

5-6/31/1999

ISSN 0369-2086

Mineralia Slovaca



Eklogitizované klinopyroxenické gabro s retrográdnou metamorfózou v pumpellyitovo-aktinolitovej fácii na vrchu Babiná a Ostrá (gemicikum)

Eclogitized clinopyroxene-gabbro with retrograde metamorphism in pumpellyite-actinolite facies on Babiná and Ostrá hills (Gemicicum)

Stupeň alpinskej metamorfózy v horninách staršieho paleozoika gemerika

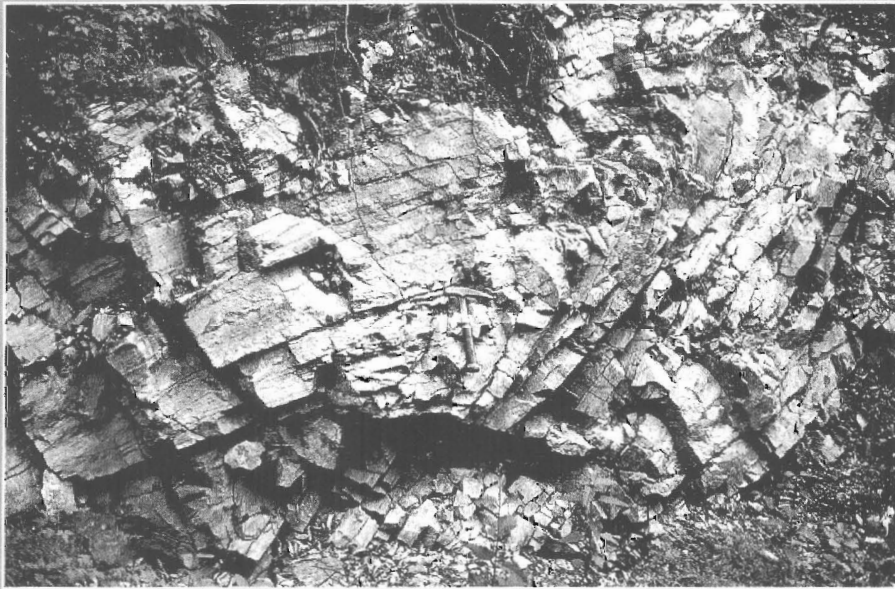
Alpine overprint in the Early Paleozoic of the Gemicicum

Príspevok k litológii a paleogeografii rádiolaritov zo Západných Karpát

Contribution to the lithology and paleogeography of radiolarites in the Western Carpathians

NOVÁ
KNIHA

DUŠAN PLAŠIENKA
**TEKTONOCHRONOLÓGIA
A PALEOTEKTONICKÝ MODEL
JURSKO-KRIEDOVÉHO
VÝVOJA CENTRÁLNYCH
ZÁPADNÝCH KARPÁT**



Rozsah: 125 strán, 33 obrázkov, anglický súhrn
Cena: 250,- Sk + 10 % DPH + poštovné
Objednávky: VEDA, Bradáčova 7, 852 86 Bratislava
Tel.: 07/63832259 *Fax:* 07/63831172

Mineralia Slovaca (ISSN 0369-2086) vychádza šesťkrát ročne. Vydavateľ: Geocomplex, a. s., Bratislava. Sadzba v redakcii Mineralia Slovaca systémom DTP Apple Macintosh. Tlač: Grafika, s. r. o., Košice.

Predplatné v roku 1999: Členovia Slovenskej geologickej spoločnosti 80 Sk, študenti 40 Sk, organizácie 228,- Sk (+ 10 % DPH). Cena jednotlivého čísla je 38,- Sk (+ 10 % DPH), cena dvoch čísel je 76,- Sk (+ 10 % DPH). Časopis možno objednať v redakcii.

Inzeráty: Požiadavky zasielať redakcii. Adresa redakcie: Mineralia Slovaca, Werferova 1, 040 11 Košice. Telefón: 095/6437 846.

Mineralia Slovaca (ISSN 0369-2086) is published bimonthly by the Geocomplex, a. s., Bratislava. Text was written, edited and composed on a DTP system using Apple Macintosh computers in the editorial office Mineralia Slovaca.

Subscription for 1999 calendar year: 92 USD including postage. Claims for nonreceipt of any issue will be filled gratis. Subscription can be sent Mineralia Slovaca, Werferova 1, 040 11 Košice, Slovakia and SLOVART - G.T.G., Krupinská 4, P. O. Box 1.2, 852 99 Bratislava.

Advertising Contact managing editor: Address of the Editorial office: Mineralia Slovaca, Werferova 1, 040 11 Košice, Slovakia; Phone: ++ 421/95/6437 846.

© Geocomplex, a. s., Bratislava



Vedúci redaktor - Chief editor

PAVOL GRECULA

Geologická služba SR

Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava, Slovakia

REDAKČNÁ RADA - EDITORIAL BOARD

Predseda - Chairman

Michaj Kaličiak

Geologická služba SR, Bratislava

Vladimír Bezák, Geologická služba SR, Bratislava
Dušan Hovorka, Prírodovedecká fakulta UK, Bratislava
Martin Radvanec, Geologická služba SR, Spišská Nová Ves
Vlastimil Konečný, Geologická služba SR, Bratislava
Ján Kozáč, Geologická služba SR, ATNS, Košice
Jozef Lanc, Geocomplex, a.s., Bratislava
Jozef Michalík, Geologický ústav SAV, Bratislava
Milan Mišík, Prírodovedecká fakulta UK, Bratislava
Ladislav Novotný, Uranpres, s. r. o., Spišská Nová Ves

Ivan Pagáč, SPP-OZ VVNP, š. p., Bratislava
Pavel Hvozdara, Prírodovedecká fakulta UK, Bratislava
Miroslav Račický, Ministerstvo životného prostredia SR, Bratislava
Peter Reichwalder, Slovenská geologická spoločnosť, Bratislava
Rudolf Rudinec, Nafta, a. s., Michalovce
Juraj Tözsér, Ministerstvo životného prostredia SR, Bratislava
Dionýz Vass, Geologická služba SR, Bratislava
Ivan Vrabel, Geospektrum, s. r. o., Bratislava

REDAKČIA – EDITORIAL STAFF

Vedúci redakcie – Managing editor

Alena Wolfová

Redaktor - Editorial assistant

Mária Dryjová

Technické spracovanie - Production editor

Alena Wolfová

Združenie MINERALIA SLOVACA Corporation

Členovia združenia – Members of the corporation

Geocomplex, a. s., Bratislava
Geologická služba SR, Bratislava
Geospektrum, s. r. o., Bratislava
Geohyco, a. s., Bratislava
Ingeo, a. s., Žilina
Maseva, s.r.o., Košice
MŽP SR, Bratislava

Nafta, a. s., Gbely
Sensor, s. r. o., Bratislava
Slovenská geologická spoločnosť, Bratislava
Uranpres, s. r. o., Spišská Nová Ves
SPP-OZ VVNP, š. p., Bratislava
Esprit, s. r. o., Banská Štiavnica
EnviGeo, s.r.o., Banská Bystrica

Radvanec, M.

Eklogitizované klinopyroxenické gabro s retrográdnou metamorfózou v pumpellyitovo-aktinolitovej fácií na vrchu Babiná a Ostrá (gemicikum)

Eclogitized clinopyroxene-gabbro with retrograde metamorphism in pumpellyite-actinolite facies on Babiná and Ostrá hills (Gemicium) 467

Faryad, S. W. & Dianiška, I.

Stupeň alpskej metamorfózy v horninách staršieho paleozoika gemicika

Alpine overprint in the Early Paleozoic of the Gemicium 485

Mišík, M.

Príspevok k litológii a paleogeografii rádiolaritov zo Západných Karpát

Contribution to the lithology and paleogeography of radiolarites in the Western Carpathians 491

Broska, I., Uher, P. & Šiman, P.

Na sodík chudobný schorl a foitit v spišsko-gemerských granitoch

Sodium deficient schorl and foitite in the Spiš-Gemer granite, Eastern Slovakia 507

Marko, F. & Jureňa, V.

Zlomová tektonika východného okraja vienskej panvy a hrastu Malých Karpát

Fault tectonics at the eastern part of the Vienna basin and the Malé Karpaty Mts. horst 513

Sitár, V. & Čapo, J.

Karbónska flóra z magnezitového ložiska Dúbravský masív

Carboniferous flora of the Dúbrava massif magnesite deposit 525

Hók, J. & Rakús, M.

Deformácie schránok amonitov na lokalite Čhtelnica v Brezovských Karpatoch

Deformation of the shells of ammonites in Čhtelnica locality (Western Carpathians) 529

Holocsy, A., Hvoždžara, P. & Fejdi, P.

Morfológia kryštálov monazitu – (Ce) z kryštalinika juhozápadného veporika

Crystal morphology, colour and electron microprobe studies of monazite – (Ce) from crystalline complexes of south-western Veporicum (central Slovakia) 533

Holec, P.

***Mammuthus primigenius* (Blumenbach, 1799) (Proboscidea, Mammalia) od Čiernej Vody**

Mammuthus primigenius (Blumenbach, 1799) (Proboscidea, Mammalia) from Čierna Voda 543

Petro, L., Košťák, B., Poláččinová, E. & Spišák, Z.

Monitoring blokových pohybov v Slanských vrchoch

Block movements monitoring in the Slanské vrchy Mts. (Eastern Slovakia) 549

Vass, D., Pereszleányi, M., Milička, J. & Bartek, V.

Uhlie bukovinského súvrstvia a jeho porovnanie s uhlím pôtorských vrstiev salgótarjánskeho súvrstvia

Characteristics of the Bukovinka Formation coal and its comparison with the coal of the Pótor Mb. of Salgótarján Formation 555

Kandera, K. & Lobík, M.

Egeralajta, najväčšie ložisko perlitu v Afrike

Egeralajta, the biggest African perlite deposit 561

Geo-vestník

OBÁLKA: Ďumbierske Tatry v oblasti Chabenca (1955 m) tvoria biotitické tonality až granodiority (ďumbiersky typ) a muskoviticko-biotitické granodiority až granity (prašivský typ) pásma Jasenskej hole tatrika. Pohľad z Chabenca na sever do ľadovcového karu nad Magurkou. Foto: J. Madarás.

COVER: The Ďumbierske Tatry Mts. in the Chabenec (1955 m) area are built up by biotitic tonalites to granodiorites (the Ďumbier type) and muscovite-biotite granodiorites to granites (the Prašivá type) of the Tatric Jasenská hofa belt. View from the Chabenec hill northward to the ice cirque above Magurka. Photo: J. Madarás.

Eklogitizované klinopyroxenické gabbro s retrográdnou metamorfózou v pumpellyitovo-aktinolitovej fácií na vrchu Babiná a Ostrá (gemicikum)

MARTIN RADVANEC

Geologická služba Slovenskej republiky, Markušovská cesta 1, 052 01 Spišská Nová Ves,
radvanec@gsresnv.sk

(Doručené 28. 6. 1999, revidovaná verzia doručená 15. 11. 1999)

Eclogitized clinopyroxene-gabbro with retrograde metamorphism in pumpellyite-actinolite facies on Babiná and Ostrá hills (Gemicicum)

On the Babiná and Ostrá hills, Gemicicum in the Western Carpathians, clinopyroxene-gabbro has been eclogitized in ultrahigh-P metamorphism. The eclogitized gabbro has been subjected to multistage recrystallization and exhibit an anticlockwise P-T path. The inclusion of antophyllite in Al-diopside and a relict of the plagioclase (labradorite) + Al-diopside \pm augite \pm grossular \pm magnetite \pm ilmenite? \pm anorthoclase represent the magmatic evolution of the gabbro which recorded $P = 10\text{--}13$ kbar and $T = 1000\text{--}1100$ °C in a magmatic stage of evolution A. The supracrustal gabbro was subducted to mantle depths and experienced in-situ ultrahigh-P metamorphism in the pressure peak $P = 23\text{--}25$ kbar and $T = 800$ °C, which is documented by the crossed line of the plagioclase-out and amphiboles-out stability and in the field-stability of the jadeite + quartz. The prograde metamorphism and the pressure peak, stage B and C, formed jadeite + clinozoisite + albite + Sr-epidote as the replacement of the previous plagioclase + grossular + augite + magnetite-assembly. The decomposition of the plagioclase (labradorite) to the albite + clinozoisite – epidote + jadeite is accompanied by the titanite, which probably replaced an unstable ilmenite. The retrograde metamorphism and beginning of exhumation formed a symplectite texture occurring around the Al-diopside in the eclogite facies, the stage D. The symplectite formed Na_2O rich Fe-pargasite (core) + phengite + K-feldspar + biotite + titanite + albite + Fe-pumpellyite \pm \pm Fe-glaucophane \pm Fe-barroisite. The symplectite-assembly biotite + quartz and K-feldspar + actinolite changed the rim of Al-diopside according to the reaction $2\text{Di} + \text{Bt} + 4\text{Qtz} = \text{Kfs} + \text{Act}$ in the retrograde eclogitization, stage D. During exhumation, the stages D and E, Fe-pargasite, winchite or hornblend-actinolite rimmed actinolite and Mg-pumpellyite + stilpnomelane + chlorite + calcite crystallized in the matrix. The exhumation finished and reached conditions, $P = 12\text{--}3$ kbar and $T = 320\text{--}390$ °C in the high-pressure and low temperature metamorphism of the pumpellyite-actinolite facies.

The movement of the eclogitized gabbro started in the stage A, where the gabbro had been formed as a relict of the alkaline and Ca-alkaline magma-chamber formed at the boundary between the continental crust and mantle. The stage B is interpreted as the pooling to the plagioclase-out, pargasite-out and other amphibole-out boundary in the prograde eclogitization of the gabbro. The stage C is the ultrahigh pressure peak of eclogitization. Stages A, B and C connected to the slab driven corner flow and to the mantle wedge under the hanging wall. The stage D recognized the beginning of exhumation in the retrograde metamorphism. Stage E represents the exhumation as the result of a reverse buckling of the mantle where the metagabbro exhumed with the gradient 6 to 9 °C/km in the cold type of the subduction zone in eclogite-blue schist and the pumpellyite-actinolite facies.

Key words: Slovakia, Gemicicum, Cpx-metagabbro, ultrahigh-P prograde metamorphism, Fe-pargasite + jadeite + clinozoisite + Sr-epidote, retrograde metamorphism, pumpellyite-actinolite facies, cold type of exhumation, subduction zone

Úvod

Hrubozrnný a okatý zelenobiely metamorfít z vrchu Babiná a Ostrá nad Rakovcom na Š gemicika patrí do rakoveckej skupiny staropaleozoických vulkanicko-sedimentárnych bazaltových členov silúrsko-devónskeho veku (Bajanič, 1975, 1981) alebo do rakoveckého príkrovu (Grecula, 1982). Bazalt bol dvojtupňovo, resp. polyfázovo metamorfovaný (Hovorka et al., 1988). V prvej fáze sa odhadli P-T podmienky metamorfózy medzi fáciou modrých bridlíc a fáciou zelených bridlíc (vznik Na-Ca amfibolov). V tomto štádiu kryštalizovala asociácia Na-Ca amfibolov

(hastingsitický hornblend?, Al taramit?, baroisit?) + albit + granát (gross. – andr.) + kalcit + titanit + epidot + klinozoisit + chlorit + fenokryst klinopyroxénu. Granát veľký do 0,05 mm je nepravidelne obmedzený, tvorí aj kumuloblasty, atolové, sektorové a mandľovcové textúry a je v asociácii s biotitom + stilpnomelán + kalcit + albit (Hovorka et al., 1988). Druhá metamorfnná fáza bola vo fácií zelených bridlíc (vznik aktinolit). Na okraji Ca-Na amfibolov ju reprezentuje rekryštalizácia na aktinolit, ktorý kryštalizoval aj samostatne s epidotom a chloritom. Klinopyroxén (augit?) uzatvára bližšie neurčený hnedý amfibol (kaersutit?). Táto dvojica spolu s pseudomorfózou

po plagioklase je reliktom z magmatického štádia metabazaltu. Metamorfóza vo svojom vrchole pravdepodobne dosiahla úroveň modrej bridlice (Hovorka et al., 1988). Napriek týmto zisteniam sa štruktúra a textúra metabazaltu z odkryvu na Ostrej interpretovala ako typický prejav zachovania sa magmatickej kryštalizácie v podobe štruktúry „poduškovvej“ lávy zo staršieho paleozoika (Bajaník, 1975; Hovorka et al., 1988).

Hovorkove analýzy (Hovorka, *ibid.*) a zistené údaje reinterpretoval Ivan (in Grecula et al., 1997) a dospel k záveru, že bazaltové tholeiitové vulkanické horniny od Rakovca prekonal multifázovú metamorfózu. Podľa tejto reinterpretácie dát je najstarším metamorfným prepracovaním bazaltu hydrotermálna alterácia v metamorfóze oceánskeho dna, v ktorej sa pôvodný plagioklas premenil na albit a trhlíny

v hornine sa vyplnili karbonátmi, epidotom, albitom a pyritom. Neskôr sa minerály z metamorfózy oceánskeho dna zmenili pri strednom tlaku 6 až 8 kbar a teplote 440 až 480 °C (Faryad a Bernhardt, 1996) na Ca-Na pyroxén (aegirin – augit), Na-Ca amfiboly (Al taramit), aktinolit, albit, klinozoisit, epidot a magnetit spolu so stĺpnomelánom, chloritom, karbonátmi, andraditom – grossulárom (Ivan in Grecula et al., 1997). Podľa zloženia Ca-Na amfibolov a ich reliktov sa nevyklučujú ani vysokotlakové podmienky metamorfózy bazaltov vo fácií modrých bridlic s retrográdnou metamorfózou vo fácií zelených bridlic a vznikom aktinolitu, karbonátov, epidotu a chloritu, podobne ako o tom na základe pôvodných dát uvažoval Hovorka et al. (1988). Kryštalizačná rovnováha taramitu až Na pargasitu s albitom, epidotom, chloritom, granátom a biotitom sa

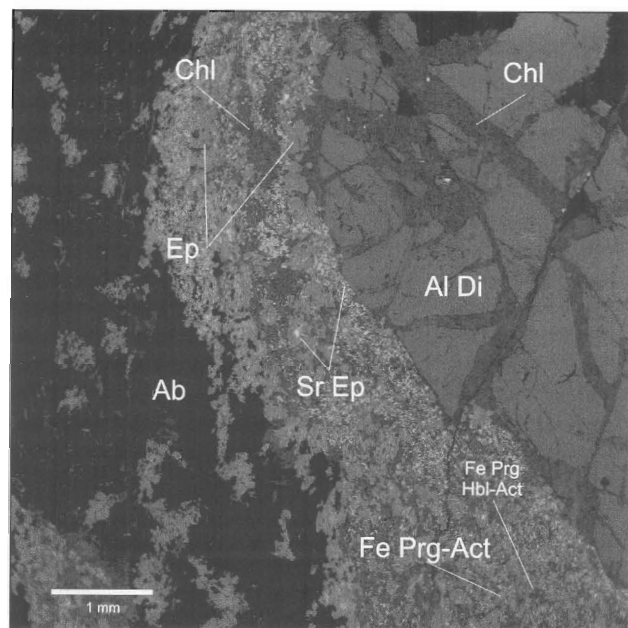
Tab. 1

Minerály a minerálne asociácie reliktu gabra, eklogitizácie gabra a exhumácie eklogitu v metamorfných fáciách na Ostrej a Babinej
Minerals and mineral associations of gabbro relicts, gabbro eclogitization and gabbro exhumation in metamorphic facies of Ostrá and Babiná hills

Metamorfné fácie	Protolit Cpx – gabro		UHP eklogitová fácia		UP eklogitová fácia a fácia modrých bridlic		HP aktinolitovo-pumpellyitová fácia	
	Relikt		Vrchol metamorfózy		Retrográdna metamorfóza R1		Retrográdna metamorfóza R2	
Minerál/lokalita	Ostrá	Babiná	Ostrá	Babiná	Ostrá	Babiná	Ostrá	Babiná
anortoklas	Anr	-----	-----?	-----?				
oligoklas	Oli	-----?	-----	-----				
Al diopsid	Al-Di	-----?	-----	-----				
hedenbergit	Hd	-----	-----	-----				
antofylit	Ath	-----?	-----	-----				
granát	Grt _{Gross}	-----	-----	-----				
aegirin-augit	Ae-Aug	-----?	-----	-----				
Sr epidot	Sr-Ep	-----	-----	-----				
magnetit	Mag	-----?	-----	-----				
jadeit	Jd	-----	-----	-----				
fengit (UHP)	Png ₁	-----	-----	-----				
kremeň	Qtz	-----	-----	-----				
K živec	Kfs	-----	-----	-----				
Fe pumpellyit	Fe-Pmp ₁	-----	-----?	-----				
epidot	Ep	-----	-----	-----				
klinozoisit	Czo	-----	-----	-----				
Al titanit	Al-Ttn	-----	-----	-----				
albit	Ab	-----	-----	-----				
Fe pargasit	Fe-Prg	-----	-----	-----				
glaukofán	Gln	-----	-----	-----				
baroisit	Bar	-----	-----	-----				
annit	Bt ₁	-----	-----	-----				
stĺpnomelán	Stl	-----	-----	-----				
Mg pumpellyit	Mg-Pmp ₂	-----	-----	-----				
chlorit	Chl	-----	-----	-----				
flogopit-eastonit	Bt ₂	-----	-----	-----				
winchit	Win	-----	-----	-----				
aktinolit	Act	-----	-----	-----				
Act hornblend	Act-Hbl	-----	-----	-----				
albit	Ab	-----	-----	-----				
kalцит	Cal	-----	-----	-----				
baryt	Ba	-----	-----	-----				
fengit	Png ₂	-----	-----	-----				
pyrotín	Po	-----	-----	-----				
hematit	Hem	-----	-----	-----				
turmalín (Drv-Sk)	Tur	-----	-----	-----				
apatit	Ap	-----	-----	-----				
zirkón	Zr	-----	-----	-----				

Vysvetlivky: UHP – ultravysokotlaková metamorfóza, HP – vysokotlaková metamorfóza, ----- – minerál sa vyskytuje vzácné, ? – pravdepodobná kryštalizácia

Explanation: UHP – ultrahigh-pressure metamorphism, HP – high-pressure metamorphism, ----- – rarely occurred mineral, ? – probable crystallisation



Obr. 1. Al-diopsid so symplektitom minerálnej asociácie Fe pargasit (stred) – hornblend až aktinolit (okraj), resp. Fe pargasit (stred) – aktinolit (okraj) v jednom zrne amfibolu + Sr epidot + epidot + albit + chlorit. Vzorka z lokality Babiná. Odrazené elektróny

Fig. 1. Al-diopside is rimmed by the symplectite: Fe-pargasite (core) + hornblende – actinolite (rim) or Fe-pargasite (core) + actinolite (rim) in one grain of amphibole + Sr-epidote + epidote + albite + chlorite. Sample from Babiná hill. Backscattered-electron images.

Odber vzoriek a postup prác

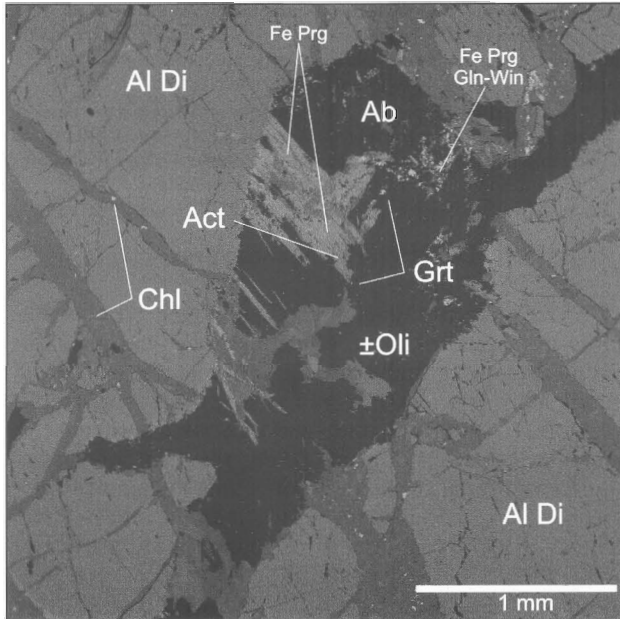
Na vrchu Ostrá a Babiná, ako aj v doline pri obci Rakovec na S gemerika sme odobrali vzorky na mineralogicko-petrologické štúdium z odkryvov a sutín z približne rovnakých miest ako Hovorka et al. (1988, obr. 1a, 1b v ich práci). Na Ostrej sme vzorky odobrali z rovnakého odkryvu ako Hovorka et al. (1988, obr. 3 v ich práci). Tam sa zrnitostná štruktúra usporiadania metamorfítu podobá textúre „poduškovvej lávy“, a preto sme leštené výbrusy robili v profile, a to postupne od hrubozrnného stredy štruktúry po jej jemnozrnný okraj – lem. Ostatné leštené výbrusy z týchto lokalít mali všetky zrnitostné a farebné variety klinopyroxenitu. Dvadsaťsedem vzoriek sme petrograficky zhodnotili a dvadsať výbrusov z nich ďalej petrologicky študovali. Zistené minerály sme analyzovali na mikroanalyzátore v Geologickej službe SR

interpretuje aj ako prejav metamorfózy vo vyššielakovej oblasti fácie zelených bridlíc (Faryad a Bernhardt, 1996).

Tab. 2
Reprezentatívne analýzy pyroxénov z lokality Babiná a Ostrá
Representative analyses of pyroxenes from the Babiná and Ostrá localities

Lokalita	Babiná	Babiná	Babiná	Ostrá	Ostrá	Ostrá	Ostrá	Ostrá	Ostrá
Minerál	Al-Di	Al-Di	Hd	Al-Di	Al-Di	Ae-Aug	Ae-Aug	Jd	Jd
Miesto	Idiom.	Idiom.	Trhlina	Idiom.	Idiom.	Matrix	Matrix	Inklúz.	Inklúz.
Met. fác.	Magma.	Magma.	Magma.	Magma.	Magma.	Eklogit.	Eklogit.	Eklogit.	Eklogit.
SiO ₂	50,61	50,69	51,35	48,56	47,24	49,24	50,68	54,04	54,19
TiO ₂	0,66	1,05	0	1,66	1,40	0,76	0	0	0
Al ₂ O ₃	4,34	3,27	0,82	4,95	6,02	1,96	1,19	17,64	13,19
FeO*	5,25	8,44	14,88	8,91	11,71	0	0	0	0
Fe ₂ O ₃ *	0	0	0	0	0	17,61	19,67	11,10	15,96
Cr ₂ O ₃	0,58	0,15	0	0,12	0	0	0	0	0
MnO	0	0	0,73	0,2	0	0,72	0,57	0	0
MgO	16,23	15,27	7,87	13,67	12,01	7,68	6,73	0,68	0,99
CaO	21,75	21,37	23,06	21,08	20,00	18,42	16,72	3,69	2,63
Na ₂ O	0,52	0,36	0,84	0,50	0,39	2,97	4,13	12,43	12,03
K ₂ O	0,11	0,11	0,09	0,12	0,16	0,06	0,08	0,07	0
Spolu	100,05	100,71	99,64	99,77	98,93	99,42	99,77	99,65	98,99
Si	1,845	1,860	1,983	1,808	1,792	1,912	1,960	1,925	1,982
Al ^{IV}	0,155	0,140	0,017	0,192	0,208	0,088	0,040	0,075	0,018
Al ^{VI}	0,032	0,001	0,021	0,025	0,061	0,002	0,015	0,664	0,551
Ti	0,018	0,029	0	0,046	0,040	0,022	0	0	0
Cr	0,017	0,004	0	0,004	0	0	0	0	0
M1Fe ³⁺	0,112	0,107	0,063	0,110	0,102	0,266	0,337	0,269	0,317
M1Fe ²⁺	0	0,23	0,417	0,056	0,118	0,248	0,235	0,028	0,078
M1Mg	0,822	0,835	0,453	0,759	0,679	0,445	0,388	0,036	0,054
M2Mg	0,060	0	0	0	0	0	0	0	0
M2Fe ²⁺	0,048	0,129	0	0,111	0,151	0	0	0	0,044
Mn	0	0	0,024	0,006	0	0,024	0,019	0	0
Ca	0,850	0,840	0,954	0,841	0,813	0,767	0,693	0,141	0,103
Na	0,037	0,26	0,063	0,036	0,029	0,224	0,310	0,858	0,853
K	0,005	0,005	0,004	0,006	0,008	0,003	0,004	0,003	0
Σ	3,995	3,995	3,996	3,994	3,992	3,997	3,996	3,997	4,000

FeO* or Fe₂O₃* – total Fe



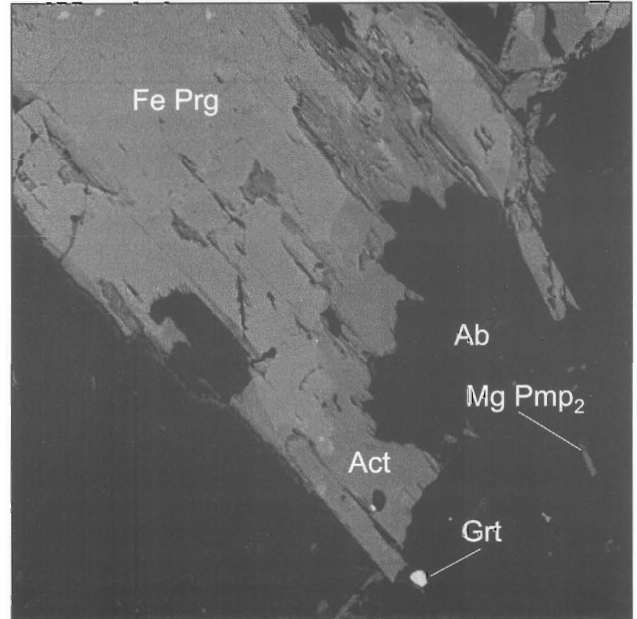
Obr. 2a. Uzavrenina minerálnej asociácie reliktu granátu (grossulár) + reliktu plagioklasu (oligoklas) + albit + Fe pargasit + aktinolit + glaukofán – winchit + chlorit v trhlne Al diopsidu. Rovnaké zrna Al diopsidu ako na obr. 1. Odrazené elektróny.

Fig. 2a. In the crack of Al-diopside closed mineral assemblage is relict of garnet (grossular) + relict of plagioclase + albite + Fe-pargasite + actinolite + glaucophane – winchite + chlorite. A part of the Fig. 1 Backscattered-electron images.

v Bratislave pomocou kvantitatívnych chemických analýz metódou EDS a WDS a použili sme porovnávacie prírodné štandardy. Analýzy sa zhodnotili programom KeveX so ZAF korekciou. Minerálne asociácie a jednotlivé minerály sme skúmali v odrazených elektrónoch. Chemická zonalnosť minerálov sa študovala aj mapovaním obsahu prvkov (Na, Ca, Al a Fe) v $K\alpha$.

Analytická metóda EDS sa využila aj na „plošné“ alebo objemové kvantitatívne analýzy s analytickým oknom do 0,1 mm². Týmto postupom sa v ploche okna analyzovala zmes minerálnej asociácie vzniknutá ako pseudomorfóza po rozpade pôvodného minerálu s cieľom zistiť ho podľa chemickej kvantitatívnej analýzy. Vo výslednej analýze sa nebral do úvahy obsah vody v pôvodnom mineráli. Analytickým oknom sa analyzovala reprezentatívna oblasť pôvodného minerálu bez minerálnej asociácie patriacej okolitému matrixu horniny. Objemová analýza sa prepočítala na chemický vzorec. Tak sa zistila prítomnosť labradoritu a augitu v pôvodnom gabre. Objemová analýza sa použila iba pri rekonštrukcii bezvodných minerálov (labradorit a augit).

Prepočet zloženia všetkých minerálov a objemových analýz labradoritu a augitu sme urobili podľa programu Minpet 2 (Minpet Version 2.02, Copyright 1989–1997). Analýzy amfibolov sme týmto programom prepočítali na štruktúrne vzorce 15NK, 13CNK, 15-K, Fe²⁺, AV(2, 4) podľa Leaka (1997). Analýzy pyroxénov boli týmto programom prepočítane s rozložením analytickej chyby na všetky katióny (Morimoto, 1988). Skratky minerálov sú vysvetlené v tab. 1.



Obr. 2b. Detail z obr. 2a. Zonálny amfibol, Fe pargasit (stred) – aktinolit (okraj) kryštalizoval na začiatku retrográdnej metamorfózy v albitovom porfyrblaste na okraji trhliny v Al diopside. Nezreagovaný relik granátu (grossulár) je z magmatického alebo postmagmatického štádia kryštalizácie klinopyroxenického gabra. Novotvar Mg pumpellyitu kryštalizoval na konci retrográdnej metamorfózy. Odrazené elektróny.

Fig. 2b. Backscattered-electron image of zoned amphibole, Fe-pargasite (core) – actinolite (rim) represent the beginning of the retrograde eclogitization at the rim of the crack in the Al-diopside. In the albite porphyroblast the untreated relict of garnet (gross.) represents the magmatic evolution of gabbro. Mg-pumpellyite crystallized in the retrograde metamorphism. The detail of the Fig. 2a.

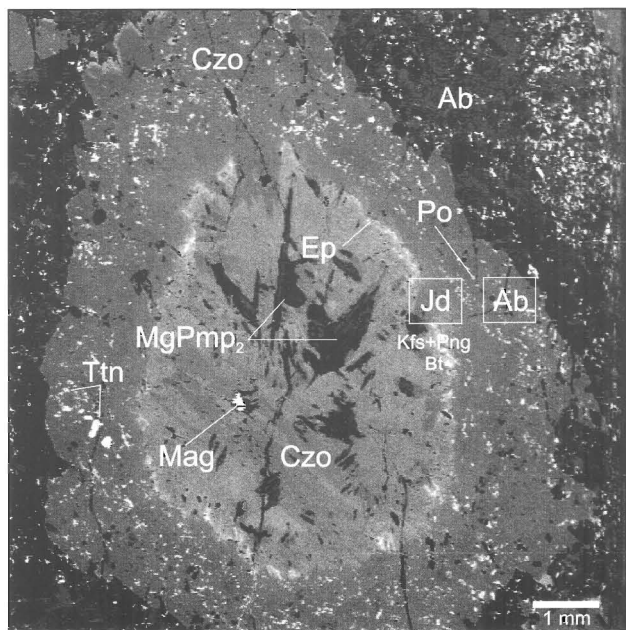
Reprezentatívne analýzy minerálov sú v tab. 2, 3, 4 a 5. P-T podmienky metamorfózy metabazaltu sa odvodili od metamorfných reakcií vypočítaných z bázy dát aktivít minerálov v danom kryštalizačnom systéme podľa Bermána (1987, obr. 15).

Minerálne asociácie eklogitizovaného gabra

Klinopyroxenické metagabro obsahuje hnedozelený idiomorfný až hypidiomorfný klinopyroxén (Cpx), ktorý zaberá 10–20 % objemu horniny. Okolo klinopyroxénu sú makroskopicky pozorovateľné rozpadové textúry, svetlý lem – symplektity (obr. 1). Asi 50 % horniny tvorí porfyrblast albitu, ktorý vznikol ako pseudomorfóza po pôvodnom plagioklase spolu so skupinou epidotu. Objem 10–20 % reprezentuje skupina epidotu, ktorá v metagabre tvorí nepravidelné zhluky v albitovom porfyrblaste a v matrixe horniny (obr. 6). Zvyškový matrix metamorfitu tvorí chlorit, amfiboly, titanit, ±kalcit a iné minerály. V hornine sme makroskopicky oxidy a kremeň nezistili (tab. 1).

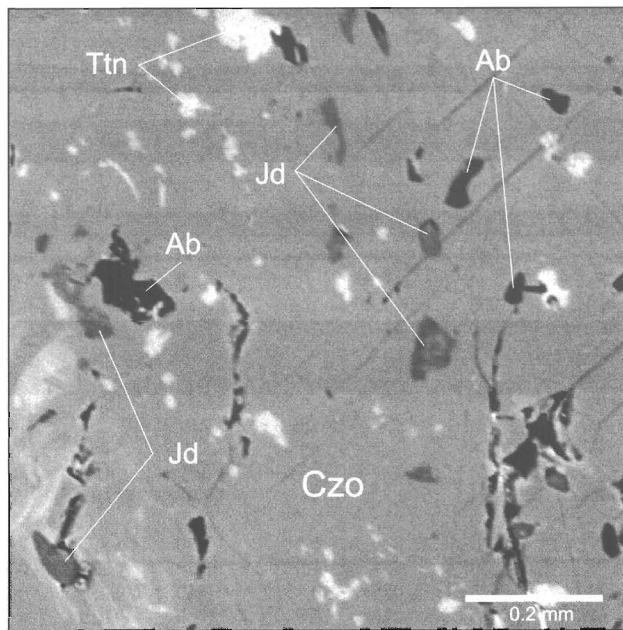
Pyroxény

Na lokalite Ostrá a Babiná reprezentuje skupinu klinopyroxénov idiomorfne alebo hypidiomorfné obmedzený



Obr. 3a. Dítuzia v prográdnej metamorfoze eklogitizácie gabra a na začiatku retrográdnej metamorfozy rekrystalizovala pôvodný magnetit a plagioklas (labradorit) na asociáciu klinozoisit + epidot + jadeit + + K živec + tengit (ultravysokotlakový) + biotit + titanit (obr. 15, pozri text). V retrográdnej metamorfoze na okraji klinozoisitu kryštalizoval albit z asociácie jadeit + kremeň. Na konci retrográdnej metamorfozy v pumpellyitovo-aktinolitovej faci nahradil časť klinozoisitu – epidotu Mg pumpellyit. Lokalita Ostrá. Odrazené elektróny

Fig. 3a. Prograde and retrograde eclogitization changed the Cpx gabbro-mineralization magnetite + plagioclase (labradorite) to clinzoisite + epidote + jadeite + Kfs + phengite (ultrahigh-P) + biotite + titanite (Fig. 15). The retrograde metamorphism produced albite as a result from the reaction jadeite + Qtz situated at the rim of the clinzoisite. In the pumpellyite–actinolite facies of the retrograde metamorphism, Mg-pumpellyite changed a part of the host clinzoisite – epidote. Sample from Ostrá hill. Backscattered-electron image.



Obr. 3b. Vzťah asociácie jadeit + albit + titanit v detaile oblasti výskytu jadeitu (Jd) na vnútornom okraji klinozoisitu na obr. 3a. Jadeit vznikol reakciou labradorit + magnetit = jadeit + klinozoisit v poli stability jadeit + kremeň (pozri text). Albit kryštalizoval z reakcie jadeit + kremeň v poli stability albitu v retrográdnej metamorfoze (obr. 15). Odrazené elektróny

Fig. 3b. Field (Jd) in the Fig. 3a, shows the rim of clinzoisite – epidote including jadeite + albite + titanite. Jadeite is the result of the prograde-eclogitization according to the reaction labradorite + magnetite = jadeite + clinzoisite in the field-stability of Qtz + Jd. Albite is a reverse mineral of the reaction (Jd + Qtz = Ab) in the retrograde metamorphism (Fig. 15). Backscattered-electron image.

Al diopsid (Ca Cpx) veľký do 1 cm, ktorý má na oboch lokalitách rovnaké chemické zloženie (tab. 2) a lemuje ho rozpadová textúra v podobe symplektitu (obr. 1, 2a, 2b a 5).

Al diopsid na vrchu Babiná lokálne obsahuje zónu alebo lamelu hedenbergitu a uzatvára aj drobné (0,05 mm) inklúzie antofylitu (obr. 4a). V dutinách uzatvára asociáciu oligoklas (relikt) + albit + granát + Fe pargasit + glaukofán + baroisit + aktinolit + titanit + Mg – pumpellyit (Pmp₂). Symplektit okolo Al diopsidu tvorí asociácia epidot + Sr epidot + Fe pargasit + hornblend – aktinolit (Hbl-Act) + aktinolit + chlorit + titanit ± kremeň (obr. 1, 2a a 2b). V matrice sa zistil idiomorfny relikt pôvodného zrna klinopyroxénu, ktorý sa úplne rozpadol na zmes aktinolit + winchit + chlorit + titanit ± baryt (obr. 7). Podľa objemovej kvantitatívnej analýzy tejto minerálnej zmesi sa odvodil pôvodný chemický vzorec rozloženého klinopyroxénu $\text{Na}_{0,12}\text{Ca}_{0,53}\text{Mg}_{0,84}\text{Fe}^{2+}_{0,36}\text{Ti}_{0,04}\text{Al}_{0,27}\text{Si}_{1,83}\text{O}_6$ s chemickou klasifikáciou v poli augitu (Morimoto, 1988).

Na Ostrej je v matrice horniny nezreagovaný relikt aegirinu – augitu (Na-Ca Cpx, obr. 4a a 4b). Na rozdiel od diopsidu z vrchu Babiná symplektit okolo Al diopsidu tvorí asociácia biotit, albit, K živec, aktinolit, titanit

a chlorit (obr. 5). Na okraji klinozoisitu – epidotu, vzniknuvšieho pseudomorfózou po pôvodnom plagioklase sa tu často vyskytuje aj drobný oválny a nepravidelne obmedzený jadeit (Na Cpx) s veľkosťou zrna do 0,08 mm (obr. 3a a 3b). Na vrchu Babiná sa jadeit zistil na okraji Sr epidotu, ktorý vznikol ako pseudomorfóza po Sr plagioklase, v rovnakej pozícii ako na Ostrej.

