

Permiský magmatický komplex v severnom veporiku: interpretácia z nových datovaní kyslých magmatitov

VLADIMÍR BEZÁK^{1,3}, IGOR BROSKA², PATRIK KONEČNÝ¹, IGOR PETRÍK² a JAN KOŠLER^{4,5}

¹Štátny geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

²Geologický ústav SAV, Dúbravská cesta 9, 840 05 Bratislava

³Geofyzikálny ústav SAV, Dúbravská cesta 9, 845 28 Bratislava

⁴Přírodovědecká fakulta Univerzity Karlovy, Albertov 6, 128 43 Praha

recent address:

⁵Centre for Geobiology, University of Bergen, P. O. BOX 7803, N-5020 Bergen

Permian magmatic complex in Northern Veporicum: Interpretation of new datings of acid magmatites

Dating of magmatic rocks in the Northern Veporicum unit allows the definition of Permian magmatic belt comprising the abyssal (240 ± 22 and 260 ± 12 Ma) and probably slightly older hypabyssal (subvolcanic) and volcanic members (265 ± 9 Ma). Due to the different erosion level of particular blocks the various Hercynian post-orogenic magmatic rocks recently crop out on the surface – volcanites, vein rocks, subvolcanic and abyssal intrusions. (Leuco)-tonalites and granodiorites prevail in the northern part of belt and porphyritic granites in southern part with dominance of the Hrončok granite type. Permian magmatites are bound on north-east trending shear zone and originated in the Middle/Upper Permian epoch. Continuation of Permian magmatites, as well as orthogneisses, to the Low Tatra mountains indicates the continuity of Lubietová belt far to the north-east.

Key words: Permian magmatic belt, leucotonalites, porphyroids, LA-ICP MS method, EMPA dating, Lubietová zone, Northern Veporicum, Western Carpathians

Úvod

Produkty kyslého magmatizmu boli v severnom veporiku opísané pri prvom podrobnejšom mapovaní a prieskumnej a banskej činnosti v tejto oblasti (napr. Zoubek in Mahel et al., 1964). Oblast je ohraničená severným okrajom veporického kryštalinika, čo je v Nízkych Tatrách čertovická línia, a východnejšie súvislým pruhom obalovej série Veľkého boka. Kyslý magmatizmus je známy aj v lubietovskom pásme a navyše k nemu pristupuje aj mohutný vývoj permských súvrství (Vozárová, 1998). Na JZ oblasť ukončujú neovulkanity, na JV ju ohraničuje vydrovská línia a pokračuje na SV do Nízkych Tatier po sedlo Priehyba (obr. 1).

V takto definovanej oblasti vystupujú nasledujúce kyslé magmatické produkty: granitoidy hrončockého typu, granitoidy v pruhu na S od Bravčova a Bacúcha, granitové porfýry a porfýroidy v lubietovskom pásme, mikroaplity v metamorfitoch na J od hrončockého granitu a kyslé vulkanity v horizonte Harnobisu. Vek týchto magmatitov nebol dlhý čas spoľahlivo doložený, a to okrem vulkanitov Harnobisu, ktoré tvoria polohu v permských sedimentoch. Pri ďalších sa z geologickej pozície a ich petrografickej charakteristiky usudzovalo o ich permskom veku (Zoubek in Mahel et al., 1964). Výnimkou bol hrončocký granit, ktorému sa prisudzoval raz starší, inokedy zas kriedový vek (Kubiny, 1959), a mikroaplity, ktoré sa považovali za

leptity prekambria (Krist, 1977). Neskôr geochronologické údaje doložili permsko-spodnotriasový vek týchto hornín, a to granit hrončockého typu (Putiš et al., 2000; Uher et al., 2008), výskyty niektorých granitov na južných svahoch v oblasti Kráľovej hole (Finger et al., 2003) hoci tu prevládajú karbónske kyslé intruzíva (Gaab et al., 2005) a leptity sa redefinovali ako permské mikroaplity (Kotov et al., 1996; Petrik, 1996). O permskom veku granitových porfýrov a porfýroidov v lubietovskom kryštaliniku málokto pochyboval, hoci geochronologické údaje chýbali. Permské magmatity geneticky prepojené s primárne stenčeným metasomatizovaným plášťom sú z hľadiska metalogenézy dôležitým zrudňujúcim fenoménom (Kohút, 2002).

Údaje chýbali aj o granitoch, granitových porfýroch a porfýroidoch v Nízkych Tatrách. Tieto horniny v minulosti skúmal najmä Miko (1981) a neskôr Kohút et al. (2000). Miko (1981) a Miko a Ivanička (1993) považovali polohy kyslých vulkanitov za súčasť komplexu Jánovho grúňa devónskeho veku a granity typu Sparistej na základe geochemie za plagiogranity ako hlbinné ekvivalenty devónskych vulkanitov (Miko et al., 1982). Podrobnú geochemickú charakteristiku týchto miestami veľmi intenzívnych mylonitizovaných granitoidov bázičského charakteru podal aj Kohút et al. (2000). V tejto práci sa uvádza Ar/Ar datovanie slúd ukazujúce na poslednú mylonitickú premenu týchto hornín kriedového veku.

Spomína sa aj datovanie Cambela et al. (1977) z Beňušskej doliny, ale tá je z granitových mobilizátov staršieho veku v rulách.

