Lower Triassic, but mainly Middle-Upper Triassic monazite has crystallized in granite, as well as the recrystallization of the older monazite generation occurred in the southern part of Gemericum (localities Humel and Guľapalag). The overheating of granite in the southern Gemericum indicates the differing tectono-thermal evolution of the southern Gemericum from the Upper Permian, in comparison with northern Gemericum (Fig. 9).