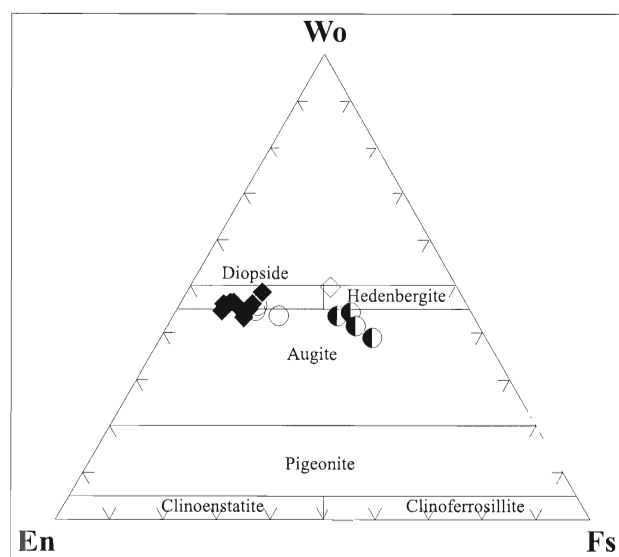
Živce

Klinopyroxenické metagabro oboch lokalít obsahuje homogénne pseudomorfózy po porfyrblaste alebo pseudomorfózy po idiomorfných zrnách plagioklasu (Pl) s rozoznateľnými hranicami pôvodných zrn veľkých do 2 cm aj po ich rozpade na albit (an = 0–0,9 %) + klinozoisit – epidot + Mg pumpellyit ± chlorit ± granát^{Gross}. Podľa objemovej chemickej analýzy tejto rozpadovej minerálnej zmesi bol pôvodný plagioklas labradoritom (an = 55–67 %). Vo vnútri pôvodných hraníc Pl sa po metamorfoze v menšom množstve zistila aj zmes chemickejšieho albitu + chloritu ± kalcitu. Chlorit a kalcit vznikli pri premenení skupiny epidotu na konci metamorfozy (obr. 1, 2a, 6 a 7).

Na lokalite Ostrá sa pôvodný a idiomorfne obmedzený labradorit zmenil na klinozoisit – epidot + jadeit (obr. 3a a 3b). V matrice kryštalizovali zrná chemickejšieho

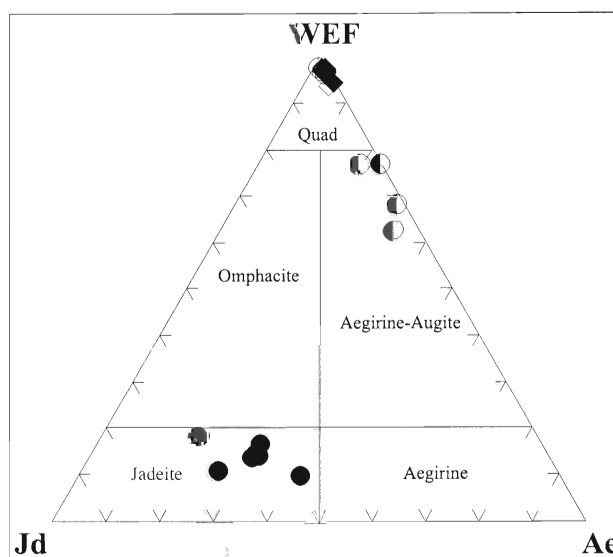
Tab. 3
 Reprezentatívne analýzy amfibolov z lokality Babiná a Ostrá
 Representative analyses of hornblendes from the Babiná and Ostrá localities

Lokalita	Babiná	Babiná	Babiná	Babiná	Babiná	Babiná	Babiná	Babiná	Babiná	Ostrá	Ostrá	Ostrá
Minerál	Ath	Fe-Prg	Fe-Prg	Gln	Bar	Win	Act-Hbl	Win	Act	Fe-Win	Act-Hbl	Act
Miesto	v Di	Stred	Stred	Stred	Str.-okr.	Okraj	Okraj	Stred	Okraj	v Act	Stred	Stred
Pozícia	Ink. v Di	Matrix	Di; sym.	v Di	v Di	v Di	v Di	Aug-okraj	Aug-okraj	Matrix	Matrix	Matrix
Met. fac.	Magma.	Eklogit.	Eklogit.	Eklogit.	Eklogit.	Ec-Pmp.	Pm-Act	Ec-Pmp.	Pm-Act.	Ec-Pmp.	Pm-Act	Pm-Act
SiO ₂	50,87	39,91	40,15	55,20	48,79	54,22	51,52	55,07	56,56	52,61	50,21	54,28
TiO ₂	0	0,80	0,30	0	0,23	2,27	0	0	0	0	0	0
Al ₂ O ₃	10,05	16,72	16,08	10,86	11,59	5,47	3,95	1,38	1,0	1,04	4,39	0,64
FeO* _{tot}	12,79	20,56	21,01	10,23	14,34	9,49	12,79	17,53	8,03	29,81	18,59	16,40
Cr ₂ O ₃	0	0,14	0	0	0,17	0	0,14	0	0	0	0	0
MnO	0	0,17	0,34	0,16	0	0,33	0,21	0	0	0,72	0,29	0,26
MgO	22,89	5,73	6,19	8,54	8,90	11,49	14,67	13,01	19,07	5,47	12,18	13,34
CaO	1,09	8,36	8,73	7,96	9,34	11,39	12,37	5,71	13,25	3,35	10,59	12,83
Na ₂ O	0,65	5,27	5,01	5,07	4,43	2,91	1,50	4,14	0,69	4,52	1,19	0,45
K ₂ O	0,20	0,57	0,59	0,23	0,40	0,17	0,26	0,18	0	0,09	0,17	0,07
Spolu	98,54	98,23	98,40	98,25	98,19	97,74	97,41	97,02	98,60	97,61	97,61	98,27
O = 23												
Si	7,034	6,019	6,042	7,680	6,865	7,698	7,509	7,875	7,889	7,901	7,313	7,914
TAI ^{IV}	0,966	1,981	1,958	0,320	1,135	0,302	0,491	0,125	0,111	0,099	0,687	0,089
CAI ^{VI}	0,672	0,988	0,892	1,460	0,785	0,612	0,187	0,107	0,053	0,084	0,066	0,024
CCr	0	0,017	0	0	0,019	0	0,016	0	0	0	0	0
CFe ³⁺	0,084	0,442	0,608	0,186	1,417	0	0	1,133	0	1,314	0,925	0
CTi	0	0,090	0,034	0	0,025	0,242	0	0	0	0	0	0
CMg	4,244	1,290	1,388	1,772	1,867	2,432	3,187	2,773	3,965	1,224	2,645	2,900
CFe ²⁺	0	2,151	2,036	1,008	0,270	1,127	1,559	0,964	0,937	2,378	1,340	2,000
CMn	0	0,022	0,043	0,019	0	0,040	0,026	0	0	0,091	0,036	0,032
CCa	0	0	0	0,554	0,617	0,547	0,025	0,023	0,045	0	0	0,044
BMg	0,466	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
BFe ²⁺	1,373	0	0	0	0	0	0	0	0	0,052	0	0
BCa	0,161	1,351	1,407	0,633	0,792	1,185	1,907	0,852	1,935	0,540	1,653	1,960
BNa	0,649	0,593	1,367	1,208	0,801	0,093	1,148	0,065	1,317	0,336	0,040	0,040
ANa	0,174	0,893	0,870	0	0	0	0,331	0	0,122	0	0	0,088
AK	0,036	0,111	0,114	0,041	0,073	0,031	0,048	0,033	0	0,018	0,032	0,013
Σ	15,210	16,003	15,984	15,041	15,073	15,017	15,379	15,033	15,122	15,018	15,032	15,101
Výpočet	15NK	13CNK	13CNK	15-K	15-K	15-K	Fe ²⁺	15-K	Fe ²⁺	15-K	15-K	Fe ²⁺



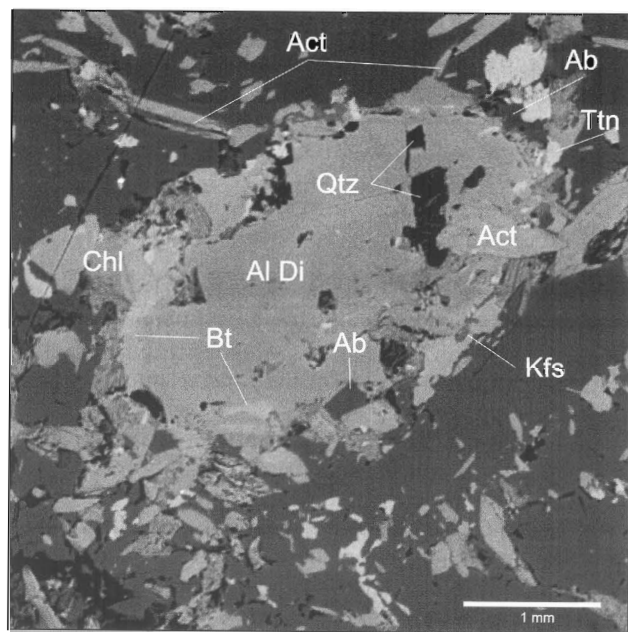
Obr. 4a. Chemická klasifikácia klinopyroxénov v trojuholníkovom diagrame En-Fs-Wo (Morimoto, 1988). Kosoštvorce – metagabro z lokality Babiná. Krúžky – metagabro z lokality Ostrá. Analýzy sú v tab. 2.

Fig. 4a. Compositional ranges of clinopyroxenes in metagabro (Morimoto, 1988). Square – metagabro from the Babiná hill. Circle – metagabro from the Ostrá hill. Chemical compositions of minerals are in Tab. 2.



Obr. 4b. Chemická klasifikácia klinopyroxénov v trojuholníkovom diagrame Jd-Ae-WEF (Morimoto, 1988). Kosoštvorce – metagabro z lokality Babiná. Krúžky – metagabro z lokality Ostrá. Analýzy sú v tab. 2.

Fig. 4b. Compositional ranges of clinopyroxenes in metagabro (Morimoto, 1988). Square – metagabro from the Babiná hill. Circle – metagabro from the Ostrá hill. Chemical compositions of minerals are in Tab. 2.



Obr. 5. Rozpad okraja Al diopsidu najprv na biotit + kremeň a neskôr na K živec + aktinolit podľa reakcie $2Di + Bt + 4Qtz = Kfs + Act$ v retrográdnej metamorfóze eklogitovej fácie (obr. 15). Lokalita Ostrá. Odrazené elektróny.

Fig. 5. Symplectite-assemblage biotite + Qtz and Kfs + actinolite changed the rim of Al-diopside according to the reaction $2Di + Bt + 4Qtz = Kfs + Act$ in the retrograde eclogitization (Fig. 15). Ostrá hill. Backscattered-electron image.

albitu spolu s Mg pumpellyitom a aktinolitom v drobnozrnnej a nepravidelne ohraničenej forme.

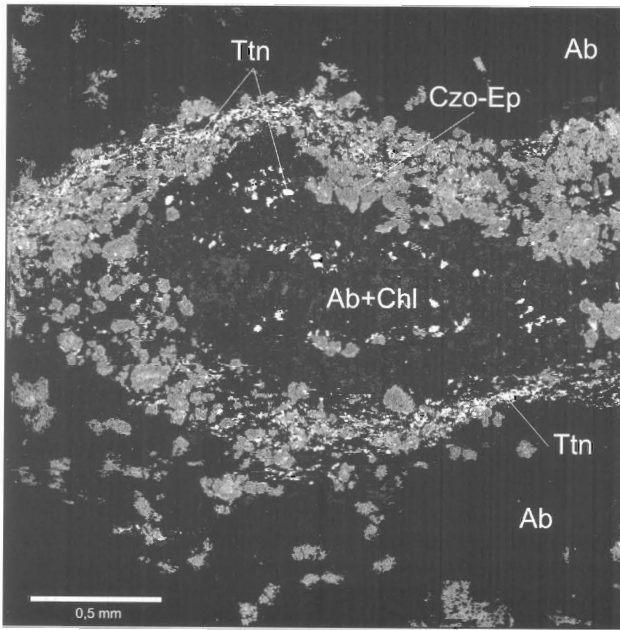
V Al diopside z Babinej sa vo forme reliktov a inklúzií zachoval oligoklas (an = 19 %), ktorý sa chemickým zložením najviac približuje pôvodnému plagioklasu (labradoritu) z protolitu. Vzácný relikv olivoklasu sa v diopside vyskytuje spolu s granátom (gross. – andr.). Obidva minerály uzatvára albit, v ktorom je uzavretá aj asociácia Fe pargasit + glaukofán + baroisit + aktinolit + Mg pumpellyit + kremeň (obr. 2a, 2b a 7). Inklúzie albitu, ktoré kryštalizovali spolu s klinozoisitom a epidotom, majú obsah anortitovej molekuly 6–8 % a v aktinolite an 4,3–4,8 %. Na vonkajšom okraji klinozoisitu – epidotu, ktorý vznikol rozpadom labradoritu, kryštalizoval mladší albit (an = 3,4 %) ako pseudomorfóza po jadeite (obr. 3b). Na Ostrej sa v matrice horniny identifikoval aj metamorfózou nezreagovaný relikv anortoklasu (or = 25,3–33,2 %), ktorý je pravdepodobne reliktom z minerálnej asociácie gabra alebo kryštalizoval pri metamorfóze spolu s K živcom (tab. 5).

Na vrchu Babiná výplňa K živec s obsahom ab 0 % drobné trhliny veľké do 1 mm a kryštalizoval pred amfibolmi (Fe-Prg + Act), ktorých vlákniť a zonálna forma zrn pretína K živec naprieč (obr. 9).

K živec na Ostrej má obsah ab 2,7–3,8 %. Na vnútorom okraji klinozoisitu a v bezprostrednej blízkosti jadeitu kryštalizoval spolu s fengitom (Png₁) a biotitom alebo v symplektite na okraji diopsidu, kde sa vyskytuje v aso-

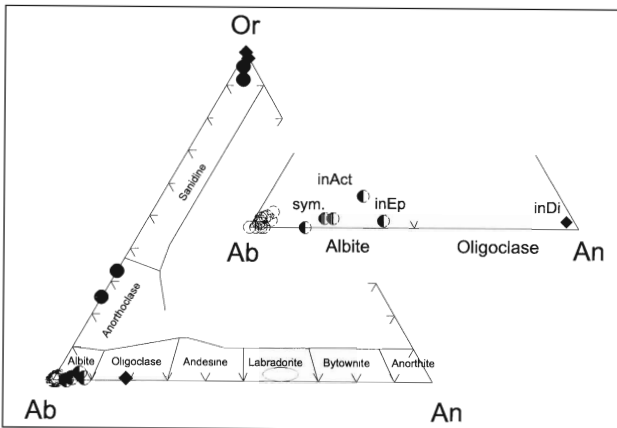
Tab. 4
Reprezentatívne analýzy minerálov skupiny epidotu z lokality Babiná a Ostrá
Representative analyses of epidote group minerals from the Babiná and Ostrá localities

Lokalita	Babiná	Babiná	Babiná	Babiná	Babiná	Babiná	Babiná	Ostrá	Ostrá	Ostrá	Ostrá	Ostrá
Minerál	Ep	Czo	Ep	Sr-Ep	Sr-Ep	Pmp ₂	Pmp ₂	Pmp ₁	Ep	Ep	Ep	Pmp ₂
Miesto	Matrix	Di-sym.	Di-sym.	Minim.	Maxim.	v SrEp	v Ab	Matr-s	Pmp ₁ -o	Di-sym.	Sym+Jd	Act+Ab
Met. fáč.	Ec-Pmp.	Ec-Pmp.	Ec-Pmp.	Mag.-Ec.	Mag.-Ec.	Eklogit.	Pm-Act	Ec-Pmp.	Ec-Pmp.	Pm-Act	Ec-Pmp.	Pm-Act
SiO ₂	38,08	38,46	37,86	38,19	36,18	36,76	36,59	35,94	36,95	39,16	38,17	37,04
TiO ₂	0	0	0	0,1	0	0	0	0	0	0	0	0
Al ₂ O ₃	22,27	27,55	22,55	23,90	21,59	24,47	24,99	20,93	22,52	24,85	28,05	23,81
FeO* _{tot}	*14,09	*6,65	*13,08	*9,96	*11,64	4,43	4,42	10,30	*14,06	*10,11	*7,83	2,98
Fe ₂ O ₃	0	0	0	0	0	2,13	1,90	3,89	0	0	0	2,01
MnO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,34	0	0,14
MgO	0,35	0,74	0,61	0,50	0,14	2,50	2,08	0,29	0,31	0,4	0,39	3,40
CaO	22,88	24,06	23,13	21,29	17,99	23,54	23,32	22,44	23,55	23,42	23,77	23,76
SrO				3,53	9,48							
Na ₂ O	0,13	0,33	0,21	0,30	0	0,46	0	0,17	0	0	0,16	0,21
K ₂ O	0,09	0,15	0,13	0,16	0,13	0,12	0,14	0,13	0,13	0,16	0,15	0,17
H ₂ O*	0	0	0	2,12	2,00	6,56	6,69	6,48	0	0	0	6,72
Spolu	97,89	97,94	97,57	100,15	99,15	100,97	100,13	100,57	97,52	98,44	98,52	100,24
Si	3,004	2,981	2,996	3,015	2,999	2,942	2,949	2,999	2,939	3,040	2,944	2,975
Al	2,069	2,515	2,101	2,224	2,109	2,307	2,372	2,051	2,111	2,272	2,548	2,252
Ti	0	0	0	0,006	0	0	0	0	0	0	0	0
Fe ³⁺	0,928	0,430	0,864	0,658	0,807	0,267	0,115	0,243	0,934	0,656	0,504	0,121
Fe ²⁺	0	0	0	0	0	0,143	0,298	0,717	0	0	0	0,200
Mg	0,041	0,086	0,072	0,059	0,017	0,298	0,250	0,036	0,037	0,046	0,045	0,407
Mn	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,22	0	0,010
Ca	1,934	1,998	1,961	1,801	1,597	2,019	2,013	2,000	2,007	1,948	1,964	2,045
Sr	0	0	0	0,162	0,456							
Na	0,02	0,05	0,032	0,046	0	0,071	0	0	0	0	0,024	0,033
K	0,009	0,015	0,013	0,016	0,014	0,012	0,015	0,013	0,013	0,016	0,015	0,018
OH	1	1	1	1,17	1,12	3,6	3,6	3,6	1	1	1	3,6
Σ	8,005	8,075	8,039	7,989	8,000	8,059	8,012	8,076	8,040	8,000	8,044	8,061



Obr. 6. Rozpad pôvodne z magmy vykryštalizovaného plagioklasu (labradoritu) na zmes minerálnej asociácie albit + klinozoisit až epidot v poli nestability plagioklasu v prográdnej metamorfóze eklogitizácie gabra. Túto minerálnu asociáciu sprevádza titanit, ktorý pravdepodobne vznikol z pôvodnej magmatickej asociácie oxidov rutil + ilmenit + magnetit v prográdnej a retrográdnej metamorfóze. Zmes chlorit + albit kryštalizovala v retrográdnej metamorfóze v pumpellyitovo-aktinolitovej fácií na konci exhumácie metagabra. Lokalita Babiná. Odrazené elektróny.

Fig. 6. Decomposition of the plagioclase (labradorite) to the albite + clinozoisite – epidote accompanied by the titanite in the out-stability of the plagioclase. Chlorite and albite crystallized in pumpellyite-actinolite facies in the retrograde metamorphism. Babiná hill. Backscattered-electron image.



Obr. 7. Chemická klasifikácia živcov v trojuhľovnom diagrame Ab–An–Or. Kosoštvorce – metagabro z lokality Babiná. Krúžky – metagabro z lokality Ostrá. Sivé pole – oblasť pôvodného plagioklasu z gabra. An zložka plagioklasu je vyššia iba v symplektite okolo Al diopsidu a v uzavreninách v Al diopside, epidote a aktinolite. Porfýroblasty pôvodne magmatického plagioklasu (labradorit) sú po rozpade plagioklasu na klinozoisit + epidot a albit v poli albitu. Anortoklas je relikv z magmatického štádia metagabra. Analýzy sú v tab. 5.

Fig. 7. Ternary composition plots comparing Ab–An–Or in plagioclases and K-feldspars. Square – metagabbro from the Babiná hill. Circle – metagabbro from the Ostrá hill. The grey-field – unstable labradorite crystallized in the gabbro-protolite. Chemical compositions of minerals are in Tab. 5.

ciácii s biotitom, albitom, aktinolitom a pyrotínom. K živce tejto formy kryštalizoval na začiatku a v priebehu retrográdnej metamorfózy (obr. 3a a 5).

Amfiboly

Drobné oválne inklúzie uzavrenín antofylitu zo skupiny Fe-Mg-Mn amfibolov sa zachovali v Al diopside z Babinéj. Je pravdepodobné, že antofylit alebo kryštalizoval na konci magmatického štádia kryštalizácie gabra spolu s Al diopsidom už v protolitovom štádiu klinopyroxenitu pred jeho eklogitizáciou, alebo s Al diopsidom na začiatku prográdnej metamorfózy. V matrixe metagabra a v iných mineráloch sme antofylit nenašli.

Najstarším metamorfogénnym amfibolom v metagabre je Fe pargasit (\pm glaukofán \pm baroisit) a v hornine vznikol až po kryštalizácii pyroxénov. Je mladší ako Al diopsid a ostatné Cpx pyroxény. V matrixe tvorí jadrá vláknitej formy amfibolov, ktoré na okraji dorastali aktinolitom. Zonálny amfibol alebo dvojica Fe pargasit – aktinolit sú aj súčasťou symplektitovej textúry okolo Cpx. Táto dvojica kryštalizovala pred chloritom v trhlinách Al diopsidu (obr. 1, 2a, 2b a 9).

Fe pargasit má premenlivý obsah Na_2O od 2,91–5,23 hmot. % s priemerom 4,54 % ($n = 20$ analýz). Obsah Na_2O v pargasite sa v závislosti od teploty a tlaku zisťoval experimentálne. V postupne kryštalizujúcom pyrolite pri nerovnej teplote a tlaku sú 4 hmot. % Na_2O hranicou existencie tohto amfibolu. Je to hraničná hodnota obsahu, ktorá sa v štruktúre pargasitu viaže pri teplote 950–1100 °C a tlaku 21–30 kbar (Niida a Green, 1999, obr. 15).

Podľa chemickej klasifikácie Fe pargasit patrí do skupiny Ca-Na amfibolov (Leake, 1978, 1997; Deer et al., 1992). Hlavná Al-Si väzba v jeho štruktúre alebo v chemickom vzorci je $\text{ABC}(\text{Al}_1^{\text{VI}})\text{Al}_2^{\text{IV}}\text{Si}_6$ (tab. 3). Z tejto oblasti sa pargasit zistil aj v doteraz publikovaných analýzach $\text{ABC}(\text{Al}_1^{\text{VI}})\text{Al}_{2-1,5}^{\text{IV}}\text{Si}_{6-6,5}$ (Hovorka et al., 1988) alebo $\text{ABC}(\text{Al}_{1,1-0,53}^{\text{VI}})\text{Al}_{1,9-1,5}^{\text{IV}}\text{Si}_{6,1-6,5}$ (Faryad a Bernhardt, 1996). Analýzy v týchto prácach patria chemickej väzbe pargasitu, nie taramitu, ktorý má štruktúru vzorca $\text{ABC}(\text{Al}_2^{\text{VI}})\text{Al}_2^{\text{IV}}\text{Si}_6$ (Deer et al., 1992; Leake, 1997; Zhang et al., 1995).

Na oboch lokalitách je v klinopyroxenite najrozšírenejší aktinolit, Fe aktinolit \pm aktinolit – hornblend (Ca amfibol). Ide o najmladší amfibol, ktorý v matrixe kryštalizoval samostatne vo forme idiomorfnych zŕn veľkých do 0,5 mm. Tu sa vyskytuje vždy v asociácii s Mg pumpellyitom alebo kryštalizoval na okraji puklín a v puklinách s albitom, alebo s kalcitom a kremeňom. Na lokalite Babiná sa okrem aktinolitu v matrixe klinopyroxenitu zistil na okraji glaukofánu, baroisitu a Fe pargasitu. Lemuje tam Na-Ca amfiboly a Ca amfiboly, čím vytvára minerálnu a chemickú zonálnosť metamorfogénnych zŕn amfibolov. Stred zŕn tvorí Fe pargasit, glaukofán – baroisit alebo aktinolit – hornblend (obr. 2a, 2b a 9). Okraje zŕn v retrográdnej metamorfóze dorastli aktinolitom. Na oboch lokalitách aktinolit obrastá winchit (obr. 8).

Substitúcia chemického zloženia amfibolov vyjadrená vzťahom $\text{Ca}/(\text{Ca}+\text{Na})$ v pozícii M4 a R^{3+} ($\text{Al}^{\text{VI}}+\text{Fe}^{3+}+2\text{Ti}$)

vytvára dva trendy. V prvom sú analýzy winchitu zo stredu zŕn a analýzy aktinolitu sú z ich obrastaného okraja. Druhý substitučný trend tvorí Fe pargasit, glaukofán až baroisit alebo aktinolit – hornblend v strede zŕn a s aktinolitom na ich okraji (obr. 10). Okrem matrixu kryštalizovala dvojica winchit – aktinolit na okraji augitu, ktorý bol v metamorfóze gabra nestabilný (obr. 8 a 9). Obidva trendy odrážajú postupnú zmenu P-T podmienok pri exhumácii metagabra, hlavne pokles tlaku v retrográdnej metamorfóze pri rovnakej bilancii Ca v metagabre. Trend so stredom Fe pargasit (glaukofán – baroisit) a okrajom aktinolit začal kryštalizovať pri vyššom tlaku a vyššej teplote ako trend, ktorý tvorí v strede zrna winchit a má aktinolitový okraj. Aktinolitový okraj v obidvoch trendoch kryštalizoval v retrográdnej metamorfóze pri rovnakej teplote a tlaku v podmienkach pumpellyitovo-aktinolitovej fácie pred koncom exhumácie metagabra.

Skupina epidotu a pumpellyit

Skupina epidotu v metagabre výrazne prevláda nad pumpellyitom na obidvoch študovaných lokalitách. V strede zŕn je uzavretý klinozoisit lemovaný na okrajoch epidotom. Epidot sa často vyskytuje samostatne a chemicky je slabo zonálny (obr. 12, tab. 4). Chemické zloženie skupiny klinozoisit – epidot je v matrixe klinopyroxenitu a v symplektite okolo Al diopsidu, Sr epidotu alebo rozpadnutého labradoritu rovnaké (obr. 6 a 12). V symplektite na okraji Al diopsidu kryštalizoval klinozoisit – epidot v asociácii s albitom, Sr epidotom, chloritom, Fe pargasitom – aktinolitom alebo je v asociácii s Act hornblendom – aktinolitom \pm Mg pumpellyitom (lokalita Babiná, obr. 1).

Na lokalite Ostrá sa pôvodný plagioklas (labradorit) zmenil na klinozoisit a epidot. V strede pôvodného zrna a na vnútornom okraji sa v úzkom leme zmenil labradorit na epidot. Zonálna postupnosť premeny plagioklasu na klinozoisit – epidot sa skončila na vonkajšom okraji pôvodného zrna kryštalizáciou klinozoisit až epidot. V retrográdnej metamorfóze sa čiastočne zmenil na Mg pumpellyit a neskôr lokálne na kalcit (obr. 3a a 3b). Premena pôvodného plagioklasu na skupinu klinozoisit – epidot prebiehala v poli nestability plagioklasu pri prográdnej metamorfóze vykryštalizovaného gabra.

V matrixe sme klinozoisit a epidot s premenlivým obsahom Fe^{3+} identifikovali aj v podobe zonálnych zhlukov a lemu okolo Fe pumpellyitu ($Fe-Pmp_1$). Vo výbruse sa Fe pumpellyit od epidotu odlišuje ryhovaním (obr. 11). Fe pumpellyit kryštalizoval skôr ako mladší Mg pumpellyit ($Mg-Pmp_2$), ktorý nahrádza klinozoisit až epidot (obr. 3a), Sr epidot (obr. 13) alebo pôvodný plagioklas (obr. 2b). Starší Fe pumpellyit neobsahuje Mg a má premenlivý obsah Fe^{2+} . Mladší Mg pumpellyit tvorí v metagabre všadeprítomné idiomorfne ihličky a neobsahuje Fe^{2+} (tab. 4, obr. 12).

Okrem už opísaných foriem klinozoisitu až epidotu, Fe pumpellyitu a Mg pumpellyitu sa na lokalite Babiná vyskytuje aj epidot s vysokým obsahom Sr ($SrO = 3,53-9,48$ hmot. %). Sr substituuje v chemickom vzorci Ca (obr. 13 a 14). Podľa doterajších poznatkov Sr epidot vznikol

z pôvodného zo zvyškovej magmy kryštalizujúceho na Sr bohatého plagioklasu (Zellmer et al., 1999), ktorý bol v P-T podmienkach vysokotlakovej eklogitovej metamorfózy nestabilný, alebo ho difúzia zmenila počas reakcie s fluidom pri amfibolitizácii eklogitu (Grapes a Watana-be, 1984; Brastad, 1985).

Podľa tohto všeobecného modelu pôvodný Sr plagioklas pri priamej premene na Sr epidot zmenil svoj objem. V retrográdnej metamorfóze okraje Sr epidotu rekryštalizovali na klinozoisit až epidot v asociácii s albitom a chloritom (obr. 13) a na inom mieste aj s biotitom (Bt_1), jadeitom, aktinolitom \pm Mg pumpellyitom do formy rozpadovej symplektitovej textúry. Na konci retrográdnej metamorfózy v pumpellyitovo-aktinolitovej fácii kryštalizoval vnútri Sr epidotu aj Mg pumpellyit, ktorý má formu exolučného rozpadu (obr. 13). Mg pumpellyit má rovnaké chemické zloženie a pozíciu na obidvoch lokalitách ako ostatné formy jeho výskytu v albite alebo inde v matrixe klinopyroxenického metagabra (tab. 4, obr. 12).

Granát

Granát sa vyskytuje v podobe malých nepravidelných zŕn veľkých do 0,05 mm spolu s reliktom oligoklasu. Zrná uzatvára albitový porfyroblast uzavretý v diopside (obr. 2a a 2b). V matrixe horniny sme granát nezistili. Podľa chemickej klasifikácie ide o grossulár až andradit (Gross = 25,0–26,4 mol. %, And = 72,0–76,8 %), avšak substitúcia Fe^{3+} a Al v granáte skôr určuje chemickú štruktúru usporiadania grossuláru alebo uvarovitu bez Cr katiónu. V štruktúre a chemickom vzorci $(Ca_{2,91}Mn_{0,04}Mg_{0,02})_{2,97}(Fe^{3+}_{1,48}Al_{0,54})_{2,02}Si_{3,02}O_{12}$ nie je miesto na bilanciu obsahu Fe^{2+} (tab. 5). Celý obsah Fe sa viaže vo forme Fe^{3+} a v granáte substituuje na Al. Touto substitúciou sa granát z metagabra odlišuje od andraditu, ktorý má v chemickom vzorci teoretický obsah Ca približne 2,66 a vždy obsahuje $Fe^{2+} \pm Ti$ (Deer et al., 1992). Zistený granát je najskôr grossulár ($X_{Ca} = 0,95-0,98$) s priamou substitúciou celej bilancie $Fe^{3+} = 2,7$ Al. Na túto substitúciu nemajú vplyv Fe^{2+} , Mn, Mg katióny, pretože granát ich prakticky neobsahuje (tab. 5).

Titanit

V klinopyroxenite sa na obidvoch lokalitách vyskytuje titanit na okraji pôvodných plagioklasových zŕn spolu s amfibolmi a klinozoisitom až epidotom, Mg pumpellyitom a albitom. V matrixe je titanit zastúpený všade a vyskytuje sa aj vo všetkých formách symplektitov (obr. 3a, 5, 6 a 8). Je alotriomorfne obmedzený a tvorí chemicky homogénne zhluky s obsahom $Al_2O_3 = 2,27-5,04$ hmot. % (tab. 5).

Biotit

Na lokalite Ostrá a Babiná sa biotit (Bt_1) vyskytuje vo forme blízkej annitu ($Mg/(Mg+Fe) = 0,41-0,43$), na Ostrej v symplektite s K živcom, albitom a aktinolitom a v chemicky podobnej forme aj na okraji klinozoisitu až

Tab. 5
 Reprezentatívne analýzy granátu, živcov, biotitu, fengitu, stlpmemelánu a titanitu z lokality Babiná a Ostrá
 Representative analyses of garnet, feldspars, biotite, phengite, stlpmemelane and titanite from the Babiná and Ostrá localities

Lokalita	Babiná Grt	Babiná Oli v Magma	Babiná v Di Magma	Babiná Oli v Di Magma	Babiná Kfs Sym, Di Eklogit	Babiná Ab Porfýrobl. Ec-Pmp	Ostrá Anr Matrix Mag-Ec	Ostrá Kfs Sym, Di Eklogit	Ostrá Ab Sym Eklogit	Ostrá Ab Porfýrobl. Ec-Pmp	Ostrá Bt ₂ -plg Matrix Pm-Act	Ostrá Png Matrix Pm-Act	Ostrá Bt ₁ -ann Sym, Di Eklogit	Ostrá Png Matrix Pm-Act	Ostrá Bt ₂ -plg Matrix Pm-Act	Ostrá Png, Jd+Kfs Eklogit	Ostrá Sll v Cal Pm-Act	Babiná Ttn v Chl Ec-Pmp	Ostrá Sll v Cal Pm-Act	Ostrá Al-Ttn Symp. Eklogit
SiO ₂	36,48	62,73	63,80	67,00	64,53	67,84	67,13	37,70	35,80	35,87	45,69	49,00	55,21	30,30	31,41	31,41	45,87	30,30	45,87	31,41
TiO ₂	5,55	21,26	19,06	19,60	18,04	20,36	21,07	1,15	0,35	0	0,11	26,22	19,47	36,11	31,67	31,67	5,71	2,27	5,71	5,04
FeO* ^{tot}	0	0,72	0	0	0,68	0,15	0	23,96	16,69	16,69	5,05	1,05	4,39	2,24	2,41	2,41	26,13	2,24	26,13	2,41
Fe ₂ O ₃	23,72	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,57	0	0,57	0
MnO	0,51	0	0	0	0	0	0	0,20	0,17	0,17	0	0	0	0	0	0	2,00	0	2,00	0
MgO	0,13	0	0	0,32	0	0	0	9,90	15,11	15,11	4,12	1,32	4,14	1,03	0	0	6,59	1,03	6,59	0
CaO	32,88	4,35	0,35	0	0,30	0,73	0,23	0,14	0	0	0	0	0	27,74	29,19	29,19	0,72	27,74	0,72	29,19
Na ₂ O	0	10,19	0	8,11	0,30	11,50	11,30	0,34	0,63	0,63	0	0,3	0,63	0	0	0	0	0	0	0
K ₂ O	0	0,11	16,87	4,17	16,02	0	0,09	9,78	9,75	11,16	11,68	11,78	11,16	0	0	0	1,48	0	1,48	0
H ₂ O*	0	0	0	0	0	0	0	3,89	4,02	4,43	4,49	4,89	4,43	0	0	0	10,53	0	10,53	0
Spolu	99,27	99,36	100,08	99,20	99,88	100,58	99,82	100,54	100,38	100,38	100,97	101,07	99,43	99,69	99,72	99,72	99,60	99,69	99,60	99,72
Si	3,018	2,815	2,960	2,983	2,995	2,954	2,938	5,815	5,352	5,352	6,595	6,023	7,478	0,996	1,029	1,029	8,003	0,996	8,003	1,029
Al	0,541	1,124	1,041	1,028	0,986	1,044	1,086	2,448	3,144	3,144	4,156	5,595	3,106	0,088	0,195	0,195	1,174	0,088	1,174	0,195
Ti	0	0	0	0	0	0	0	0,133	0,039	0,039	0,011	0	0	0,893	0,780	0,780	0	0,893	0	0,780
Fe ³⁺	1,475	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,074	0	0,074	0
Fe ²⁺	0	0,027	0	0	0,026	0,005	0	3,091	2,087	2,087	0,568	0,116	0,497	0,062	0,066	0,066	3,812	0,062	3,812	0,066
Mg	0,016	0	0	0	0	0	0	2,275	3,367	3,367	0,827	0,259	0,836	0	0	0	1,714	0	1,714	0
Mn	0,036	0	0	0	0	0	0	0,027	0,022	0,022	0	0	0	0	0	0	0,296	0	0,296	0
Ca	2,914	0,209	0,017	0,005	0,015	0,034	0,011	0,024	0	0	0	0	0	0,977	1,024	1,024	0,135	0,977	0,135	1,024
Na	0	0,887	0	0,700	0,027	0,971	0,959	0,100	0,184	0,184	0	0,077	0,165	0	0	0	0	0	0	0
K	0	0,006	0,998	0,237	0,948	0	0,005	1,925	1,859	1,859	2,005	1,981	1,929	0	0	0	0,330	0	0,330	0
OH	0	0	0	0	0	0	0	4	4	4	4,3	4,3	4	0	0	0	12,26	0	12,26	0
Σ	8,000	5,068	5,016	4,969	4,997	5,008	4,999	15,838	16,054	16,054	14,162	14,051	14,011	3,066	3,094	3,094	15,538	3,066	15,538	3,094

Fe³⁺(Grt)= as entered

epidotu s jadeitom, fengitom, K živcom a albitom (obr. 3a a 5). V matrixe – v asociácii s chloritom, albitom, aktinolitom, Mg pumpellyitom a klinozoisitom až epidotom – je druhá, mladšia forma biotitu (Bt₂), ktorá je podľa chemickej klasifikácie v diagrame Al^{IV} a Fe/(Fe+Mg) blízka radu flogopit – eastonit (Mg/(Mg+Fe) = 0,60–0,62, Al^{VI} = 2,54–2,70, tab. 5). Na Babinej je Bt₁ v symplektite na okraji Sr epidotu s jadeitom.

Fengit

Na skúmaných lokalitách sa fengit vyskytuje vždy s K živcom, s ktorým tvorí kryštalickú zmes. Fengit (Png₂, Si = 3,32–3,01) na Babinej lemuje K živce. Na Ostrej je zmes K živce + fengit (Png₁, Si = 3,74–3,78) + biotit (Bt₁) na okraji zrna pseudomorfózy klinozoisitu až epidotu po labradorite. Zmes kryštalizovala v blízkosti jadeitu (obr. 3a). Na oboch lokalitách majú rozličné formy fengitu úzky rozsah pomeru Mg/(Mg+Fe), a to 0,59–0,69 (tab. 5). Z toho vychodí, že počas metamorfózy fengit kryštalizoval pri rovnakej bilancii oboch prvkov bez významnej zmeny pomeru v závislosti od zmeny tlaku a teploty.

Chlorit

Chlorit z oboch lokalít patrí do skupiny najčastejšie sa vyskytujúcich minerálov klinopyroxenického metagabra. V matrixe kryštalizoval s Mg pumpellyitom, albitom, aktinolitom, kalcitom a neúplne nahrádza klinopyroxény, skupinu epidotu a amfiboly (obr. 1, 2a, 5, 6, 8, 9 a 13). Podľa chemickej klasifikácie obsahu Si a Fe²⁺ + Fe³⁺ v chemickom vzorci v trhlínach diopsidu kryštalizoval brunsvigit s pomerom Mg/(Mg+Fe) 0,46 (obr. 1). V matrixe je to prevažne ripidolit s pomerom 0,5–0,6 a v asociácii s biotitom, klinozoisitom a kalcitom ripidolit – pyknochlorit s hodnotou pomeru 0,6–0,7.

Ostatné minerály

V asociácii s kalcitom, aktinolitom, Mg pumpellyitom kryštalizoval v metagabre stilpnomelán s pomerom Mg/(Fe²⁺+Mg) 0,3 (tab. 5). Chemicky čistý kalcit kryštalizoval na konci metamorfózy s chloritom, často nahrádza stred klinozoisitu až epidotu, vypĺňa trhlíny v hornine, v ktorej kryštalizoval v asociácii s aktinolitom a Mg pumpellyitom a v matrixe s chloritom.

Pyrotín (Fe_{0,98}S₁) sa vyskytuje zriedka na vonkajšom okraji pseudomorfózy po labradorite, t. j. na okraji klinozoisitu až epidotu spolu s albitom (obr. 3a). Oxidy sa v metagabre nachádzajú sporadicky. Relikt magnetitu v klinozoisite sa na okraji zmenil na hematit (obr. 3a).

P-T dráha metamorfózy klinopyroxenického gabra

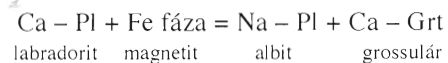
Zmeny v klinopyroxenickom metagabre v A, B, C a D štádiu P-T podmienok metamorfózy sa vysvetľovali v súvislosti s prítomnosťou kritických minerálnych asociácií v príslušnom štádiu pohybu klinopyroxenitu (tab. 1, obr. 15).

A – magmatické štádium protolitu

Na začiatku eklogitizácie gabra alebo prográdnej metamorfózy v štádiu A (T = 1000–1100 °C, P = 10–13 kbar) bolo gabro po magmatickej diferenciacii v P-T podmienkach subsolida až solida zvyškovej magmy, ktorá kryštalizovala v dlhom časovom úseku pri rovnakých P-T podmienkach. Podľa obsahu anortitovej zložky a Sr v epidote sa dospelo k záveru, že pôvodný plagioklas kryštalizoval z magmy vzniknutej tavením kôrového a plášťového materiálu, pretože časť plagioklasu po frakčnej kryštalizácii mala vysoký obsah zvyškového Sr.

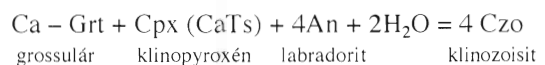
Magmatické štádium formovalo súčasnú hrubozrnnú textúru horniny s reliktnými magmatických fenokrystov plagioklasu (labradorit) a augitu (obr. 6, 8). V tomto štádiu kryštalizovala časť aegirínu – augitu, granát (obr. 2a a 2b), anortoklas, hedenbergit a pravdepodobne aj podstatná časť Al diopsidu, ktorý uzatvára relikty antofylitu (obr. 10, tab. 3). Tento Mg amfibol kryštalizoval zo zvyškovej magmy s obsahom vody a zachoval sa len v Al diopside. V matrixe metagabra sa antofilit nezachoval.