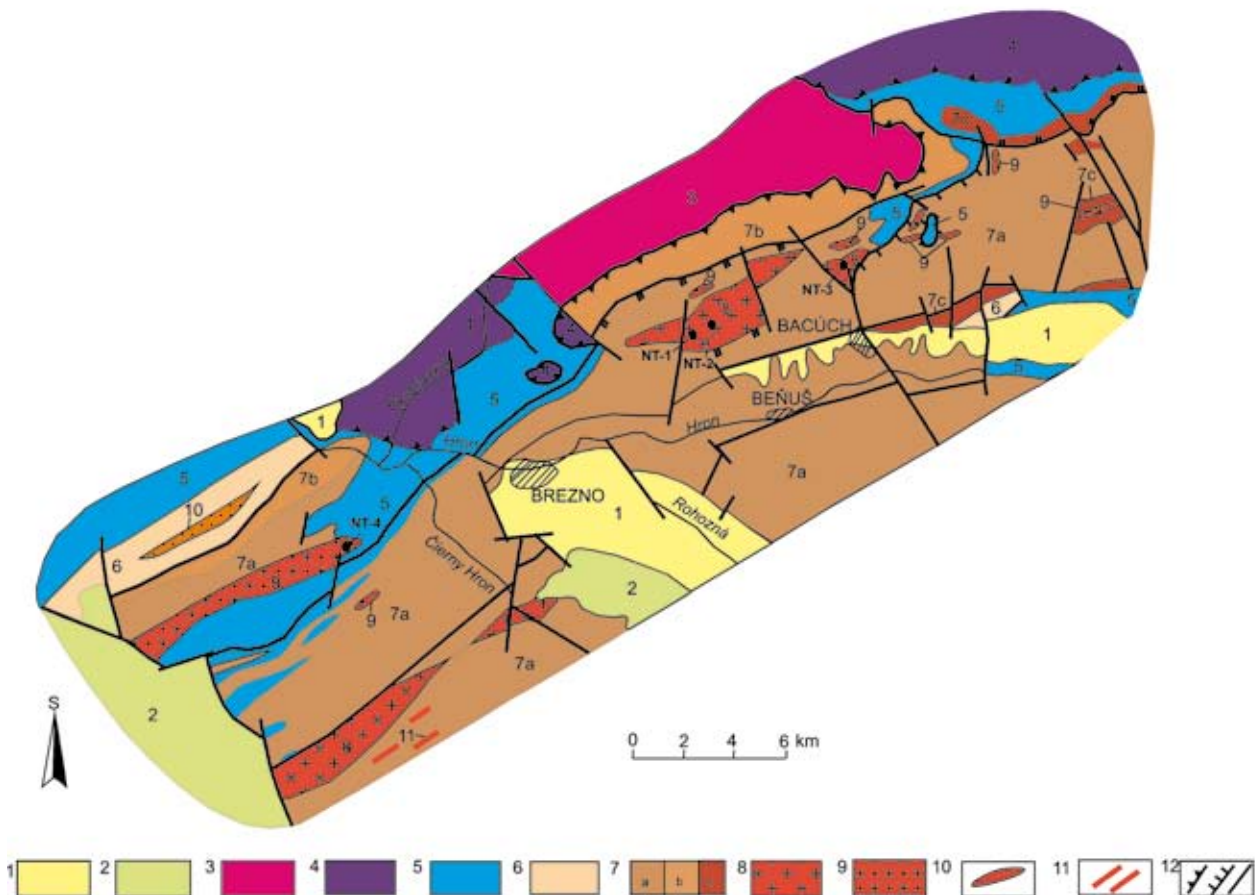
Vzhľadom na uvedené súvislosti v práci dopĺňame chýbajúce geochronologické dáta o magmatických telesách na južných svahoch Nízkych Tatier a o porfyroidoch ľubietovského pásma pri Osrbli. Zaoberáme sa aj ich zaradením v širších geotektonických súvislostiach severného veporika.

Metodika

Granitoidy a porfyroidy severoveporickej jednotky sa datovali na monazitoch z výbrusov mikrosondou a sčasti aj ICP MS metódou z izolovaných zŕn zirkónov.

Datovanie monazitov chemickou (U-Th-Pb) metódou sa vykonalo na mikrosonde Cameca SX 100 (ŠGÚDŠ). Meranie prebiehalo pri urýchľovacom napätí 15 kV, vzorkovom prúde 250 nA, šírke lúča 2–5 µm (P. Konečný et al., 2004). Prepočet vekov je podľa Montela et al. (1996).

Pri vzorke NT-2 sa vek kyslých magmatitov určoval aj konvenčnou izotopickou metódou na zirkónoch. Išlo o U-Pb datovanie zirkónov laserovým odparovaním (LA-ICP-MS metóda) na prístroji VG PlasmaQuad 3 kombinovaný s laserovou mikrosondou na 266 NdYAG VG, ktorý je na Karlovej univerzite v Prahe. Laser produkoval energiu 0.7 mJ/pulzov pri 10 Hz. Laserový lúč mal šírku 100 µm. Pri odparovaní sa pohyboval na vzorke (otvorený zirkón) v lineárnych smeroch. Meralo sa 60 s a potom nasledovalo meranie U a Pb signálu.



Obr. 1. Geologická pozícia permských magmatických produktov v severnom veporiku a lokalizácia datovaných vzoriek. 1 – terciérne sedimenty, 2 – neovolcanity, 3 – tatrikum undivided, 4 – hronikum undivided, 5 – obalové mezozoikum severného veporika, 6 – permské sedimenty, 7 – kryštalikum severného veporika: 7a – metamorfity vcelku, 7b – ortoruly a amfibolity ľubietovského pásma, 7c – mezohercyánske granitoidy, 8–11 – permské magmatity: 8 – leukokratic, miestami porfyrické granitoidy, 9 – porfyroidy a granitové porfyry, 10 – vulkanity v permských sedimentoch, 11 – žily mikroaplitov, 12 – tektonické línie: a – hranice hlavných tektonických jednotiek, b – hranice ďalších tektonických jednotiek, c – zlomy.

Fig. 1. Geological position of Permian magmatic products in the Northern Veporicum and location of dated samples. 1 – Tertiary sediments, 2 – neovolcanics rocks, 3 – Tatricum undivided, 4 – Hronicum undivided, 5 – Mesozoic cover rocks of the Northern Veporicum, 6 – Permian sediments, 7 – crystalline rocks of the Northern Veporicum: 7a – metamorphites undivided, 7b – orthogneisses and amphibolites of the Lubietová zone, 7c – Mesohercynian granitoids, 8–11 – Permian magmatites: 8 – leucocratic, locally porphyric granitoids, 9 – porphyroides and granite-porphyrtes, 10 – volcanites in Permian sediments, 11 – microaplitites veins, 12 – tectonic lines: a – main tectonic units boundaries, b – other tectonic units boundaries, c – faults.