Grossulár má reliktnú formu výskytu (obr. 2a a 2b) a pokladáme ho za reliktný z magmatického štádia kryštalizácie minerálov metagabra. Kryštalizoval za nerovnovážnych kryštalizačných podmienok zo zvyškovej magmy a likvida (grossulár + H₂O až andradit + H₂O) v poli stability grossuláru a andraditu pri teplote 1000–1200 °C a tlaku 5–15 kbar (Deer et al., 1992, 1997). Je pravdepodobné, že časť grossuláru vznikla aj v prográdnej metamorfóze medzi štádiom A a B (obr. 15) reakciou



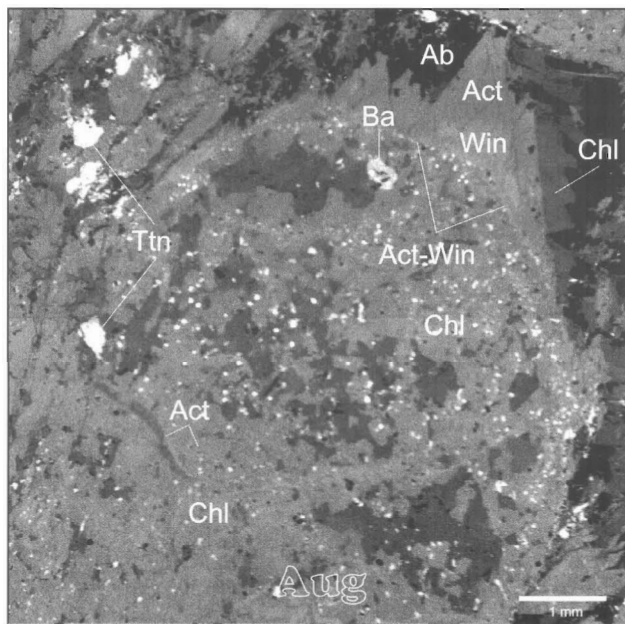
B – štádium prográdnej eklogitizácie v ultravysokotlakovej metamorfóze

Al diopsid s uzavreninami antofylitu bol v prográdnej metamorfóze eklogitizácie gabra stabilný. Plagioklas s obsahom Sr (Babiná) a pôvodný magmatický labradorit bez Sr (Ostrá) bol v P-T podmienkach prográdnej metamorfózy nestabilný od štádia B (T = 900–1000 °C, P = 17–20 kbar), v ktorej sa difúziou zmenil na Sr epidot, resp. klinozoisit až epidot (obr. 3a, 13 a 15) reakciou z magmy vykryštalizovaného grossuláru + augitu (CaTs) + labradoritu – anortitu (An) a fluida



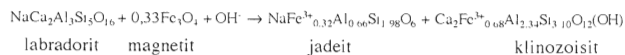
C – štádium vrcholu eklogitovej fácie v ultravysokotlakovej metamorfóze

Rozpad plagioklasu sa skončil v tlakovom vrchole metamorfózy v štádiu C (T = 800 °C, P = 23–25 kbar), keď z nestabilného labradoritu a magnetitu vznikol klinozoisit a Sr epidot s jadeitom (obr. 3a, 3b, 6, 13 a 15, tab. 4) podľa rovnice

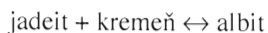


Obr. 8. Relikt nestabilného augitu z magmatického štádia, ktorý sa zmenil na zmes chlorit + aktinolit ± baryt v pumpellyitovo-aktinolitovej fácií pri exhumácii eklogitizovaného metagabra (obr. 15). Na začiatku tejto fácie kryštalizoval na okraji pôvodného augitu winchit + aktinolit. Lokalita Babiná. Odrazené elektróny.

Fig. 8. Assemblage chlorite + actinolite ± barite replaced former-magmatic augite which crystallized in the gabbro. On the beginning of the retrograde pumpellyite-actinolite facies (Fig. 15) crystallized winchite later rimmed by actinolite at the rim of augite. Babiná hill. Back-scattered-electron image.

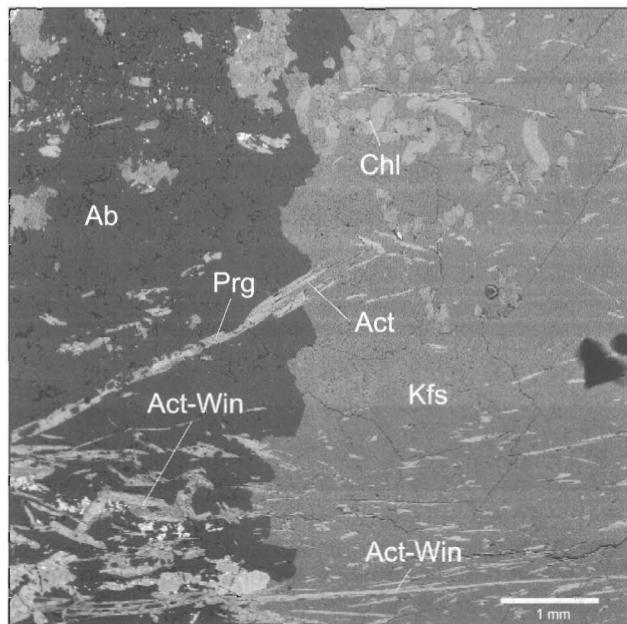


Jadeit kryštalizoval na okraji a v leme zonálneho klinozoisitového až epidotového novotvaru a tvorí drobné oválne inklúzie veľké do 0,08 mm, ktoré sú vždy na vnútornom okraji novotvaru. Inklúzie jadeitu majú často na okraji kremeň. Na kontakte inklúzie jadeitu s klinozoisitom sa jadeitová inklúzia lokálne premenila na albit. Vo vnútornom leme klinozoisitu až epidotu inklúzie jadeitu kryštalizovali spolu s rovnako oválnymi a rovnako veľkými inklúziami biotitu a kryštalizovali tu aj rovnako veľké inklúzie zmesi K živec + fengit (Png_1 – ultravysokotlakový fengit, obr. 15, tab. 5). Na vonkajšom okraji klinozoisitovo-epidotového novotvaru, ktorý je v bezprostrednom kontakte s matrixom, rovnako veľké inklúzie (0,08 mm) vyplňa albit (obr. 3a a 3b), ktorý kryštalizoval v retrográdnej metamorfóze z rozpadu jadeitu podľa rovnice



Na Babinej sa jadeit vyskytuje v symplektite na okraji Sr epidotu spolu s drobnými minerálmi z asociácie albit + biotit (Bt_1) + chlorit + aktinolit ± Mg pumpellyit (Mg-Pmp_2). Jadeit má rovnakú veľkosť a pozíciu ako na Ostreje.

Vo vrchole metamorfózy a na začiatku retrográdnej metamorfózy kryštalizovala časť Fe pargasitu pri teplote okolo 800–950 °C, pretože štruktúra pargasitu viaže hra-



Obr. 9. Trhlinu v metagabre vyplňa K živec, ktorý kryštalizoval v eklogitovej fácií na začiatku exhumácie metagabra pred kryštalizáciou amfibolov Fe pargasit – winchit – aktinolit a pred kryštalizáciou chloritu. Ca-Na-Ca amfiboly sú mladšie ako K živec. Lokalita Babiná. Odrazené elektróny.

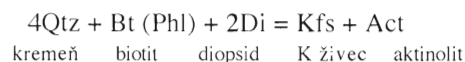
Fig. 9. K-feldspar in the crack of the eclogitized gabbro. The assemblage Fe-pargasite – winchite – actinolite is older chlorite and represents the retrograde metamorphism. Babiná hill. Backscattered-electron image.

ničný obsah Na_2O 4 %, ktorý sa experimentálne odvodil z postupnej kryštalizácie pyrolitu na túto teplotu a tlak (Niida a Green, 1999). Pargasit z tohto štádia kryštalizácie tvoril nepravidelné jadrá stredov chemicky zonálnych amfibolov. Na jadrá v retrográdnej metamorfóze dorastal aktinolit (obr. 2b, 9, 10). Ostatný pargasit – s hodnotou Na_2O pod 4 hmot. % (2,91 až 4 %) – kryštalizoval pri nižšej teplote a tlaku v retrográdnej metamorfóze (Niida a Green, 1999, obr. 15).

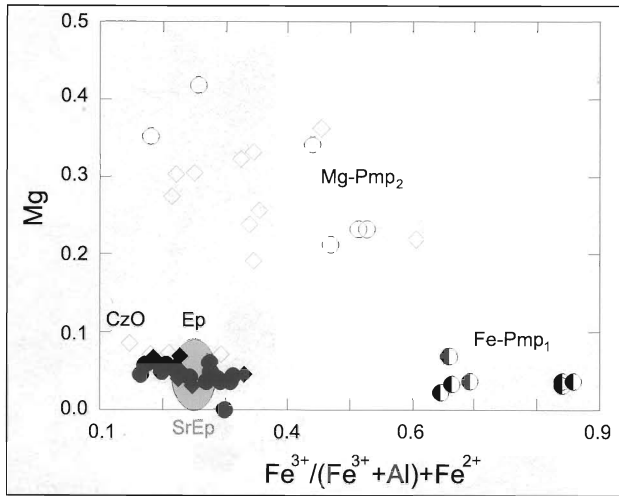
D – štádium exhumácie v retrográdnej metamorfóze eklogitovej fácie a fácie modrých bridlic

Na začiatku exhumácie metagabra v retrográdnej metamorfóze štádia D ($T = 600$ °C, $P = 21$ kbar) kryštalizoval fengit (Png_1) + K živec + biotit (Bt_1) na okraji zonálneho klinozoisitu až epidotu spolu s jadeitom a kremeňom (obr. 3a, 3b). Je to vysokotlakový fengit (Png_1), ktorý kryštalizoval na začiatku retrográdnej metamorfózy v ultravysokotlakovej eklogitovej metamorfóze (Massone a Schreyer, 1987, obr. 3a, 15, tab. 5).

Časť Al diopsidu, biotitu a kremeňa sa v štádiu D zmenila na K živec a aktinolit (obr. 5) podľa reakcie

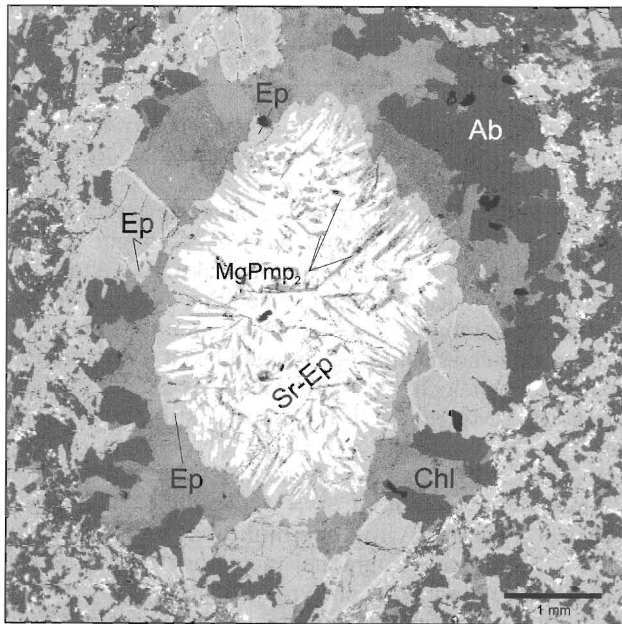


V matrixe metagabra v tomto štádiu exhumácie kryštalizoval Fe pumpellyit (Fe-Pmp_1) z reakcie pôvodného



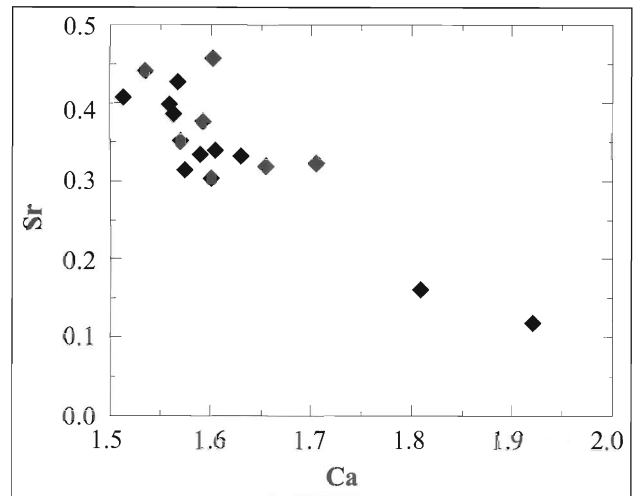
Obr. 12. Chemická klasifikácia skupiny epidotu v diagrame $Fe^{3+}/(Fe^{3+} + Al) + Fe^{2+} - Mg$. Kosoštvorce – metagabro z lokality Babiná. Krúžky – metagabro z lokality Ostrá. Sr epidot je označený sivým poľom. Analýzy sú v tab. 4.

Fig. 12. Compositional ranges of epidote group in the $Fe^{3+}/(Fe^{3+} + Al) + Fe^{2+}$ versus Mg diagram. Square – metagabro from Babiná hill. Circle – metagabro from Ostrá hill. The grey-field – composition of Sr epidote. Chemical compositions of minerals are in Tab. 4.



Obr. 13. Rozpad Sr epidotu na epidot + Mg pumpellyit v retrográdnej metamorfóze pumpellyitovo-aktinolitovej fácie. Sr epidot kryštalizoval v prográdnej metamorfóze difúziou zo Sr plagioklasu nestabilného počas eklogitizácie gabra. Zmenu objemu Sr plagioklasu pri premene na Sr epidot zaznamenal symplektit okolo pôvodného zrna s minerálnou asociáciou epidot + albit + chlorit ± jadeit, ktorá kryštalizovala na začiatku retrográdnej metamorfózy (jadeit) a v retrográdnej metamorfóze pumpellyitovo-aktinolitovej fácie (Chl + Ep + Ab + MgPmp₂). Lokalita Babiná. Odrazené elektróny

Fig. 13. Decomposition of Sr epidote to epidote + Mg pumpellyite in retrograde pumpellyite – actinolite facies. The symplectite mineral association epidote + albite + chlorite ± jadeit formed during the beginning of the retrograde eclogitization of metagabro at the high-pressure conditions. Babiná hill. Backscattered-electron image.



Obr. 14. Substitúcia Sr za Ca v Sr epidote. Analýzy sú v tab. 4.

Fig. 14. Substitution Sr versus Ca in Sr-epidote. Chemical composition is in Tab. 4.

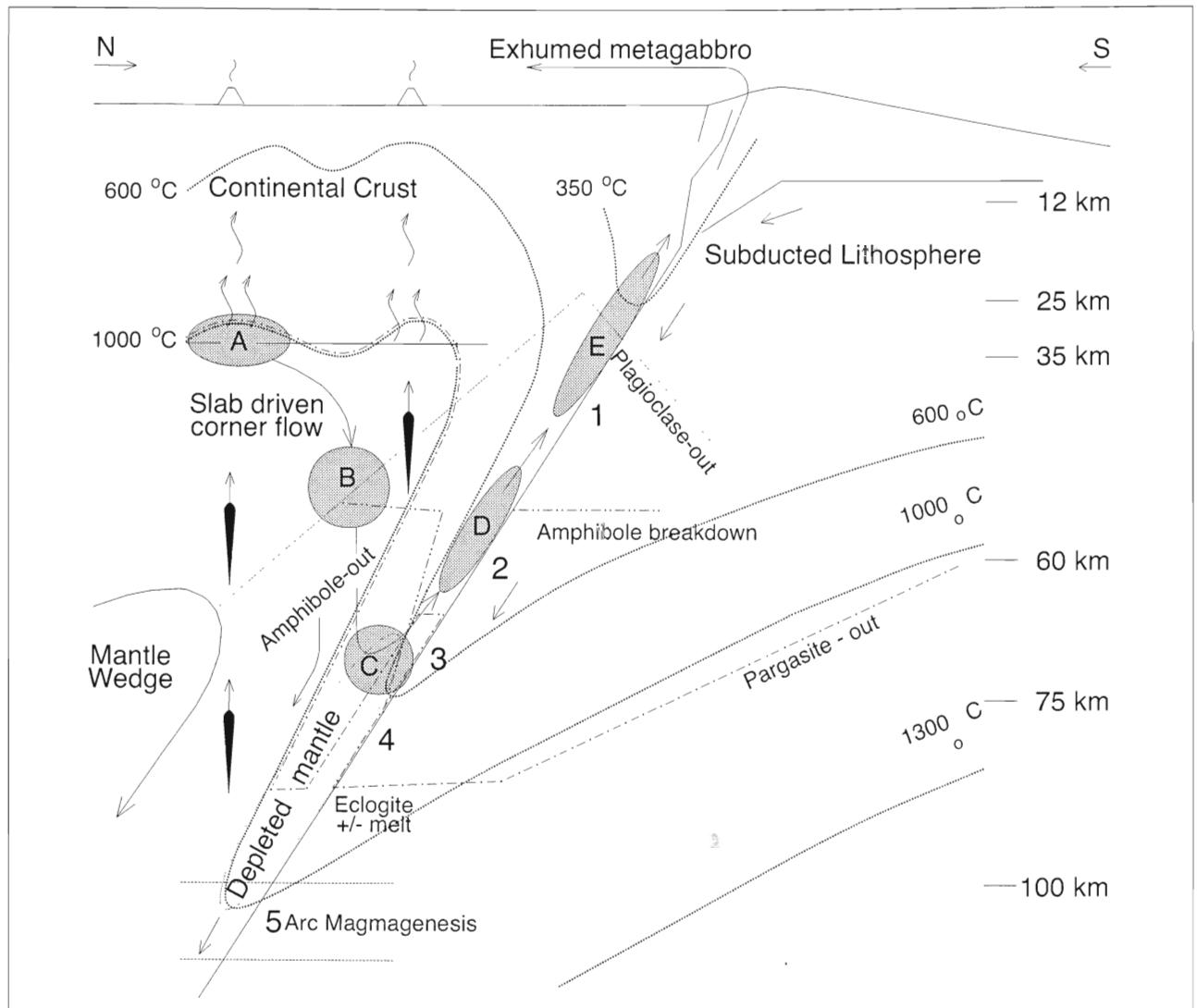
Záver exhumácie metagabra bol spätý s metamorfnými reakciami pri nízkej teplote ($T = 350\text{ }^{\circ}\text{C}$) a s kryštalizáciou chloritu, chloritu – biotitu, calcitu, albitu a strednotlakového až nízkotlakového fengitu (Massone a Schreyer, 1987). Fengit (Png₂) kryštalizoval pri tlaku 2–8 Kbar v závere retrográdnej metamorfózy (obr. 15).

Oxidy v metamorfóze klinopyroxenického gabra

Eklogitizované klinopyroxenické gabro neobsahuje oxidy (rutil, ilmenit) alebo spinel, iba veľmi zriedka je v ňom nezreagovaný reliktný magnetit, ktorý sa na okraji zmenil na hematit. Rutil a ilmenit v gabre boli pri metamorfóze úplne nahradené často sa vyskytujúcim Al titanitom a titanitom (tab. 5). Podľa obsahu Al_2O_3 (5,04 hmot. %) je to „vysokotlaková“ forma vazby Al v titanite (Zhang et al., 1995). Okrem titanitu nijaký iný minerál významný obsah Ti vo svojej štruktúre nemá, a preto predpokladáme, že sa ilmenit a rutil vyskytovali v pôvodnom gabre (tab. 2, 3, 4 a 5).

Vo všetkých študovaných vzorkách sme zistili len dve zrná magnetitu, a to v podobe okrúhlych metamorfóze nezreagovaných reliktovej veľkosti do 0,05 mm. Gabro po magmatickej diferenciácii a kryštalizácii hlavnej gabrotvornej dvojice klinopyroxén – plagioklas ± granát obsahoval aj magnetit a pravdepodobne aj rutil a ilmenit. Nestabilné oxidy vo vysokoteplotnej a ultravysokotlakovej prográdnej metamorfóze reagovali so silikátmi, čo sa vo všetkých metamorfogénnych silikátoch identifikovalo v podobe substitúcie Fe^{3+} -Al v pyroxéne, granáte, Ca-Na a Ca amfiboloch, titanite, skupine epidotu a v pumpellyite (tab. 2, 3, 4 a 5). Ilmenit je nestabilný pri tlaku 15–30 kbar a teplote 1000–1100 °C (Grren in Viblen a Ribbe, 1982).

V P-T podmienkach akejkoľvek metamorfózy kontinentálnej alebo oceánskej kôry od eklogitovej po granulitovú fáciu je výskyt oxidov v metamorfitech súčasťou všetkých metamorfných reakcií. Pri metamorfóze sa mení len oxi-



Obr. 16. Schéma modelu pohybu klinopyroxenického metagabra v studenom type subdukčnej zóny v závislosti od hĺbky (Cloos, 1993; Price et al., 1999). A – kryštalizácia gabra zo zvyškovej alkalickéj a Ca alkalickéj magmy na rozhraní kontinentálnej kôry a plášťa. B – vtiahovanie reliktu magmatického kozuba gabra spolu s metasomovaným plášťom do poľa nestability plagioklasu, pargasitu a ostatných amfibolov. Oblasť nestability plagioklasu, pole neprítomnosti amfibolu a hranica stability amfibolu okrem pargasitu je podľa Cloosa (1993) a Pricea et al. (1999). Pole stability pargasitu pod 600 °C a v podsúvanej doske opäť na izoterme 1000 °C. Na izoterme 1000 °C pargasit viaže maximálny obsah Na_2O 4 hmot. %. (Niida a Green, 1999). C – eklogitizácia metagabra alebo interakcia metagabra a metasomatózou ochudobneného plášťa v oblasti pokračujúceho úbytku fluida z posúvajúcej sa dosky (4) bola v tlakovom vrchole metamorfózy. Štádiá A, B a C metagabra boli späť s prúdením metasomovaného plášťa na rohu zavesenej kontinentálnej dosky podľa Daviesa a Stevenson (1992) a Pricea et al. (1999). Prúdenie plášťa vyvolala subdukcia materiálu litosféry. D štádium nasledovalo po dlhšom čase, keď reverzný pohyb plášťa začal exhumovať eklogitizované metagabro spolu s ochudobneným plášťom reverzným pohybom smerom na povrch. Bolo to štádium ultravysokotlakovej eklogitovej fácie na začiatku exhumácie. E – štádium pokračujúcej exhumácie metagabra v eklogitovej fácii, fácii modrých bridlic a pumpellyitovo-aktinolitovej fácii (obr. 15). Model exhumácie eklogitu je podľa Ernst a Lioua (1995). 1 – úbytok fluida z posúvajúcej sa dosky, 2 – smer transportu materiálu podsúvajúcej sa dosky k oblasti interakcie subdukovaného materiálu s ponárajúcim sa a metasomovaným plášťom, 3 – začiatok tavenia, 4 – oblasť pokračujúceho úbytku fluida z podsúvajúcej sa dosky a smer pohybu ponárajúceho sa metasomovaného plášťa, 5 – koncentrácia fluidů pozdĺž laterálnej štruktúry a migrácia taveniny do päty taveninového stĺpa (1, 2, 3, 4 a 5 je podľa Pricea et al., 1999). Izoterma 350 °C (Trouw et al., 1998), izoterma 600 °C podľa Banna et al. (1986) a Niidu a Greena (1999). Izoterma 1000 °C a 1300 °C je podľa Niidu a Geena (1999).

Fig. 16. Reconstruction, model and movement of the eclogitized gabbro exhumed in the cold type of the subduction zone (Cloos, 1993; Price et al., 1999). A – gabbro as a relict of the alkaline and Ca-alkaline magma-chamber formed at the boundary between the continental crust and mantle. B – pooling of the gabbro to the plagioclase – out, pargasite – out and other amphibole – out boundary (Cloos, 1993; Price et al., 1999) and the prograde eclogitization. C – ultrahigh-P peak of eclogitization. Stage A, B and C in the prograde metamorphism is connected to the slab driven corner flow and the mantle wedge on the hanging wall (Davies and Stevenson, 1992; Price et al., 1999). D – beginning of exhumation in the retrograde metamorphism. E – exhumation in eclogite, blue schist and pumpellyite-actinolite facies as the result of a reverse movement in the subduction zone (Ernst and Liu, 1995). Stages A, B, C, D and E – see P-T path on Fig. 15. 1, 2, 3, 4 and 5 – places where the fluid is derived from the subducted lithosphere (Price et al., 1999). Isotherm 350 °C (Trouw et al., 1998), isotherm 600 °C (Banno et al., 1986; Niida and Green, 1999). Isotherm 1000 °C, 1300 °C and boundary pargasite – out (Niida and Green, 1999).

textúre gabra s idiomorfným obmedzením plagioklasu veľkého do 2 cm, augitu a diopsidu do 1 cm.

Dobre vykryštalizované plagioklasovo-klinopyroxenické gabro interpretujeme ako tektonický zvyšok spodnokôrového magmatického kozuba, ktorý sa dostal do interakcie s plášťom pod kontinentálnou doskou, ktorá bola v kolízii so subdukovaným materiálom. Pohyb pláštá transportoval gabro na rohu zavesenej kontinentálnej dosky smerom do oblasti styku subdukovaného a exhumovaného materiálu. Príčinou tohto toku bolo vklínenie sa pláštá pod kontinentálnu dosku ako reakcia pláštá na množstvo subdukovaného materiálu (obr. 16). Litosférický materiál subdukoval v chladnom type subdukcie s teplotným gradientom okolo 6 °C/km (Cloos, 1993). Tektonický relikt gabra bol vťahovaný tokom pláštá smerom na subdukciu až do P-T podmienok nestability v gabre vykryštalizovaného plagioklasu a do P-T podmienok tlakovej a teplotnej nestability pargasitu a ostatných amfibolov (štádium B, obr. 16). V tomto štádiu pohybu gabra nastala difúziou interakcia gabra a fluida uvoľneného zo subdukčnej zóny (oblasť uvoľnenia fluida 3–4), pričom sa plagioklas zmenil na klinozoisit až epidot a Sr epidot. Tu zreagoval aj v gabre vykryštalizovaný magnetit, pričom uvoľnené množstvo Fe^{3+} z magnetitu prešlo do metamorfogénnych silikátov v podobe priamej substitúcie $Fe^{3+} = XAl$ (tab. 2, 3, 4 a 5). Malé množstvo Mg amfibolov bolo v tomto štádiu nestabilné, a preto sa ich relikt zachovali len v podobe inklúzií v Al diopside. Po dosiahnutí P-T podmienok tlakového vrcholu metamorfózy metagabro exhumovalo smerom na povrch opäť izotermálne s vysokým tlakovým gradientom (obr. 15). Exhumáciu metagabra spôsobil reverzný pohyb pláštá (Ernst a Liou, 1995). Na začiatku exhumácie gabro rekryštalizovalo v poli stability pargasitu, ale mimo poľa stability ostatných amfibolov (štádium C–D). Tu kryštalizoval jadeit, časť pargasitu a pravdepodobne aj časť Al diopsidu, resp. aegirínu – augitu. Až po exhumácii nad 60 km v symplektite okolo Al diopsidu a v matrixe metagabra kryštalizovala ostatná časť Ca-Na amfibolov. Bolo to v štádiu D, a najmä E. Metagabro tu bolo ustavične v interakcii s chladnejším fluidom uvoľňovaným zo subdukovaného materiálu (oblasť uvoľnenia fluida 1 a 2, obr. 16). V závere exhumácie sa metagabro dostalo do P-T podmienok izotermy 350 °C, ktorej priebeh v subdukčnej zóne spočíval Trouw et al. (1998). To sú podmienky pumpellyitovo-aktinolitovej fácie (Banno, 1998), ktoré dotvorili exhumované metagabro do súčasnej podoby.

Záver

Klinopyroxenické metagabro z vrchu Babiná a Ostrá pri Rakovci je na S gemerika súčasťou staršieho paleozoika. Podľa rekonštrukcie P-T dráhy metamorfózy zostavenej z mineralogického a petrologického štúdia minerálnych asociácií sa zistilo päť štádií jeho vývoja.

A – magmatické štádium protolitu

V štádiu A vznikla hrubozrnná a všesmerná textúra horniny s minerálnou asociáciou labradorit, Sr plagioklas, Al diopsid s uzavreninami atofylitu, augit (\pm aegirin –

augit), grossulár, magnetit (ilmenit?) a anortoklas. Podľa minerálnej asociácie sa odvodili P-T podmienky kryštalizácie gabra v oblasti tlaku 10–13 kbar a teploty 1000–1100 °C. Gabro kryštalizovalo v dlhom čase v magmatickom kozube, ktorý vznikol na rozhraní kôry a pláštá zo zvyškovej alkalickéj a Ca alkalickéj magmy.

B – štádium prográdnej eklogitizácie v ultravysokotlakovej metamorfóze

V tomto štádiu bol pôvodný magmatický labradorit, resp. Sr plagioklas v P-T podmienkach prográdnej metamorfózy nestabilný pri teplote 900–1000 °C a tlaku 17–20 kbar. Plagioklas sa zmenil na Sr epidot, resp. klinozoisit až epidot reakciou grossuláru + augitu ($CaTs$) + labradoritu (An) a fluida.

C – štádium vrcholu eklogitovej fácie v podmienkach ultravysokotlakovej metamorfózy

Rozpad plagioklasu sa skončil v tlakovom vrchole metamorfózy, teda v štádiu C ($T = 800$ °C, $P = 23$ – 25 kbar), keď z nestabilného labradoritu a magnetitu vznikol klinozoisit a Sr epidot spolu s jadeitom. Vo vrchole metamorfózy a na začiatku retrográdnej metamorfózy kryštalizovala časť Fe pargasitu.

D – štádium exhumácie v retrográdnej metamorfóze eklogitovej fácie a fácie modrých bridlic

Na začiatku exhumácie metagabra v retrográdnej metamorfóze štádia D ($T = 600$ °C, $P = 21$ kbar) kryštalizoval vysokotlakový fengit (Png_1) + K živec + biotit (Bt_1) na okraji zonálneho klinozoisitu až epidotu spolu s jadeitom a kremeňom. Časť Al diopsidu, biotitu a kremeňa sa v štádiu D zmenila na K živec a aktinolit.

V matrixe metagabra v tomto štádiu exhumácie kryštalizoval Fe pumpellyit z reakcie pôvodného augitu, diopsidu, klinozoisitu a fluida. Časť Fe pumpellyitu pri tlaku $P = 18$ – 15 kbar a teplote 500–600 °C oxidovala na epidot s premenlivým obsahom Fe^{3+} . Na konci štádia D ($T = 450$ °C, $P = 14$ kbar) a na začiatku štádia E bez prerušenia metamorfných výmenných reakcií rekryštalizoval okraj Al diopsidu do rozpadovej textúry symplektitu s minerálnou asociáciou epidot + Fe pargasit (stred) – hornblend – aktinolit (okraj) + albit alebo do rozpadovej textúry s minerálnou asociáciou biotit + albit. Rozpadové textúry kryštalizovali hlavne na priesečníku reakcie $Jd + Qtz = Ab$ a na hranici reakcie $4Qtz + Bt + 2Di = Kfs + Act$. V tejto časti retrográdnej metamorfózy – v rozpadovej textúre – jadeit rekryštalizoval na albit.

E – štádium exhumácie na konci retrográdnej metamorfózy v pumpellyitovo-aktinolitovej fácií

Na začiatku posledného štádia E exhumácie kryštalizoval chlorit a winchit ako pseudomorfóza po augite. Okraj winchitu lemuje s ním koexistujúci aktinolit, ktorý sa v závere exhumácie metagabra zmenil na chlorit. V matrixe horniny – na okraji pseudomorfóz minerálov z magmatického štádia (augit, plagioklas) a v metamorfogénnych mineráloch – kryštalizovala koexistujúca dvojica aktinolit – Mg pumpellyit spolu so stilpnomelánom.

Exhumácia klinopyroxenického metagabra pokračovala v teplotnom a tlakovom ($T = 320$ – 390 °C, $P = 12$ – 3 kbar) poli pumpellyitovo-aktinolitovej fácie. Na konci retrográdnej metamorfózy, t. j. v terajšom stave horniny,

je porfyroblast albitu veľký od 0,5 do 2 cm z prográdnej metamorfózy hlavným minerálom hrubozrnnéj a okatej zelenobielej variety eklogitizovaného gabra. Podstatná časť albitového porfyroblastu vznikla v poli nestability pôvodného plagioklasu (labradoritu) v prográdnej metamorfóze počas eklogitizácie gabra. Ostatná časť albitu v matrixe vznikla retrográdnymi metamorfnými reakciami. Výsledkom prográdnej a retrográdnej metamorfózy je zmes albitu a idiomorfných ihličiek Mg pumpellyitu ako pseudomorfóza po labradorite. Ostatný objem – matrix horniny – je na konci retrográdnej metamorfózy dobre vykryštalizovaný, zelenej farby, bez oxidov a tvorí ho minerálna asociácia klinozoisit + epidot + chlorit + titanit + pumpellyit + aktínolit + Ca-Na amfiboly + K živec + stilpnomelán + kalcit + biotit a kremeň.

Záver exhumácie metagabra na povrch bol spätý s metamorfnými reakciami pri nízkej teplote ($T = 350\text{ }^{\circ}\text{C}$) a s kryštalizáciou chloritu, biotitu, kalcitu, albitu a strednotlakového až nízkotlakového fengitu (Pn_2).

Eklogitizované gabro interpretujeme ako relik magmatického kozuba z rozhrania kontinentálnej kôry a plášťa. Relikt bol pohybom plášťa v poli mimo stability amfibolu odtrhnutý a pri približne rovnakej teplote postupne vtáhaný do P-T oblastí nestability plagioklasu a oxidov. Vo vrchole metamorfózy to boli P-T podmienky ultravysokotlakovej metamorfózy v plášti na hranici poľa stability kremeňa. Reverzným pohybom plášťa v chladnom type subdukcie bolo metagabro exhumované na povrch na konci retrográdnej metamorfózy v P-T podmienkach vysokotlakovej pumpellyitovo-aktínolitovej fácie.

Podakovanie. Za pomoc a cenné pripomienky ďakujem prof. Shoheiovi Bannovi. Recenzentovi Dr. Martinovi Kováčikovi, PhD., a Dr. Petrovi Jakešovi, PhD., ďakujem za kritické pripomienky, ktoré som akceptoval. Za kvalitnú analýzu ďakujem Dr. Pavlovi Šimanovi a Dr. Patrikovi Konečnému.

Literatúra

- Bajaník, Š., 1975: Pillow lavas of the Rakovec Group in the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 26, 2, 341–348.
- Bajaník, Š., 1981: Ku genéze staropaleozoických bázičných vulkanitov gemeríd. In: *Paleovulkanizmus Západných Karpát GÚDŠ, Bratislava*, 59–66.
- Banno, S., 1998: Pumpellyite-actinolite facies of the Sanbagawa metamorphism. *J. metamorphic Geol.*, 16, 117–128.
- Banno, S., Sakai, Ch. & Higashino, T., 1986: Pressure-temperature trajectory of the Sanbagawa metamorphism deduced from garnet zoning. *Lithos*, 19, 51–63.
- Berman, R. G., 1987: Geocalc. Software of the University of Brithish Columbia. *Vancouver, Canada VGT 2B4*.
- Brastad, K., 1985: Sr metasomatism, and partition of Sr between the mineral phases of a meta-eclogite from Bjórkedalen, west Norway. *Tschermaks mineral. petrogr. Mitt. TMPM*, 34, 87–103.
- Cloos, M., 1993: Lithospheric buoyancy and collisional orogenesis: subduction of oceanic plateaus, continental margins, island arcs, spreading ridges, and seamounts. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 105, 715–737.
- Davies, J. H. & Stevenson, D. J., 1992: Physical model of source region of subduction zone volcanics. *J. geophys Res (Richmond, Va.)*, 97, 2037–2070.
- Deer, W. A., Howie, R. A., & Zussman, J., 1992: An introduction to the Rock-Forming Minerals. *Second edition, Longman Scientific & Technical*.
- Deer, W. A., Howie, R. A., & Zussman, J., 1997: An introduction to the Rock-Forming Minerals-Orthosilicates (Garnet group). *Longman Scientific & Technical*, 480–640.
- Ernst, W. G. & Liou, J. G., 1995: Contrasting plate-tectonic styles of the Qinling-Dabie-Sulu and Franciscan metamorphic belts. *Geology*, 23, 353–356.
- Faryad, S. W. & Bernhardt, H. J., 1996: Taramite-bearing metabasites from Rakovec (Gemeric Unit, the Western Carpathians). *Geol. Carpathica*, 47, 349–357.
- Grapes, R. & Watanabe, T., 1984: Al-Fe³⁺ and Ca-Sr²⁺ epidotes in metagreywacke-quartzofeldspathic schist, Southern Alps, New Zealand. *Amer. Mineralogist*, 69, 490–498.
- Greucula, P., 1982: Gemerikum – segment riftogénneho bazénu Paleotetýdy. *Mineralia Slov. – Monogr., Bratislava, Alfa*, 26, 3.
- Greucula, P., Hovorka, D. & Putiš, M., 1997: Geological evolution of the Western Carpathians. *Mineralia Slov.*, 281–288.
- Hovorka, D., Ivan, P., Jilemnická, L. & Spišiak, J., 1988: Petrology and Geochemistry of Metabasalts from Rakovec (Paleozoic of Gemeric Unit, Inner Western Carpathians). *Geol. Carpath.*, 39, 4, 395–425.
- Leake, B. E., 1978: Nomenclature of amphiboles. *Amer. Mineralogist*, 68, 1023–1052.
- Leake, B. E., 1997: Nomenclatures of amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. *Amer. Mineralogist*, 82, 1019–1037.
- Lindsley, D. H., 1991: Oxide Minerals: Petrologic and Magnetic Significance. *Rev. min.*, 25., *Mineralogical Society of America*.
- Massone, H. J. & Schreyer, W., 1987: Phengite geobarometry based on the limiting assemblage with K-feldspar, phlogopite, and quartz. *Contr. Mineral. Petrology*, 96, 212–223.
- Morimoto, N., 1988: Nomenclature of Pyroxenes. *Mineralogy and Petrology*, 39, 55–76.
- Niida, K. & Green, D. H., 1999: Stability and chemical composition of pargasitic amphibole in MORB pyrolyte under upper mantle conditions. *Contr. Mineral. Petrology*, 135, 18–40.
- Price, R. C., Stewart, R. B., Woodhead, J. D. & Smith, I. E. M., 1999: Petrogenesis of High – K Arc Magmas: Evidence from Egmont Volcano, North Island, New Zealand. *J. Petrology*, 40, 1, 167–197.
- Trouw, R. A. J., Simões, L. S. A. & Valladares, C. S., 1998: Metamorphic evolution of a subduction complex, South Shetland Islands, Antarctica. *J. metamorphic Geol.*, 16, 475–490.
- Veblen, D. R. & Ribbe, P. H., 1982: Amphiboles: Petrology and Experimental Phase Relations. *Rev. min.*, 9B. *Mineralogical Society of America*, 299.
- Zhang, Ru-Yuan., Hirajima, T., Banno, S., Cong, B. & Liou, J. G., 1995: Petrology of ultrahigh-pressure rocks from the southern Su-Lu region, eastern China. *J. metamorphic Geol.*, 13, 659–675.
- Zellmer, G. F., Blake, S., Vance, D., Hawkesworth, Ch. & Turner, S., 1999: Plagioclase residence times at two island arc volcanoes (Kameni Islands, Santorini, and Soufriere, St. Vincent) determined by Sr diffusion systematics. *Contr. Mineral. Petrology*, 136, 345–357.

Stupeň alpínskej metamorfózy v horninách staršieho paleozoika gemerika

SHAH WALI FARYAD¹ a IVAN DIANIŠKA²

¹Katedra geológie a mineralógie Fakulty baníctva, ekológie, riadenia a geotechnológie TU Košice, e-mail: faryad@tuke.sk

²Mierová 16, Rožňava

(Doručené 12. 3. 1999, revidovaná verzia doručená 25. 5. 1999)

Alpine overprint in the Early Paleozoic of the Gemicum

P-T conditions of Alpine metamorphism in the basement rocks of the Gemicum are estimated according to metamorphic mineral assemblages in Permian metagranites and the Late Paleozoic cover sequences. The metagranites are characterized by the presence of phengite ($Si = 3.3$ a. f. u.), chlorite, albite, microcline and rarely also garnet with high grossular and almandine contents. Some whiteschists, occurring in contact zone of granites, contain relict corundum, andalusite and kyanite with muscovite. Metamorphic minerals in the Permian cover sequences are white mica of phengite-muscovite composition and chlorite. Some Upper Carboniferous metabasites contain actinolite, epidote and albite. P-T conditions of Alpine overprint in the Early Paleozoic basement of the Gemicum, calculated using mineral composition in the metagranites and estimated metamorphic mineral assemblages in the Late Paleozoic rocks, are 0.45–0.6 GPa at 330–350 °C.

Key words: Alpine metamorphism, Early Paleozoic of the Gemicum, Western Carpathians

Úvod

Jednou zo zložitých úloh metamorfnej petrológie je rekonštrukcia vývoja polymetamorfných komplexov, a to hlavne v prípadoch, keď metamorfné udalosti prebiehali pri podobných P-T podmienkach. Klasickými petrografickými metódami minerálne paragenézy patriace do rozličných metamorfných etáp sa v mnohých prípadoch rozlišujú ťažko. Alpínska metamorfóza sa v staropaleozoických jednotkách veporika a gemerika predpokladala na základe metamorfných minerálov v mladopaleozoických jednotkách v západnej časti gemerika (Vrána, 1964; Varga, 1973). Pre nedostatok geochronologických údajov a nejednotnosti v chápaní stavby a vzájomnej pozície staropaleozoických a mladopaleozoických jednotiek (Bajaník et al., 1983; Grecula, 1982) sa o intenzite alpínskych tektonometamorfných procesov diskutovalo často. Značný pokrok v objasňovaní a zaradovaní metamorfných minerálov do variskej, príp. alpínskej metamorfózy nastal vďaka aplikácii moderných petrologických metód a geochronologického datovania (Kováčik et al., 1996; Dallmeyer et al., 1996; Korikovský et al., 1997; Janák et al., 1998; Hovorka a Méres, 1997; Faryad, 1995a).