Výsledky

Granitoidy južného svahu Kráľovoholských Tatier sa charakterizovali tromi vzorkami: NT-1 Beňuš, Nízke Tatry, Veľká Beňušská dolina, bralo cca 4,5 km od ústia doliny, 1,5 km SSV od kóty Kráľovská hora; NT-2 cca 2 km na S od Braváčova, Nízke Tatry; asfaltová cesta (traverz) odber z brala v Hlbokej doline nad Tajch; NT-3 3 km na S od Bacúcha, východ na sútoku Krškovej a Bacúšskej doliny; NT-4 charakterizuje teleso porfyroidov v ľubietovskom pásme pri Osrblí – je zo sutiny nad ihriskom na južnom okraji Osrblia (obr. 1).

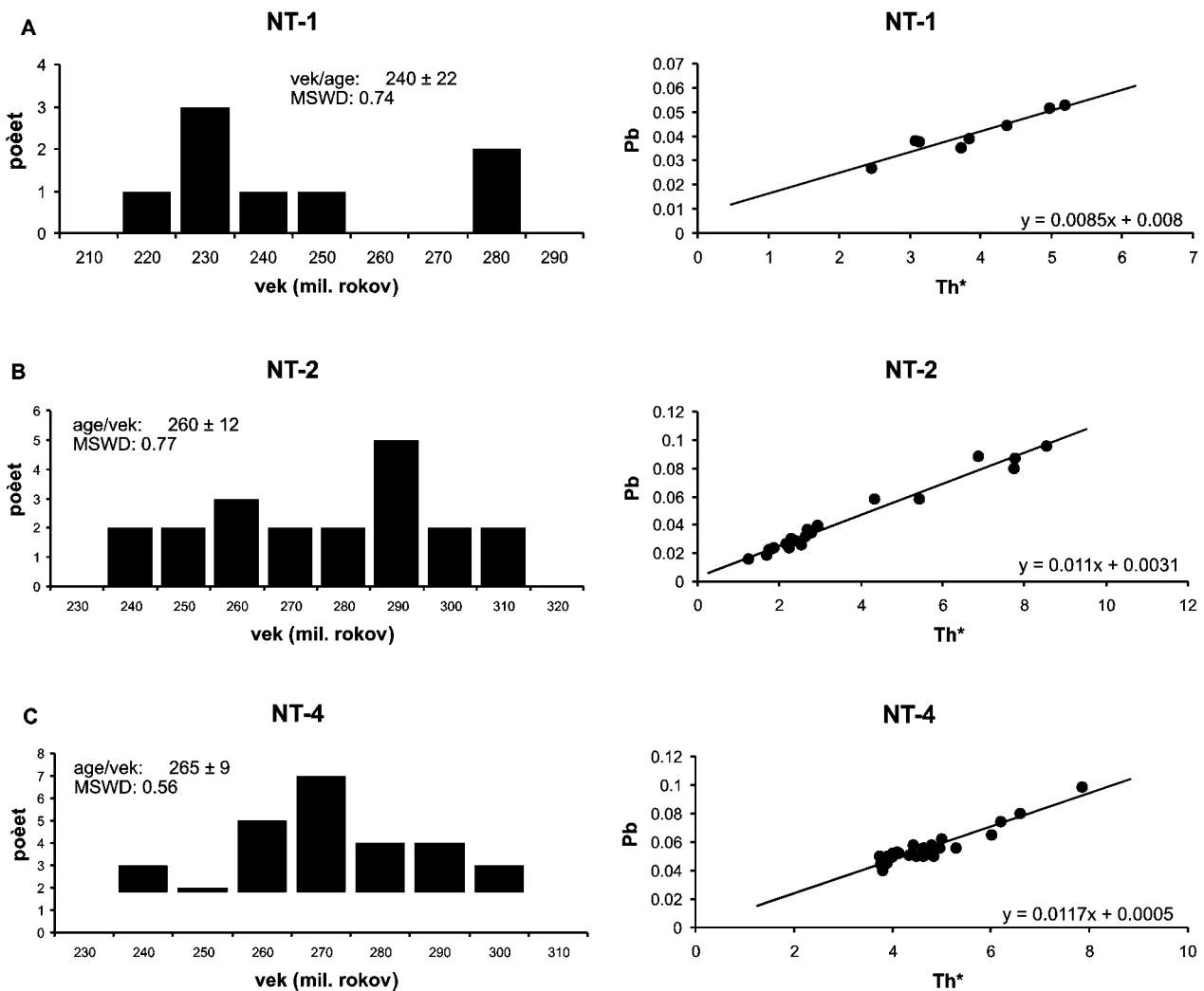
Petrografický a mineralogický opis

Granitoidy vystupujúce v telese nad Beňušom a Braváčovom sú veľmi intenzívne alterované (NT-1, 2, 3). Plagioklas je sericitizovaný a sericit lokálne rekryštalizoval na väčšie muskovitové lupene. Len veľmi zriedka sa

zachovalo ich dvojčatenie. Draselný živec je intersticiálny a uzaviera aj staršie plagioklasy – albity. Čiastočne je mikroklinizovaný a jemne pertitický a objemovo je ho 6 až 7 %. Biotit, korého je v hornine do 5 obj. %, je tmavohnedý, hypidiomorfný silne chloritizovaný a má odmiešanú podstatnú časť Ti zložky do pomerne hrubých tyčiniek, pravdepodobne titanitu a rutilu. Kremeň je čiastočne undulózny a rekryštalizovaný. Granitoidy v intruzívnom telese možno označiť ako leukotonality (až granodiority).

Vo vzorke NT-3 sa študovala aj typológia zirkónov, ktoré sú číre a len veľmi málo metamiktne. Dominujú nízke subtypy L a S (L_1 , S_1), čo je typické pre kôrový vývoj. Podiel zirkónových subtypov je: L_1 29 %, L_2 13 %, L_3 6 %, Q_1 6 %, S_1 23 %, S_2 6 %, S_3 13 %, S_{12} 3 % (počet zrn 50).

Porfyroid NT-4 má subvulkanický charakter. Základná hmota je tvorená jemnozrnným sericitom, alotriomorfným kremeňom a lištovitým zdvojčateným živcom – pravdepodobne K živcom. Výrastlicami sú len kremene veľké do 3 mm. Kremeň je často výrazne korodovaný, čo



Obr. 2. Histogramy a izochrony monazitových datovaní. a – vzorka NT-1 (Beňuš), b – vzorka NT-2 (Braváčovo), c – vzorka NT-4 (Osrblie).

Fig. 2. Histograms and isochrons of monazite dating. a – sample NT-1 (Beňuš), b – sample NT-2 (Braváčovo), c – sample NT-4 (Osrblie).

Tab. 1
 Výsledky datovania monazitu chemickou izochrónovou metódou
 Results of monazite dating by CHIME method

	U (ppm)	Pb (ppm)	Y (ppm)	U kor	U 1s	Th	Th 1s	Pb korr	Pb 1s	Th*	Th* 1s	vek	1s
NT-2													
mnz_1/1	0,1262	0,0311	0,4763	0,1083	0,0087	1,380	0,014	0,0220	0,0046	1,727	0,042	284,5	64,5
mnz_1/2	0,1107	0,0282	0,4779	0,0925	0,0087	1,401	0,014	0,0190	0,0045	1,697	0,042	251,1	64,7
mnz_2/1	0,1533	0,0456	0,5959	0,1223	0,0088	2,385	0,017	0,0343	0,0046	2,776	0,046	276,2	40,5
mnz_2/2	0,1428	0,0703	0,5341	0,0903	0,0086	4,037	0,022	0,0579	0,0045	4,326	0,049	299,6	26,0
mnz_3/1	0,1518	0,0400	0,5067	0,1273	0,0086	1,883	0,015	0,0301	0,0045	2,290	0,043	293,5	47,8
mnz_3/2	0,1344	0,0340	0,5189	0,1099	0,0085	1,882	0,015	0,0239	0,0044	2,233	0,043	240,1	48,0
mnz_3/3	0,1233	0,0333	0,5185	0,1034	0,0085	1,531	0,014	0,0236	0,0044	1,862	0,041	283,4	58,1
mnz_3/5	0,1084	0,0325	0,5186	0,0884	0,0087	1,537	0,015	0,0228	0,0046	1,820	0,042	280,1	61,2
mnz_3/7	0,0944	0,0251	0,5556	0,0817	0,0084	0,981	0,012	0,0156	0,0044	1,242	0,039	280,4	86,3
mnz_3/9	0,1540	0,0482	0,6177	0,1243	0,0089	2,285	0,017	0,0367	0,0046	2,683	0,045	306,1	42,0
mnz_3/10	0,1753	0,0514	0,6565	0,1432	0,0089	2,473	0,018	0,0394	0,0046	2,931	0,046	300,4	38,9
mnz_3/11	0,1560	0,0372	0,5878	0,1284	0,0089	2,121	0,017	0,0262	0,0046	2,532	0,045	232,0	43,9
mnz_3/12	0,1611	0,0424	0,5910	0,1324	0,0089	2,211	0,017	0,0313	0,0046	2,634	0,045	265,9	42,8
mnz_3/13	0,1541	0,0375	0,5927	0,1314	0,0088	1,746	0,015	0,0268	0,0046	2,166	0,043	277,1	51,4
mnz_4/1	0,2246	0,1038	0,5654	0,1412	0,0091	6,414	0,029	0,0887	0,0048	6,866	0,058	289,2	17,3
mnz_4/2	0,1989	0,1026	0,4968	0,1022	0,0088	7,441	0,031	0,0872	0,0046	7,768	0,059	251,5	14,7
mnz_4/3	0,2059	0,0949	0,5041	0,1100	0,0090	7,377	0,031	0,0795	0,0047	7,729	0,060	230,5	15,0
mnz_4/4	0,2378	0,1117	0,4665	0,1323	0,0089	8,117	0,032	0,0959	0,0047	8,540	0,061	251,6	13,5
mnz_4/6	0,1418	0,0711	0,4426	0,0745	0,0089	5,175	0,025	0,0585	0,0047	5,413	0,054	242,2	21,1
mnz_4/7	0,1382	0,0385	0,4748	0,1117	0,0085	2,035	0,016	0,0287	0,0045	2,393	0,043	268,7	45,5
NT-1													
mon 1 ana 1	0,0914	0,0745	0,2978	0,0514	0,0087	4,884	0,024	0,0566	0,0051	5,048	0,052	249,4	22,0
mon 1 ana 2	0,0573	0,0604	0,2679	0,0261	0,0087	3,806	0,021	0,0427	0,0051	3,890	0,049	244,7	29,1
mon 1 ana 3	0,0115	0,0348	0,4002	0,0000	0,0087	1,807	0,015	0,0160	0,0050	1,807	0,043	198,8	61,4
mon 1 ana 4	0,0210	0,0400	0,1954	0,0076	0,0087	1,634	0,015	0,0229	0,0049	1,658	0,043	307,0	66,1
mon 1 ana 5	0,0447	0,0600	0,4186	0,0196	0,0087	3,065	0,019	0,0411	0,0050	3,128	0,047	292,0	35,6
mon 1 ana 6	0,0329	0,0475	0,3111	0,0128	0,0087	2,457	0,017	0,0294	0,0050	2,497	0,045	262,5	44,5
mon 2 ana 1	0,0526	0,0462	0,3804	0,0270	0,0087	3,119	0,019	0,0276	0,0050	3,205	0,047	192,0	34,9
mon 2 ana 2	0,0825	0,0598	0,6887	0,0529	0,0087	3,613	0,021	0,0387	0,0051	3,782	0,049	227,8	29,5