Cieľom tejto práce je prezentovať novšie výsledky petrologického štúdia intenzity alpínskej metamorfózy a diskusia o možnej interpretácii už publikovaných údajov.

Metamorfná charakteristika

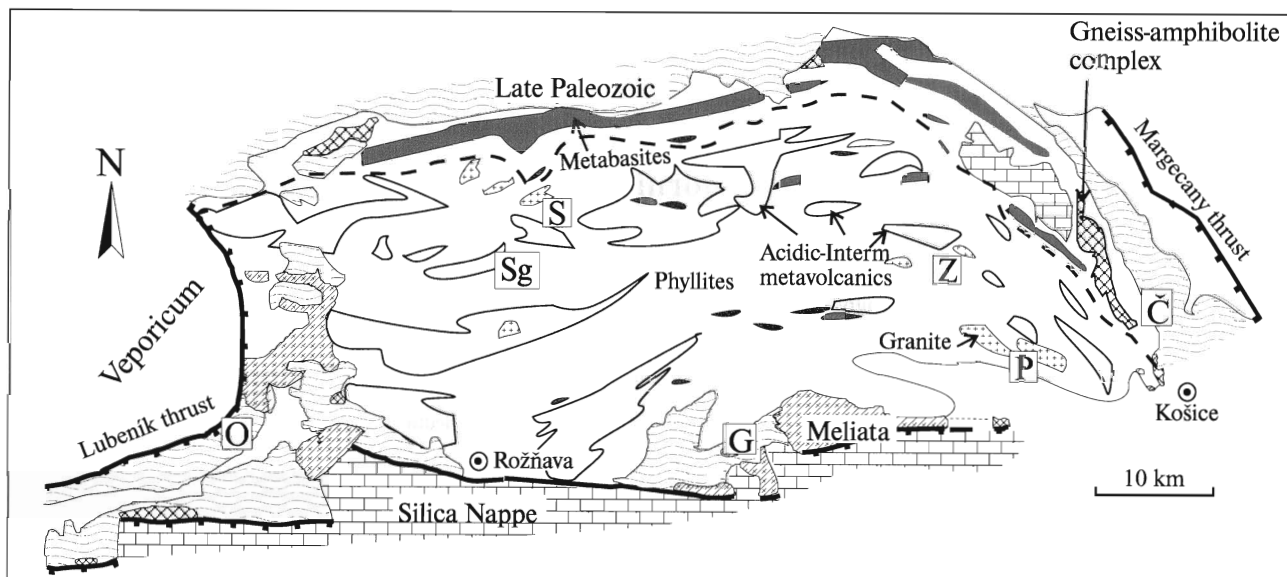
Pre nízky stupeň variskej a alpínskej metamorfózy v staršom paleozoiku gemerika sme na štúdium intenzity alpínskej metamorfózy vybrali granit, horniny v jeho kontaktnom dvore a mladopaleozoické obalové jednotky (obr. 1). V súlade s geochronologickými údajmi (Kováčik et al., 1986) je granit permského veku (221–190 Ma), avšak častí K-Ar a R-Sr údajov z biotitu a muskovitu poskytuje kriedový

(80–90 Ma), zriedka aj jurský (141 Ma) vek. Granitoidný magmatizmus, ktorý spôsobil kontaktnú premenu okolitých hornín, skončil podobne ako v ostatných západokarpatských jednotkách variský metamorfný cyklus v gemerskej jednotke. Mladší vek z granitu, ale aj z ostatných metamorfítov (Dallmeyer et al., 1996) je výsledkom alpínskeho prepracovania tejto jednotky.

Granit – metagranit

Granity petrograficky opísal Dianiška (1977) a Petřík et al. (1994). Ide o granity typu S skladajúce sa z plagioklasu, K živca, kremeňa, biotitu a v menšej miere aj muskovitu. Z akcesorických minerálov môžu obsahovať turmalín, zirkón, monazit a apatit. Intenzita rekryštalizácie a stupeň deformácie sa mení z miesta na miesto. Častým prejavom metamorfózy je rozpad biotitu na chlorit + rutil a tvorba svetlej slúdy, ktorá nahrádza plagioklas a K živec. Z ďalších minerálov pri metamorfóze vzniká epidot zoisit, albit, mikroklín a veľmi zriedka aj granát. Svetlá slúda má zloženie fengitu s obsahom $Si = 3,30\text{--}3,35$ a. v. (= atómov vo vzorci; tab. 1). Niektoré metagranity môžu obsahovať svetlú slúdu magmatického pôvodu, ktorá zvyčajne tvorí veľké šupinky. Svetlú slúdu čiastočne lemuje metamorfná slúda a tieto druhy slúdy sa dajú dobre rozlíšiť na základe obrazu spätne imitujúcich elektrónov v rastrovom elektrónovom mikroskope, ale niekedy aj podľa optického charakteru (obr. 2). Na rozdiel od metamorfnej slúdy má magmatická slúda relatívne nízky podiel Si_1 a pomer X_{Mg} (tab. 2). V asociácii s granátom a fengitom má plagioklas zloženie albitu (tab. 1).

Okrem štyroch chemicky odlišných typov granátov, ktoré vznikli pri kryštalizácii granitovej až aplitovej magmy (Faryad a Dianiška, 1989), je aj piaty (metamorfný) typ, ktorý alebo lemuje staršie typy granátu, alebo sa vyskytuje uprostred plagioklasu. Zriedka sa granát vyskytuje na okraji čias-



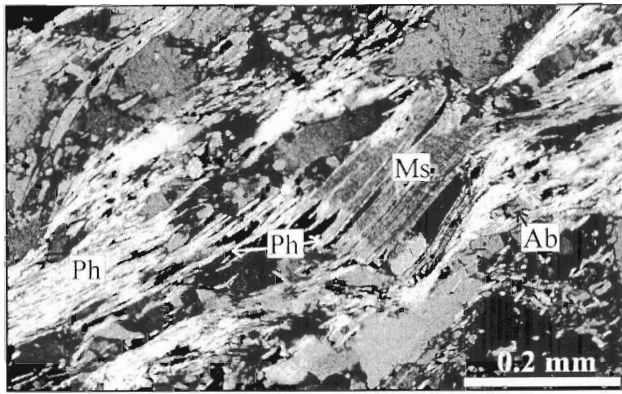
Obr. 1. Schematická geologická mapa s vyznačením miesta petrologického štúdia na stanovenie alpínskej metamorfozy. G – gočaltovská skupina (perm), Č – Črmeľská dolina (krompašská skupina – perm), O – Ochtiná (vrchný karbón). P – Poproč, Z – Zlatá Idka (Hn-I). Lokality vzoriek: S – Sur-1 (metagranit), Sg–Sg-1/385 (metagranit).

Fig. 1. Schematized geological map of the Gemericum with locations of investigated area. G – Gočaltovo Group (Permian), Č – Črmeľ valley (Krompachy Group – Permian), O – Ochtiná (Upper Carboniferous), P – Poproč, Z – Zlatá Idka (Hn-I). Sample localities: S – Sur-1 (metagranite), Sg–Sg-1/385 (metagranite).

Tab. 1
Metamorfické minerály z gemerského metagranitu, vzorka Sg-1/385
Metamorphic minerals from Gemeric metagranite, sample Sg-1/385

	Granát		Svetlá slúda				Biotit		Živce	
	c	r	v gr				ab	kfs		
SiO ₂	37,59	37,80	48,60	47,81	49,34	49,39	48,60	36,47	67,02	64,92
TiO ₂	0,17	0,25	0,02	0,14	0,24	0,35	0,02	0,97	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	21,55	21,56	29,01	29,14	28,37	28,20	29,01	16,46	20,04	18,44
Fe ₂ O ₃	0,73	1,02	5,49	5,50	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	11,54	9,76	0,00	0,85	4,78	4,59	4,91	27,17	0,03	0,03
MnO	9,54	9,51	0,15	0,11	0,20	0,19	0,15	0,29	0,04	0,03
MgO	0,19	0,04	1,62	1,62	1,78	1,63	1,62	4,42	0,00	0,00
CaO	18,34	20,06	0,31	0,00	0,00	0,04	0,31	0,00	1,33	0,01
Na ₂ O	0,01	0,01	0,24	0,44	0,15	0,16	0,24	0,10	11,28	0,31
K ₂ O	0,00	0,07	9,72	10,81	10,47	10,64	9,72	8,98	0,05	16,08
Spolu	99,66	100,09	95,16	95,58	95,31	95,19	94,58	94,85	99,80	99,82
Si	2,97	2,96	6,602	6,520	6,683	6,700	6,620	5,874	2,947	3,001
Al ^{IV}	0,03	0,04	1,398	1,480	1,317	1,300	1,380	2,126	0,000	0,000
Al ^{VI}	1,97	1,96	3,246	3,204	3,211	3,207	3,277	0,998	1,039	1,004
Ti	0,01	0,01	0,002	0,014	0,024	0,036	0,002	0,117	0,000	0,000
Fe ³⁺	0,04	0,06	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe ²⁺	0,76	0,64	0,561	0,564	0,487	0,469	0,503	3,293	0,001	0,001
Mn	0,64	0,63	0,017	0,013	0,023	0,022	0,017	0,039	0,002	0,001
Mg	0,02	0,00	0,328	0,329	0,360	0,330	0,329	1,062	0,000	0,000
Ca	1,55	1,69	0,045	0,000	0,000	0,006	0,046	0,000	0,063	0,001
Na	0,00	0,00	0,063	0,116	0,038	0,041	0,063	0,032	0,962	0,027
K	0,00	0,01	1,684	1,881	1,809	1,841	1,688	1,844	0,003	0,948
Grs	0,494	0,528								
Alm	0,256	0,215								
Py	0,008	0,001								
Sps	0,214	0,213								
And	0,022	0,031								
X _{Mg}	0,029	0,007								

Fe v slúde zodpovedá F_{et}, c – stred, r – kraj
Fe in mica is as F_{et}, c – core, r – rim



Obr. 2. Mylonitizovaný granit s opticky dvoma odlišnými typmi svetlej sludy. Vzorka Sur-1.

Fig. 2. Mylonitized granite with two optically different varieties of white micas. Sample Sur-1.

točne rozloženého magmatického biotitu, kde okrem chloritu a titanitu vzniká aj zelený biotit. Na rozdiel od magmatických granátov, ktoré sú bohaté na Fe a Mn, má tento granát vysoký podiel grossulárovej zložky (Grs_{45-50}). Granát takéhoto zloženia bol opísaný z metagranitu viacerých lokalít v Alpách (Ackermann et al., 1972; Chopin a Massonne, 1989; Török, 1998) a vždy sa pokladá za produkt strednotlakovej až vysokotlakovej metamorfózy. Grossulárovo-almandínovo-spessartínový granát z oblasti veporika Západných Karpát opísal Vrána (1980) a interpretoval ho – podobne ako v Alpách – ako výsledok strednotlakovej metamorfózy alpínskeho veku. Strednotlakový až vysokotlakový charakter alpínskej metamorfózy veporskej jednotky neskôr potvrdili aj iní autori (Korikovský et al., 1997; Janák et al., 1998), ktorí P-T podmienky odhadujú na 0,6–1,0 GPa a 400–500 °C.

Horniny v kontaktnom dvore granitu

Jedným zo špecifických znakov kontaktne metamorfovaných hornín v okolí gmerických granitov je časté chýbanie typických kontaktných minerálov, ako je cordierit a andaluzit, v metapelitoch. Okrem lokálnych výskytov andaluzitu (Kamenický, 1968) možno prítomnosť týchto minerálov zistiť na základe pseudomorfóz, príp. ojedinelých reliktov, ktoré sa dajú vo výbruse ľahko prehliadnúť. S výnimkou niektorých masívnych skarnov (Faryad a Peterec, 1987), príp. metasomatitov (Dianiška, 1977) obsahujú kontaktne metamorfované horniny, najčastejšie nízkoteplotné minerály (svetlú sludu, chlorit a i.). V minulosti sa tento jav vysvetľoval ako výsledok intenzívnej postmagmatickej premeny spätjej s prúdením hydrotermálnych roztokov (Dianiška, 1977). Vzhľadom na zistené údaje o intenzite alpínskej premeny v gemerských metagranitoch možno nájsť rad minerálov, ktoré sa v kontaktných zónach granitu bežne nevyskytujú. Jedným z nich je kyanit, ktorý sa zistil spolu s andaluzitom a muskovitom (tab. 2) v kontaktnej zóne granitu pri Zlatej Idke (Faryad a Dianiška, 1992). Hornina zložením zodpovedá bielej bridlici, známej v spojitosti so strednotlakovou až vysokotlakovou metamorfózou (Schreyer a Abraham, 1976). Treba dodať, že biele bridlice, skladajúce sa zo svetlej sludy, príp. mastenca s kyanitom alebo Mg chloritom, boli opísané v súvislosti s alpínskou strednotlakovou až vysokotlakovou metamorfózou z okolia metagranitu z viacerých lokalít v Alpách (Moine et al., 1989; Demény et al., 1997). Z gmerika sú známe výskyt mastencových bridlíc z Helcmanoviec (Tu-

Tab 2
Svetla sluda z hnileckého metagranitu (Sur 1) a bielej bridlice z Zlatej Idky (Hn-1)
White mica from Hnilec metagranite (Sur 1) and from whiteschist in Zlatá Idka (Hn-1)

	Sur-1		Hn 1			
	magmaticka	metamorfná				
SiO ₂	46.72	46.58	49.12	49.35	47.08	47.52
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.05
Al ₂ O ₃	31.30	31.52	32.66	32.49	39.75	39.96
FeO	5.68	5.57	0.94	0.83	0.03	0.03
MgO	0.01	0.00	2.31	2.00	0.07	0.02
MnO	0.00	0.09	0.00	0.09	0.06	0.30
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K ₂ O	10.46	10.48	10.51	10.52	9.52	9.91
Na ₂ O	0.28	0.37	0.47	0.43	0.36	0.39
Spolu	94.45	94.61	96.01	95.70	96.93	98.18
Si	6.405	6.378	6.593	6.619	6.054	6.045
Al ⁺	1.595	1.622	1.407	1.381	1.946	1.955
Al ⁶	3.462	3.465	3.758	3.755	4.076	4.036
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.006	0.005
Mg	0.002	0.000	0.462	0.399	0.003	0.002
Mn	0.000	0.011	0.000	0.010	0.007	0.003
Fe	0.651	0.638	0.106	0.093	0.011	0.057
Ca	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Na	0.075	0.098	0.122	0.112	0.091	0.097
K	1.830	1.830	1.799	1.800	1.561	1.607

ranová et al., 1983) a Dlhej doliny (Kilík, 1997). Ich vznik súvisí s metasomatózou magnezitu. V bielej bridlici zo Zlatej Idky nie sú vzťahy kyanitu a andaluzitu pre jej muskovitizáciu jasné. Podľa niektorých textúrnych znakov, najmä výskytu drobných stĺpčekovitých zŕn andaluzitu na okraji veľkých kryštálov kyanitu, sa zdá, že kyanit je starší ako andaluzit (Faryad a Dianiška, 1992). Novšie sme na tejto lokalite okrem kyanitu a andaluzitu zistili aj korund. Muskovit ako najmladšia fáza zatláča všetky tri minerály. Ak predpokladáme, že andaluzit a korund vznikli pri kontaktnej metamorfóze, potom teplota potrebná na ich vzájomnú rovnováhu bola vyššia ako 750 °C. Pre termálne účinky granitu v okolitých horninách (výskyt škvŕnitých a plodových bridlíc, reliktného andaluzitu a cordieritu), ktoré sú typické pre plytké umiestnenie granitovej magmy (hĺbka umiestnenia je ekvivalentná 0,1–0,2 GPa; Faryad a Peterec, 1988), je zachovanie kyanitu málo pravdepodobné. Preto spojitost kyanitu s alpínskou metamorfózou, ktorá podľa prítomnosti metamorfných minerálov v metagranite mala strednotlakový charakter, nemožno vylúčiť.

Ďalším častým minerálom v staropaleozoických a mladopaleozoických horninách južnej a západnej časti gmerika je chloritoid. Pokladá sa za produkt alpínskej metamorfózy (Varga, 1973) a v kontaktných zónach sa zistil v okolí poprošského granitu. Hornina obsahuje aj čiastočne chloritizovaný granát. Chloritoid má podobné zloženie ako v južnej a západnej časti gmerika ($X_{\text{Mg}} = 0,8$), avšak odlišuje sa štruktúrou, ktorá pripomína pseudomorfózy po inom (kontaktnom?) mineráli.

Mladopaleozoické obalové sekvencie

Výskyt asociácie aktinolit + epidot + chlorit + albit z vrchnokarbonských metabázitov ochtinského súvrstvia v západnej časti a dobsinského súvrstvia v severnej časti gmerika sme už opísali (Faryad, 1991a). V metabázitoch pri

Tab. 3

Zloženie metamorfných minerálov permských sedimentov z lokality Črmeľ (zárez cesty pri Alpínke) a metabázitov ochtinského súvrstvia
Composition of metamorphic minerals from Permian metasediments in the Črmeľ valley (road cut at Alpínka) and from Upper Carboniferous metabasites in Ochtiná

Vzorka	Črmeľ		Ochtínske súvrstvie		
	svetlá slúda		aktinolit	epidot	
SiO ₂	48,17	48,12	51,04	52,08	37,96
TiO ₂	0,02	0,04	0,11	0,03	0,03
Al ₂ O ₃	34,89	34,93	4,19	3,03	28,48
Fe ₂ O ₃	–	–	–	–	6,36
FeO	2,20	1,97	13,18	12,74	–
MnO	0,00	0,05	0,13	0,20	0,03
MgO	0,91	0,84	13,39	14,74	0,00
CaO	0,01	0,06	12,39	12,07	23,54
Na ₂ O	0,46	0,41	0,44	0,16	0,00
K ₂ O	9,62	9,55	0,05	0,32	0,00
Spolu	96,28	95,97	94,92	95,37	96,4
Si	6,321	6,325	7,654	7,749	3,082
Al ^{IV}	1,679	1,675	0,346	0,251	0,000
Al ^{VI}	3,717	3,736	0,395	0,280	2,725
Ti	0,002	0,004	0,012	0,003	0,002
Fe ³⁺	–	–	–	–	0,194
Fe ²⁺	0,217	0,195	1,487	1,426	–
Mn	0,000	0,006	0,017	0,025	0,002
Mg	0,178	0,165	2,993	3,269	0,000
Ca	0,001	0,008	1,991	1,924	2,048
Na	0,117	0,104	0,128	0,046	0,000
K	1,610	1,601	0,010	0,061	0,000

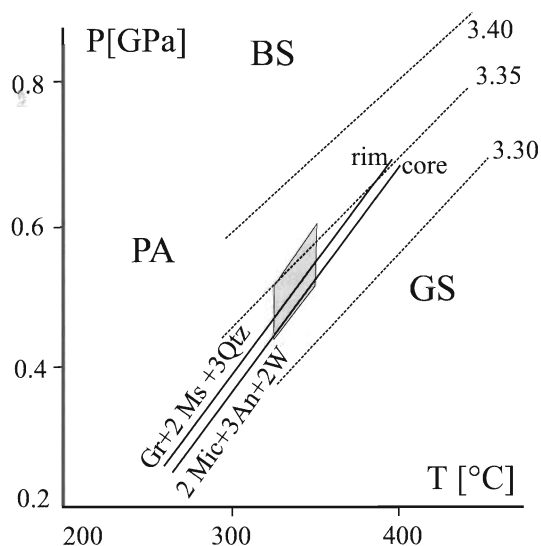
Ochtinej niektoré analýzy zodpovedajú amfibolu hornblendu (Faryad, nepublikované). Fylit ochtinského súvrstvia okrem svetlej slúdy a chloritu obsahuje aj chloritoid (Varga, 1973), ktorý novšie analyzoval Korikovský et al. (1997). Má podobné zloženie ako chloritoid z ostatných lokalít v gemeriku. Je bohatý na Fe a asociujúca svetlá slúda je blízka muskovitu ($S = 3,1$ a. v.). Rekryštalizáciu tohto súvrstvia dávajú títo autori do súvislosti s kriedovou metamorfózou, ktorá prebiehala aj vo veporiku a mala strednotlakový charakter (0,6–0,9 GPa, 300–480 °C). Vrchnokarbónske metakonglomeráty v severnej časti gemerika, ktoré analyzoval Radvanec (1998), obsahujú muskovit fengit a chlorit, rovnako ukazujú teplotu vyššiu ako 300 °C.

Pre zložitú tektonickú stavbu južnej časti gemerika nie sú vzťahy medzi mladopaleozoickými jednotkami a staropaleozoickým fundamentom jednoznačné. Mladopaleozoické metapelity permkej gočaltovskej skupiny, ktoré sa pokladajú za obal staršieho paleozoika gemerika, obsahujú svetlú slúdu zloženia medzi fengitom a muskovitom (Faryad, 1995a), čo poukazuje na vyššiu teplotu ako 300 °C. Horniny severogemerického permu signalizujú veľmi nízky až nízky stupeň metamorfózy. V Črmeľskej doline permské horniny reprezentuje vulkanosedimentárna sekvencia s prevahou tufu ryolitovo-ryodacitového zloženia s peltickou prímiesou. Okrem kremeňa sa na ich zložení zúčastňuje svetlá slúda, albit, organická hmota, chlorit, rutil a turmalín. Metamorfná svetlá slúda (tab. 3) má dostatok alkálií ($Na+K = 0,8$), čo je charakteristické pre slúdu nízkeho stupňa metamorfózy (teplota okolo 300 °C). Relatívne vysoký podiel Na v slúde poukazuje na možné striedanie paragonitu v štruktúre tohto vrstvitého silikátu a je to zároveň aj pravdepodobná príčina relatívne nízkeho obsahu Si (3,16 a. v.) v analýzach.

Odhad P-T podmienok alpínskej metamorfózy

Metamorfná minerálna asociácia v gemerských metagranitoch (K živec–albit–chlorit–granát) potvrdzuje podmienky fácie zelených bridlic, čiže teplota metamorfózy bola vyššia ako 300 °C. Rovnovážne krivky reakcie svetlá slúda – K živec–granát–plagioklas (obr. 3), vypočítané na základe termodynamických parametrov (Berman, 1988; Massonne, 1991) a programu TWEAQ, prechádzajú v teplotnom poli $T > 300$ °C cez 0,4 GPa/320 °C – 0,55 GPa/350 °C. Pozícia týchto kriviek dobre koreluje s izopleťmi Si vo fengite (Massonne, 1991), ktoré pri maximálnom obsahu $Si = 3,35$ a teplotnom intervale 320–350 °C ukazujú tlak 0,5–0,6 GPa. Ak sa kyanit a chloritoid pokladajú za produkt alpínskej metamorfózy, potom strednotlakový charakter alpínskej metamorfózy s minimálnou teplotou 330 °C je v súlade s polami stability týchto minerálov.

P-T podmienky zodpovedajúce fáci zelených bridlic sú evidentné na základe minerálnych asociácií vo vrchnokarbónskych metabázitoch a fylitoch v západnej a severnej časti gemerika. Pre monotónnosť metamorfných minerálov v permských horninách geotermobarometrické výpočty aplikovať nemožno. P-T podmienky sa dajú odhadnúť iba na základe charakteru, ale najmä zloženia svetlej slúdy, ktorá zodpovedá muskovitu, príp. fengitu. Podľa predbežného mikroskopického pozorovania prejavujú horniny gočaltovskej skupiny znaky veľmi nízkeho stupňa metamorfózy. Mylonitizované horniny tejto skupiny v podloží tektonickej šupiny modrých bridlic v Zádielskej doline obsahujú slúdu (bez chloritoidu) s maximálnym ob-



Obr. 3. P-T podmienky alpínskej metamorfózy staršieho paleozoika gemerika odhadnuté na základe metamorfných minerálov z granitu. Krivky reakcie granát–plagioklas–K živec–muskovit–kremeň sú vypočítané podľa programu TWEAQ (posledná verzia distribuovaná Bermanom) pre stred (core) a okraj (rim) granátu. Interpolované izoplety Si sú podľa Massonne (1991). Metamorfné fácie: BS – modrá bridlica, GS – zelená bridlica, PA – pumpellyitovo-aktinolitová fácie.

Fig. 3. P-T conditions of Alpine metamorphism for Early Paleozoic of the Gemeric Unit, estimated using metamorphic minerals in metagranite. The equilibrium curves for garnet–plagioclase–K feldspar–muscovite–quartz are calculated based on TWEAQ program (latest version, distributed by Berman) for core and rim of garnet. Interpolated isopleths for Si in white mica are after Massonne (1991). Metamorphic facies: BS – blueschists, GS – greenschist, PA – pumpellyite-actinolite.

sahom Si = 3,25 a. v. (Faryad, 1995a). Podobná slúda, avšak s relatívne nízkym K a Si je v permských horninách Črmeľskej doliny. Zloženie svetlej slúdy – hlavne obsadenie siete X viac ako 0,8 a. v. – svetlejšie P-T podmienkach na prechode medzi veľmi nízkym a nízkym stupňom metamorfózy.

Interpretácia výsledkov

Hoci podľa štruktúrnych vzťahov v staropaleozoických horninách nemožno chloritoid zaradiť jednoznačne do variskej alebo alpínskej etapy, jeho výskyt aj v mladopaleozoických horninách pozdĺž južnej hranice gemerika je hlavným argumentom na jeho začlenenie do alpínskej etapy (Varga, 1973). Chloritoid má vo všetkých jednotkách podobné zloženie ($X_{Mg} = 0,08-0,15$), avšak je rozdiel v zložení svetlej slúdy asociujúcej s chloritoidom. V staropaleozoických horninách pri Nižnej Slanej sa spolu s chloritoidom a pyrofytilom vyskytuje muskovit (Korikovský et al., 1994; Faryad, 1995). Svetlá slúda blízka zloženiu fengitu muskovitu (maximálny obsah Si = 3,25 a. v.) je prítomná v staropaleozoických metapsamitoch s chloritoidom pri Rožňave (Faryad, 1991b) a v karbónskych horninách pri Ochtinej (Si = 3,13 a. v.; Korikovský et al., 1997). V horninách jasovského vývoja (fylity meliatskej jednotky bez glaukofánu) sa vyskytuje fengit s obsahom Si = 3,5 a. v. (Faryad, 1995b). Odlišné zloženie svetlej slúdy sa odráža aj vo výpočte tlaku, ktorý sa pri teplote 350 °C pohybuje od 0,5 do 0,6 GPa pri staršom paleozoiku a od 0,8 do 1,0 GPa pri jasovskom súvrství. Odhadovaná teplota a tlak staropaleozoických a vrchnokarbónskych hornín v severnej časti gemerika sa dobre zhodujú s teplotou a tlakom vypočítanými z metamorfných minerálov v metagranite. Relatívne nižšie odhadované P-T podmienky metamorfózy (270–300 °C, 0,3–0,4 GPa) permských hornín gočaltovskej a kropašskej skupiny odrážajú odlišnú hĺbku ponorenia počas metamorfózy.

Podľa korelácie P-T podmienok prebiehala alpínska metamorfóza v paleozoických jednotkách gemerika a veporika pri podobnom geotermálnom gradiente (cca 14 °C/km). Nízko-teplotný geotermálny gradient (cca 11 °C/km) je charakteristický pre susednú, meliatsku jednotku, ktorá sa od paleozoika gemerika odlišuje aj vekom metamorfózy. Kým K-Ar a Ar-Ar vek z novotvorenej slúdy v gemeriku a veporiku je kriedový, vysokotlakové horniny meliatskej jednotky ukazujú jurský vek (Maluski et al., 1993; Dallmeyer et al., 1996; Faryad a Henjes-Kunst, 1997). Podľa Ar-Ar spektra sa kriedové preteplenie prejavilo len lokálne, a to vo fylitoch jasovského súvrstvia, čiže vysokotlaková metamorfóza meliatskej jednotky predchádzala strednotlakovú metamorfnú udalosť v gemeriku a veporiku najmenej o 60 Ma. Ak sa predpokladá, že spodnojurský až vrchnotriasový vek (220 Ma) z hornín jasovského súvrstvia (Faryad a Henjes-Kunst, 1997) má geologické opodstatnenie, potom východná časť Slovenského rudohoria je nositeľom hornín, ktoré počas alpínskeho tektonometamorfného cyklu vznikli, príp. prekonalí tri metamorfné udalosti (220, 160, 90 Ma).

Podakovanie. Táto práca je súčasťou projektu WEGA-1/5003/98 (Slovenská republika). Mikrosondové analýzy boli zhotovené v rámci projektu M417-GEO (Rakúsko). Manuskript práce zlepšili podnetné návrhy D. Hovorku.

Literatúra

- Ackermann, D., Karl, F. & Rasse, P., 1972: Granat mit Zusammensetzung zwischen Almandin und Grossular aus den westlichen Hohen Tauern. Österreich. *Contr. Mineral. Petrology*, 37, 29–38.
- Bajaník, S., Hanzel, V., Ivanička, J., Mello, J., Pristaš, J., Reichwalder, P., Snopko, L., Vozár, J. & Vozárová, A., 1983: Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenského rudohoria, východná časť. *GÚDS Bratislava*, 224.
- Berman, R. G., 1988: Internally-consistent thermodynamic data for minerals in the system Na₂O-K₂O-CaO-MgO-FeO-Fe₂O₃-Al₂O₃-SiO₂-TiO₂-H₂O-CO₂. *J. Petrology*, 29, 445–522.
- Dallmeyer, D., Neubauer, F., Handler, R., Fritz, H., Müller, W., Pana, D. & Putiš, M., 1996: Tectonothermal evolution of the internal Alps and Carpathians: Evidence from ⁴⁰Ar/³⁹Ar minerals and whole-rock data. *Eclogae geol. Helv.*, 89, 203–227.
- Demény, A., Sharp, Z. D. & Pfeifer, H. R., 1997: Mg-metasomatism and formation condition of Mg-chlorite-muscovite quartz phyllites (leucophyllites) of the Eastern Alps (W Hungary) and their relations to Alpine whiteschists. CBGA-Commission on metamorphism. *Meeting in Budapest November, 6-7. Abstract volun.*, 6.
- Dianiška, I., 1977: Kontaktné metasomatické prejavy v okolí granitových telies juhovýchodnej časti SGR. In: *Grecula, P. et al. (Eds.). Záverečná správa SGR-východ. Manuskript – archív GP Spišská Nová Ves.*
- Faryad, S. W., 1991a: Metamorfóza bázických hornín gemerika. *Mineralia Slov.*, 23, 109–122.
- Faryad, S. W., 1991b: Metamorfóza sedimentárnych hornín staršieho paleozoika gemerika. *Mineralia Slov.*, 23, 315–324.
- Faryad, S. W., 1995a: Stanovenie P-T podmienok metamorfných komplexov v gemeriku. *Mineralia Slov.*, 27, 9–19.
- Faryad, S. W., 1995b: Petrology and phase relations of low-grade high-pressure metasediments from the Meliata unit, Western Carpathians, Slovakia. *European J. Mineralogy*, 7, 71–87.
- Faryad, S. W. & Dianiška, I., 1989: Garnet from granulites of the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. *Geol. Zbor Geol. carpath.*, 40, 6, 715–734.
- Faryad, S. W. & Dianiška, I., 1992: Kyanite from Early Paleozoic rocks of the Gemericum (West Carpathians) and its implications for baric conditions of Variscan metamorphism. *Geol. Carpath.*, 43, 199–201.
- Faryad, S. W. & Henjes-Kunst, F., 1997: K-Ar and Ar-Ar age constraints of the Meliata blueschist facies rocks, the Western Carpathians (Slovakia). *Tectonophysics*, 280, 141–156.
- Faryad, S. W. & Peterec, D., 1987: Manifestation of skarn mineralization in the eastern part of the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. *Geol. Zbor Geol. carpath.*, 38, 111–128.
- Grecula, P., 1982: Gemericum – segment of the Paleotethyan riftogenic basin. *Mineralia Slov. – Monogr., Alfa, Bratislava*, 263.
- Hovorka, D. & Méres, Š., 1997: Alpine metamorphism in the Western Carpathians (with special attention on pre-Carboniferous complexes). Carpathians. In: *Grecula, P., Hovorka, D. & Putiš, M. (Eds.): Geological evolution of the Western Carpathians. Mineralia Slov. – Monogr., Bratislava*, 79–88.
- Janák, M., Plašienka, D., Lupták, B., Milovský, R., Frey, M., Frotzheim, N. & Schmidt, S., 1998: Alpine tectonometamorphic evolution of the Western Carpathians- the Vepor unit. *Carpathian-Balkan Geological Association, XVI Congress, Abstract, Vol.*, 242–243.
- Kamenický, J., 1968: Some problems of the West Carpathian crystalline complexes. *Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied*, 19, 7–20.
- Kilík, J., 1997: Geologická charakteristika mastencového ložiska Gemerská Poloma – Dlhá dolina. *Acta Montanistica Slovaca*, 2, 71–80.
- Korikovsky, S. P., Grecula, P., Boronichin, V. A. & Timofeevna-Unanova, O., 1992: Chloritoid-pyrophyllite-muscovite schists in the Western Gemeric: mineral equilibria and protoliths. *Mineralia Slov.*, 24, 29–37.
- Korikovsky, S. P., Putiš, M. & Plašienka, D., 1997: Cretaceous low-grade metamorphism of the Veporic and North-Gemic Zones: a result of collisional tectonics in the central Western Carpathians. In: *Grecula, P., Hovorka, D. & Putiš, M. (Eds.). Geological evolution of the Western Carpathians. Mineralia Slov. – Monogr., Bratislava*, 107–137.
- Kováč, A., Svinger, E. & Grecula, P., 1986: Rb-Sr izotop ages of granitoid rocks from the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. *Mineralia Slov.*, 18, 1–14.
- Kováčik, M., Král, J. & Maluski, H., 1996: Alpínsky metamorfný a termochronologický vývoj juhoveporických predalpínskych metamorfítov. *Mineralia Slov.*, 28, 185–202.

- Maluski, H., Rajlich, P. & Matte, Ph., 1993: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of the Inner Carpathian Variscan Basement and Alpine mylonitic overprinting. *Tectonophysics*, 223, 313–337.
- Massonne, H. J., 1991: High-pressure, low-temperature metamorphism of pelitic and other protoliths based on experiments in the system $\text{K}_2\text{O}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$. *Habilitationschrift Ruhr-Univ. Bochum*, 172.
- Massonne, H. J. & Chopin, C., 1989: P-T history of the Gran Paradiso (Western Alps) metagranites based on phengite geobarometry. In: *Daly, J. S., Cliff, R. A. & Yardley, B. W. D. (Eds.): Evolution of metamorphic belts. Geol. Soc. spec. Publ.*, 43, 45–549.
- Moine, B., Fortune, J. P. & Moreau, P., 1989: Comparative mineralogy, geochemistry and conditions of formation of two metasomatic talc and chlorite deposits: Trimouns (Pyrenees, France) and Rabenwald (Eastern Alps, Austria). *Econ. Geology*, 84, 1398–1416.
- Petrík, I., Broska, I. & Uher, P., 1994: Evolution of the Western Carpathian granite magmatism: age, source rock, geotectonic setting and relation to the Variscan structure. *Geol. Carpath.*, 45, 283–291.
- Radvanec, M., 1998: Vysokotlaková metamorfóza vrchnokarbonskeho konglomerátu z lokality Rudňany-Svinský hrb na severe gemerika. *Mineralia Slov.*, 30, 95–108.
- Schreyer, W. & Abraham, K., 1976: Three stage metamorphic history of whiteschist from Sare Sang, Afghanistan, as part of a former evaporite deposit. *Contr. Mineral. Petrology*, 59, 111–130.
- Tilton, G. R., Ames, L., Schertl, H. P. & Schreyer, W., 1997: Reconnaissance isotopic investigations on rocks of an undeformed granite contact within the coesite-bearing unit of the Dora Maira Massif. *Lithos*, 41, 25–36.
- Török, K., 1998: Magmatic and high-pressure metamorphic development of orthogneisses in the Sopron area, Eastern Alps (W-Hungary). *Neu. Jb. Mineral. Abh.*, 173, 63–91.
- Turan, L., Turan, J. & Kožulský, J., 1983: Charakteristika uhlíkatonovej polohy z vrhu MPV-8 pri Mníšku nad Hnilcom. *Mineralia Slov.*, 15, 363–372.
- Varga, I., 1973: Minerálne asociácie metamorfizmu i ich zonalnosť v Spišsko-gemerskom rudohorí. *Mineralia Slov.*, 5, 115–134.
- Vrána, S., 1964: Chloritoid and kyanite zone of Alpine metamorphism on the boundary of the Gemericides and the Veporicides (Slovakia). *Kristalinikum*, 2, 125–143.
- Vrána, S., 1980: Newly formed Alpine garnets in metagranitoids of the Veporicides in relation to the structure of the central zone of the West Carpathians. *Čas. Mineral. Geol.*, 25, 1, 41–54.

Alpine overprint in the Early Paleozoic of the Gemericum

The Early Paleozoic of the Gemericum suffered low-grade Variscan and Alpine metamorphism and it is difficult to distinguish mineral assemblages of each event. Alpine overprint in the basement rocks is considered according to the presence of chloritoid + white mica in both Early Paleozoic and Late Paleozoic sequences in the southern part of the Gemericum (Varga, 1973). Because of their tectonic position, the degree of Alpine metamorphism as well as Alpine age of mineralization in the Gemericum was doubted (Greclula, 1982). The Middle Jurassic blueschists of the Meliaticum, occurring in the southern margin of the Gemericum, are also in tectonic position and can not be used for reconstruction of Alpine metamorphism in the Early Paleozoic basement. For investigation of Alpine metamorphism we therefore selected Permian granite that intruded already metamorphosed Variscan basement and some Late Paleozoic cover sequences.

Igneous petrology of the Gemeric granite was provided by Dianiška (1983) and Petrík et al. (1994). The granites correspond to S-type and consist of plagioclase, K-feldspar, quartz, biotite and rarely muscovite. Beside accessory tourmaline, zircon and monazite they contain five compositional and textural varieties of garnet (Faryad and Dianiška, 1989). Four varieties of Ca-poor and Mn-rich garnet related to magmatic processes and the last Ca-Fe-Mn garnet ($\text{Gr}_{45-50}\text{Alm}_{22-31}\text{Sp}_{21-15}$) originated during Alpine metamorphism. It rims the former varieties or occurs in plagioclase. Such garnet with high-Si phengite was described from several areas (Ackermann et al., 1972; Massonne and Chopin, 1989; Török, 1998) and it is interpreted to be formed by middle to high-pressure event. From the Western Carpathians, garnet of this composition was described from neighbouring Veporicum where middle-pressure conditions are assumed (Vrána, 1980). The most common metamorphic minerals in the Gemeric metagranite are phengite ($\text{Si} = 3.2\text{--}3.5$ a. f. u., Table 1), chlorite, albite, microcline and titanite.

With exception of skarns (Faryad and Peterec, 1987), high-temperature contact minerals (andalusite, cordierite) in the vicinity of granite are almost replaced by low-temperature assemblages, mostly by white mica and chlorite. Whiteschists, formed by muscovite (Table 2), kyanite and andalusite were found near contact to granite in Zlatá Idka (Faryad and Dianiška, 1992). Both kyanite and andalusite are replaced by muscovite, but based on some relict textural relations, the andalusite was assumed to be younger. Recently we found also corundum in this rock. If consider that andalusite and corundum belong to contact metamorphism, the minimum temperature necessary for their equilibrium were 750 °C. Regarding low-pressure conditions for granite emplacement (0.2 GPa, Faryad and Peterec, 1989), it is hard-

ly to image preservation of kyanite at such high temperature. Relation of kyanite to Alpine metamorphism, consistently with middle-pressure assemblages in metagranite, is therefore not excluded.

The Gočaltovo Permian Group, assumed as a cover sequence, is characterized by the presence of chlorite, phengite ($\text{Si} = 3.3$ a.f.u.) that indicate temperature higher than 300 °C. The Upper Carboniferous rocks in the western part of the Gemericum, containing actinolite + epidote + albite in metabasites (Faryad, 1991a) and chloritoid + white mica in phyllite for that Kozjakovský et al. (1997), suggest pressures and temperatures of 0.6–0.6 GPa 300–480 °C. However these rocks are in tectonic position with the Early Paleozoic of Gemericum. The Upper Carboniferous rocks in the northern part of the Gemericum are characterized by the presence of greenschist facies assemblages (white mica, chlorite, albite in conglomerate, Radvanec, 1998, and actinolite-albite-epidote in metabasites, Faryad, 1991a). The Permian metasediments in Črnel Valley (Fig. 1) contain chlorite, albite and white mica (Tab. 3).