mon 2 ana 3	0,0969	0,0795	0,7342	0,0551	0,0087	5,097	0,025	0,0580	0,0051	5,273	0,053	245,2	21,6
mon 3 ana 1	0,0874	0,0699	0,6970	0,0524	0,0087	4,265	0,023	0,0487	0,0051	4,433	0,051	244,7	25,3
mon 4 ana 1	0,0454	0,0598	0,4015	0,0199	0,0087	3,115	0,019	0,0410	0,0051	3,178	0,047	286,9	35,2
NT-4													
mnz dat 1/1	0,5508	0,0823	1,0091	0,4934	0,0098	4,415	0,023	0,0648	0,0048	6,008	0,055	242,3	19,4
mnz dat 1/2	0,1128	0,0523	0,5635	0,0662	0,0088	3,585	0,021	0,0401	0,0046	3,798	0,049	236,6	29,6
mnz dat 2/1	0,1651	0,0880	0,4471	0,0881	0,0087	5,920	0,027	0,0746	0,0046	6,205	0,055	269,4	18,3
mnz dat 2/2	0,1992	0,0943	0,4938	0,1184	0,0090	6,213	0,028	0,0801	0,0047	6,596	0,057	272,3	17,8
mnz dat 2/3	0,1456	0,0681	0,4954	0,0847	0,0088	4,686	0,024	0,0555	0,0047	4,959	0,052	250,7	23,2
mnz dat 2/4	0,0820	0,0698	0,4655	0,0256	0,0085	4,340	0,023	0,0578	0,0046	4,423	0,050	292,6	25,5
mnz dat 2/5	0,0658	0,0645	0,4839	0,0131	0,0087	4,055	0,022	0,0526	0,0046	4,098	0,050	287,4	27,9
mnz dat 3/1	0,0833	0,0637	0,6306	0,0241	0,0087	4,555	0,024	0,0498	0,0047	4,633	0,052	241,1	24,6
mnz dat 4/1	0,1768	0,0766	0,6870	0,1167	0,0087	4,624	0,023	0,0621	0,0046	5,002	0,051	278,2	22,5
mnz dat 4/2	0,6942	0,1218	1,4513	0,6182	0,0100	5,844	0,027	0,0984	0,0047	7,846	0,059	281,6	15,0
mnz dat 5/1	0,0915	0,0699	0,4589	0,0304	0,0088	4,699	0,024	0,0576	0,0047	4,797	0,052	269,0	23,9
mnz dat 5/2	0,0717	0,0636	0,4246	0,0152	0,0087	4,347	0,023	0,0520	0,0046	4,396	0,051	265,0	25,9
mnz dat 6/1	0,1057	0,0699	0,6219	0,0384	0,0088	5,174	0,025	0,0555	0,0047	5,298	0,054	234,9	21,8
mnz dat 6/2	0,0949	0,0698	0,5667	0,0336	0,0086	4,712	0,024	0,0564	0,0045	4,821	0,051	262,2	23,1
mnz dat 6/3	0,0696	0,0610	0,4513	0,0185	0,0085	3,928	0,021	0,0496	0,0045	3,988	0,049	278,3	28,0
mnz dat 7/1	0,0724	0,0669	0,3822	0,0125	0,0085	4,609	0,023	0,0555	0,0046	4,649	0,051	267,2	24,3
mnz dat 7/2	0,0750	0,0615	0,3839	0,0175	0,0086	4,425	0,023	0,0502	0,0046	4,482	0,050	251,2	25,1
mnz dat 7/3	0,0892	0,0654	0,4113	0,0300	0,0088	4,556	0,024	0,0537	0,0047	4,653	0,052	258,7	24,8
mnz dat 7/5	0,0980	0,0674	0,9585	0,0433	0,0086	4,207	0,022	0,0506	0,0046	4,347	0,050	260,8	25,7
mnz dat 8/1	0,0754	0,0673	0,3706	0,0160	0,0087	4,571	0,024	0,0560	0,0046	4,623	0,051	271,4	24,7
mnz dat 8/2	0,0570	0,0548	0,3455	0,0084	0,0087	3,741	0,021	0,0446	0,0047	3,768	0,049	265,1	30,3
mnz dat 8/3	0,0654	0,0604	0,3420	0,0154	0,0087	3,845	0,022	0,0501	0,0047	3,895	0,050	288,1	29,6
mnz dat 8/5	0,0598	0,0609	0,4126	0,0116	0,0087	3,704	0,021	0,0501	0,0047	3,742	0,049	299,5	30,9
mnz dat 8/6	0,0622	0,0548	0,4406	0,0132	0,0087	3,772	0,021	0,0436	0,0046	3,814	0,049	256,2	29,7
mnz dat 8/7	0,0810	0,0561	0,4177	0,0318	0,0087	3,788	0,022	0,0451	0,0046	3,891	0,049	259,9	29,1
mnz dat 8/8	0,0794	0,0622	0,4211	0,0173	0,0088	4,780	0,024	0,0502	0,0047	4,835	0,052	232,8	23,5
mnz dat 8/9	0,0657	0,0630	0,3965	0,0124	0,0085	4,100	0,022	0,0519	0,0046	4,140	0,049	280,9	27,2
mnz dat 8/10	0,0652	0,0631	0,3774	0,0138	0,0085	3,954	0,022	0,0524	0,0045	3,999	0,049	293,1	28,0

Tab. 2
 Výsledky konvenčného U/Pb datovania zirkónov ICP MS metódou
 Results of conventional U/Pb zircon dating by ICP MS method

vzorka/sample bod/spot	nameraný pomer/measured ratio				Rho	veky (mil. rokov)/ages (Ma)			
	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	7/5 err	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	6/8 err		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 sigma	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 sigma
NT-2-10	0,6282	0,0295	0,0837	0,0033	0,42	495,0	18,4	518,1	19,9
NT-2-13	0,3550	0,0271	0,0438	0,0028	0,42	308,5	20,3	276,6	17,5
NT-2-33	0,3277	0,0293	0,0393	0,0026	0,37	287,8	22,4	248,5	16,1
NT-2-50	0,4637	0,0342	0,0449	0,0020	0,30	386,8	23,7	283,3	12,2
NT-2-28	1,1113	0,0777	0,1068	0,0071	0,48	758,8	37,4	653,9	41,3

Vysvetlivky: err – chyba stanovenia 1 sigma; Rho – korelácia chýb/Explanation: err – error 1 sigma; Rho – error correlation

svedčí o subvulkanickej povahe horniny. Okrem neho je zastúpený aj biotit a zriedkavé sú lišty plagioklasu.

Zirkóny vo vzorke NT-4 majú kôrový charakter a vyvíjali sa v dvoch etapách. V prvej sa tvorili zirkóny nižších subtypov S (S_2 a S_3) a v druhej subtypu L. Zrejme to súvisí s etapovitým umiestňovaním magmy. Zirkónové subtypy sú zastúpené takto: L_1 2 %, L_2 2 %, L_5 2 %, G_1 24 %, S_1 7 %, S_3 17 %, S_4 7 %, S_5 2 %, P_1 2 %, Q_2 2 %, S_6 2 %, S_{10} 24 %, P_2 5 % (počet zrn 50).

Datovanie monazitov

Monazit sa datoval zo vzoriek kyslých magmatitov severného veporika, lebo obsahovali dostatok veľkých monazitov, ktoré vo vzorke NT-1 sú dlhé dokonca aj vyše 500 μm . Chemickú variabilitu monazitov, pokiaľ ide o obsah Th, U, ilustrujú izochróny (obr. 2). Vek v podobe váženého priemeru sme vypočítali programom ISOPLOT (Ludwig, 2001). Chyba je uvedená v 2σ .

Vzorky granitoidných hornín indikujú permský vek. Leukokratiný tonalit z Beňuša (NT-1) poskytol vek 240 ± 22 miliónov rokov, ale vysoký kladný intercept indikuje vek na hornej hranici chyby čiže okolo 260 miliónov rokov. Skutočný vek tejto vzorky je vyšší ako zistený priemer. Reálnejší vek s menším interceptom sa získal zo vzorky leukokratiného tonalitu z toho istého telesa nad Bravčovom (NT-2), kde 20 bodov definuje vážený priemer 260 ± 12 mil. rokov, čo je vek na hranici stredného a vrchného permu. Datovanie monazitov z granitového porfýru z Osrbliu poskytlo stredopermský vek resp. generovanie magmy v epoche Guadalupianu 265 ± 9 (vz. NT-4). Z hľadiska priebehu izochróny je vek získaný zo vzorky NT-4 s interceptom blízky nule najspoľahlivejší. Genéza monazitov všetkých študovaných kyslých magmatitov sa teda viaže na stredný alebo vrchný perm (obr. 2).

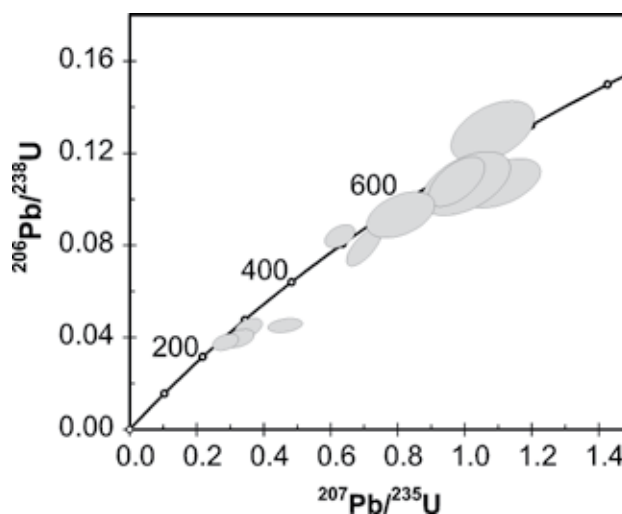
U-Pb datovanie zirkónov

Pri vzorke NT-2, ktorá je z oblasti Bravčova, malý počet vhodných zirkónov na datovanie neumožnil spoľahlivé vekové určenie, ale z údajov, ktoré sú k dispozícii z hľadiska pomeru $^{206}\text{U}/^{238}\text{Pb}$, všetko poukazuje na ich genézu v perme resp. v diapazóne od 283 po 249 miliónov rokov (obr. 3, tab. 2). Zistený vek 400 až 750 miliónov rokov interpretujeme ako vek zdedených zirkónov.

Diskusia

Evolúcia kyslých magmatitov v ľubietovskom pásme a jeho pokračovanie v Nízkych Tatrách

Stredopermský až vrchnopermský vek kyslých magmatitov zistený CHIME datovaním monazitov leukotonalitov až granodioritov a porfýroidov – indikuje vzorka NT-2, 4 (260–265 mil. rokov) (obr. 2). Vnútrotná stavba monazitov s vnútrotnou oscilačne zonálnou stavbou zjavne svedčí o ich primárne magmatickom pôvode. Permský vek pri vzorke NT-2 sa indikoval aj konvenčným datovaním zirkónov ICP MS metódou. Predpokladáme, že skoro po intrúziách, ktoré dosiahli až subvulkanickú hĺbku, prebehli naložené metamorfné udalosti, čo indikuje aj alterácia monazitov z okraja, ich premena na REE epidoty, ako aj celkovo intenzívna premena hornín. Chemické datovanie jednoznačne potvrdilo permský vek študovaných magmatitov, ale vek hlbinných granitoidov v porovnaní so subvulkanickými a vulkanickými členmi je možno nižší. Petrografická analýza ukázala, že granitoidné horniny majú vápenato-alkalický charakter a potvrdzuje to aj typológia zirkónov. Subalkalický charakter granitoidov (typu A) sa nepotvrdil.



Obr. 3. Zobrazenie výsledkov konvenčného U/Pb datovania zirkónov.

Fig. 3. Plot of the results of conventional U/Pb zircon datings.

Kyslé magmatity vystupujúce v ľubietovskom pásme pokračujú ďalej do Kráľovohorských Tatier. Ide o pásmový permský magmatizmus, ktorý bol spätý s tektonickými pohybmi na zlomoch a s metamorfózou. Vek zistenej permskej nízkotlakovej a strednoteplovej metamorfózy (500 až 600 °C a 300 MPa) v severnom veporiku na 278 ± 5 a 275 ± 12 miliónov rokov stanovil Jeřábek et al. (2008).

Pásmový magmatizmus a zlomová tektonika

Geochronologické údaje z kyslých magmatitov v severoveporskom kryštaliniku Nízkych Tatier a granitových porfýrov a porfyroidov ľubietovského pásma umožnili definovať pestrý permský magmatický komplex v severnom veporiku. Je veľmi vzácné, že sa v nie veľmi vzdialených zónach zachovali v podstate všetky produkty tohto kyslého magmatizmu – od hlbinných intruzívnych hornín v oblasti Bravčova a Hrončoka cez hypoabysálne intrúzie typu granitových porfýrov v ľubietovskom pásme a žilné horniny mikroaplitov až po efúzívne telesá v permských sedimentoch. Príčinou je intenzívna zlomová tektonika, ktorá sa začala už v perme a bola príčinou rozličnej úrovne zrezu v jednotlivých blokoch. Typickým príkladom je zlom oddeľujúci ľubietovské permské sedimenty od kryštalinika bez sedimentárneho permského obalu, ale s intrúziami granitových porfýrov, pričom obidva bloky majú spoločný mezozoický obal (obr. 1).