P-T conditions and interpretation

Metamorphic mineral assemblages in the Gemeric metagranites (K-feldspar – albite – chlorite – garnet) indicate temperature higher than 300 °C. Equilibrium reactions, calculated using TWEQ program and data sets of Berryman (1988), consistently with position of Si isopleths of phengite (Massonne, 1991) indicate 0.4 GPa/300 °C – 0.6 GPa/350 °C (Fig. 3). Similar P-T conditions can be estimated for Upper Carboniferous sequences. Very low-grade conditions (270–300 °C and 0.4–0.5 GPa) are considered based on metamorphic minerals in the Permian and Upper Carboniferous cover sequences in the northern and southern parts of the Gemericum. The presence of phengitic white mica suggest medium-pressure conditions for this metamorphism. If compare P-T conditions of Alpine metamorphism between the Paleozoic of Gemericum and Veporicum, they correspond to a similar geotherm (ca 14 °C/km) which was different from geotherm in the neighbouring Meliaticum (11 °C/km). Difference between these two metamorphic terrains occurs also in geochronological data (Maluski et al., 1993; Dallmeyer et al., 1996; Kováčik et al., 1996) that indicate Middle Jurassic age (150–160 Ma) for blueschists in the Meliaticum and Cretaceous age (80–90 Ma) for the Paleozoic of the Gemericum. This suggest that the Gemericum and adjacent Meliaticum were suffered by multi-stage Alpine tectonometamorphic processes that probably started in Upper Triassic/Lower Jurassic (220 Ma Ar-Ar age; Faryad and Henjes-Kunst, 1997). Low-grade collisional metamorphism of Cretaceous age occurred also in the other Western Carpathians units, mainly in the southern sector of the Veporicum.

Príspevok k litológii a paleogeografii rádiolaritov zo Západných Karpát

MILAN MIŠÍK

Katedra geológie a paleontológie Prírodovedeckej fakulty Univerzity Komenského,
Mlynská dolina G. 842 15 Bratislava

(Doručené 27. 11. 1998, revidovaná verzia doručená 9. 1. 1999)

Contribution to the lithology and paleogeography of radiolarites in the Western Carpathians

In the Western Carpathians, radiolarites occur in the Silurian-Devonian (Gemic U.), Triassic (olistolites in the Meliata U.) and mainly in the Jurassic strata (from the Flysch Belt up to Meliata U.). The occurrences in pebbles were also examined. Radiolarites have been deposited on the thinned continental crust; only in the Flysch Belt and Meliata U. they might pertain to the oceanic crust. Their deposition started rarely in the Uppermost Bajocian – Lower Bathonian (U. A. Z. 5) and terminated in the Kimmeridgian (U. A. Z. 12) with an Oxfordian maximum. There was no connection of radiolarite deposition with the volcanic activity except for the Meliata U., a distant transport of acid pyroclastic material was ascertained only at one locality in the Klippen Belt. A hydrothermal share on the radiolarite deposition was documented in the Triassic sequence of the Meliata U. and at one locality in the Klippen Belt (spheroids, baryte crystals, synsedimentary deformed veinlets). Many types of radiolarian preservation and several peculiar types of veinlets were described and some geochemical data added.

Key words: Western Carpathians, Devonian, Triassic, Jurassic, radiolarites sedimentation, diagenesis

Staršie paleozoikum (a mladé proterozoikum?)

Z paleozoika Západných Karpát (ďalej ZK) sú známe iba tmavé silicity sedimentárneho pôvodu. Červené silicity sa vo všetkých prípadoch ukázali ako postvulkanické produkty sprevádzajúce vulkanity, najmä permské, a zistili sa v odkrych karbónskeho nižnobocianskeho súvrstvia Malých Karpát (Vozár a Vozárová, 1988, s. 124) a permského rožňavského súvrstvia (l. c., s. 172, interpretované ako gejzirity). Z obliakového materiálu sú známe z telies spodnotriasového kremenca (Mišík a Jablonský, 1978, s. 12, 13, tab. I, obr. 1, tab. VII, obr. 3, tab. VIII, obr. 1 – tu vykazujú „rhythmic splitting of silica acid gels“; tab. XI, obr. 1; Mišík a Aubrecht, 1994, Pl. II, Fig. 3). Vyskytli sa aj medzi pefitickými klastmi z jurských krinoidových vápencov czorsztynskej a nižnianskej jednotky (Mišík a Aubrecht, 1994, s. 159, Pl. II, Fig. 1, 2). Týmto permským postvulkanickým silicitom patria aj obliaky červených silicitov z „upohlavských“ zlepcov (Ožvoldová, in prep.).

Lydity gelnickej skupiny. Tieto tmavé silicity možno aspoň sčasti označiť ako rádiolarity. Fantómy rádiolárií ako prví z nich zobrazili Šuf a Ulrich (1933). Ondrejčíkovej a Snopkovi (1979) sa podarilo vyseparovať niekoľko doteraz neurčených rádiolárií so zachovanou povrchovou skulptúrou (l. c., tab. I, II) zo silúrskych lyditov od Betliara; vekovo boli začlenené na základe palynomorf. O prvé stratigrafické zaradenie lyditov podľa palynomorf sa pokúsila Čorná (1972) a lydity od Betliara vtedy začlenila do devónu. Lydity vlachovského súvrstvia podľa toho istého kritéria zaradil do ordovíka Snopko a Snopková (1979) a lydity drnavskej skupiny od Smolníka do spodného devónu Snopková (in Ilavský, Kupčo a Snopková, 1985).

Priemerný obsah SiO₂ v lyditoch bol 96 % a C 0,50 % (max. 1,46 %). Zreteľné korelácie medzi V a C, ako aj medzi Cu a C prezrádzajú organický pôvod týchto prvkov. Geochemiou lyditov sa už predtým zaoberal Kupčo (1965). Lydity z vlachovského súvrstvia mali vyšší podiel V (priemer 332 ppm, rozpätie 36–1600 ppm). Fantómy rádiolárií sa našli len v dvoch z 19 výbrusov. Autori dvoch naposledy spomenutých prác spájajú väčší prínos SiO₂ do prostredia s vulkanickou činnosťou. Garman (=Harman) a Snopko (1975) opísali prítomnosť framboidálneho pyritu z elektromikroskopických snímok lyditu a zistili aj jeho geopetálne štruktúry. Skľukatý tmavý silicit z gemerika (údolie Romanova na J od Opátky) zobrazili Kamenický a Hovorka (1972, s. 42) a nevhodne ho nazvali „wood structure“. Údaje o hustote, magnetických vlastnostiach a rádioaktívite niekoľkých vzoriek lyditov publikoval Husák (1989). Na záver treba upozorniť, že sa pri mapovaní často ako lydity označovali aj grafitické kremenecy, ktoré vznikli tigeneticou a slabometamorfnou premenou z klastických hornín a vo výbrusoch sa od lyditov zreteľne odlišujú hrubšou zrnitosťou. Keďže sme sa týmito paleozoickými lyditmi sami nezaoberali, odkazujeme na citované práce. Pokusy extrahovať prípadné kondonity z týchto lyditov neboli doteraz úspešné.

Harmónska skupina. Lydit s prierezi rádiolárií z odkryvu uvádza Cambel (1954, s. 24). Predpokladaný vek skupiny je devón.

Nálezy paleozoických lyditov v obliakoch.

a) V spodnotriasových kremenecoch Malých Karpát našli dva klasty tmavého silicitu s prierezi rádiolárií Mišík a Jablonský (1978, s. 13, tab. IX, obr. 3). V tomto príspevku ich reprodukuje ako tab. I, obr. 1. Vyskytli sa aj

Tab. I. 1 – Deformované rádiolárie v čiernom paleozoickom rádiolarite lydite. Klast z bazálneho spodnotriasového kremeňa, Viničky, zemplínsky hrast. Č. v 7680, zv. 43x. 2 – Rektangulárne mikrostylolity v paleozoickom lydite. Č. v 6917, zv. 13x. 3 – Klast paleozoického rádiolaritu v kremeňi keupru (norik). Červený kameň pri Pruskom, pieninské bradlové pásmo. Č. v 21389, zv. 31x. 4 – Detailne zvrásnený tmavý paleozoický silicít. Klast z ludrovských zlepcov albu malomagurskej sukcesie tatrika. Čavoj, Strážovské vrchy. Č. v. 2369, zv. 5x. 5 – Veľmi raná chalcedónová žilka rozlámaná ešte pri semiplastickom stave okolitej kremitej masy; vidno prešmyk dvoch fragmentov. Rádiolarity ladinu až karnu meliat-skej jednotky, Bradlo – Tri peniažky, Slovenský kras. Zv. 43x. 6 – Syndimentárne zvrásnená sieť chalcedónových žiliek v rádiolarite vytvorená pri sklzávaní ešte nekonsolidovaného sedimentu. Rádiolarit s hydrotermálnou akumuláciou časti SiO_2 . Tá istá lokalita. Zv. 14x.

Pl. I. 1 – Deformed radiolarians in the black Paleozoic radiolarite-lydite. Clast from the Lower Triassic quartzites. Dúbravka near Bratislava, Malé Karpaty Mts. Thin section No. 7680, magn. 43x. 2 – Rectangular microstylolites in the Paleozoic lydite. Clast from the Lower Triassic quartzites. Viničky, Zemplín Horst. Thin section No. 6917, magn. 13x. 3 – Clast of the Paleozoic radiolarite from the Keuper (Norian) quartzites. Červený kameň near Pruské, Pieniny Klippen Belt. Thin section No. 21389, magn. 31x. 4 – Detail folding of the dark-grey Paleozoic silicite. Clast from the Albian Ludrová Conglomerate, Tatric Unit, Malá Magura Succession, Čavoj, Strážov Mts. Thin section No. 2369, magn. 5x. 5 – Fragmented chalcedony veinlet formed by breaking of its consolidated filling within still semiplastic silica mass; fragments were partially overthrust. Ladinian-Carnian radiolarites of the Meliata Unit, Bradlo – Tri Peniažky, South Slovak Karst. Magn. 43x. 6 – Syndimentary folded network of chalcedony veinlets in radiolarite. After the filling of thin synergetic cracks the sliding of non-consolidated silica mass took place. The same locality, magn. 14x.

tmavé silicity bez rádiolárií; ktoré na rozdiel od grafitických metakvarcítov tvorí veľmi jemnozrnný kremeň (s priemernou zrnitosťou 0,02 mm). Zo spodnotriasových kremencov zemplínského hrastu zobrazujú lydit s mikrostylolitmi rektangulárneho typu (l. c., tab. I, obr. 2; tu sa reprodukuje ako tab. I, obr. 2) a so sklúkatými žilkami vzniknutými pri metamorfom tečení (l. c., tab. II, obr. 1).

b) Z albských ludrovských zlepcov tatrika zobrazil Mišík, Jablonský, Mock a Sýkora (1981, tab. I, obr. 1) detailne zvrásnený tmavý silicít. Táto nezvyčajná exotická hornina by mohla byť veľmi užitočnou pri porovnávaní s prípadnými analogickými výskytmi v materských súboroch vzdialených území (tu sa reprodukuje ako tab. I, obr. 3). Azda trochu príbuzná je už spomenutá štruktúra lyditu, ktorú zobrazil Kamenický a Hovorka (1972, s. 142).

c) Zo strednokriedových a vrchnokriedových „upohlavských“ zlepcov klapskej, podradne aj z kysuckej a maňínskej jednotky sú známe oligomiktné kremité zlepence s klastmi žilného kremeňa, metakvarcítov a tmavých silicítov, teda z klastov hornín veľmi odolných voči zvetrávaniu (Marschalko, 1986, s. 80, mapa ich výskytov je na obr. 36c). Marschalko (l. c., obr. 34) uvádza ich podiel v strednokriedových zlepcoch až na 11,9 a v zlepcoch vrchnej kriedy 3,6 %. Podľa neho (l. c.) bloky zlepenca boli veľké až 3 m (!) a pochádzajú z platformy. Údaj o veľkosti blokov protirečí názorom o ďalekom transporte. Z vlastných pozorovaní upozorňujeme na mimoriadnu hojnosť obliakov z tohto zlepenca na lokalite na SV od Považského Podhradia. Matrix zlepenca je chloritizovaný. Klasty lyditov sa vyskytujú aj samostatne v kriedových upohlavských zlepcoch (Kamenický a Král, 1979, s. 59). Jeden z nich bol časovo zaradený do najmladšieho proterozoika – venu (l. c., určenie Timofejeva).

d) V karpatských jablonických zlepcoch sa vyskytujú aj obliaky sivých oligomiktných konglomerátov s kremíťm tmelom a klastmi žilného kremeňa, kremeňa a pravdepodobne aj lyditov (Mišík, 1991, s. 7). Najväčší obliak zlepenca mal priemer 30 cm. Predpokladá sa redepozícia z blízkych východov upohlavských zlepcov.

e) V bielych kremencoch keupru až norika drietomskej (bošáckej) sekvencie zavrásnenej do bradlového pásma na S od Červeného kameňa pri Pruskom (nepublikované) sa vyskytujú obliaky bieleho a ružového žilného kremeňa a čiernych silicítov – rádiolaritov s priemerom do 6 cm. Fantómy rádiolárií sú vo výbruse zreteľne viditeľné (tab. I, obr. 4). Liasový vek telies bieleho kremeňa sa nedá celkom vylúčiť.

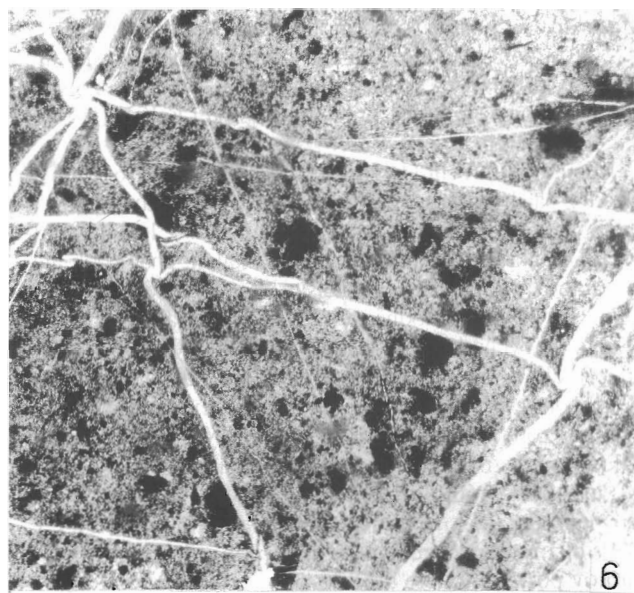
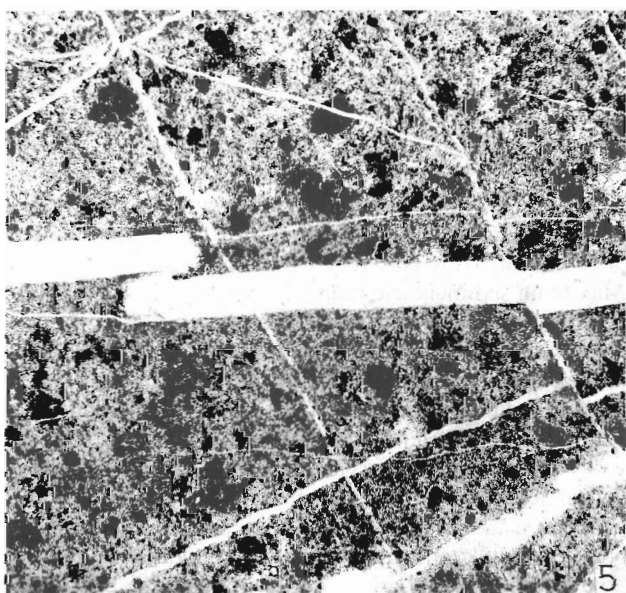
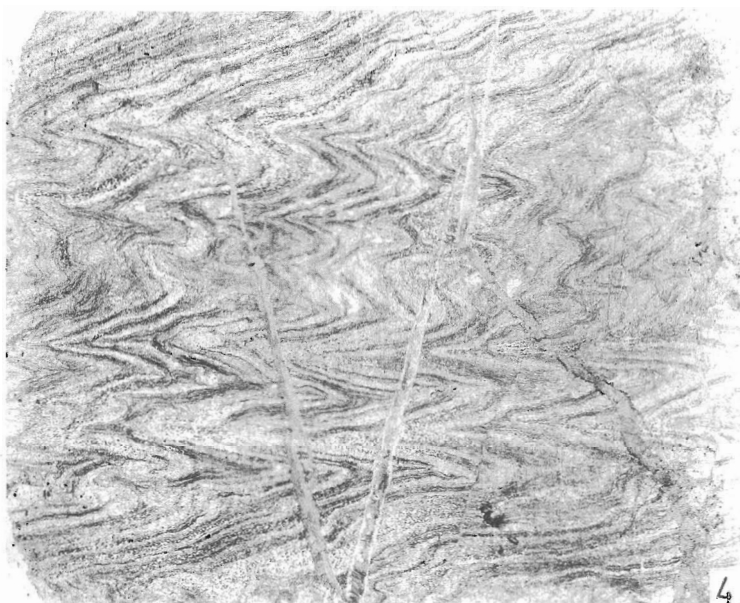
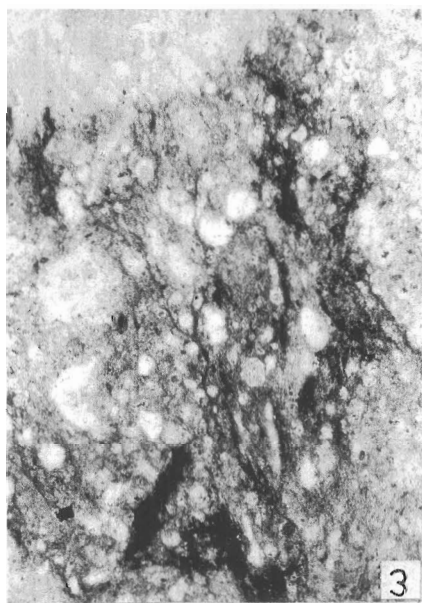
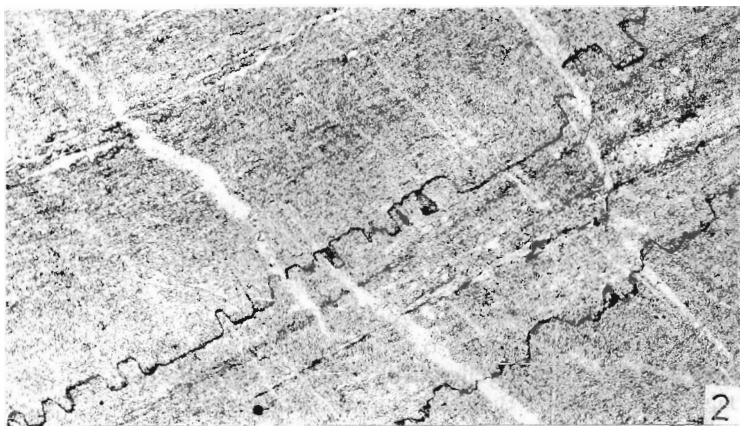
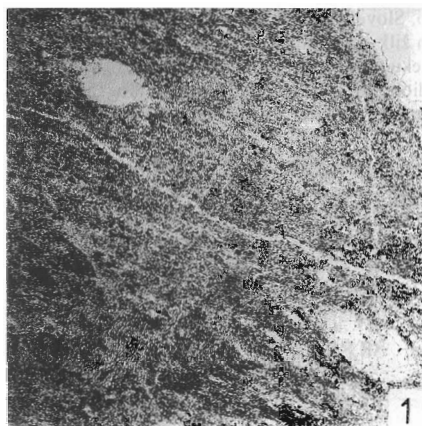
Vek všetkých týchto tmavých silicítov je veľmi pravdepodobne staropaleozoický. Klasty takýchto hornín v triasových súboroch by mohli pochádzať aj z devónskych lyditov, analogických, ako sú na severnej Morave (drahanský vývoj, tmavé lydity v ponikevskom súvrství – famén). V budúcnosti sa snáď budú palynologicky skúmať lyditové klasty (extrakcia palynomorf, príp. ich vyhľadávanie vo výbrusoch pri veľkom zväčšení podobne, ako sa to úspešne robilo s mladoproterozoickými buližníkmi barrandiénu) a možno sa vykonajú aj pokusy extrahovať konodonty.

Trias

Z triasu ZK sú známe rádiolarity iba v meliatiku. Podľa súčasných poznatkov ide o veľké olistolity triasových rádiolaritov (ladin–karn) v melanži jurského veku (Kozur et al., 1996). Staršími názormi na začlenenie rádiolaritov od Meliaty do permu, príp. spodného triasu sa tu nezaobráme.

Mock (1980, s. 140) píše, že na typovej lokalite Meliata je v olistolite poloha pravých červených rádiolaritov prechádzajúcich do červených silicifikovaných vápencov s mikrofaciou rádiolárií, „vlákien“ (juvenilné lastúrniky) a globochét. Aj táto časť býva označovaná ako „rádiolarity“ a celý komplex má mocnosť 20 m. Podľa vypreparovaných konodontov sa vek rádiolaritov určil na spodný karn (kordevol). V staršej práci (Kozur a Mock, 1985) ich zaradili do ladinu. Dumitrica a Mello (1982, s. 19) opisujú meliatické rádiolarity z Držkoviec a ich vek stanovujú na ilýr až fasan, teda stredný trias. Kozur, Mock a Ožvoldová (1995) zaradili asociáciu rádiolárií z červených rádiolaritov Bohúňova do spodného fasanu. Harman a Borza (1970, s. 273–274) uvádzajú zo vzoriek rádiolaritu Meliaty a Držkoviec mikrokryštalický kremeň, ojedinelé šupinky hydrosľudy a zrníek klastického siltového kremeňa, mikrolity rutilu, turmalín, kryštáliky apatitu, chlorit a zriedkavé kryštáliky karbonátov do 0,5 mm. Snímky replík lornových plôch z elektrónového mikroskopu ukazujú pomerne hrubozrnnosť v rôznych štruktúrach.

Ložisko Fe rúd Bradlo pri Jelšave (Bystrický, Fusán a Kantor, 1952) je vlastne polohou rádiolaritov silne obohatených o hematit. Autori nepoužívajú názov rádiolarit, hoci rádioláriá sú v hornine bežné (l. c., tab. XXV, obr. 2). O rýchlejšie hydrotermálne akumulácii SiO_2 svedčia deformácie syngenetických žiliek, ktoré sme zobrazili v staršej práci (Mišík, 1971, Fig. B, C) a v tejto ich opakujeme ako tab. I, obr. 5, 6. Zaujímavý je aj výskyt rastrovaných



Tab. II. 1 – Rastrovaná kremenná žilka v ladinsko-karnskom rádiolarite meliatskej jednotky. Bradlo, Slovenský kras. Zv. 55x. 2 – To isté v polarizovanom svetle; vidno prizmatické zrná rekrystalizovaného kremeňa, orientované kolmo na priebeh žilky. 3 – Albitová žilka v rádiolaritoch karnu meliatskej jednotky vytvorená pri postvulkanickej činnosti z blízkyh diabázov približne rovnakého veku. Jaklovce. Č. v. 13711, zv. 30x. 4 – To isté v polarizovanom svetle. 5 – Gradačné zvrstvenie v lamine distálneho turbiditu v kimeridžskom rádiolarite. Pieninská sukcesia bradlového pásma. Trstená-kolkárňa. Nábrus. Mierne zväčšené (1,5 x). 6 – Úlomky pemzy vo vložke distálneho turbiditu vo vrchnooxfordských rádiolaritoch. Tá istá lokalita. Č. v. 16791. zv. 95x.

Pl. II. 1 – Quartz dashed veinlet in the Ladinian-Carnian radiolarite. Meliata Unit, Bradlo, Slovak Karst. Magn. 55x. 2 – The same in the cross-polarized light. 3 – Albite veinlet in the Carnian radiolarite of the Meliata Unit, originated by post-volcanic activity of near by diabase bodies, approximately of the same age. Jaklovce. Thin section No. 13711, magn. 30x. 4 – The same in the cross-polarized light. 5 – Distal turbidite lamina with gradational bedding in the Kimmeridgian radiolarites. Pieniny Succession of the Klippen Belt, Trstená – bowling alley. Polished section, slightly magnified (1.5 x). 6 – Pumice fragments in the Upper Oxfordian radiolarite. The same locality. Thin section No. 16791, magn. 95x.

žiliek s kremennou výplňou vzniknutých pri strihu (tab. II, obr. 1, 2); podrobnejšie o rastrovaných žilkách pozri v práci Mišík, 1998). Mello et al. (1997, s. 50) predpokladajú, že rádiolarity z Bradla sú strednojurského veku a zaraďujú ich do príkrovu Bôrky. Kozur a Mock (1995, s. 53) spomínajú červené „ribonové“ rádiolarity príkrovu Bôrky (rožňavsko-šugovská sutúra) veku ladin až kordevol. Zhruba rovnakého veku by mali byť aj rádiolarity pri Jaklovciach, kde sa združujú s bázickými vulkanitmi. O ich spätosti svedčí aj albitová žilka, ktorú sme v týchto rádiolaritoch zistili. Jej výplň mohla vzniknúť len postvulkanickou činnosťou (tab. II, obr. 3, 4). Z úlomkov rádiolaritov v brekcii v Čoltovskej roklíne zistila Ondrejčková (in Mello et al., 1997, s. 60) spodnokarnické rádiolárie.

Výskyty meliatika na území Maďarska spomína napr. Kozur (1991). Pre úplnosť treba dodať, že sa pokračovanie meliatika včítane triasových rádiolaritov zistilo aj v Severných Vápencových Alpách (Mandl a Ondrejčková, 1991, s. 310, 311). Títo autori (l. c.) na základe vyseparovaných rádiolárií uvádzajú vek v rozpätí vrchný anis až karn. Kozur a Mostler (1992, s. 99) stanovili vek červených rádiolaritov z lokality Florianikogel na vrchný fasan až kordevol.

Výskyty v obliakoch. Dôkaz o erodovanom súbore meliatika zo širšej oblasti Dobšinskej poskytnú telesá senónskeho zlepenca od Dobšinskej ľadovej jaskyne. Múčková (1989) vyseparovala z dvoch obliakov z červeného a červenohnedého kremitého rádioláriového vápenca ladinsko-fasanské rádiolárie v prvom a ladinsko-vrchnolongobardské v druhom prípade. V asociácii obliakov sa vyskytujú horniny príznačné pre kompletnú ofiolitovú suitu zo subdukčnej zóny vzniknutej pri kimeridžskej kolízii (Hovorňa et al., 1990, s. 520–522).

Mišík a Aubrecht (1994, s. 163, tab. IV, obr. 6–8) uvádzajú z batských krinoidových vápencov czorsztynskej sukcesie bradlového pásma klasty rádiolaritov z lokality Milpoš. Dutinky po rádioláriách vyplňa kalcit, chalcedón alebo chlorit. Najpravdepodobnejšie ide o vrchnotriasové rádiolarity. Je pozoruhodné, že sa klasty rádiolaritov našli len v tejto najvýchodnejšej lokalite (Milpoš). Vystupujú s nimi aj bázické vulkanity, tiež nájdené iba na tejto lokalite. Transport je pravdepodobný len z územia externe od czorsztynskej zóny. Z marmarošskej jednotky karpatskej časti Ukrajiny sú známe červené silicity (asi rohovcová hlúza) s karnskými rádioláriami. Z týchto jv. zdrojov môžu pochádzať aj triasové bázické vulkanity (bližšie pozri l. c.).

Približný obraz o chemickom zložení triasových rádiolaritov poskytujú tieto doteraz neverejnené staršie analýzy: vzorky Meliata I (červený ílovitý rádiolarit), II – zelenkastý vápnitý rádiolarit (anal. Polakovičová, 1977):

	I	II
SiO ₂	88,86 %	66,56 %
Al ₂ O ₃	1,58 %	0,05 %
Fe ₂ O ₃	1,52 %	0,06 %
K ₂ O	0,69 %	0,13 %
karbonáty	7,94 %	33,16 %
ílové min.	(7,9–17,3 %)	(0,3–3,3 %)
SiO ₂ /Al ₂ O ₃	56,3	1331,2

Poznámka. Podiel karbonátov sa dopočítal z chemickej analýzy a ílových minerálov odhadol z obsahu Al₂O₃ (priemerný obsah v illite 20 % Al₂O₃), alebo z K₂O (ak by bolo celé zastúpené v illite a jeho priemerný obsah v ňom bol 4 %).

Spektrálnou analýzou sa stanovili tieto prvky (Haková, 1977):

	I	II
Cr	14,8 ppm	23,4 ppm
Cu	3	3
Mn	420	910
Ti	257	6,6
B	30	st.
Ba	35	4,4
Sr	9,8	138

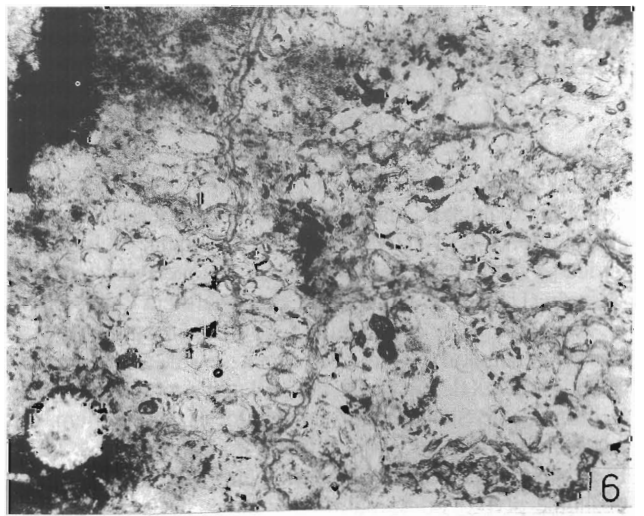
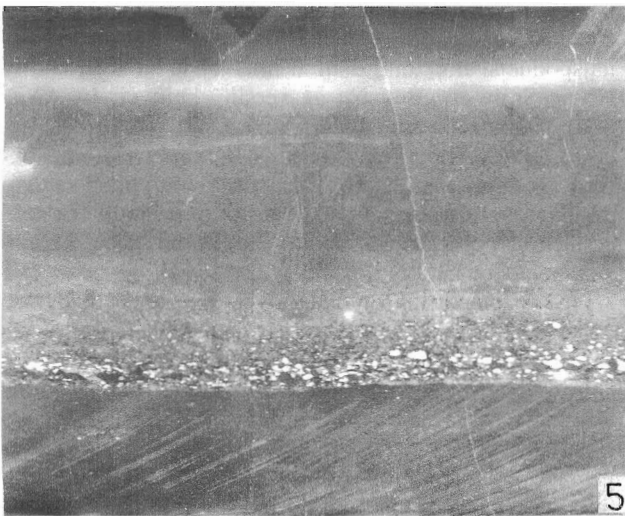
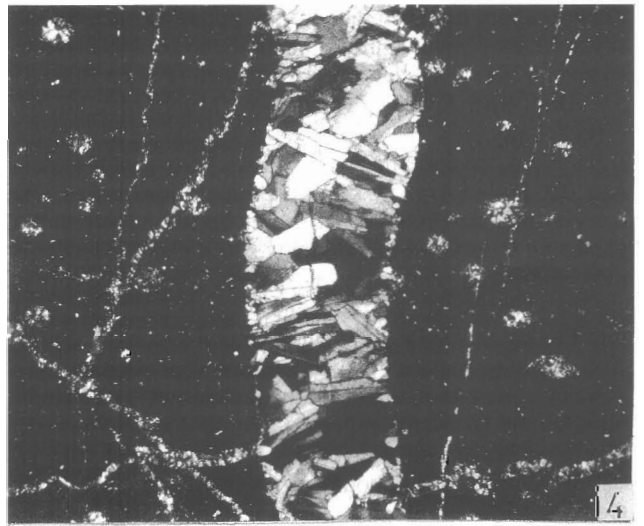
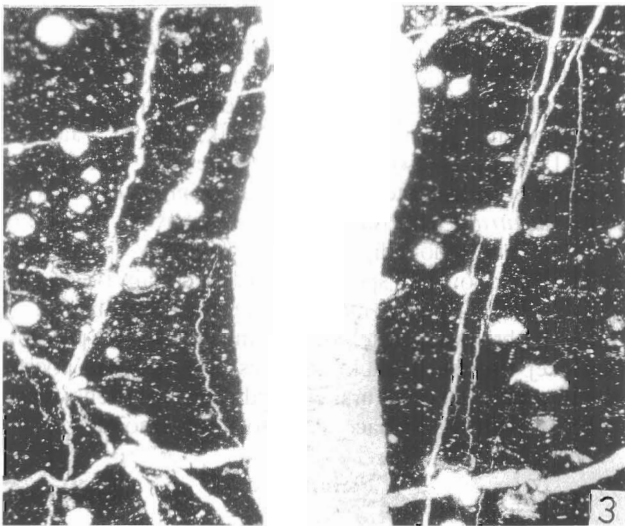
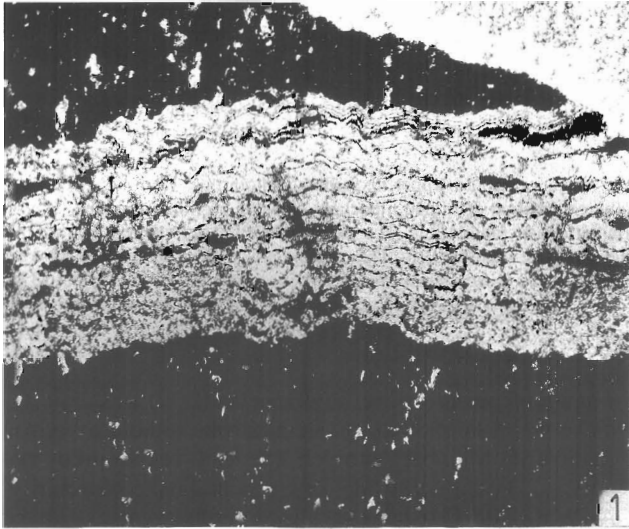
Na kalcitovú prímes sa zreteľne viaže vyšší obsah Sr a Mn, na ílovitú Ti (a Ba?).

Jura

Vrchnodogerské až spodnomalmské rádiolarity sa vyskytujú v mnohých sukcesiach ZK, a to od najexternejších, ako je flyšové pásmo, až po najvnútornejšiu, akou je meliatikum. Prítomnosť rádiolaritov charakterizuje trogové zóny uprostred diferencovaného dna jurskej Tethydy. Maximum sedimentácie rádiolaritov bolo v ZK v oxforde a platí to aj o území susedných štátov.

Rádiolarity ZK sú – okrem meliatika – bez stôp akejkoľvek spätosti so synchronným vulkanizmom. Spoluúčasť hydroteriem sa predpokladá iba na jednej lokalite so sféroidmi, a to Trstená-kolkárňa (Mišík et al., 1991, aj tu sa vyskytli ojedinelé barytové kryštáliky a syngenetické deformácie žiliek v rýchlo sa hromadiacom SiO₂).

Keďže rádiolarity ZK neležia na nejakých podmorských bázických vulkanitoch a v ich hlbšom podloží sú aj plytkovodné sedimenty, nemôžno ich pokladať za súčasť oceánskej kôry, ale iba za prejav stenčenia kontinentálnej kôry, ktoré spôsobilo intenzívne klesanie dna, vyjadrené



Tab. III. 1 – Kryštaloklast plagioklasu (andezínu) z laminy distálneho turbiditu vo vrchoxfordskom rádiolarite. Pieninská sukcesia, Trstená-kolkárňa. Č. v. 17859, zväčš. 48x. 2 – Intraplasy (kompakciou deformované litoklasty bielych argilitov, pravdepodobne rozložených úlomkov vulkanického skla) v distálnom turbidite uprostred kimeridžských rádiolaritov. Tá istá lokalita. Č. v. 17713, zväčš. 48x. 3 – Kompaktovaná žilka vo vložke distálneho turbiditu v oxfordskom rádiolarite. Tá istá lokalita. Č. v. 16793, zväčš. 30x. 4 – Dokonale zachované rádiolárie so schránkami z chalcedónu. Rádiolarit oxfordu kysuckej sukcesie, bradlo Kozinec pri Zázrivci. Zväčš. 135x. 5 – Sférooid v oxfordských rádiolaritoch. Tá istá lokalita. Lomová plocha, prirodzená veľkosť. 6 – Kryštálik barytu (optický jedinec) zo sférooidu na predchádzajúcej mikrofotografii. Č. v. 18139, zväčš. 48x.

Pl. III. 1 – Crystalloclast of plagioclase (andesine) in the distal turbidite intercalation in the Upper Oxfordian radiolarites. Pieniny Succession. Trstená – bowling alley. Thin section No. 17859, magn. 48x. 2 – Intraplasts (by compaction deformed lithoclasts of white argillites, probably altered fragments of volcanic glass) in the distal turbidite intercalation in the Kimmeridgean radiolarites. The same locality. Thin section No. 17713, magn. 48x. 3 – Compacted veinlet in the lamina of distal turbidite in the radiolarite. The same locality. Thin section No. 16793, magn. 30x. 4 – Perfectly preserved radiolarians with chalcedony tests. Oxfordian radiolarites, Kysuca Succession, klippe Kozinec near Zázrivá. Magn. 135x. 5 – Spheroid in the Oxfordian radiolarites. The same locality. Fracture surface, natural size. 6 – Lobate baryte crystal from the same spheroid. Thin section No. 18139, magn. 48x.

prítomnosťou hlbokomorských sedimentov. Niektorí autori predpokladajú sedimentáciu kriedových a paleogénnych flyšových súborov na oceánskej kôre. Ale za súčasť oceánskej kôry možno pokladať najmä jurské rádiolarity meliatika a Bukových vrchov asociované s bazickými vulkanitmi, aj keď výskyty v melanži ťažko interpretovať. Známe súbory jurských rádiolaritov priamo ležiace na jurských bazických vulkanitoch niekdajšieho oceánskeho dna sú známe iba vo Východných Karpatoch (Poiana Botizei) a v južnej časti Apusenských vrchov (Muntii Metalliferi).

Rádiolarity sa v ZK všeobecne pokladajú za najhlbokovodnejšie morské sedimenty. Ich hĺbku porovnaním s dnešnou (CCD 4–5 km) ťažko odhadnúť. V jure bola CCD o niečo menšia (okolo 2 km), pretože rozvoj vápňitého planktónu v oceánoch ju od kriedy stlačil nadol. Nasadenie rádiolaritov teda nemuselo vždy znamenať prehĺbenie panvy, ale iba stúpnutie CCD. Rádiolárieová „udalosť“ v tetydnej jure Európy sa novšie zdôvodňuje aj priaznivou konfiguráciou trogov (paniev) a vysokou fertilitou vtedajších vúd.

Najčistejšie rádiolarity („banded radiolarites“) sú v pieniniku (najmä vo východnej časti) a im sa doteraz venovalo aj najviac pozornosti. Rádiolarity krížňanskej jednotky sú veľmi vápňité, s prechodmi do rohovcového vápenca. Geologická terminológia v tom nie je dôsledná. Ďalej sa pokúsime definovať isté kritériá na odlíšenie týchto dvoch typov hornín. Rádiolarity silicika a meliatika sú fľovité. Spomenuté tri typy rádiolaritov sa, ako ešte uvedieme, zreteľne odlišujú aj asociáciami stopových prvkov.

Flyšové pásmo

Soták a Ožvoldová (1993) skúmali bloky a obliaky rádiolaritov zo ždánickej jednotky a ich malé klasty z predmagurskej jednotky (chvalčovské vrstvy). Z lokality Veľké Pavlovice sa zistilo rozpätie od stredného keloveja do vrchného oxfordu (U. A. Z. 8 a 9 – podľa Baumgartnera et al., 1995; U. A. Z. = unitary association zone). Pozoruhodný je výskyt syngeneticky rozlámaných žiliek (Soták a Ožvoldová, 1993, Pl. XXXII, Fig. 1, 2), čo poukazuje na lokálne rýchle hromadenie SiO₂, azda aj na spoluúčasť hydroteriem. Za zdroj rádiolaritov považujú sliezsku kordiléru (l. c., s. 124). Proti tomu však svedčí fakt, že materiál sliezkej kordiléry obsahuje plytkovodný malm štramberského typu a že jurské rádiolarity nie sú z platformových oblastí známe.

Birkenmajer (1977 a inde) predpokladá, že jeho tzv. sukcesia Grajcarka bradlového pásma sedimentovala ešte

v magurskom priestore. Podľa neho (l. c.) obsahuje typické malmské rádiolarity, ale aj albské rádiolarity (Groß Radiolarite Member), ktorých kriedový vek sa nikdy nepotvrdil. Podľa opisu ide znovu o malmské rádiolarity. Aj Widz (1991) z tejto lokality vypreparoval iba jurské rádiolárie. Bradlá Grajcarka sú pravdepodobne iba varietou kysuckej (braniskej) sukcesie.