Permské magmatity sa viažu na strižné zóny permského veku (napr. Petřík et al., 1995; Bezák, 2002) reaktivované aj pri kriedových tektonických procesoch v kompresných, ako aj v transpresných etapách (napr. Hók a Hraško, 1990). Azda najdôležitejším výsledkom zistenia pásmového priebehu permského magmatického komplexu v severnom veporiku je jeho pokračovanie z ľubietovského pásma do Kráľovohorských Tatier napriek mnohým mladším naloženým deformáciám v paleoalpínskom aj v neoalpínskom období.

Odôvodnene možno predpokladať, že ide o pokračovanie nielen porfyroidov a granitov, ale aj vysokometamorfného komplexu (ortoruly, amfibolity) a tiež retrográdne premenených metamorfitov a fylonitov. Z toho vyplýva, že sa ľubietovské pásmo nekončí v doline Hrona, ale pokračuje ďalej na SV v pásme pozdĺž čertovickej línie. Permské granitoidy boli zistené aj v oblasti Kráľovej hole (Finger et al., 2003), čo môže indikovať nadväznosť na granity Hrončoka.

Strižné zóny

Priebeh pásiem z ľubietovskej a kraklovskej zóny je prerušený najmä poklesnutým blokom s výskytom mýtňanského mezozoika a ďalšími zlomami limitujúcimi Horehronské podolie. Určitý posun v priebehu pásiem je daný tým, že v bloku severného veporika v Nízkych Tatrách sa oveľa výraznejšie prejavila násunová tektonika ako v ľubietovskom bloku. To okrem iného pravdepodobne spôsobilo aj pohltie permských sedimentov, ako aj celého pásma granitových porfýrov. Výsledkom intenzívnych násunov je aj vysunutie pásma intruzívnych permských hornín na SZ. Ide o posun granitoidov v severnom veporiku Kráľovohorských Tatier voči priebehu granitov hrončockého typu.

Dôležitým aspektom vystupovania permských magmatických hornín je väzba na strižné zóny permského veku (Bezák, 2002), ktoré sprevádzala intenzívna mylonitizácia a tiež zrudňovacie procesy, ktorých zdrojom môže byť práve spomenutý magmatizmus. Dokladom v prospech permského veku zón je to, že napríklad Cu zrudnenie v ľubietovskom pásme neprechádza do obalového mezozoika, ako aj permské Ar/Ar veku novotvorených muskovitov na mylonitových plochách (Dalmeyer et al., 1993). Staršie strižné zóny sa využívali aj v mladších tektonických etapách, najmä v paleoalpínskom štádiu v kriede. Priebeh zón prerušovali aj mladšie tektonické pohyby v extenznom neoalpínskom štádiu.



Obr. 4. Permský leukotonalit z Velkej Beňušskej doliny severne od Beňuša.

Fig. 4. Permian leucotonalite from Velká Beňušská dolina valley north of Beňuš.



Obr. 5. Deformovaný granitoid z Bacúšskej doliny severne od Bacúcha.

Fig. 5. Deformed granitoid from Bacúška dolina valley north of Bacúch.

Záver

Práca prináša geochronologické údaje o permskom veku magmatických hornín v severnom veporiku, ktoré tam umožnili definovať pásmový postorogénny permský magmatický komplex skladajúci sa z abysálnych, hypoabysálnych (subvulkanických) a vulkanitov členov, ktoré mali vápenato-alkalický charakter. Pravdepodobne hlbinné magmatity sa generovali pred cca 260–240 miliónmi rokov. Hypoabysálne a vulkanické členy sú možno staršie (265 ± 9 mil. rokov), aj keď vekový rozdiel nie je štatisticky významný. Pre rozličný erózný zrez v jednotlivých blokoch vystupujú vedľa seba rozličné produkty tohto komplexu – vulkanity, žilné horniny, podpovrchové intrúzie a hlbinné intrúzie, pričom dominujú (leuko)tonality až granodiority. (Leuko)tonality a granodiority prevládajú v severnej časti pásma, porfyrické granity sú na J (granit hrončockého typu). Dôležitým aspektom výskytu permských magmatitov je ich väzba na severovýchodne orientované strižné zóny. Predpokladáme, že po stredopermských/vrchnopermských intrúziách prebehla hydrotermálna alterácia, mylonitizácia a pravdepodobne aj zrudňovanie.

PodĎakovanie. Práca bola financovaná projektom 16 06 Aktualizácia geologickej stavby SR a projektom VEGA 7076.