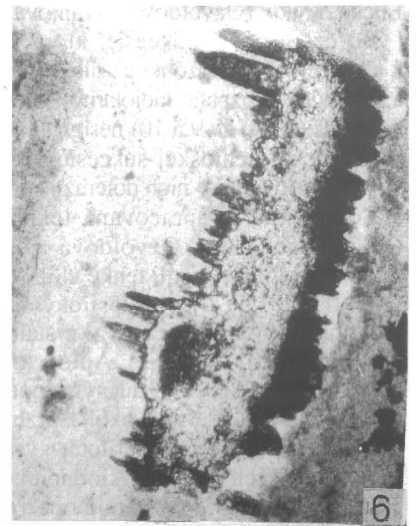
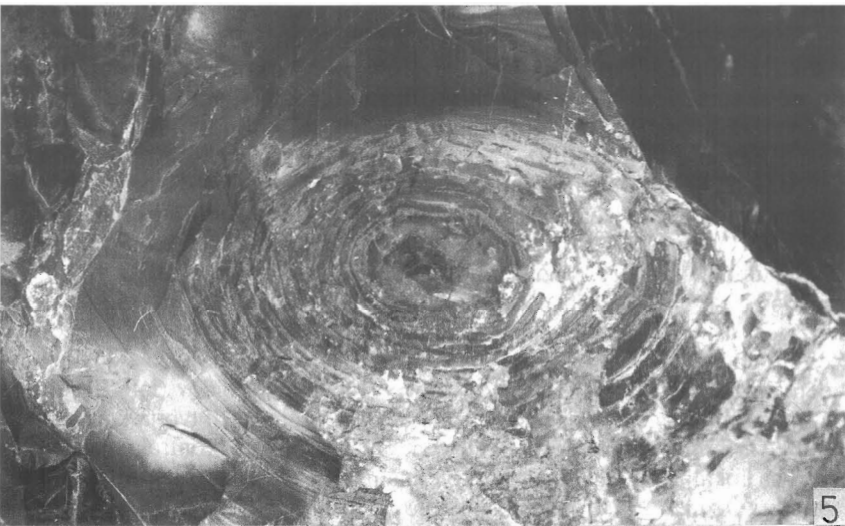
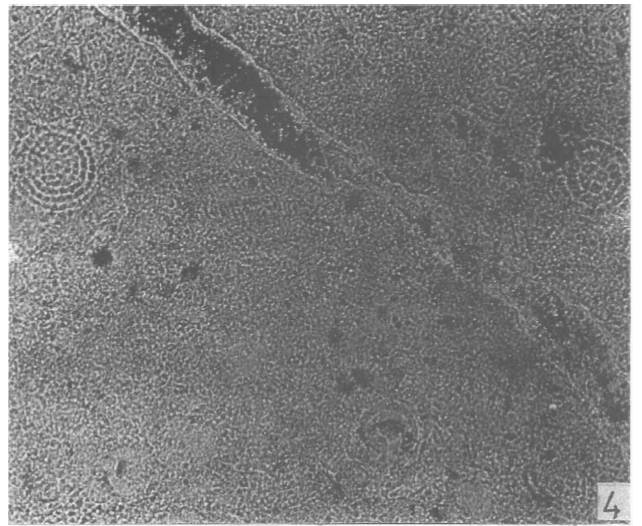
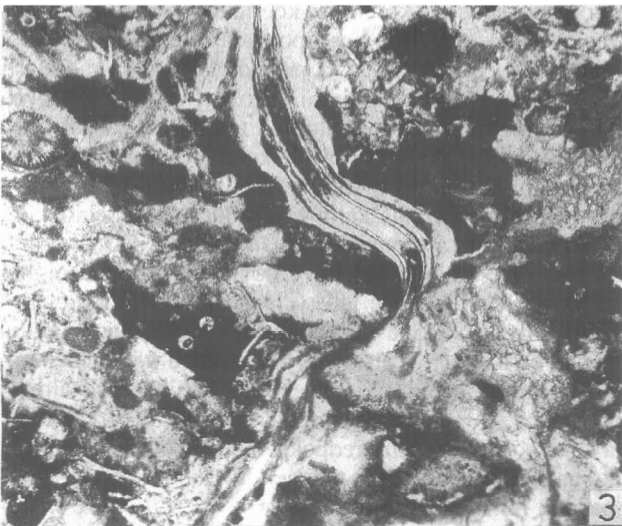
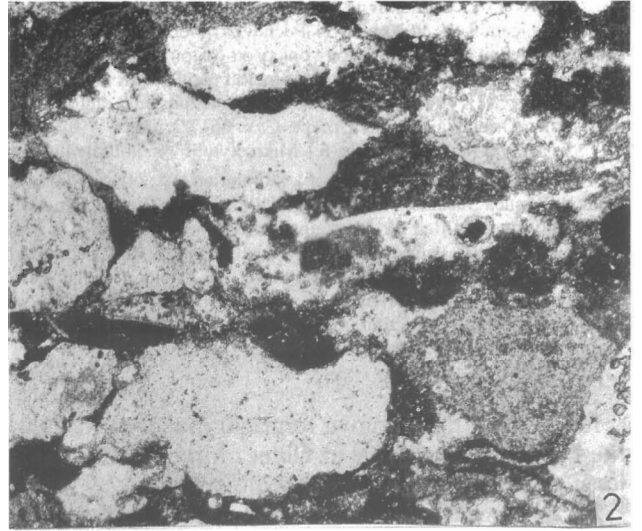
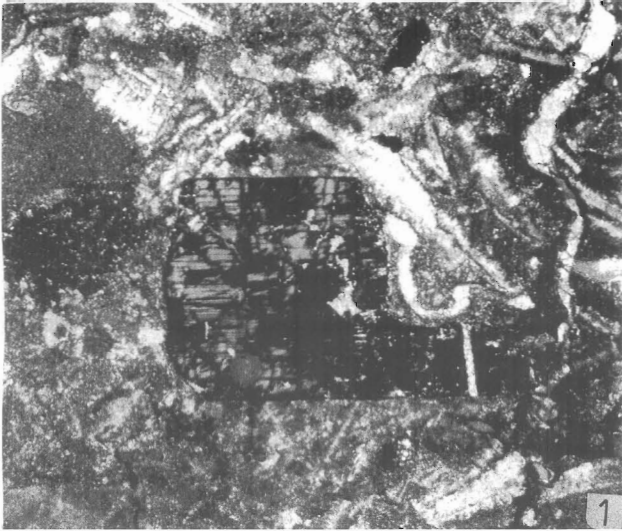
Eocénne strihovské zlepenca východoslovenského sektora flyšového pásma (krynická podjednotka magurskej zóny bezprostredne priliehajúca k bradlovému pásmu) obsahujú klasty malmských rádiolaritov (Mišík, Sýkora a Jablonský, 1991, s. 23–24). Malmský vek je istý, pretože Ožvoldová zo zelenkastého rádiolaritu z Lipníka extrahovala druh *Tetrarabs bulbosa* s rozsahom vrchný bat až spodný titón a z červeného rádiolaritu z Mičakoviec asociáciu ukazujúcu na kelovej až spodný oxford (l. c., tab. II, obr. 4). Na lokalite Mičakovce rádiolarit preráža žilka albitu (l. c., tab. III, obr. 1), ktorá je produktom synchronnej postvulkanickej činnosti. Obliaky strihovského zlepenca pochádzajú z tzv. juhomagurskej kordiléry, vynorenej časti akrečnej prizmy susediacej s bradlovým pásmom.

Pieninikum

V pieniniku ide o pieninskú, kysuckú (ekvivalent braniskej), pruskú (ekvivalent niedzickej), oravskú a czertezickú sukcesiu. Podľa Ožvoldovej (1997) sa stratigraficky najspodnejší horizont zistil v pruskej jednotke lokality Horné Srnie (stredný bat až spodný kelovej; U. A. Z. 6+7). Najmladšie asociácie rádiolárie sú z pieninskej sukcesie lokality Lednica a Trstená-kolkárňa (vrchný oxford–spodný kimeridž; U. A. Z. 10). V tejto práci sa uvádza stratigrafické rozpätie rádiolaritov v jednotlivých sukcesióch. Z polskej časti bradlového pásma údaje o zónovaní pomocou rádiolárie podal Widz (1991).

Pred rozpracovaním rádiolárieovej zonácie sa používalo zónovanie pomocou aptychov (Birkenmajer a Gasiorowski, 1960; Gasiorowski, 1962), sčasti aj ryncholitov (Gasiorowski, 1973), ktoré poslúžili aj ako kritériá spodku a vrchu vrstvy pri zisťovaní prevrátených sledov (Gasiorowski, 1970), príp. sa z ich prednostnej orientácie na vrstrovej ploche dal interpretovať smer prúdenia. Nepriame stratigrafické začleňovanie vychádzalo z mikrofauny podložných a nadložných súvrství.

Birkenmajer (1977 a staršie práce) v súbore rádiolaritov rozlišuje:



Tab. IV. 1 – Príklad selektívne kalcifikovaných rádiolárií v malmskom rádiolarite; ostatné schránky rádiolárií boli rozpustené a dutinky po nich vyplnil chalcedón. Vrch Keblie pri Púchove, kysucká sukcesia bradlového pásma. Č. v. 5917, zväčš. 136x. 2 – Dutinky po rádioláriách vyplnil chalcedón, jednu – so zachovanou vonkajšou časťou schránky – mikrit s červeným pigmentom. Tá istá lokalita. Č. v. 5919, zväčš. 50x. 3 – Rastrovaná kalcitová žilka vytvorená koalescenciou paralelných strihových pukliniek. Malmský rádiolarit pieninskej sukcesie, osada Dúbrava pri Starej Turej. Č. v. 17821, zväčš. 48x. 4 – Dutinka po rozpustenej rádiolaritovej schránke vyplnená radiálno-lúčovitým agregátom chloritu. Rádiolarit malmu silicika, Drieňová hora pri Drnave. Č. v. 6617/2, zväčš. 410x. 5 – Schránky rádiolárií lemované pyritom s idiomorfným obmedzením. Lokalita a výbrus ako vyššie. Zväčš. 210x. 6 – Mikrostylolit v rádiolarite jury meliatskej sukcesie. Profil pri Meliatskom mlyne. Č. v. 23489, zväčš. 45x.

Pl. IV. 1 – Selective calcification of a radiolarian test; other radiolarian tests were dissolved and their voids filled by chalcedony. Hill Keblie near Púchov, Kysuca Succession of Pieniny Klippen Belt. Thin section No. 5917, magn. 136x. 2 – Voids after the radiolarian tests were filled by chalcedony, only one is filled by red stained micrite and outer part of its test was preserved. The same locality. Thin section No. 5919, magn. 50x. 3 – Dashed calcite veinlet formed by coalescence of tiny parallel shear cracks. Upper Jurassic radiolarite, Pieniny Succession. Dúbrava near Stará Turá. Thin section 17821, magn. 48x. 4 – Void after the dissolved radiolarian test filled by radial aggregates of chlorite. Upper Jurassic radiolarites, Silica Unit, Drieňová hora near Drnava. Thin section No. 6617/2, magn. 410x. 5 – Radiolarian tests bordered by pyrite crystals. The same locality and thin section, magn. 210x. 6 – Microstylolite in the Jurassic radiolarite of the Meliata Succession. Profile near the Meliata mill. Thin section No. 23489, magn. 45x.

1. sokolicú rádiolaritovú formáciu (Sokolica Radiolarite Formation) – tmavšie až čierne „Mn rádiolarity“ (kelovej, resp. vrchný bajok až spodný oxford);

2. czajakowskú rádiolaritovú formáciu (Czajakowa Radiolarite Formation; vrchný oxford, resp. vrchný kelovej až kimeridž) s tromi členmi.

a) spodné červené rádiolarity – kamionský rádiolaritový člen (Kamionka Radiolarite Member; mocný iba okolo 1 m!),

b) zelené rádiolarity – podmajerzský rádiolaritový člen (Podmajerz Radiolarite Member),

c) vrchné červené rádiolarity – buwaldský rádiolaritový člen (Buwald Radiolarite Member).

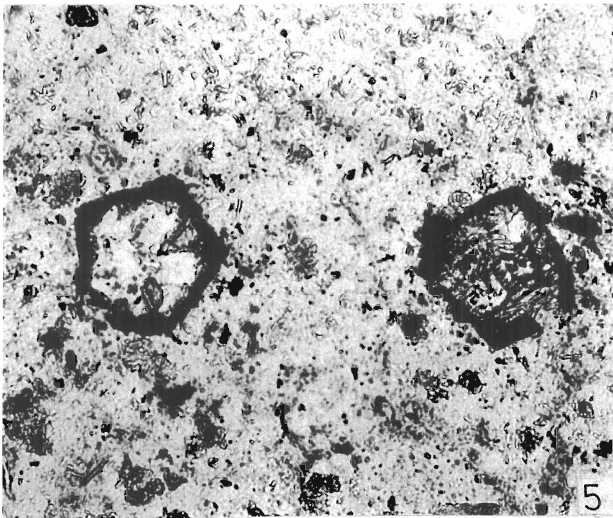
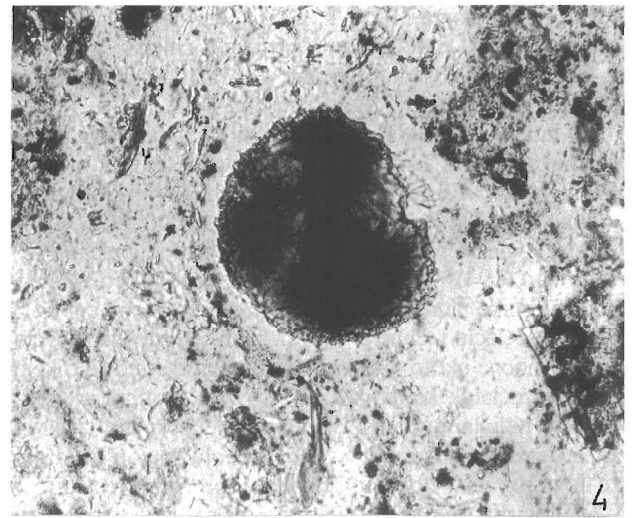
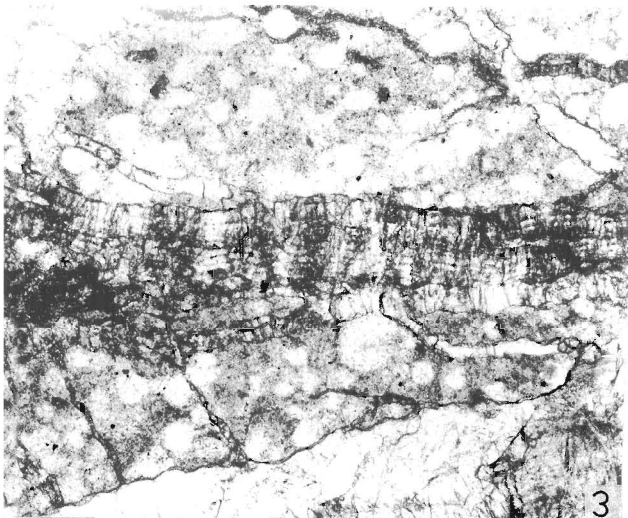
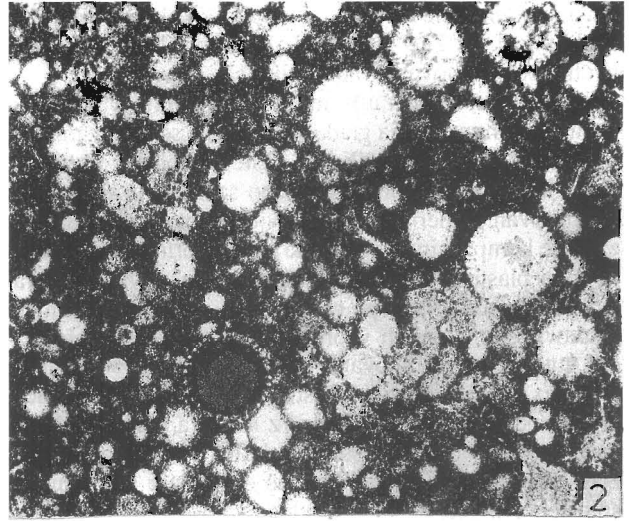
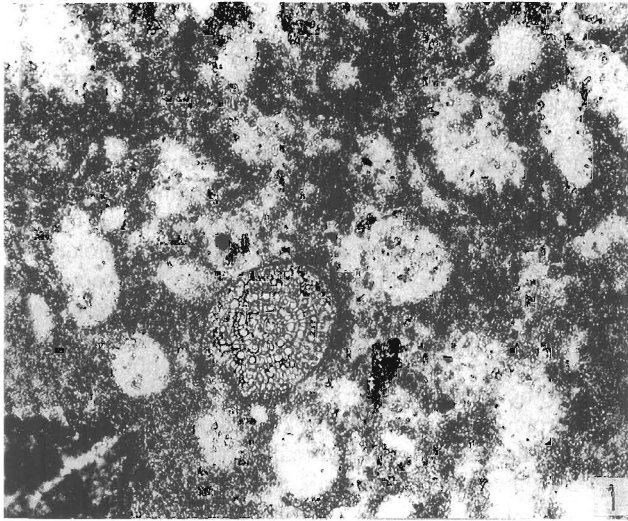
Podľa Ožvoldovej (1997, Fig. 4) mal podmajerzský člen maximálne rozpätie od batu do stredného oxfordu a buwaldský od vrchného keloveja po spodný kimeridž. Rádiolarity sokolickej formácie vyčlenila iba v najvýchodnejšom úseku – pri Šarišskom Jastrabí – a kladie ich do keloveja až najspodnejšieho oxfordu. Kamionský rádiolaritový člen nevydeľuje. Táto autorka spracovala rad profilov kysuckej a pieninskej sukcesie, a to Turá Lúka (Ožvoldová, 1988), Brodno, Snežnica, Lopušné Pažite (Ožvoldová, 1990), Lednica (Ožvoldová, 1991), Trstená (Mišík, Jablonský, Ožvoldová a Halásová, 1991), Vršatec–Horná Lysá (Mišík, Sýkora, Ožvoldová a Aubrecht, 1994), Šarišské Jastrabie, Lúčka, Kyjov (Ožvoldová a Frantová, 1998).

Do czertezickej sukcesie, ktorá sedimentovala bližšie k czorsztynskej podzónu, patrila spracovaná lokalita Milpoš a Podsadek. Rozpätie rádiolaritov stredný oxford až spodný kimeridž (U. A. Z. 9 a 10) nesignalizuje podstatnú odlišnosť od kysucko-pieninskej sukcesie (Ožvoldová a Frantová, 1997) a kelovej sa v nich doteraz nepreukázal (U. A. Z. 8).

Komplexne je spracovaná lokalita Trstená-kolkárňa (Mišík, Jablonský, Ožvoldová a Halásová, 1991). Iba v tomto profile sa zistili tenké vložky distálnych turbiditov (tab. II, obr. 5) s pyroklastickým materiálom kyslých vulkanitov (úlomky pemzy, kryštaloklasty živca, tab. II, obr. 6; tab. III, obr. 1, 2). Autori to vysvetľujú ďalekým transportom – sprvu vzdušným, potom vodným – z Východných Álp, kde sa v okolí Salzburgu v oberostalpiniku v oxfordských rádiolaritoch vyskytujú až 2 m hrubé vložky kyslých tufitov. Alodapické vložky na lokalite Trstená-kolkárňa reprezentujú opakovaný prínos v rozmedzí okolo štyroch miliónov rokov a ukazujú na prekvapujúcu konštantnosť prúdového režimu. Fakt, že sa takéto vložky nenašli na nijakej inej z vyše sto lokalít, nepria-

mo ukazuje na enormné stlačenie bradlového pásma, lebo z pôvodného sedimentačného priestoru vrchnojurskej panvy sa v povrchovom reze vyskytuje iba malý zlomok.

Štúdium mocností vrstiev ukázalo, že sedimentácia lavíc rádiolaritov a vložiek ílovca predstavuje dva nezávislé procesy, keďže ich korelačný koeficient $r = 0,266$ je príliš nízky. Mišík et al. (l. c.) predpokladajú „autochtónnu“ sedimentáciu ílovej zložky a periodický prínos rádiolárií slabými prídovými prúdmi. Vložky vápniteho ílovca obsahujú zhruba tretinu kalcitu a tak nešlo o sedimentáciu pod CCD, ale iba v jej blízkosti. Alternatívnym vysvetlením by mohlo byť, že práve vápniťoílovité vložky znamenajú naplavenie kalovými prúdmi v autochtónnom čisto kremitom sedimente ukladanom pod CCD. V tomto prípade by sa obsah kalcitu v ílovitých vložkách mohol zachovať len v prípade ich rýchleho prekrytia rádioláriovým hlienom. Ílove medzivrstvičky však neobsahujú nijaký plytkovodný detrit, ktorý by svedčil o ich alochtónnosti (takýto materiál sa našiel iba v laminách distálnych turbiditov s pyroklastickým materiálom). Iba Birkenmajer a Gasiorowski (1960) predpokladali, že sa ílovcové vložky usádzali periodicky z mračien ílovitej suspenzie. Rovnako aj Ijima, Matsumoto a Tade (1982) tvrdia, že sa ílovité vložky hromadili rýchlejšie ako rádiolaritové. Práve terigénny íl tam bol vraj distálnymi splachmi turbiditných prúdov vovedený každých 1000–10 000 r. vo forme rytmických ílovitých preplástkov. Z ílovitej frakcie v ílovcových vložkách uvádza Mišík et al. (l. c.) illit a chlorit; smekity chýbali (aj Kwiatkowski, 1981, zistil len illit). Tenkú polohu (1,5 cm) smektitov z rádiolaritov pieninika uviedli Sikora a Wieser (1979) a spájali ju s neznámym bázičným vulkanizmom. Kwiatkowski (1981) tvrdí, že ide o podložie rádiolaritov, ktoré s nimi nemá nič spoločné. Mišík et al. (1991) upozorňujú, že vložky vápniteho ílovca obsahujú len ojedinelé rádioláriá, avšak majú zhodnuteľnú asociáciu nanoplanktónu, aj keď rozpúšťaním ochudobnenú. Trstená-kolkárňa je aj jedinou lokalitou rádiolaritov s výskytmi sféroidov (tab. III, obr. 5) s priemerom až 30 cm. Na priezreze ich tvoria koncentrické laminy oddeľované synergetickými kontrakčnými trhlinami. Na hydrotermálny pôvod poukazuje prítomnosť barytových kryštálikov v nich (tab. III, obr. 6), ako aj poruchy synsedimentárnych žiliek (až 20 % kompakcia – tab. III, obr. 3), ktoré mohli vzniknúť len v mieste rýchleho hromadenia SiO₂ (jurské rádiolarity sedimentovali pomaly,



iba 1–5 mm za tisíc rokov). Na tejto lokalite sa našlo 62 druhov z U. A. Z. 9 – U. A. Z. 10 a opísalo sa 14 rozličných typov zachovania rádiolárií.

V rádiolaritoch pieninika možno často vidieť jemné laminovanie. Laminy tvoria gradačne zvrstvené schránky rádiolárií vytriedené podľa veľkosti. Čisté rádiolarity zvyčajne stopy kompaktácie neobsahujú, lebo sedimentovali pomaly a litifikovali pomerne rýchlo. Ílovitá prímes v rádiolaritoch zvyšuje kompakciu podobne ako ílovitá prímes vo vápenci zvyšuje plasticitosť a oddaluje litifikáciu. V ílovitých rádiolaritoch sú dutinky po rádioláriách pretiahnuté v smere vrstvitosti. V našich vzorkách predpokladáme deformáciu dutinky po vylúhovaní, avšak Hattori (1993, s. 142, 144, tex.-fig. 3) opisuje plastické aj rigidné deformácie priamo na schránkach rádiolárií z ílovca a predpokladá, že nastali ešte v opálovom štádiu schránky. Podľa našich pozorovaní selektívne kalcifikované exempláre nikdy nie sú sploštené, aj keď sú v laminách so sploštenými dutinkami po rádioláriách (napr. lokalita Myjava).

Harman a Borza (1970, s. 275) spomínajú známy fakt, že zelená farba rádiolaritov pochádza z chloritu a červená z hematitu. Z bradla Brodno zobrazili z rádiolaritov kremeňovo-pyritovú žilku (l. c., obr. 7–8).

Kwiatkowski (1981) podrobne skúmal rádiolarity niedzickej sukcesie. Tvrdí, že zastupujú celý oxford, teda obdobie 6–6,5 miliónov rokov, majú 65 rytmov, a tak by priemerná dĺžka jedného rytmu bola 100 000 rokov.

Z analogickej pruskej sukcesie spracoval Aubrecht a Ožvoldová (1994) profil Samašky pri Hornom Srní. Zelené podmajerzské rádiolarity tu majú mocnosť iba 60 cm a obsahujú asociáciu vrchného batu až keloveja, červené buwaldské sú mocné okolo 4 m a majú rozsah od stredného keloveja po začiatok kimeridžu. Ak by bola stratigrafická rozdielnosť rádiolaritov niedzickej a pruskej sukcesie taká veľká, hovorilo by to proti ich stotožňovaniu. Autori uvádzajú, že ílovú prímes v obidvoch členoch tvorí najmä smektit.

Rádiolarity bradlového pásma boli najrozšírenejšou surovinou na paleolitické nástroje na území Slovenska (Mišík, 1969, s. 125–126, tab. XXIV, obr. 2; Mišík, 1975, s. 94, obr. 3.3 – asociácia malmských rádiolárií vyseparovaná z artefaktu a určená Ožvoldovou). Paleolitickí výrobcovia si rádiolaritovú surovinu obstarávali z riečného štrku (l. c., obr. 1), avšak Skutil (1948, s. 32) opisuje aj zvyšky dvoch dobývacích jám tzv. vlárskeho rádiolaritu od Sv. Sidónie a Cheben et al. (1995) ďalšie dve ťažobné jamy pri Bolešove.

Spôsoby zachovania rádiolárií. Vo výbrusoch bývajú ojedinele výborne zachované v podobe mikrokremeňa (chalcedónu; tab. III, obr. 4) a častejšie v podobe selektívne kalcifikovanej schránky (tab. IV, obr. 1), čo muselo prebehnúť veľmi rýchlo po uložení sedimentu. V obidvoch prípadoch dobre vidno vnútorné medulárne sféry a vypreparovanie s HF je úspešné. Výrazná väčšina schránok rádiolárií bola vylúhovaná. Fantómy po nich sa vo výbrusoch javia ako biele krúžky v červenej alebo inak pigmentovanej okolitej mase mikrokremeňa (chalcedónu). Ak sa obrysy dutinky dobre zachovali, majú tvar ozubených koliesok. V zriedkavých prípadoch, keď sa pigment nevyskytuje, nie sú fantómy po rádioláriách vôbec viditeľné alebo

ich možno zbadáť iba v polarizovanom svetle. Výplň dutínok tvorí najčastejšie veľmi jemnozrnný nepravidelne šupinkovitý chalcedón, zriedkavejšie vláknitý snopcovitý chalcedón (vždy r. d. -), ktorý niekedy obsahuje jemné zrníčka kalcitu. Ojedinele bývajú dutinky – najmä v niektorých laminách – vyplnené monkryštáлом kalcitu (napr. lokalita Zubanec). Niekedy je vnútro schránky rozpustené, ale zachovaná vonkajšia (kortikálna) sférická časť (tab. IV, obr. 2). Pozoruhodné je, že sa v červených rádiolaritoch takmer v každom výbruse vyskytne – ale vždy iba v ojedinelých exemplároch – výplň dutinky červeným Fe minerálom (tab. IV, obr. 2) koloidnodisperznej povahy, niekedy kombinovaná s mikritovou výplňou. Výplň z chloritu a pyritu býva hojná v rádioláriách silicika, ojedinelé je výskyt drobných karbonátových klenčiek a výnimočne sa našiel aj drobný autigénny turmalín (bradlo Kozinec).

Veľkostné triedenie schránok a laminácia sú veľmi časté. Ich chýbanie je niekedy druhotné, spôsobené bioturbáciou, čo sa môže prejaviť aj škvrnitým sfarbením rádiolaritu (napr. lokalita Podsadek).

Typy žiliek. Syndementárne, fragmentované a zvlnené pri kompaktácii, lemové a rastované žilky z rádiolaritov pieninika zobrazil Mišík et al. (1991). Tu prikkladáme ukážku kalcitovej rastovanej žilky (tab. IV, obr. 3), ktorá vznikla pri strihu splynutím paralelných submikroskopických trhliniek.

Chemické zloženie jurských rádiolaritov pieninika

Reprodukuje niekoľko starších, ale doteraz nezverejnených rozborov. Vzorky: 1 – bradlo Červený kameň pri Podbieli, 2 – bradlo Kozinec pri Zázrivej, 3 – Brodno pri Žiline, 4 – vrch Keblie pri Púchove, 5 – Šarišské Jastrabie (anal. Polakovičová a Haková, 1977):

	1	2	3	4	5
SiO ₂	93,09 %	88,39 %	63,79 %	95,95 %	96,28 %
Al ₂ O ₃	0,50	0,46	0,76	0,40	0,10
Fe ₂ O ₃	0,09	0,06	0,44	0,22	0,21
K ₂ O	0,20	0,19	0,30	0,24	0,09
karbonáty	6,01	10,93	34,64	3,41	3,24
ílové min.	(2,5–5,0)	(2,3–4,8)	(3,8–7,5)	(2,0–6,0)	(0,5–2,3)
SiO ₂ /Al ₂ O ₃	186,2	192,2	83,9	239,9	962,8
Cr	21,9 ppm	23,4	5,25	25,1	40
Cu	3 ppm	3	3	3	12,3
Mn	214 ppm	104	780	10	257
Ti	74 ppm	85	302	76	162
B	30 ppm	30	30	36	30
Ba	10,2 ppm	16,2	166	56	62
Sr	35,5 ppm	49	288	23,4	38
Zr	10 ppm	10	18,6	10	13,8

Rádiolarit s najvyšším zastúpením kalcitu mal najviac Sr, Ba, Mn a Ti. Rádiolarit zo Šarišského Jastrabia obsahoval 12,3 ppm Cu a 40 ppm Cr (ďalšie rozborov z tejto lokality publikovala Ožvoldová a Frantová, 1997, s. 51). Podľa neúplných analýz iných vzoriek z bradla Kozinec je 90,5 % nerozpuštného zvyšku a z lokality Keblie 87,45 % SiO₂.

Upozorňujeme na analýzy Andrusova (1945, s. 53–54) z lokality Skalka pri Oravskom Podzámku: vápnitý rádiolarit, napr. nerozpustný zvyšok tvorí 76,14 %, Al_2O_3 0,31 % a zelený rádiolarit z Oravského Podzámku napr. SiO_2 89,47 %.

Najnovšie publikovala štyri chemické analýzy rádiolaritov zo Šarišského Jastrabia Ožvoldová a Frantová (1997, Fig. 3). Z nich uvádzame iba obsah SiO_2 (94,49, 84,95, 80,97 a 81,96 %). Za zmienku stojí anomálny obsah Mn (3,16 %) v jednej vzorke, ktorý autorky považujú za výsledok migrácie z paleogénnych manganolitov v tektonickom kontakte. Na zvýšenú koncentráciu Mn na tejto lokalite upozornil už Ilavský (1955).

Drietomská (bošácka), haligovská a manínska sukcesia (pravdepodobné fatrikum zavrásnené do bradlového pásma)

Ako sme už spomenuli, čisté rádiolarity typu „banded radiolarites” sú typické pre pieninikum, najmä východný sektor, kým vápnité rádiolarity sú charakteristické pre krížňanský príkrov (fatrikum). Rádiolaritom z jednotiek spomenutých v medzitulku (niekedy označovaných aj ako „pribradlové pásmo”) sa nevenuje väčšia pozornosť. Ak ide v skutku o partie krížňanského príkrovu zavrásnené do bradlového pásma, mali by rádiolarity prezrádzať bližší vzťah k rádiolaritom samotného krížňanského príkrovu, ktorý charakterizujeme v nasledujúcej kapitole.

V manínskej jednotke s. s. sa rádiolarity vyskytujú len vo variete Butkova. Andrusov (1959, s. 203) uvádza 2,5 m polohu sivých a zelených rádiolaritov. Z hrdzavohnedých, zelenkastých a banánovo sfarbených rádiolaritov z Butkova uvádza Michalík et al. (1990) a Rakús a Ožvoldová (v tlači) asociácie rádiolaríí s rozpätím vrchný bat – spodný kelovej až vrchný oxford (l. c., s. 25–27, fototab. 1–4). Červené rádiolarity zo stôlní lomu Butkov (vlastný materiál) vo výbrusoch niekedy obsahujú aj silicifikované „vlákna” (juvenilné lastúrniky *Bositra*) a ojedinelé foraminifery.

Z haligovskej jednotky uvádza Birkenmajer (1977, s. 59) mocnosť rádiolaritov czajakowského súvrstvia 2–4 m a Lefeld (1988, s. 153, Fig. 11) „ribonové” vrchnooxfordské rádiolarity lemované zdola aj zhora pseudohľuznatým vápencom.

Infratatrikum (resp. váhikum alebo južné pieninikum)

V lazianskom súvrství belickej sukcesie Považského Inovca (Plašienka et al., 1994, s. 316–321, obr. 3) vystupujú červené a zelenkasté, niekedy laminované doskovité rádiolarity. Z nich vyseparovaná asociácia rádiolaríí (l. c., tab. 1; určovala Peterčáková) údajne ukazuje na stratigrafické rozpätie vrchný oxford až spodný berias; v najvyšších častiach sú už vložky kalcionelového vápenca. Rádiolarity z oblasti Čierneho vrchu sedimentovali (l. c.) pod CCD. Plašienka a Ožvoldová (1996) spresnili vekové rozpätie na vrchný kelovej až oxford. Súvrstvie obsahuje červené doskovité rádiolarity s Fe a Mn oxidmi (5 m), zelenkasté tenkovrstvovité silicity s vložkami mikritického vápenca (5–10 m) a tmavosivé kremité bridlice s laminami pieskovca (20–30 m). Autori (l. c.) uvádzajú aj tektonické de-

formácie rádiolaríí. Titónska asociácia rádiolaríí – spomenutá v staršom príspevku – bola podľa všetkého vyseparovaná z rohovcových hľúz nadložných titónskych vápencov.

Tatrikum

Sukcesie v tatriku sú zvyčajne plytkovodné. Rádiolarity obsahuje iba šiprunská sukcesia tatrika Veľkej a Malej Fatry, aj keď tam často ide skôr o kremitý vápenc. Rádiolaríá, podobne ako aj v rádiolaritoch krížňanskej jednotky, sa zachovali oveľa horšie.

Rádiolaríá – hoci slabšie zachované – extrahoval Polák a Ondrejčíková (1995) v profile Belianska dolina – Došná vo Veľkej Fatre. Asociáciu zaradili (l. c.) do vrchného batu až kelovej a označili ako kremitovápenné rádiolarity (chemická analýza preukázala iba 52,4 % SiO_2).

Krížňanský príkrov

Rádiolarity tejto jednotky najpodrobnejšie opísal Lefeld (1974) z Vysokých Tatier. Rozlišuje v nich spodnú zelenú polohu (bajok–bat; neskôr ju podľa terminológie z bradlového pásma nazval súvrstvím Sokolice) a vrchnú červenú polohu (oxford; neskôr ju Lefeld, 1985, označil ako czajakowské súvrstvie a rozlíšil v nej tri členy: spodné červené, vrchné zelené a vrchné červené). Gŕidve polohy sú predelené telesom červeného hľuznatého vápenca (novšie nazvané niedzické vápence). Červené hľuznaté vápence tvoria podložie aj nadložie celého rádiolaritového komplexu. Lefeld (1981) to volá vertikálnou symetriou a pripisuje ju kolísaniu hĺbky. V niektorých profiloch niedzické vápence a spodné červené rádiolarity chýbajú (Lefeld, 1974). Zelené rádiolarity (najmä vrchné zelené) sa podľa neho usadzovali v najhlbšom prostredí. V červených možno kde-tu nájsť reliktu echinodermových článkov vrátane *Saccocoma*, čo ukazuje sedimentáciu nad CCD.

Rádiolarity krížňanskej jednotky by sa väčšinou mali volať kremité vápence s hľuzami rohovcov. Vidno to aj z priložených analýz (l. c.) a priznáva to, najmä pokiaľ ide o červené rádiolarity, aj sám autor.

Členenie podľa Lefeld (l. c.) vyzerá takto:

a) Spodné zelené rádiolarity (súvrstvie Sokolice) sú tiež skôr kremitým vápencom s rohovcami. Obsahujú „vláknovú” mikrofáciu s *Bositra* a kolumnáliá krinoidov. Zo sukcesie Havrana v nich Lefeld et al. (1985, s. 71) spomínajú aj tenké vložky sivého krinoidového vápenca. Našiel sa iba jeden aptych mladší ako spodný bajok (mocnosť 15–25 m).

b) Spodné červené rádiolarity obsahujú aj ojedinelé *Saccocoma*. Spodnooxfordský vek sa predpokladá len podľa analógie s niedzickou sukcesiou (mocnosť 2,5–13 m). Tento kamionský člen je známy len z dvoch lokalít (Lefeld et al., 1985, s. 75).

c) Vrchné zelené rádiolarity (mocnosť 5–10,5 m), z ktorých sa určili vrchnooxfordské aptychy.

d) Vrchné červené rádiolarity patria tiež do vrchného oxfordu a obsahujú ojedinelé aptychy, belemnity a dutinky po amonitoch (mocnosť 1–7 m).

Pri členoch b–d (czajakowské súvrstvie) sa uvádza mocnosť 5,5–27 m a priemer je 16 m (Lefeld et al., 1985, s. 75).

Lefeld (1974) prebral štyri staršie analýzy rádiolaritov a pridal štyri nové (l. c., s. 295, napr. SiO_2 v nich bolo zastúpené takto: 49,01, 84,97, 47,22 a 61,98 %). Červené rádiolarity majú nepatrne vyšší podiel Fe_2O_3 a zreteľne vyšší MgO ako zelené rádiolarity.

Lefeld (1988, Fig. 12, 14, 15) zobrazil schematické profily súboru s rádiolaritmi z lokality Lejowa dolina a Havran (Belianske Tatry) a Zázrivská dolina (Malá Fatra).

Polák a Ondrejčíková (1993) uvádzajú podrobnejšie údaje o rádiolaritoch a sprievodných vápencoch s rohovcami z týchto ďalších jadrových pohorí: Strážovské vrchy, Malá Fatra, Veľká Fatra, Chočské vrchy a Nízke Tatry. Na rozdiel od spomenutých prác Lefeldu sa opierajú o asociácie rádiolárií, ktoré sa im podarilo vyseparovať. Štupeň zachovania rádiolárií je horší ako na lokalitách Bradloveho pásma. Spracovali 13 profilov a šesť z nich zobrazili s podrobnou dokumentáciou (l. c., Fig. 2–7). Zastúpenie spumelárií a naselárií je približne rovnaké. Výsledky umožnili zaradiť väčšinu lokalít do oxfordu, niektoré do kelovej až oxfordu a v Zázrivskej doline nevyklučujú pokračovanie až do titónu (l. c., Fig. 12).

Dominuje rohovcový vápenc s zvlhými vrstvomými plochami. Miestami má až povahu hluznatého vápenca (obsah SiO_2 je iba 16–43 %). Priemerná mocnosť vrstiev je len 7–8 cm a oddelujú ich tenké polohy ílovitej bridlice. Rádiolarity v nich vytvárajú iba vložky hrubé väčšinou okolo 10 cm, iba v Terlenskej doline (l. c., 5) tvoria súvislú polohu mocnú vyše 2 m. Ide o vápnné rádiolarity (zistený maximálny obsah SiO_2 77,62 %). Časté sú laminácie, niekedy aj gradačne zvrstvené laminy do 3–5 cm. Autori ich označujú ako mikroturbidity, distálne alebo pelagické turbidity. Vrchné časti súvrstvia bývajú červené. Z výbrusov uvádzajú časté kalcitové klence, čo je príznačné najmä pre rohovcovú hluzu nie pre pravé rádiolarity. Autori sa prikláňajú k predstave, že aj tieto súvislejšie polohy rádiolaritov vznikli laterálnym splyním rastúcich rohovcových hlúz, ako predpokladal napr. Kálin et al. (1979). Z fotografií výbrusov (l. c., Pl. 6, 7) vyplýva, že väčšinu hornín ani nemožno pomenovať vápnné rádiolarity. Ide o rohovcový vápenc.

V ostatnej práci (Polák et al., 1998) autori upozorňujú na nemožnosť rozdeľovať rádiolarity krížňanského príkrovu v zmysle Lefeldu et al. (1985) na spodné (prevažne zelenkasté) rádiolarity súvrstvia Sokolice a vrchné (prevažne červené) rádiolarity Czajakowského súvrstvia. Navrhujú novú spoločnú litostratigrafickú jednotku – ždiarske súvrstvie. Jeho rozsah je od U. A. Z. 7 do U. A. Z. 10, teda od vrchného batu po spodný kimeridž, čo však nebolo doložené v jednom profile ale kombináciou viacerých profilov. Medzi geológmi je síce pre ne vžitý názov rádiolarity, avšak v skutočnosti ide o kremité vápence (obsah SiO_2 podľa autorov kolíše od 15 % do 45 %) s pretiahnutými hluzami rohovcov, ktoré sa len niekedy zlievajú do súvislej lavice.

V jasenovskom vývoji humenskej jednotky, zaradovanej niekedy aj do tatrika, vystupujú rádiolarity a rádioláriový vápenc (asi 4 m) so selektívne kalcifikovanými rádioláriami v záreze potoka Ptáva. Podľa analýzy (Polako-

vičová a Haková) obsahovali: 81,76 % SiO_2 , 0,10 % Al_2O_3 , 0,01 % Fe_2O_3 , 0,09 % K_2O , 817,6 $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$. Podiel karbonátov bol okolo 18 %, ílových minerálov vyše 2 %; Cr 30,9 ppm, Mn 135 ppm, Ni 1,66 ppm, Ti 79 ppm, Ba 25,7 ppm a Sr 30 ppm.

Upozorňujeme na to, že sa tieto doskovité vápnné rádiolarity krížňanského príkrovu vyznačujú osobitnými črtami pri vrásnení – vytvárajú súbory vrás zhruba metrovej amplitúdy (napr. neďaleko údolnej stanice výťahu Vrátna–Cheb).

Podľa Ivanova (1977, s. 241) je priemerná hodnota prirodzenej rádioaktivity rádiolaritov dogeru krížňanskej jednotky 4–5 μ R/hod.

Silicý príkrov

Jurské rádiolarity tejto jednotky sa vyskytujú iba v troch drobných erózných reliktoch. Z Bohúňova uviedli Dumitrica a Mello (1982) asociáciu 22 taxónov rádiolárií a stanovili z nej vek kelovej až oxfordu.

Z lokality Bleskový prameň pri Drnave opísal Sýkora a Ožvoldová (1996) zelenkasté a červené rádiolarity so slabou piesčitou prímесou, a najmä karbonatickú brekciu s litoklastmi prevažne liasového vápenca, ale aj ílovca a s klastmi rádiolaritov. Vápenné klasty majú len s autigénneho albitu. Medzernou hmotou brekcie je ílovitý vápenc s mikrofaunou a rostrami belemnitov. Klasty rádiolaritov poskytli asociáciu rádiolárií vrchného batu až spodného kelovej. Autori interpretujú brekciu ako „debris flow“, výsledok kompresnej tektoniky, ktorá prerušila sedimentáciu rádiolaritov. Je namieste pripomenúť, že z Východných Álp sú známe aj polymiktné brekcie z rádiolaritov, tzv. taugelbodenská vrstva (Schlager a Schlager, 1973). Tollmann (1981) opisuje vrchnojurskú sklzovú tektoniku, sklznuté bloky juvavika, najmä norického halštatského vápenca, do súvrstvia jurských rádiolaritov.

Rádiolarity z východov na lokalite Bleskový prameň obsahovali asociácie charakteristické pre najvrchnejší bajok až spodný bat (U. A. Z. 5) a pre vrchný bat až spodný kelovej (Ožvoldová, 1998), čiže sa zistilo ešte o niečo širšie rozpätie ako zo spomínaných klastov. Pripájame ich mikroskopickú charakteristiku.

Až vyše 50 % plochy výbrusov zaberajú prierezy po rádioláriách. Dutinky po nich veľmi často vyplňajú agregáty chloritu, zväčša nepravidelné, ale aj radiálnolúčovité (tab. IV, obr. 4), zriedkavejšie chalcedón. Niekedy je vo všetkých rádioláriách zachovaná vonkajšia kortikálna časť štránky ako chalcedón a vnútro vyplňa agregát chloritu, niekedy vyplňa jemnošupinkatý chalcedón celú dutinku. Ojedinelým prípadom sú rádioláriá lemované pyritovým kryštálkom (tab. IV, obr. 5). Značnú prímес klastických ílových minerálov dobre vidieť vo výbrusoch a zreteľná je aj malá prímес siltového kremeňa a lupienkov muskovitu. Táto klastická prímес je asi náznakom splytčovania, ktoré nasledovalo v silickej jednotke v kimeridži, a najmä v titóne (Mišík a Sýkora, 1980).

Podľa Bystrického (1964, s. 78) nie sú rádiolarity v doline Miglinc v jurskom slede zastúpené, ale našli sme ich tam vo vykopaných sondách.

Príkladáme tri analýzy rádiolaritov z lokality Bleskový prameň pri Drnave (anal. Polakovičová a Haková, 1977):

	I	II	III
nerozpustný zvyšok	93,39 %	95,46 %	–
SiO ₂ z n. zv.	89,07	92,21	–
Al ₂ O ₃	2,19	2,35	–
Fe ₂ O ₃	0,76	0,56	–
K ₂ O	0,92	0,72	–
SiO ₂ /Al ₂ O ₃	40,7	39,2	–
podiel karbonátov	6,6	4,5	–
odhad íl. min.	(11–23 %)	(12–18 %)	
Co	6,0 ppm	7,2 ppm	192 ppm
Cr	15,5	25,7	57,5
Cu	10	3	85
Li	525	410	10
Mn	330	138	93
Ni	22,4	12,6	27,5
Ti	830	575	1350
V	59	36	66
B	30	50	46
Zr	51	45	38
Ba	74	47	251
Sr	18,6	20,0	257

Jurské rádiolarity silicika majú výrazne vyšší podiel ťavých zložiek ako rádiolarity pieninika, zrejme preto obsahujú aj zreteľne vyšší podiel Ti. Slabá piesčitá prímes sa v rádiolaritoch silicika prejavuje vyšším podielom Zr (pravdepodobne klastického pôvodu) oproti rádiolaritom pieninika.

Výskyty v zlepenoch. Rádiolarity silickej jednotky sa zistili v senónskom zlepeni prvého typu blízko železničnej stanice Dobšinská Ľadová Jaskyňa (Múčková, 1989). Z tmavohnedého rádiolaritu sa vyseparovala asociácia rádioláríí bajok až batu a z hnedého keloveja. Keďže v asociácii obliakov vystupujú plytkovodné jurské vápence s *Conicospirillina basilienis*, *Clypeina jurassica* atď. (Mišík a Sýkora, 1980) typické pre silickú jednotku, aj spomenuté dogerské rádiolarity veľmi pravdepodobne patria do silickej sukcesie.

Meliatikum

V meliatiku sa pre jeho metamorfne postihnutie popri triasových rádiolaritoch aj jurské rádiolarity zistili pomerne neskoro (Kozur a Mock, 1985). Podľa týchto autorov (l. c.) majú charakter tmavej kremitej bridlice s tenkými vložkami tmavých rádiolaritov. Z nich sa im podarilo vyseparovať asociáciu rádioláríí (l. c., Pl. I), ktorá vtedy umožnila len širšie začlenenie do jury. Kozur, Mock a Ožvoldová (1996) ich zaradili presnejšie do batu až keloveja, ojedinele až do najnižšieho oxfordu. Mocnosť súvrstvia rastie smerom nahor. Okrem viacerých lokalít v okolí Meliaty dokázali jurský vek aj na lokalite Guba a Hámor.

Na mikrosnímke jurského rádiolaritu z Meliaty vidno hojné fantómy rádioláríí (vyše 50 % plochy) a zaujímavý je aj výskyt mikrotytolitu (tab. IV, obr. 6). Z lokality Hámor sme vo výbrusoch zistili aj mikrolity rutilu, autigénny turmalín, chlorit, zriedkavé hnedé klenčky karbonátov a hojnosť klastických ílových minerálov.

Do jurskej časti meliatskej sukcesie sa na základe rádioláríí vyseparovaných z čiernych bridlic zaradil aj úsek vrhu MEL-1 (1718,4 až 1900,5 m) pri Meliate (Fejdiová a Ondrejčíková, 1992). Podobný výsledok bol aj z vrhu DRŽ-1 pri Držkovciach (Hlôšková a Ondrejčíková in Mello et al., 1994). V Stratenskej hornatine na JV od Ondrejiska (na J od Dobšinskej ľadovej jaskyne) zistil Havrila a Ožvoldová (1996) pod silickým príkrovom komplex čiernych bridlic so sivozelenkastými rádiolaritmi. Vyseparovaná asociácia prezrádza ich jurský vek (l. c., Fig. 1). Súbor hornín – aj pre blízkosť serpentínu od Dankovej – pokladajú za súčasť meliatika.

Zo spodnej časti vrhu Bru-1 (Brusník), ktorá sa kladie do tornaika, vyseparovala Ondrejčíková (1992) z tmavých ílovitých rádiolaritov chudobnú asociáciu a na základe jedného druhu ju zaradila do batu až oxfordu.

Z južnej časti Bukových vrchov sú známe čierne ílovité bridlice a tmavé silicity obsahujúce ešte staršiu asociáciu rádioláríí zóny *Unuma echinatus* v rozsahu álen až stredný bajok (Kozur, 1984).

Výskyty v obliakoch. V druhom type senónskych zlepenčov na Z od Dobšinskej ľadovej jaskyne (Hovorka et al., 1990, obr. 1), vyznačujúcim sa obliakmi triasových ofiolitov meliatika, zistila Múčková (1989) okrem už spomenutých triasových rádiolaritov aj dva obliaky, z ktorých vyseparovala dogerské rádioláríí. Vzhľadom na asociáciu hornín ide asi o jurské rádiolarity meliatika.

Záver

Z paleozoika sú v ZK známe iba tmavé rádiolarity lyditu silúrsko-spodnodevónskeho veku v gelnickej skupine Spišsko-gemerského rudohoria. Z exotických obliakov sa tmavé paleozoické rádiolarity vyskytli ako klasty v telesách spodnotriasového kremenca a tmavé silicity rozličnej štruktúry vo viacerých telesách mezozoického zlepenca. V jednom prípade sa na základe palyonomorf vyslovil predpoklad, ktorý ešte treba preveriť o mladoproterozoickom veku (vend). Všetky červené silicity v klastoch z triasových a spodnojurských hornín sa ukázali ako postvulkanické produkty najmä permského kyslého vulkanizmu.

Triasové rádiolarity sú známe iba z meliatika s. s. v podobe olistolitov a menších klastov v jurskej melanži. Majú vek ladin až kordevol. Miestami je zreteľná ich spätosť s vulkanitmi. Identifikovali sa aj ako obliaky v senónskych zlepenoch od Dobšinskej ľadovej jaskyne. Klast rádiolaritu pravdepodobne triasového veku sa našiel aj v kriedových vápencoch dogeru czorsztynskej jednotky na najvýchodnejšej lokalite Milpoš a mohol by mať vzťah k rádiolaritom karnu marmarošskej jednotky.

Jurské rádiolarity sú zastúpené takmer vo všetkých zónach alpínskeho mobilného priestoru ZK. Ukladali sa v trogoch na stenčenej kontinentálnej kôre; len magurská a meliatska jednotka mohla byť súčasťou oceánskej kôry.

Jurské rádiolarity sú zastúpené aj v priestoroch derivovaných z vynorených častí akrečných priemí. Tieto exotické znosové oblasti sa tradične označovali ako kordiléry. Jurské rádiolarity sa našli v sliezskej „kordilére“, v juhmagurskej

Literatúra

„kordilére”, viditeľnej v strihovských zlepencoch a v neopieninskej „kordilére”, zastúpenej materiálom pročských zlepenčov (východný sektor bradlového pásma). Naproti tomu sa v materiáli pieninskej „kordiléry” – v upohlavských zlepencoch zo západného sektoru bradlového pásma – neoverili.

Podľa rozborov rádiolárií z pieninika sa zdá, že sa sedimentácia rádiolaritov začala najskôr v najnútornejšej, pruskej podzóně od vrchného batu (U. A. Z. 6), o niečo neskôr v centrálnej kysucko-pieninskej podzóně (od U. A. Z. 8) a v najexternejšej, czertežickej až od U. A. Z. 9. V externejšej časti kysucko-pieninskej a v czertežickej pretrvala až do kimeridžu (U. A. Z. 10). Najväčšia bola v oxforde. To platí aj o krížňanskom príkrove. V siliciku a meliatiku rádiolarity sedimentovali najmä vo vrchnom bate až kelovej a potom aj do najspodnejšieho oxfordu. V infracratiku (Považský Inovec) trvala sedimentácia rádiolaritov od kelovej do oxfordu.

Z litologického hľadiska možno konštatovať isté pozoruhodnosti. Patrí medzi ne aj to, že synsedimentárne vulkanity prakticky úplne chýbajú. Pyroklastická prímies kyslých vulkanitov sa ojedinele zistila v pieniniku, a to v distálnych turbiditoch lokality Trstená-kolkárňa. Predpokladaná bentonitová vložka, odvodzovaná z bázičských tufitov na jedinej lokalite v Poľsku, sa teraz spochybnila. Spätosť s vulkanitmi, dokumentovanú albitickými žilkami v rádiolaritoch z postvulkanickej činnosti (Jaklovce), majú iba triasové rádiolarity meliatika. Podobné albitické žilky v jurských rádiolaritoch sa našli v exotickom materiáli zo strihovských zlepenčov východného Slovenska. Spoluúčasť hydroteriem sa pripisuje tvorbe sféroïdov s kryštálkami barytu (Trstená-kolkárňa), kde sa vyskytujú aj synsedimentárne deformované žilky svedčiace o rýchlom hromadení SiO₂. Podobné deformácie sú známe aj z rádiolaritových olistolitov flyšového pásma a z triasových rádiolaritov meliatika v širšej oblasti Bradla, kde sa spájajú aj s exhalácnym ložiskom hematitu a s výskytmi barytu. Opísal sa rad typov zachovania rádiolárií a žiliek v rádiolaritoch.

Pri silnej generalizácii možno konštatovať, že sa najčistejšie jurské rádiolarity vyskytujú v pieniniku (obsah CaCO₃ zvyšuje prítomnosť epigenetických kalcitových žiliek). Rádiolarity krížňanského príkrovu sú vápnité a prechádzajú až do vápenca s rohovcami (v stopových prvkoch majú značne zvýšené Sr). V siliciku a meliatiku sú ťhové rádiolarity (majú zreteľne vyšší podiel Ti). Jemnopiesčité prímies v rádiolaritoch silicika spolu s výskytom intraformačných brekeií je asi predzvestou vrchnojurského splytčovania až vynorenia sa tohto sedimentačného priestoru.

Rádiolarity sa od vápenca s pretiahnutými rohovcovými hluzami niekedy odlišujú veľmi ťažko. Rádiolarity znamenajú hromadenie sedimentu veľmi bohatého na biogénny SiO₂, v ktorom diagenetická migrácia prebiehala na krátku vzdialenosť. Vápenatokremitý sediment podliehal rozsiahlejšej diagenetickej migrácii. Typickým znakom rohovcových hlúz sú novo sa tvoriace karbonátické klenčeky (Mišík, 1993), ktoré sú skoro vo všetkých rohovcoch, ale takmer v nijakom výbruse z rádiolaritov. Pre hlúzy rádiolaritových rohovcov je dosť charakteristická prítomnosť dinoflagelátov a kryštálikov autigénneho apatitu, ktoré sa vo výbrusoch rádiolaritov nevyskytli vôbec.

- Andrusov, D., 1945: Geologický výskum vnútorného bradlového pásma v Západných Karpatoch. Časť IV. a V. *Práce Št. geol. Úst., Soš.*, 13, 1–176.
- Andrusov, D., 1959: Geológia Československých Karpát. Zv. II. Vyd. SAV, Bratislava, 375.
- Aubrecht, R. & Ožvoldová, L., 1994: Middle Jurassic-Lower Cretaceous development of the Pruské Unit in the western part of the Pieniny Klippen Belt. *Geol. Carpathica*, 45, 4, 211–223.
- Baumgartner, P. O., Bartolini, A., Carter, E., Conti, M., Cortese, G., Danielian, T., De Wever, P., Dumitrica, P., Dumitrica, R., Goričan, S., Guex, J. M., Hull, D., Kito, N., Marcucci, M., Matsuoka, A., Marchey, B., O'Dogherty, L., Savary, J., Vishnevskaja, V., Widz, D. & Yao, A., 1995: Middle Jurassic to Early Cretaceous biochronology of Tethys based on unitary associations. In: P. O. Baumgartner, L. O'Dogherty, S. Goričan, E. Urguhart, A. Pillevuit, & P. De Wever (Eds.): *Middle Jurassic to Lower Cretaceous Radiolaria of Tethys: Occurrences, Systematics, Biochronology. Mém. Géol., Lausanne*, 23, 1–43.
- Birkenmajer, K. & Gasiorowski, S. M., 1960: Stratigraphy of the Malm of the Niedzica and Branisko Series (Pieniny Klippen Belt, Carpathians), based on Aptychi. *Bull. Acad. pol. Sci., Sér. Sci. géol. géogr.*, 8, 2, 137–143.
- Birkenmajer, K. & Gasiorowski, S. M., 1961: Sedimentary character of radiolarites in the Pieniny Klippen Belt, Carpathians. *Bull. Acad. pol. Sci., Sér. Sci. géol. géogr.*, 9, 3, 171–176.
- Birkenmajer, K., 1977: Jurassic and Cretaceous lithostratigraphic units of the Pieniny Klippen Belt, Carpathians, Poland. *Stud. geol. pol.*, 45, 1–158.
- Bystrický, J., 1964: Slovenský kras. Stratigrafia a Dasycladaceae mezozoïka Slovenského krasu. *Ústr. Úst. geol., Bratislava*, 204.
- Bystrický, J., Fusán, O. & Kantor, J., 1952: Poznámky k výskytom sedimentárnych železných rúd vo verfe Spišsko-gemerského rudohoria. *Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied*, 3, 1–2, 135–151.
- Cambel, B., 1954: Geologicko-petrografické problémy severovýchodnej časti kryštáliku Malých Karpát. *Geol. Práce, Zoš.*, 36, 3–74.
- Čorná, O., 1972: O nachodke organičeských ostatkov v betliarskích slojach (Spišsko-gemerské rudné gory). *Slovakija, nižnjy paleozoj. Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 23, 2, 379–382.
- Dumitrica, P. & Mello, J., 1982: On the age of Meliata Group and Silica Nappe radiolarites (localities Držkovec and Bohúňovo, Slovak karst, CSSR). *Geol. Práce, Spr.*, 77, 17–28.
- Fejdiová, O. & Ondrejčková, A., 1992: Výskyt jurských rádiolárií v tmavých brúdiaciach vo vrte MEL-1 (Meliata). *Geol. Práce, Spr.*, 95, 37–40.
- Gasiorowski, S. M., 1959: Nowe dane o wieku radiolarytów serii regłowej dolnej w Tatrach. *Acta geol. pol.*, 9.
- Gasiorowski, S. M., 1970: Position of cephalopod teeth as top-and-bottom criterion in radiolarites and nodular limestones. *Bull. Acad. pol. Sci., Sér. Sci. géol. géogr.*, 18, 1, 7–11.
- Gasiorowski, S. M., 1962: Aptychi from the Dogger, Malm and Neocomian in the Western Carpathians and their stratigraphical value. *Stud. geol. pol.*, 10, 1–151.
- Gasiorowski, S. M., 1973a: Les ryncholites. *Geobias (Lyon)*, 6, 3, 127–196.
- Gasiorowski, S. M., 1973b: Znaczenie geologiczne ryncholitów. *Rocz. Pol. Tow. geol.*, 43, 4, 483–494.
- Gaman, M. & Snopko, L., 1975: Framboïdalny pírit v liditach. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 26, 1, 115–126.
- Harman, M. & Borza, K., 1970: Lithologies und elektronmikroskopisches Studium von Kieselsedimenten der Westkarpaten. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 21, 2, 273–288.
- Hattori, I., 1993: Diagenetic modification of radiolarites in a chaotic Jurassic sedimentary sequence of the Mino Terrane, Central Japan. *Micropaleontology, Spec. Publ.*, 6, 137–152.
- Havniša, M. & Ožvoldová, L., 1996: Meliatum in the Stratonická hornatina Hills. *Slov. Geol. Mag.*, 3–4, 335–339.
- Hovorka, D., Ivan, P., Mock, R., Rozložník, P. & Spišiak, J., 1990: Sedimenty gosauského typu pri Dobšinskej ľadovej jaskyni: námety na netradičnú interpretáciu. *Mineralia Slov.*, 6, 519–525.
- Husák, L., 1989: Petrofyzikálna charakteristika najrozšírejších hornín SGR. In: A. Kepička, & I. Túnyi (Eds.): *Fyzikálne vlastnosti*

- hornín a ich využitie v geofyzike a geológii. III. Praha, JČSMF, 82–85.
- Cheben, I., Illášová, L., Hromada, J., Ožvoldová, L. & Pavelčík, J., 1995: Eine Oberflächengrube zur Förderung von Radiolarit in Bolesov. *Slov. Archeol.*, 43, 2, 185–204.
- Ilavský, J., 1955: Výskyt mangánovej rudy v bradlovom pásme pri Šarišskom Jastrabí. *Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied*, 6, 1–2, 119–127.
- Ilavský, J., Kupčo, G. & Snopková, P., 1985: Lydity gelnickej skupiny okolo Smolníka (vých. časť Spišsko-gemerského rudohoria). *Západ. Karpaty, Sér. Mineral. Petrogr. Geochém. Metalogen.*, 10, 161–198.
- Ivanov, M., 1977: Použitie prirodzenej rádioaktivity hornín ako kritérium pre stratigrafiu. *Geol. Práce, Spr.*, 67, 239–242.
- Kälín, O., Patacca, E. & Renz, O., 1979: Jurassic pelagic deposits from Southeastern Tuscany: aspect of sedimentation and new biostratigraphic data. *Ecolgae geol. Helv.*, 72, 3, 715–762.
- Kamenický, J. & Hovorka, D., 1972: Štruktúry predterciérnych erupčných a metamorfovaných hornín Západných Karpát. *Acta geol. geogr., Univ. Comen., Geol.*, 24, 1–407.
- Kamenický, L. & Král, L., 1979: Poznámky k problematike vývoja a stavby kryštalinika v širšom priestore bradlového pásma Západných Karpát. In: M. Mahel (Ed.): *Tektonické profily Západných Karpát. Konferencie, Sympóziá, Semináre. GÚDŠ, Bratislava*, 59–63.
- Kozur, H., 1984: New biostratigraphical data from the Bükk, Uppony and Mecsek Mountains and their tectonic implications. *Acta geol. hung.*, 3–4, 307–319.
- Kozur, H., 1991: The evolution of the Meliata-Hallstatt ocean and its significance for the early evolution of the Eastern Alps and Western Carpathians. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleocology*, 87, 109–135.
- Kozur, H. & Mock, R., 1973: Zum Alter und zur tektonischen Stellung der Meliata-Serie des Slowakischen Karstes. *Geol. Zbor.*, 24, 2, 365–374.
- Kozur, H. & Mock, R., 1985: Erster Nachweis von Jura in der Meliata-Einheit der südlichen Karpaten. *Geol. paläont. Mitt. (Innsbruck)*, 13 (10), 223–238.
- Kozur, H. & Mock, R., 1995: First evidence of Jurassic in the Folkmar suture of the Meliaticum in Slovakia and its tectonic implications. *Spec. Publ. (Geol. Soc. Greece)*, 4, 1, *Proceedings of the XV Congr. Carpatho-Balkan Assoc.*, 53–58.
- Kozur, H., Mock, R. & Ožvoldová, L., 1995: The age of red radiolarites of the Meliaticum of Bohúňovo (Slovakia) and remarks to the Anisian-Ladian boundary. *Mineralia Slov.*, 27, 153–168.
- Kozur, H., Mock, R. & Ožvoldová, L., 1996: New biostratigraphic results in the Meliaticum of its type area around Meliata village (Slovakia) and their tectonic and paleogeographic significance. *Geol. paläont. Mitt. (Innsbruck)*, 21, 89–121.
- Kozur, H. & Mostler, H., 1992: Erster paläontologischer Nachweis von Meliaticum und Süd-Rudabánicum in den Nördlichen Kalkalpen (Österreich) und ihre Beziehungen zu den Abfolgen in den Westkarpaten. *Geol. paläont. Mitt. (Innsbruck)*, 18, 87–129.
- Kupčo, G., 1965: Zur Geochemie der Lydite aus der Gelnicaer Serie. *Geol. Práce, Spr.*, 36, 283–305.
- Kwiatkowski, S., 1981: Sedimentation and diagenesis of the Niedzica Succession of radiolarites in the Pieniny Klippen Belt. *Rocz. Pol. Tow. geol.*, 51, 1–2, 45–61.
- Lefeld, J., 1974: Middle-Upper Jurassic and Lower Cretaceous biostratigraphy and sedimentology of the sub-Tatric succession in the Tatra Mountains. *Acta geol. pol.*, 24, 277–364.
- Lefeld, J., 1981: Upper Jurassic radiolarite-nodular limestone vertical symmetry in the Polish Central Carpathians as reflection of regional depth changes in the ocean. *Stud. geol. pol.*, 68, 89–96.
- Lefeld, J., 1988: Radiolarites and associated rocks along the northern margin of Tethys. In: M. Rakús, J. Dercourt, & A. E. M. Nairn (Eds.): *Evolution of the Northern Margin of Tethys. Vol. I. Mém. Soc. Géol. France*, 154, 147–164.
- Lefeld, J., Gazdzicki, A., Iwanow, A., Krajewski, K. & Wójcik, K., 1985: Jurassic and Cretaceous lithostratigraphic units of the Tatra Mountains. *Stud. geol. pol.*, 84, 1–93.
- Mandl, G. W. & Ondrejčíková, A., 1991: Über eine triadische Tiefwasserfazies (Radiolarite, Tonschiefer) in der Nördlichen Kalkalpen – eine Vorbericht. *Jb. Geol. Bundesanst. (Wien)*, 134, 2, 309–318.
- Marschalko, R., 1986: Vývoj a geotektonický význam kriedového flyšu bradlového pásma. *Veda, Bratislava*, 137
- Mello, J. et al., 1994: Vyhodnotenie štruktúrneho vrstu DRŽ-I (Držkovce). *Manuskript – archív GS SR, Bratislava*.
- Mello, J. et al., 1997: Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenského krasu 1:50 000. *Vyd. D. Štúra, Bratislava*, 255.
- Michalík, J., Gašpariková, V., Halášová, E., Peterčáková, M. & Ožvoldová, L., 1990: Mikrobiostratigrafia vrchnojurských a spodnokriedových súvrství manínskej jednotky v profile Butkov pri Ladcoch (Strážovské vrchy, centrálné Západné Karpaty). *Knih. Zem. Plyn Nafta*, 9b, 23–55.
- Mišík, M., 1969: Petrografická príslušnosť silicítov z paleolitických a neolitických artefaktov Slovenska. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol.*, 18, 117–135.
- Mišík, M., 1971: Observation concerning calcite veinlets in carbonate rocks. *J. sed. Petrology*, 41, 2, 450–460.
- Mišík, M., 1975: Petrograficko-mikropaleontologické kritériá pre zisťovanie proveniencie silicítových nástrojov na Slovensku. *Folia Fac. Sci. Nat. Univ. Purkyianae Brunensis, T.XVI, Geologia* 27, 10, 89–107.
- Mišík, M., 1991: Pebble composition and source areas of Senonian Valchov conglomerates (Brezovské & Čachtické Karpaty Mts.). *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol.*, 47/III, 5–35.
- Mišík, M., 1993: Carbonate rhombohedra in nodular cherts: Mesozoic of the West Carpathians. *J. sed. Petrology*, 63, 2, 275–281.
- Mišík, M., 1998: Peculiar types of thin veins in carbonate rocks and silicite (Mesozoic, Western Carpathians). *Geol. Carpath.*, 49, 4, 271–287.
- Mišík, M. & Aubrecht, R., 1994: The source of rock fragments in the Jurassic crinoidal limestones of the Pieninicum (Klippen Belt, Western Carpathians). *Geol. Carpath.*, 45, 3, 159–170.
- Mišík, M. & Jablonský, J., 1978: Spodnotriasové kremence a zlepenec Malých Karpát (rozbor valúnov, smery transportu, genéza). *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol.*, 33, 5–32.
- Mišík, M., Jablonský, J., Mock, R. & Sýkora, M., 1981: Konglomerate mit exotischem Material in dem Alb der Zentralen Westkarpaten – paläogeographische und tektonische Interpretation. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol.*, 37, 5–55.
- Mišík, M., Jablonský, J., Ožvoldová, L. & Halášová, E., 1991: Distal turbidites with pyroclastic material in Malmian radiolarites of the Pieniny Klippen Belt (Western Carpathians). *Geol. Carpath.*, 42, 6, 341–360.
- Mišík, M. & Sýkora, M., 1980: Jura der Silica-Einheit, rekonstruiert aus Geröllen und oberkretazische Süßwasserkalke des Gemerikum. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 31, 3, 239–261.
- Mišík, M., Sýkora, M. & Jablonský, J., 1991: Strihovské zlepenec a juhomagurská kordiliera. *Západ. Karpaty, Sér. Geol.*, 14, 7–72.
- Mock, R., 1980: Triassic of the West Carpathians. *Field trip. D. Abhandlungen der Geol. Bundesanstalt, Bd. 35*, 129–144.
- Múčková, B., 1989: Radiolarity z valúnov senónskych zlepenecov pri Dobšinskej Ladovej Jaskyni. [Diplomová práca.] *Manuskript – archív Katedry základnej geol. a paleont. PvF UK, Bratislava*, 69.
- Ondrejčíková, A., 1992: Jurské rádiolárie z vrstu BRU-I (Brusník). *Geol. Práce, Spr.*, 96, 43–45.
- Ondrejčíková, A. & Snopko, L., 1986: Nový nález rádiolárie od Betliara. *Region. Geol. Západ. Karpát*, 21, 59–63.
- Ožvoldová, L., 1975: Upper Jurassic radiolarites from the Kysuca Series in the Klippen Belt. *Západ. Karpaty, Sér. Paleont.*, 1, 73–86.
- Ožvoldová, L., 1988: Radiolarian association from radiolarites of the Kysuca Succession of the Klippen Belt in the vicinity of Myjava-Turá Lúka (West Carpathians). *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 39, 3, 369–392.
- Ožvoldová, L., 1990: Radiolarian microfauna from radiolarites of the Varín part of the West Carpathian Klippen Belt. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 41, 3, 295–310.
- Ožvoldová, L., 1991: Occurrence of radiolarian associations in the Kimmeridgian age in the radiolarian chert horizon of the Kysuca-Pieniny succession in the western part of the Klippen Belt. *Mineralia Slov.* 23, 41–49.
- Ožvoldová, L., 1997: The radiolarian research into Jurassic radiolarite sequences in the Western Carpathians. *Sbor. věd. Prací Vys. Šk. tech. (Ostrava)*, 18–26.
- Ožvoldová, L., 1998: Middle Jurassic radiolarian assemblages from radiolarites of the Silica Nappe (Slovak Karst, Western Carpathians). *Geol. Carpath.*, 49, 4, 289–296.
- Ožvoldová, L. & Frantová, L., 1997: Jurassic radiolarites from the eastern part of the Pieniny Klippen Belt. *Geol. Carpath.*, 48, 1, 49–61.
- Plašienka, D., Marschalko, R., Soták, J., Peterčáková, M. & Uher, P.,

- 1994: Pôvod a štruktúrna pozícia vrchnokriedových sedimentov severnej časti Považského Inovca. *Mineralia Slov.*, 26, 5, 311–324.
- Plašienka, D. & Ožvoldová, L., 1996: New data about the age of radiolarites from the Belice Unit (Považský Inovec Mts., Central Western Carpathians). *Slovak Geol. Mag.*, 1, 21–26.
- Polák, M. & Ondrejčíková, A., 1993: Lithology, microfacies and biostratigraphy of radiolarian limestones, radiolarites in the Krížna nappe of the Western Carpathians. *Mineralia Slov.*, 25, 6, 391–410.
- Polák, M. & Ondrejčíková, A., 1995: Lithostratigraphy of radiolarian limestones and radiolarites of the envelope sequence in the Veľká Fatra Mts. *Slov. Geol. Mag.*, 1, 21–26.
- Polák, M., Ondrejčíková, A. & Wieceorek, J., 1998: Lithobiostratigraphy of the Ždiar Formation of the Krížna nappe (Tatry Mts.). *Slovak Geol. Mag.*, 4, 35–52.
- Schlager, W. & Schlager, M., 1973: Clastic sediments associated with radiolarites (Tauglboden-Schichten, Upper Jurassic, Eastern Alps). *Sedimentology*, 20, 65–89.
- Šikora, W. & Wieser, T., 1979: Pochodne zasadowych skal magmowych w formacji radiolaritowej z Sokolicy (pieninski pas skalkowy). *Kwart. geol.*, 23, 2, 1–4.
- Skutil, J., 1948: Rádiolaritové paleolitikum vlárske. *Historia Slovaca*, 8.
- Snopková, P. & Snopko, L., 1979: Biostratigrafia gelnickej série v Spiško-gemerskom rudohorí na základe palinologických výsledkov (Západné Karpaty - paleozoikum). *Západ. Karpaty, Sér. Geol.*, 5, 57–96.
- Soták, J. & Ožvoldová, L., 1993: Occurrences of the Upper Jurassic radiolarites in the Outer Flysch Carpathians. *Západ. Karpaty, Sér. Paleont.*, 17, 117–128.
- Sýkora, M. & Ožvoldová, L., 1996: Lithoclasts of Middle Jurassic radiolarites in debris flow sediments from Silica Nappe (locality Bleskový prameň, Slovak Karst, Western Carpathians). *Mineralia Slov.*, 1, 21–25.
- Šuf, J. & Ulrich, F., 1933: Několik poznámek o novém nálezu rádiolaritů v okolí Dobšíné a Železníka na Slovensku. *Věda přír.*, 1, 4–5.
- Tollmann, A., 1981: Oberjurassische Gleittektonik als Hauptformungsprozess der Hallstätter Region und neue Daten zur Gesamttektonik der Nördlichen Kalkalpen in den Ostalpen. *Mitt. Österr. geol. Gesell.*, 74/75, 167–195.
- Vozárová, A. & Vozár, J., 1988: Late Paleozoic in West Carpathians. *Vyd. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava*, 314.
- Widz, D., 1991: Les radiolaires du Jurassique supérieure des radiolarites de la zone des Klippen de Pieniny (Carpathes Occidentales, Pologne). *Rev. Micropaléont. (Paris)*, 34, 3, 231–260.

Contribution to the lithology and paleogeography of radiolarites in the Western Carpathians

Black radiolarites-lydites of Silurian–Lower Devonian age in the Spiško-gemerské rudohorie Mts. are the sole Paleozoic silicites outcropping in the Western Carpathians (Ilavský, Kupčo and Snopková, 1979 and others). Pebbles of black Paleozoic silicites with various structures were found in several Mesozoic conglomerates (Pl. I, Fig. 1–4). A sample from the Cretaceous “Upohlav” Conglomerate was supposed to contain Upper Proterozoic (Vendian) spore-morphs (Kamenický, 1979). All clasts of red silicites in the Triassic and Lower Jurassic sediments were identified by thin-section study as products of Permian acid volcanism.

Triassic radiolarites are known only from the Meliata Unit in the form of olistolites and smaller clasts within the Jurassic mélange. Their Ladinian-Carnian age was proved by radiolarian associations. The connection with the volcanism is visible in some places (Pl. I, Fig. 5–6; Pl. II, Fig. 1–4). Pebbles of the Ladinian-Carnian radiolarites proceeding from the same unit were verified in the Senonian conglomerates near Dobšinská Ladová Jaskyňa. Another clasts of probably Triassic radiolarite were found in the crinoidal limestones of the Czosztyn Unit at the easternmost locality Milpoš (Mišík and Aubrecht, 1994). The relation to the Carnian radiolarites of the Marmarosch Unit (Ukrainian Carpathians) is possible.

Jurassic radiolarites are represented in numerous sedimentary zones of Western Carpathians. They sedimented in throughs with an attenuated continental crust; only in Magura and Meliata Units they might belong to the oceanic suit.

Clasts of the Jurassic radiolarites were present also on islands originated by the emersion of some portions of accretionary wedges. Such sources used to be designated as exotic ridges or “cordilleras”. Jurassic radiolarites are known from the Silesian Exotic Ridge (conglomerates of the Ždánice and For-Magura Units – Soták and Ožvoldová, 1993), from the South-Magura Exotic Ridge testified by the material of Strihovec conglomerate in the Krynica Subunit of the Flysch Belt (Mišík, Sýkora and Jablonský, 1991), from the Neo-Pieninic Exotic Ridge eastern part of the Pieniny Klippen Belt visualised by the Proč Conglomerate (Mišík, Sýkora, Mock and Jablonský, 1991). They were but not found in the material proceeding from the Pieniny Exotic Ridge (Cretaceous “Upohlav” Conglomerates of the western part of the Pieniny Klippen Belt).

The micropaleontological study of radiolarian associations (Ožvoldová, 1997 and in other papers) seems to testify that the sedimentation of radiolarites in the Klippen Belt began in the innermost Pruské Succession (Upper Bathonian, U. A. Z. 6), somewhat later in the central i. e. Kysuca and Pieniny Successions (started with U. A. Z. 8) and in the externalmost Czertezik Succession it began by U. A. Z. 9. Their sedimentation in the both last mentioned successions lasted up to the Kimmeridgian (U. A. Z. 10). The radiolarite deposition reached its climax during the Oxfordian as well in Pieniny Klippen Belt as in the Krížna

nappe (largest area, maximal thicknesses). Concerning Silica and Meliata Units the main part of radiolarites was deposited in the Upper Bathonian-Callovian and finished in the Lowermost Oxfordian. In the Infra-Tatric Unit (Považský Inovec Mts.) their stratigraphic span is Callovian-Oxfordian.

Synsedimentary volcanism in Jurassic radiolarites is almost totally absent. Slight pyroclastic admixture of acid vulcanites was found at a sole locality in Pieniny Klippen Belt within the distal turbidites (Pl. II, Fig. 6; Pl. III, Fig. 1, 2); it was derived from the East-Alpine sources (Mišík et al., 1991). One alleged intercalation of basic tuffites at the Polish territory is now doubted by Kwiatkowski (1981). Only the Triassic radiolarites of the Meliata Unit had the connection with postvolcanic activity documented by albite veinlets (Pl. II, Fig. 3, 4). Similar albite veinlet was found in a pebble of Jurassic radiolarites from the exotic origin (Strihovec Conglomerate).

The connection with hydrothermal activity is supposed in the case of radiolarite spheroids which contain baryte crystals (Trstená-kolárka, Pl. II, Fig. 5, 6). The idea of the rapid, hydrothermal accumulation of silica is there supported by the synsedimentary deformed veinlets (Pl. III, Fig. 3). Similar deformed veinlets were found in the Triassic radiolarites of the Meliata Unit near Bradlo passing in hematite deposits with occurrences of baryte (exhalation type of deposits, Pl. II, Fig. 5, 6). Numerous types of radiolarian preservation (especially their perfect selective calcitization) and of veinlets in radiolarites were described (Pl. III, IV).

“Puriest” radiolarites occur in the Pieninic Unit (their content of CaO in analyses – see Slovak text – is raised by the presence of calcite veinlets). The radiolarites in the Krížna Nappe are calcareous, they pass in the cherty limestones (their main trace element is Sr). The radiolarites of the Silica and Meliata Units are argillaceous (they differ mainly by high content of Ti). The Jurassic radiolarites of the Silica Unit contain a fine-grained terrigenous quartz admixture and intercalations of intraformational breccias (Sýkora and Ožvoldová, 1996) what can be considered as a symptom of Upper Jurassic shallowing and further emersion of that sedimentary area.

The problem how to discern radiolarites from cherty limestones with elongated chert nodules is sometimes perplexing. Radiolarites originated by the accumulation of a sediment rich in biogenic silica; diagenetic migration of the silica solutions took place at the very short distances. Mixed calcareous-siliceous sediments were submitted to extensive diagenetic migration. The newly-formed carbonate rhombs are the typical feature of chert nodules (Mišík, 1993). They occur in almost all chert nodules and are absent almost in all thin sections of radiolarites. Chert nodules in the Jurassic and Lower Cretaceous limestones of the Western Carpathians frequently contain chitinous dinocysts and tiny apatite crystals. Both were never found in the thin sections of radiolarites.

Na sodík chudobný skoryl a foitit v spišsko-gemerských granitoch

IGOR BROSKA¹, PAVEL UHER¹ a PAVOL SIMAN²

¹Geologický ústav SAV, Dúbravská cesta 9, 842 26 Bratislava

²Geologická služba SR, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

(Doručené 4. 1. 1999, revidovaná verzia doručená 16. 2. 1999)

Sodium deficient schorl and foitite in the Spiš-Gemer granite, Eastern Slovakia

Tiny crystals (0.3–0.4 mm) of disseminated accessory schorl with foitite zones was found in biotite-muscovite leucogranite of Permian age near Zlatá Idka village, the Spiš-Gemer Ore Mts., Eastern Slovakia. Blue foitite forms irregular patchy zones (<0.2 mm in size) which replace the primary brown schorl. EMPA compositions of foitite reveal high atom. Fe/(Fe+Mg) = 0.85–0.95, the ratio is higher than of schorl (0.69–0.91). Low Na (1.2–1.5 wt. % Na₂O) and trace K and Ca resulted in alkali-deficient stoichiometry of foitite $\sum \square = 0.51–0.61$, whereas schorl reveals $\sum \square = 0.16–0.49$. Replacement textures as well as gradual transitions of colour and composition from schorl to foitite indicate secondary probably hydrothermal origin of foitite by partial leaching of Na from primary magmatic schorl, along with substitution: $\sum \square + \text{Al} = \text{Na} + \text{Mg}$.

Key words: foitite, schorl, tourmaline, granite, Spiš-Gemer Ore Mts., Slovakia, Western Carpathians

Úvod

Minerály skupiny turmalínu patria medzi charakteristické akcesorické minerály permských granitov Spišsko-gemerského rudohoria. Starší autori sa venovali najmä ich petrografickému vystupovaniu v leukokratických granitoch, ich greizenizovaných kupolách, granitových porfýroch a v kremenných žilách (Ončáková, 1954; Kamenický a Kamenický, 1955; Baran et al., 1971, 1978; Drnzík et al., 1973 a i.). Po prvej čiastočnej chemickej analýze skorylu z granitového porfýru pri Betliari (Kamenický a Kamenický, l. c.) sa neskôr chemicky zistil aj z greizenizovaných granitov pri Hnilci (Gubač, 1977). V tom čase sa stanovil aj obsah Li, Be, Sn, Mo a W v turmalínoch z rozličných lokalít granitov Spišsko-gemerského rudohoria (Baran et al., 1978).

Novšie genetické interpretácie skorylu, vychádzajúce už z analýz na elektrónovej mikrosone, poukazujú na jeho prevažne primárne magmatický charakter, hoci v niektorých prípadoch pripúšťajú aj jeho čiastočne hydrotermálny pôvod (Faryad a Jakabská, 1996, 1997; Broska a Lipka, 1997; Broska et al., 1998). Dve generácie dravitu z vrchnokarbónskych konglomerátov pri Rudňanoch opísal Radvanec (1998). Všetky doterajšie klasické chemické aj mikrosondové analýzy turmalínov z granitu vždy potvrdili prítomnosť skorylu, aj keď v niektorých prípadoch aj obohateného Mg a blížiacieho sa hranici s dravitom (Faryad a Jakabská, l. c.). V niektorých analýzach z oblasti Hnilca a Zlatej Idky sa zistil aj mladší skoryl, nápadný modrým sfarbením a výrazne ochudobnený o alkálie, takže sa už blížil na alkálie chudobnému členu turmalínovej skupiny – foititu (Broska et al., 1998). Mnohé nové mikrosondové analýzy prezentované v tejto práci naozaj potvrdili

prítomnosť foititu v granite pri Zlatej Idke, a preto jej cieľom je prvý opis foititu v spišsko-gemerských granitoch, resp. na Slovensku vôbec, ako aj jeho genetická interpretácia.