Literatúra

- BEZÁK, V., 2002: Hercynian and Alpine strike-slip tectonics: A dominant element of tectonic development of the Inner Western Carpathians. *Geol. Carpath.*, 53, special issue.
- CAMBEL, B., ŠČERBAK, N. P., KAMENICKÝ, L., BARTNICKIJ, E. N. & VESELSKÝ, J., 1977: Information on geochronology of the Western Carpathian crystalline complex based on the U-Th-Pb method data. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 28, 2, 243–259. (in russian)
- DALLMEYER, R. D., NEUBAUER, F. & PUTIŠ, M., 1993: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ mineral age controls for the Pre-Alpine and Alpine tectonic evolution of nappe complexes in the Western Carpathians. *Excursion guide, PAEWCR Conference, 199, 11–20.*
- GAAB, A. S., POLLER, JANÁK, M., KOHÚT, M. & TODT, W., 2005: Zircon U-Pb geochronology and isotopic characterization for the pre-Mesozoic basement of the Northern Veporic Unit (Central Western Carpathians, Slovakia). *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 85, 69–88.
- FINGER, F., BROSKA, I., HAUNSCHMID, B., HRAŠKO, L., KOHÚT, M., KRENN, E., PETRIK, I., RIEGLER, G. & UHER, P., 2003: Electron-microprobe dating of monazites from Western Carpathian basement granulites: Plutonic evidence for an important Permian rifting event subsequent to Variscan crustal anatexis. *Int. J. Earth Sci.*, 92, 86–98.
- JERÁBEK, P., JANÁK, M., FARYAD, S. W., FINGER, F. & KONEČNÝ, P., 2008: Polymetamorphic evolution of pelitic schists and evidence for Permian low-pressure metamorphism in the Veporic Unit, West Carpathians. *J. metamorphic Geol.*, 26, 465–485.
- HÓK, J. & HRAŠKO, L., 1990: Deformačná analýza západnej časti pohorelskej línie. *Mineralia Slov.*, 22, 69–80.
- KOHÚT, M., FRANK, W. & PETRO, M., 2000: The Sparistá dolina granitic mylonites: The products of the Alpine deformation. *Slov. geol. mag.*, 6, 4, 347–361.
- KOHÚT, M., 2002: Hercýnske granity ako potenciálny zdroj mineralizácie kryštalinika Západných Karpát. *Mineralia Slov.*, 34, 1, 1–18.
- KONEČNÝ, P., SIMAN, P., HOLICKÝ, I., JANÁK, M. & KOLLÁROVÁ, V., 2004: Metodika datovania monazitu pomocou elektrónového mikroanalýzátora. *Mineralia Slov.*, 36, 225–235.
- KRIST, E., 1977: Leptite rocks in the crystalline complex of the Central West Carpathians. *Acta geol. geogr. Univ. Comen.*, Geol., 32, 45–55.
- KOTOV, A. B., MIKO, O., PUTIŠ, M., KORIKOVSKY, S. P., SALNIKOVA, E. B., KOVACH, V. P. & YAKOVLEVA, S., 1996: U-Pb dating of zircons of postorogenic acid metavolcanics and metasubvolcanics: A record of Permian-Triassic taphrogeny of the West-Carpathians basement. *Geol. Carpath.*, 47, 73–79.
- KUBINY, D., 1959: Poznámky o tektonickom postavení a veku "hrončockej" žulovej intrúzie. *Geol. Práce Zpr.*, 15, 33–42.
- LUDWIG, K. R., 2001: User manual for Isoplot/Ex ver. 2.49. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. *Berkeley Geochronological Centre Special Publications 1a*, 1–56.
- MAHEL, M., et al., 1964: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000, list M-34-XXVI Banská Bystrica. *ÚJG Bratislava.*
- MIKO, O., 1981: Strednopaleozojskaja vulkanogenno-osadočnaja toľšča Janovogo grunja v veporidnom kristallinike Nizkich Tatr. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 32, 465–474.
- MIKO, O., KÁTLOVSKÝ, V. & CUBÍNEK, J., 1982: Zmeny minerálneho zloženia niektorých veporidných granitoidných hornín pri alpínskej dislokačnej metamorfóze. *Metamorf. procesy v ZK. Konf., sym., sem., Bratislava, GÚDŠ*, 45–52.
- MIKO, O. & IVANIČKA, J., 1993: Formácia Jánovho grúňa severovýchodne od Mýta pod Dumbierom. *Mineralia Slov.*, 25, 4, 274–276.
- MONTEL, J. M., FORET, S., VECHAMBRE, M., NICOLLET, Ch. & PROVOST, A., 1996: Electron microprobe dating of monazite. *Chem. Geol.*, 131, 37–53.
- NAGY, G., 2003: Problems of monazite dating by EMPA. *Acta Mineralogica Petrographica, Abstract series 1*, 76.
- PETRIK, I., BROSKA, I., BEZÁK, V. & UHER, P., 1995: Granit typu Hrončok – hercýnsky granit A typu v strižnej zóne. *Mineralia Slov.*, 27, 351–364.
- PETRIK, I., 1996: Nie leptit, ale mikroaplit: genetická reinterpretácia horninového typu zo Západnej časti veporika. *Mineralia Slov.*, 28, 45–55.
- PUTIŠ, M., KOTOV, A. B., UHER, P., SALNIKOVA, J. B. & KORIKOVSKY, S. P., 2000: Triassic age of the Hrončok Pre-Orogenic A-type granite related to continental rifting: A new result of U-Pb isotope dating (Western Carpathians). *Geol. Carpath.*, 51, 1, 59–66.
- UHER, P., PUTIŠ, M., ONDREJKA, M., KOHÚT, M. & SERGEEV, S., 2008: Postorogénne granity typu A v Západných Karpatoch – nové výsledky datovania zirkónu metódou SHRIMP. *Mineralia Slov.*, 40, *Geovestník*.
- VOZÁROVÁ, A., 1998: Late Hercynian development in the Central Western Carpathians. In: *M. Rakús (ed.): Geodynamic development of the Western Carpathians. Geological Survey of Slovak Republic, Bratislava*, 41–45.

Rukopis doručený 9. 1. 2009

Rukopis akceptovaný 9. 1. 2009

Revidovaná verzia doručená 21. 1. 2009

Permian magmatic complex in Northern Veporicum: Interpretation of new datings of acid magmatites

New geochronological data of magmatic rocks in the Northern Veporic unit are presented in this work documenting their Permian age. The Permian magmatism was active between 265–240 Ma. Based on these data, we define a Permian postorogenic magmatic belt occurring in this unit. Due to differing erosion level of particular tectonic blocks various types of magmatic rocks, i.e., abyssal, hypabyssal (subvolcanic) and volcanic members of calc-alkaline character recently outcrop on the surface. The Permian magmatic rocks are bound to the shear zones oriented NE–SW, which have experienced

mylonitization, and probably are associated with known ore mineralization. Due to younger tectonic processes the shear zones are fragmented. Leucotonalites and granodiorites are dominant types in the northern part of the shear zone, porphyritic granite (Hrončok type) dominates in the southern part. Granite porphyries and porphyroids are present in all parts of the zone. It is very probable, that the Permian magmatites of the Ľubietová zone have its northeast continuation (the Nízke Tatry zone with orthogneisses and paragneisses to the south of Čertovica tectonic zone).