Kryštalová chémia turmalínov

Pre veľký počet kationových substitúcií v rozličných pozíciách kryštalovej štruktúry majú prírodné turmalíny komplikované chemické zloženie. Sú to cyklické bórosilikáty a ich chemické zloženie možno vyjadriť vzorcom $XY_3Z_6[T_6O_{18}][BO_3]_3V_3W$, kde $X = \text{Na, K, Ca}$ (vakancia); $Y = \text{Mg, Fe}^{2+}, \text{Li, Al, Mn}^{2+}, \text{Fe}^{3+}, \text{Cr}^{3+}, \text{V}^{3+}, \text{Ti}^{4+}$; $Z = \text{Al, Mg, Fe}^{3+}, \text{V}^{3+}, \text{Cr}^{3+}, (\text{Fe}^{2+})$; $T = \text{Si, Al, (B)}$; $B = \text{B, } (\square)$; $V = \text{OH, O}$ a $W = \text{OH, F, O}$ (Hawthorne, 1997; Henry a Dutrow, 1998).

Základným štruktúrnym motívom turmalínov (Donnay a Barton, 1972; Godovikov, 1983; Robert et al., 1997) sú dvojvrstvové šesťuholníkové prstencové pakety skladajúce sa jednak z hexagonálnej (v dravite ditrigonálnej) vrstvy s vrcholmi navzájom pospájaných tetraédrov $[T_6O_{18}]$ a jednak z vrstvy trojíc oktaédrov YO_4W_2 navzájom spojených hranami. K týmto oktaédrom sa vo vrcholoch primkávajú aj planárne trojuholníky $[BO_3]$. Obidve vrstvy – tetraédrická aj oktaédrická – sú navzájom spojené kyslíkovými vrcholmi. Vrcholy tetraédra $[T_6O_{18}]$ sú vždy orientované iba jedným smerom, čo spôsobuje známu hemiédriu a elektrickú polaritu kryštálov turmalínov s analógym a antilógym pólom. Atómy alkálií v pozícií X (Na, K, Ca), príp. vakancie sú situované v strede nad spomenutými dvojvrstvovými paketmi. Napokon susedné pakety s alkáliami sú navzájom prepojené šiestimi špirálovými reťazcami skladajúcimi sa z oktaédrov ZO_5V pospájaných hranami.

Kým najrozšírenejšie odrody Na turmalínu – skoryl, dravit a elbait – sú známe už dávno, ostatné členy turmalínovej skupiny boli opísané iba nedávno, zväčša v posledných 20 rokoch. Osobitne sa to týka na alkálie chudobných turmalínov, ktoré sa síce predpokladali (Foit a Rosenberg, 1977) a synteticky pripravili už skôr (Rosenberg a Foit, 1979), ale z prírody sa opísali až v ostatnom čase. Spomedzi možných na alkálie chudobných variet turmalínu sa z prírody doteraz opísal foitit, ktorý reprezentuje *X*-vakantný skoryl (MacDonald et al., 1993) a rossmanit, predstavujúci *X*-vakantný litný turmalín (Selway et al., 1998). Obidva na alkálie chudobné turmalíny sa doteraz zistili len v granitových pegmatitoch, rossmanit iba na typovej lokalite Rožná na Morave (Selway et al., l. c.). Naproti tomu sa foitit ukazuje v prírode ako relatívne rozšírený (Auriscchio et al., 1997; Auriscchio a Pezzotta, 1997; Lyckberg a Hawthorne, 1997; Selway et al., 1997; Novák, 1998), pričom foititové zloženie turmalínu na hranici so skorylom má aj jedna analýza z muskovitického granitu od Příbyslavíc v Čechách (Povondra et al., 1998).

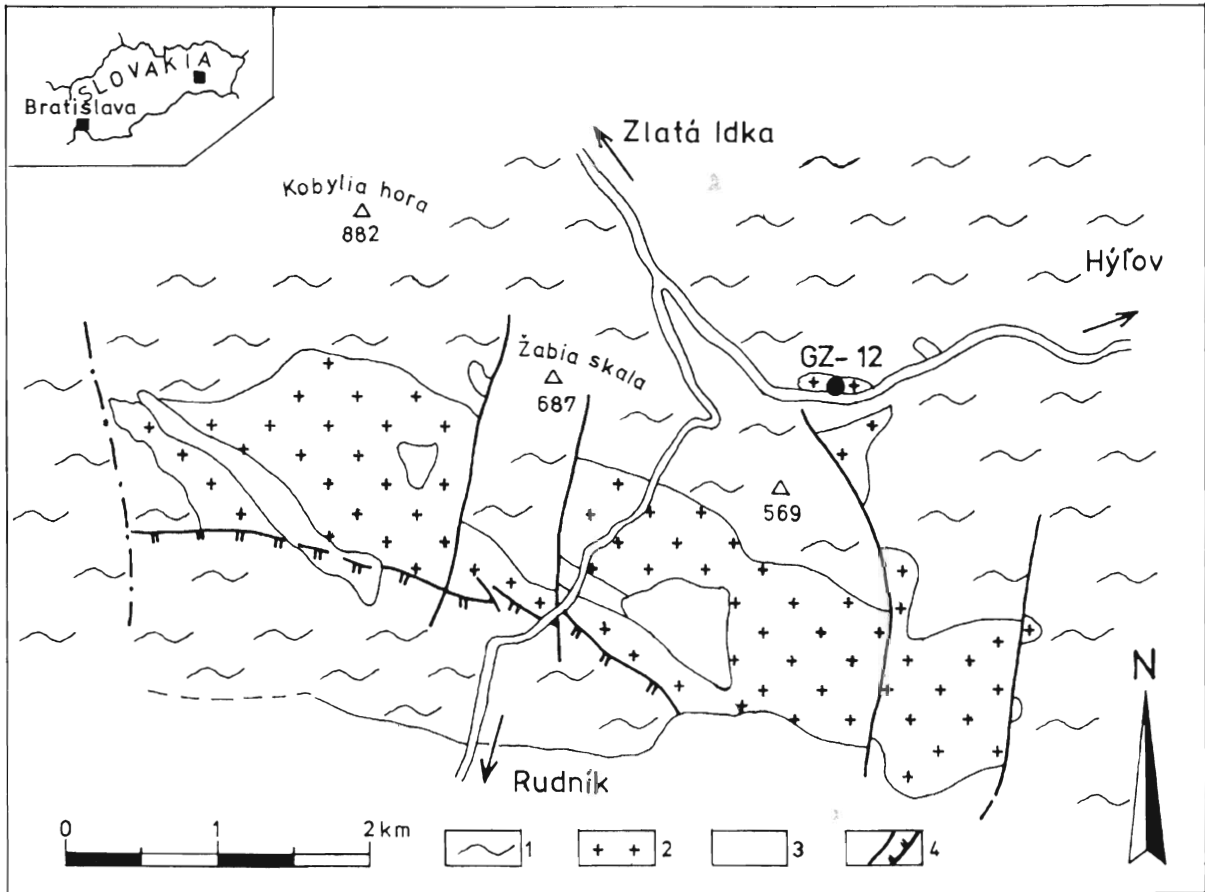
Pre existenciu vakantných členov sa minerály skupiny turmalínu v súčasnosti začali podľa prevládajúceho katiónu

Tab. 1

Súčasná klasifikácia minerálov turmalínovej skupiny (Fleisher a Mandarino, 1995; Hawthorne, 1997) s uvedením rokov prvého opisu nových členov (v zátvorke)

Recent mineral classification of tourmaline group (Fleisher and Mandarino, 1995; Hawthorne, 1997) with cited years of their first description (in brackets)

Na turmalíny		
Buergerit	$\text{NaFe}^{3+}_3\text{Al}_6(\text{BO}_3)_3\text{Si}_6\text{O}_{18}(\text{O}, \text{F})_4$	(1966)
Chrómdravit	$\text{NaMg}_3(\text{Cr}, \text{Fe})^{1+}_6(\text{BO}_3)_3\text{Si}_6\text{O}_{18}(\text{OH})_4$	(1984)
Dravit	$\text{NaMg}_3\text{Al}_6(\text{BO}_3)_3\text{Si}_6\text{O}_{18}(\text{OH})_4$	
Elbait	$\text{Na}(\text{Li}, \text{Al})_3\text{Al}_6(\text{BO}_3)_3\text{Si}_6\text{O}_{18}(\text{OH})_4$	
Olenit	$\text{NaAl}_3\text{Al}_6(\text{BO}_3)_3\text{Si}_6\text{O}_{18}(\text{O}, \text{OH})_4$	(1988)
Povondrait	$\text{NaFe}^{3+}_3\text{Fe}^{1+}_6(\text{BO}_3)_3\text{Si}_6\text{O}_{18}(\text{O}, \text{OH})_4$	(1993)
Skoryl (Schorl)	$\text{NaFe}^{2+}_3\text{Al}_6(\text{BO}_3)_3\text{Si}_6\text{O}_{18}(\text{OH})_4$	
Ca turmalíny		
Feruvit	$\text{Ca}(\text{Fe}^{2+}, \text{Mg})_6(\text{Al}, \text{Mg})_6(\text{BO}_3)_3\text{Si}_6\text{O}_{18}(\text{OH})_4$	(1989)
Liddicoatit	$\text{Ca}(\text{Li}, \text{Al})_3\text{Al}_6(\text{BO}_3)_3\text{Si}_6\text{O}_{18}(\text{O}, \text{OH}, \text{F})_4$	(1977)
Úvit	$(\text{Ca}, \text{Na})(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_3\text{Al}_3\text{Mg}(\text{BO}_3)_3\text{Si}_6\text{O}_{18}(\text{OH}, \text{F})_4$	
Alkáliami deficitné turmalíny		
Foitit	$\square[\text{Fe}^{2+}_2(\text{Al}, \text{Fe}^{3+})]\text{Al}_6(\text{BO}_3)_3\text{Si}_6\text{O}_{18}(\text{OH})_4$	(1993)
Rossmannit	$\square(\text{LiAl}_2)\text{Al}_6(\text{BO}_3)_3\text{Si}_6\text{O}_{18}(\text{OH})_4$	(1998)



Obr. 1. Geologická mapa oblasti Zlatej Idky (upravená podľa Bajaník et al., 1984) s miestom odberu vzorky GZ-12. 1 – metapelity a metarhyolity gelnickej skupiny (staršie paleozoikum), 2 – spišsko-gemerské granity (perm), 3 – terciér a kvartér, 4 – zlomy a násuny.

Fig. 1. Geological map of the Zlatá Idka region (adapted after Bajaník et al., 1984) with location of GZ-12 sample. 1 – metapelites and metarhyolites of the Gelnica Group (Early Paleozoic), 2 – the Spiš-Gemer granite (Permian), 3 – Tertiary and Quaternary, 4 – faults and thrusts.

alebo vakancií v pozícií *X* deliť na tri podskupiny: (1) Na turmalíny, (2) Ca turmalíny a (3) na alkálie chudobné turmalíny (Hawthorne, 1997; tab. 1). Spomedzi mnohých substitúcií v rámci turmalínovej skupiny minerálov možno uviesť ako najdôležitejšie nasledujúce: FeMg_1 ; FeMn_1 ; FeAl_1 ; CrAl_1 ; F(OH)_{-1} ; LiAlFe_2 ; $\square\text{AlNa}_1\text{Mg}_1$; $\square\text{Al}_2\text{ONa}_1\text{Mg}_2(\text{OH})_{-1}$; $\text{AlOMg}_1(\text{OH})_{-1}$; $\text{Fe}^{3+}\text{OFe}^{2+}_{-1}(\text{OH})_{-1}$ alebo H_1 ; $\text{Al}_2\text{Mg}_1\text{Si}_1$; TiMgAl_2 ; $\text{CaMgNa}_1\text{Al}_1$; $\text{CaMgO}\square_{-1}\text{Al}_1(\text{OH})_{-1}$; $\text{Al}_2\text{MgOMg}_2\text{Al}_1(\text{OH})_{-1}$ alebo AlMg_1H_1 ; $\text{TiAl}_2\text{Mg}_1\text{Si}_2$; (Henry a Guidotti, 1985; Henry a Dutrow, 1996).

Metódy štúdia

Skoryl a foitit sa získali podobne ako ostatné akcesorické minerály z podrvenej päťkilogramovej vzorky horniny a frakcia $\leq 0,5$ mm sa separovala na gravitačnom stole pomocou bromoformu a elektromagnetického separátora Cook v separačnom laboratóriu Geologického ústavu SAV v Bratislave.

Turmalíny sa sledovali opticky (binokulárnou stereolupou a polarizačným mikroskopom), v odrazených elektrónoch (BSE) a na elektrónovodisperznom mikroanalýzátore KEVEX (Geologická služba SR) pri urýchľovacom napätí 15 kV a vzorkovom prúde 1,1–1,4 nA, pričom sa použili tieto štandardy: Si – SiO_2 ; Ti – TiO_2 ; Al – Al_2O_3 ; Fe – Fe_2O_3 ; Mn rodonit; Mg – MgO ; Ca wollastonit; Na albit; K ortoklas; Cr chromit. Chemické analýzy turmalínov sa prepočítali na molárne zložky podľa Deera et al. (1995); B a OH skupiny sa dopočítali na ideálne stechiometrické zloženie. Prítomnosť foititu sa rtg. difrakciou pre príliš malé množstvo materiálu a vzájomné prerastanie so skorylom nemohla dokázať.

Chemické zloženie materskej horniny – granitu sa stanovilo rtg. fluorescenčnou analýzou (XRF) na univerzite v Ottawe (hlavné prvky; Rb, Sr, Ba, Pb, Zn, Ni, Cr, V, Co, Th a U), inštrumentálnou neutrónovou aktivačnou analýzou s indukčne viazanou plazmou (ICP-INAA) na univerzite Memorial (Saint John's, Kanada) (REE, Y, Nb, Ta, Zr a Hf) a optickou emisnou spektrálnou analýzou (OES) v Geologickom ústave SAV v Bratislave (Be, B, Ga, Sn a Mo).

Lokalizácia a charakteristika materskej horniny

Materská hornina foititu je apofýzou leukogranitu po-pročského telesa zo skalného brala nad cestou medzi Hýľovom a Zlatou Idkou v údolí Idy okolo 1,8 km na JV od odbočky na Rudník a asi 3250 m na VJV od kóty Kobylia hora (882 m n. m.). Granit intruduje do staropaleozoických metaryolitov a metapelitov gelnickej skupiny (Bajaník et al., 1984; obr. 1).

Ide o sivý biotiticko-muskovitický monzogranit s veľkosťou zrna 0,1–0,4 mm a podľa planimetrickej analýzy obsahuje: Qtz 42,2; Kfs+Ab 28,1; Pl 21,9; Ms 5,1; Bt 2,4 a Chl 0,3 obj. %. Z akcesorických minerálov sa okrem turmalínov identifikoval aj zirkón, apatit, almandín, titanit, ilmenit, pyrit a arzenopyrit. Granit má charakteristickú hypidiomorfnú textúru, kremeň je xenomorf-

Tab. 2
Hlavné (hmot. %) a stopové prvky (ppm) v granite zo Zlatej Idky, kde sa zistil foitit
Major and trace elements in granite from Zlatá Idka where foitite was described (GZ-12 sample)

SiO_2	73,41	Rb	338,0	Zr	72,0	La	7,30
TiO_2	0,11	Sr	31,0	Hf	2,14	Ce	15,20
Al_2O_3	14,04	Ba	129,0	Y	23,93	Pr	2,18
Fe_2O_3	1,22	Be	4,2	Nb	17,5	Nd	8,13
MnO	0,01	Zn	22,0	Ta	2,7	Sm	2,41
MgO	0,12	B	49	Mo	<1	Eu	0,14
CaO	0,20	Ga	29	Co	9	Gd	2,68
Na_2O	3,07	Sn	18,6	Ni	6	Tb	0,61
K_2O	5,64	Pb	37,0	Th	16	Dy	4,21
P_2O_5	0,12			U	8	Ho	0,85
H_2O^+	0,90					Er	2,55
Suma	98,84					Tm	0,40
						Yb	2,77
						Lu	0,37

ný a slabo undulózny, K živec perthitický, plagioklas silne sericitizovaný a biotit čiastočne chloritizovaný.

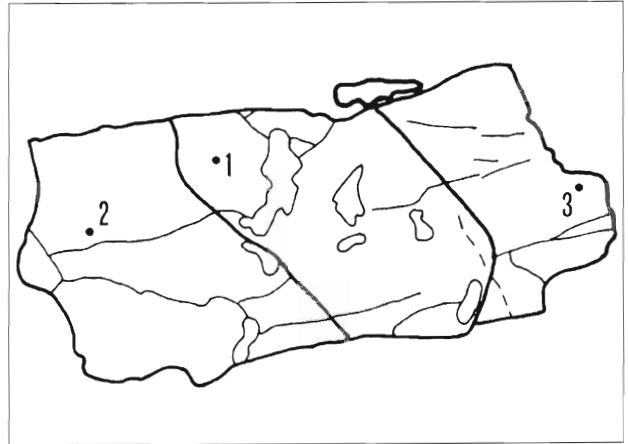
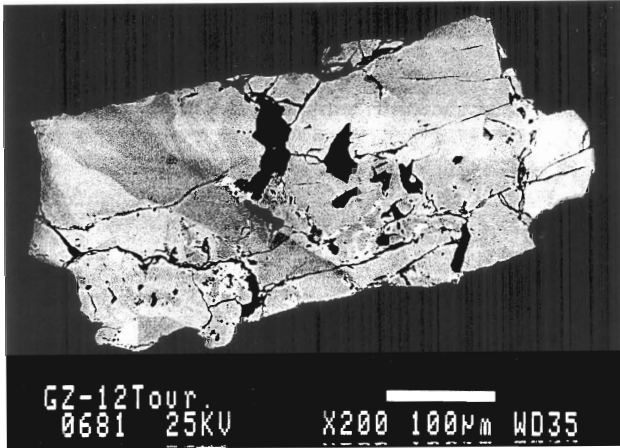
Chemické zloženie horniny (tab. 2) poukazuje na slabo peraluminózny granit ($A/\text{CNK} = 1,09$) so zvýšeným obsahom Si, K, Rb, Ga, B a Sn a zníženým Mg, Ca, Sr, Ba, Zr a REE s výrazne negatívnou Eu anomáliou. Celkovo možno študovaný granit zaradiť medzi vyššie frakcionované permské postorogénne granity typu S (Uher a Broska, 1996; Petřík a Kohút, 1997).

Chemické zloženie foititu a skorylu

Akcesorický skoryl a foitit sa nepodarilo zachytiť na leštených výbrusoch granitu, ale iba v podobe koncentrátu akcesorických (ťažkých) minerálov z drvenej horniny. Úlomky kryštálov turmalínov sú zväčša veľké 0,3–0,4 mm, kryštály sú prizmatické a s charakteristickým ryhovaním podľa osi c. V niektorých kryštáloch sa zistili inklúzie albitu, K živca a kremeňa. Turmalíny sú prevažne hnedé, miestami s nepravidelnými hnedomodrými, sivomodrými až modrými nepravidelnými zónami a niektoré úlomky sú celé (sivo)modré. Modré zóny sú na okrajoch aj v strede kryštálov, hranice medzi hnedou a modrou zónou sú často pozvoľné, zriedkavejšie relatívne ostré, pravdepodobne sledujúce rastové zóny (obr. 2).

Všetky analýzy turmalínov v diagrame Al- $\text{Fe}_{(\text{tot})}$ -Mg formálne spadajú do poľa granitov a pegmatitov, pričom ide o silne železnaté členy medzi foititovým a skorylovým koncovým členom (obr. 3). Skoryl sa od foititu odlišuje množstvom vakancií v pozícií *X* obsadzovaných alkáliami, najmä Na, pričom ak viac ako 50 % pozícií *X* zostáva neobsadených Na ($\text{Na}_{\square} > 0,5$), ide o foitit (obr. 4).

Skoryl vo vzorke GZ-12 sa vyznačuje relatívne homogénnym zložením s atómovým pomerom $\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg}) = 0,69\text{--}0,91$ a typický je aj mierne zvýšený obsah Ti (0,1–0,5 % TiO_2) a lokálne aj Ca (do 1 % CaO). Vakencie v pozícií *X*, kde dominuje Na, dosahujú široký interval, a to $\text{Na}_{\square} = 0,16\text{--}0,49$. Na druhej strane vakencie prekračujúce 50 % ($\text{Na}_{\square} = 0,51\text{--}0,61$), potvrdzujúce už prítomnosť foititu (obr. 4, 5a, b), svojím zložením plynulo nadväzujú na skoryl aj hodnotou $\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg}) = 0,85\text{--}0,95$. Všeobecne možno konštatovať, že s rastom podielu vakancií v pozícií



Obr. 2. Reprezentatívna BSE mikrofotografia zrna či turmalínu zo zlatoidčianskeho granitu (vzorka GZ-12). Skica vedľa fotografie je schematickou ilustráciou pozície modrého foititu až na Na chudobného skorylu (zóna uprostred) v okolitom hnedom skoryle. Vyznačené miesta analýz v zrne 1 sú v tab. 3.

Fig. 2. Representative BSE-image of tourmaline grain No. 1 from Zlatá Idka granite (GZ-12 sample). The sketch beside is schematic illustration of the position of blue foitite to Na deficient schorl (the middle part zone) in adjacent brown schorl. Points of analyses in grain No. 1 are referred in Tab. 3.

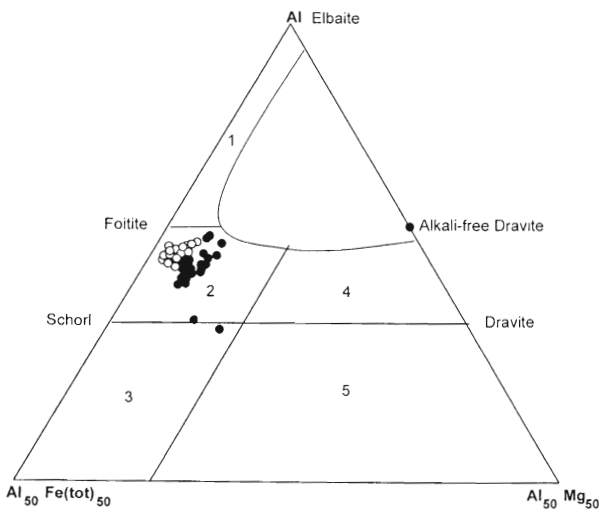
cii X na úkor Na stúpa obsah Al (obr. 5a), ako aj pomer $Fe/(Fe + Mg)$ a zároveň klesá obsah Mg pri relatívne stabilizovanom obsahu Fe^{2+} (obr. 5b). Inými slovami, rast Al a vakancií kompenzuje strata Na a Mg, čo možno vyjadriť substitučnou rovnicou $X_{\square} + YAl = XNa + YMg$. Experimentálne sa zistilo, že táto substitúcia závisí od teploty. Pokles

teploty stimuluje väčší podiel vakancií (Goerne et al., 1997). Takýto efekt predpokladáme aj v našich vzorkách.

Podľa výsledkov elektrónovej mikrosondy (tab. 3) patria dohnedu sfarbené turmalíny skorylu a domodra prevažne foititu a v menšej miere na alkálie veľmi chudobnému skorylu.

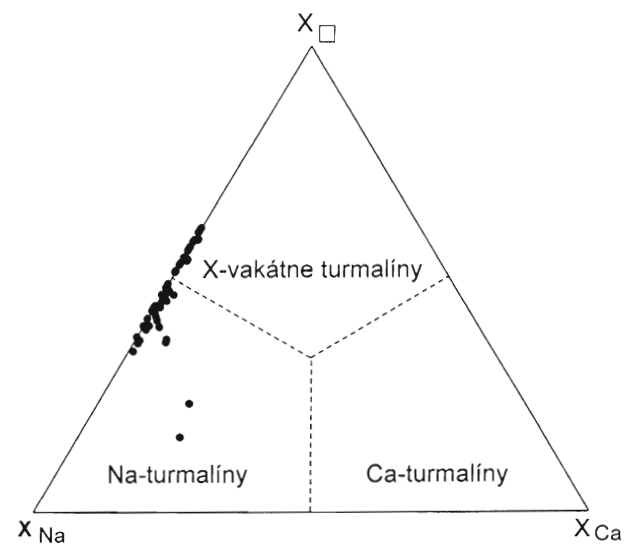
Genetická interpretácia vzniku foititu

Foitit sa všeobecne pokladá za produkt neskorého, prevažne hydrotermálneho štádia vzniku v granitových pegmatitoch (Aurischio et al., 1997; Lyckberg a Hawthorne, 1997).



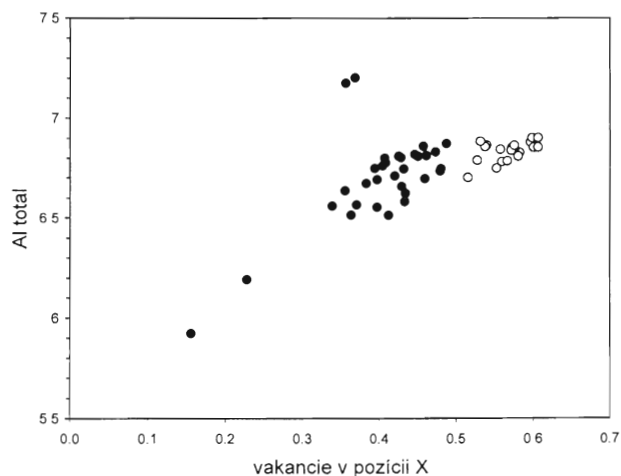
Obr. 3. Al – $Fe_{(tot)}$ – Mg diagram (v molekulárnych proporciách) turmalínov zlatoidčianskeho granitu (upravený podľa Henryho a Guidottiho, 1985). Vysvetlivky: foitite – prázdne krúžky, skoryl – plné krúžky; 1 – na Li bohaté granitové pegmatity a aplity, 2 – na Li chudobný granit, jeho pegmatity a aplity, 3 – Fe^{3+} a na kremeň bohaté turmalinické horniny (hydrotermálne premenené granity), 4 a 5 – metamorfne horniny.

Fig. 3. Al – $Fe_{(tot)}$ – Mg diagram (in molecular proportions) for tourmalines of granite from Zlatá Idka (adopted after Henry and Guidotti, 1985). Explanations: foitite – open circles, schorl – full circles; 1 – Li rich granitoid pegmatites and aplites, 2 – Li poor granitoids and their associated pegmatites and aplites, 3 – Fe^{3+} rich quartz-tourmaline rocks (hydrothermally altered granites), 4 and 5 – metamorphic rocks.



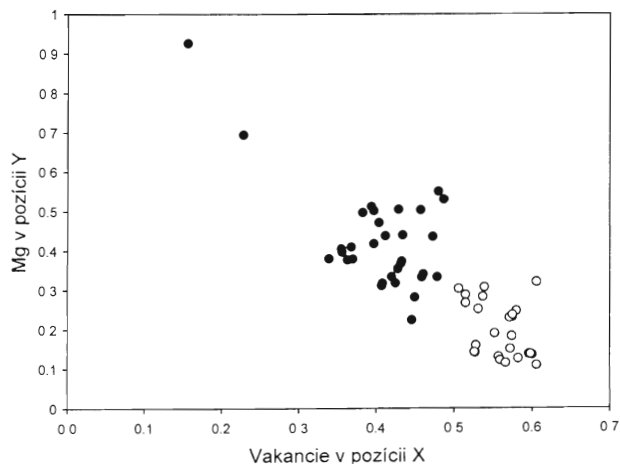
Obr. 4. Diskriminačný diagram turmalínu $Na_{\square} - XNa - XCa$. Foitity sú zobrazené v poli x-vakátnych turmalínov.

Fig. 4. $Na_{\square} - XNa - XCa$ discrimination diagram of tourmaline. Foitites are plotted in the field of x-vacancies tourmalines.



Obr. 5a. Distribúcia Al_{total} v pozícii Y voči vakáciám v pozícii X. Vysvetlivky: foitit – prázdne krúžky, skoryl – plné krúžky.

Fig. 5a. Distribution of Al_{total} in Y-site vs X-site vacancies. Explanations: foitite – open circles, schorl – full circles.



Obr. 5b. Distribúcia Mg v pozícii Y voči vakáciám v pozícii X. Vysvetlivky: foitit – prázdne krúžky, skoryl – plné krúžky.

Fig. 5b. Distribution of Mg in Y-site vs X-site vacancies. Explanations: foitite – open circles, schorl – full circles.

Tab. 3

Reprezentatívne mikrosondové analýzy minerálov turmalínovej skupiny v zlatoidčianskom granite. Miesta analýz v zrne 1 sú na obr. 3
Representative microprobe analyses of tourmalines in granite from Zlatá Idka. Numbers refer to microprobe point analyses of grain No. 1 in Fig. 3

Minerál/Mineral	foitit	skoryl	skoryl	foitit	foitit	skoryl	skoryl	foitit	foitit	skoryl	skoryl
Zrno/grain	1	1	1	2	2	2	2	3	3	3	3
Bod/point	1	2	3	1	2	3	4	1	2	3	4
SiO ₂	35,16	35,00	34,92	34,49	34,56	33,01	33,20	34,53	35,16	34,29	34,67
TiO ₂	0,00	0,37	0,25	0,00	0,00	0,23	0,15	0,00	0,00	0,50	0,32
B ₂ O ₃ *	10,35	10,45	10,31	10,27	10,29	10,33	10,38	10,3	10,36	10,23	10,25
Al ₂ O ₃	34,56	34,05	32,8	34,37	34,67	36,19	36,5	34,52	34,69	32,53	32,86
FeO _{tot}	14,17	14,02	15,30	15,55	15,10	12,86	12,65	14,21	13,56	15,70	14,87
MnO	0,00	0,00	0,00	0,08	0,00	0,12	0,11	0,00	0,00	0,11	0,06
MgO	0,92	2,00	1,74	0,54	0,55	1,58	1,64	1,22	1,13	1,49	1,50
CaO	0,00	0,05	0,08	0,00	0,00	0,32	0,32	0,05	0,00	0,05	0,00
Na ₂ O	1,29	1,84	1,73	1,22	1,20	1,75	1,77	1,38	1,39	1,88	1,89
K ₂ O	0,04	0,07	0,04	0,00	0,04	0,07	0,00	0,00	0,05	0,04	0,04
H ₂ O*	3,57	3,61	3,56	3,54	3,55	3,56	3,58	3,55	3,57	3,53	3,54
Total	100,06	101,46	100,73	100,07	99,96	100,03	100,30	99,76	99,92	100,35	100,00

Vzorcové jednotky prepočítané na 31 aniónov/Formulae calculated on the basis of 31 anions

Si ⁴⁺	5,904	5,820	5,885	5,836	5,838	5,553	5,559	5,827	5,898	5,827	5,879
Al ³⁺ T	0,096	0,180	0,115	0,164	0,162	0,447	0,441	0,173	0,102	0,173	0,121
Total T	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000
B ³⁺	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000
Al ³⁺ Z	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000
Total Z	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000
Ti ⁴⁺	0,000	0,046	0,032	0,000	0,000	0,029	0,019	0,000	0,000	0,064	0,041
Al ³⁺ Y	0,768	0,493	0,400	0,690	0,740	0,728	0,762	0,693	0,756	0,342	0,446
Fe ^{2+,3+}	1,990	1,950	2,156	2,200	2,133	1,809	1,771	2,005	1,902	2,231	2,109
Mn ²⁺	0,000	0,000	0,000	0,011	0,000	0,017	0,016	0,000	0,000	0,016	0,009
Mg ²⁺	0,230	0,496	0,437	0,136	0,138	0,396	0,409	0,307	0,283	0,377	0,379
Total Y	2,988	2,985	3,025	3,037	3,011	2,979	2,977	3,005	2,941	3,030	2,984
Total Al ³⁺	6,839	6,673	6,515	6,854	6,902	7,175	7,203	6,866	6,858	6,515	6,567
Ca ²⁺	0,000	0,009	0,014	0,000	0,000	0,058	0,057	0,009	0,000	0,009	0,000
Na ⁺	0,420	0,593	0,565	0,400	0,393	0,571	0,575	0,452	0,452	0,619	0,621
K ⁺	0,009	0,015	0,009	0,000	0,009	0,015	0,000	0,000	0,011	0,009	0,009
Total X	0,429	0,617	0,588	0,400	0,402	0,644	0,632	0,461	0,463	0,637	0,630
Vac. X	0,571	0,383	0,412	0,600	0,598	0,356	0,368	0,539	0,537	0,363	0,370
OH	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000
Fe/(Fe+Mg)	0,896	0,797	0,831	0,942	0,939	0,820	0,812	0,867	0,870	0,855	0,848

foitit = foitite, skoryl = schorl

*B₂O₃, H₂O: dopočítané na základe ideálnej stechiometrie, B = 3, OH⁻ = 4 apfu.

*B₂O₃, H₂O: calculated on the basis of ideal stoichiometry, B = 3, OH⁻ = 4 apfu.

Zo Slovenska sa novotvary skorylu s väčším nedostatkom Na v pozícii X modrej, resp. zelenomodrej farby už opísali, a to z lokality Hnilec (Broska et al., 1998). V tomto prípade sa však na Na chudobný skoryl chemickým zložením blízky foititu vyskytuje vo forme nárastu na starších kryštáloch hnedého skorylu. Nárast sa interpretoval ako samostatná mladšia fáza vznikajúca v neskoromagmatickom až hydrotermálnom štádiu vzniku granitu pri nedostatku Na. V tomto procese sa veľká časť primárne magmatických turmalínov mohla lokálne rozložiť a nahradila ju nová generácia skorylu chudobného na Na (Broska et al., l. c.).

V prípade granitu Zlatej Idky ide o postmagmatickú, zrejme hydrotermálnu alteráciu turmalínov, keď sa zmenili iba časti kryštálov skorylu na foitit. Táto premena nemá zákonitú distribúciu a postihuje centrálnu aj okrajovú časť kryštálov, pričom prechod z modrej fázy do hnedej býva zvyčajne pozvoľný. Uvedené znaky môžu svedčiť o účasti fluid, resp. hydrotermálnych roztokov pri genéze foititu a o „vylúhovaní“ Na z kryštálovej štruktúry skorylu. Pritom nie je vylúčené, že „foititizácia“ môže zasiahnuť aj celý kryštál primárneho skorylu. Pri tomto procese môže byť okrem Na odnesený aj Ca, Ti a aspoň časť Mg, ako na to poukazujú mikrosondové analýzy foititu v porovnaní so skorylom (tab. 3).

Podakovanie. Autori ďakujú M. Radvancovi za kritické posúdenie manuskriptu a K. Dubíkovi za BSE mikrofotografie. Práca bola financovaná z grantu VEGA-4078 a NSERC 311-1727-17 (Kanada).

Literatúra

- Aurisicchio, C., Ottolini, L. & Pezzotta, F., 1997: Electron and ion microprobe analyses, paragenesis and genetic inferences of foitite of Elba Island (Italy). In: *Tourmaline 1997 symposium, Abstract volume, Nové Město na Moravě, Czech Republic*, 117–118.
- Aurisicchio, C. & Pezzotta, F., 1997: Tourmaline group minerals of the LCT miarolitic pegmatites of the Elba Island (Italy): Chemical composition and genetic and paragenetic inferences. In: *Tourmaline 1997 symposium, Abstract volume, Nové Město na Moravě, Czech Republic*, 1–2.
- Bajanič, Š., Ivanička, J., Mello, J., Reichwalder, P., Pristaš, J., Snopko, L., Vozár, J. & Vozárová, A., 1984: Geologická mapa Slovenského rudohoria. Východná časť. *GÚDŠ Bratislava*.
- Baran, J., Drnzík, E., Drnzíková, L. & Mandáková, K., 1971: Doterajšie výsledky overovania Sn-W anomálie v Medvedevom potoku. *Mineralia Slov.*, 10, 151–153.
- Baran, J., Drnzíková, L., Mandáková, K., Drnzík, E. & Matula, I., 1978: Tin-tungsten-molybdenium ore-bearing granitoids of the Gemer province of Czechoslovakia. In: *Metallization Associated with Acid Magmatism, vol. 3, IGCP Ústř. Úst. geol., Praha*, 169–178.
- Broska, I. & Lipka, J., 1997: Tourmaline from the Gemic granite and its petrological significance. In: *Tourmaline 1997 symposium, Abstract volume, Nové Město na Moravě, Czech Republic*, 10–11.
- Broska, I., Uher, P. & Lipka, J., 1998: Brown and blue schorl from the Spiš-Gemer granite, Slovakia: composition and genetic relations. *J. Czech. Geol. Soc.*, 43, 9–16.
- Donnay, G. & Barton, R. Jr., 1972: Refinement of the crystal structure of elbait and the mechanism of tourmaline solid solution. *Tschermaks mineral. petrogr. Mitt. T.M.P.M.*, 18, 273–286.
- Deer, W. A., Howie, R. A. & Zussman, J., 1995: An introduction to the rock-forming minerals. 2nd edition. *Longman*, 696.
- Drnzík, E., Drnzíková, L. & Mandáková, K., 1973: Geologičeskij predposilky, kriterii i perspektivy poiskov Sn-W-Mo orudnenija v Spišsko-gemerskich rudnych gorach (Slovakija). *Mineralia Slov.*, 5, 157–164.
- Faryad, S. W. & Jakabská, K., 1996: Turmalín gemerických granitov. *Mineralia Slov.*, 28, 203–208.
- Faryad, S. W. & Jakabská, K., 1997: Tourmaline from the Gemicum granitoids (Western Carpathians). In: *Tourmaline 1997 symposium, Abstract volume, Nové Město na Moravě, Czech Republic*, 17.
- Fleisher, M. & Mandarino, J. A., 1995: Glossary of mineral species. *Mineralogical Record, Tucson*, 280.
- Foit, F. F. Jr & Rosenberg, P. E., 1977: Coupled substitutions in the tourmaline group. *Contr. Mineral. Petrology*, 62, 109–127.
- Godovikov, A. A., 1983: Mineralogija. 2. vyd. *Nedra, Moskva*, 647.
- Goerne, G. V., Franz, G. & Heinrich, W., 1997: Experimental calibration of fluid controlled incorporation of sodium in tourmaline. In: *Tourmaline 1997 symposium, Abstract volume, Nové Město na Moravě, Czech Republic*, 24.
- Gubač, J., 1977: Premeny okolných hornín na ložiskách Spišsko-gemerského rudohoria. *Západ. Karpaty, Sér. Mineral. Petrogr. Geochém. Metalogen.*, 4, 9–279.
- Hawthorne, F. C., 1997: The crystal chemistry of tourmaline: current status. In: *Tourmaline 1997 symposium, Abstract volume, Nové Město na Moravě, Czech Republic*, 34–35.
- Henry, D. J. & Guidotti, C. V., 1985: Tourmaline as a petrogenetic indicator mineral: an example from the staurolite-grade metapelites of NW Maine. *Amer. Mineralogist*, 70, 1–15.
- Henry, D. J. & Dutrow, B. L., 1996: Metamorphic tourmaline and its petrologic applications. In: *Grew, E. S. & Anovitz, L. M. (Eds.): Boron mineralogy, petrology and geochemistry. Rev. Mineral.*, 33, 503–557.
- Henry, D. J. & Dutrow, B. L., 1998: Tourmaline: new views of a garbage can mineral. In: *Abstracts, 17th General Meeting of IMA, Toronto, August 9–14, 1998*, A98.
- Kamenický, J. & Kamenický, L., 1955: Gemicidné granity a metalogenéza Spišsko-gemerského rudohoria. *Geol. Sbor Slov. Akad. Vied.*, 41, 5–55.
- Lyckberg, P. & Hawthorne, F. C., 1997: Foitite from the Kazionnitsa Pegmatite, Alabashka pegmatite field, Ural Mountains, Russia. In: *Tourmaline 1997 symposium, Abstract volume, Nové Město na Moravě, Czech Republic*, 52–53.
- MacDonald, D. J., Hawthorne, F. C. & Grice, J. D., 1993: Foitite, $\square[\text{Fe}_2^{2+}(\text{Al}, \text{Fe}^{3+})\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{18}(\text{BO}_3)_3(\text{OH})_4]$, a new alkali-deficient tourmaline: Description and crystal structure. *Amer. Mineralogist*, 78, 1299–1303.
- Novák, M., 1998: Blue dravite as an indicator of fluid composition during subsolidus replacement processes in Li-poor granitic pegmatites in the Moldanubicum, Czech Republic. *J. Czech Geol. Soc.*, 43, 24–30.
- Ončáková, P., 1954: Petrografia a petrochémiá gemeridných granitov. *Geol. Práce, Zoš.*, 39, 3–54.
- Petrík, I. & Kohút, M., 1997: The evolution of granitoid magmatism during the Variscan orogen in the Western Carpathians. In: *Greclua, P., Hovorka, D. & Pútiš, M. (Eds.): Geological evolution of the Western Carpathians. Mineralia Slov. – Mongr., Bratislava*, 235–252.
- Povondra, P., Lang, M., Pivec, E. & Ulrych, J., 1998: Tourmaline from the Pribylavice peraluminous alkali-feldspar granite, Czech Republic. *J. Czech Geol. Soc.*, 43, 3–8.
- Radvanec, M., 1998: Vysokotlaková metamorfóza vrchnokarbónskeho konglomerátu z lokality Rudňany – Svinský Hrb na severe gemerika. *Mineralia Slov.*, 30, 95–108.
- Robert, J. L., Gourdan, J. P., Linnen, R. L., Rouer, O. & Benoist, P., 1997: Crystal-chemical relationship between in OH, F and Na in tourmalines. In: *Tourmaline 1997 symposium, Abstract volume, Nové Město na Moravě, Czech Republic*, 84–85.
- Rosenberg, P. E. & Foit, F. F. Jr., 1979: Synthesis and characterization of alkali-free tourmaline. *Amer. Mineralogist*, 64, 180–186.
- Selway, J. B., Novák, M., Černý, P. & Hawthorne, F. C., 1997: Tourmaline from lepidolite-subtype pegmatites. In: *Tourmaline 1997 symposium, Abstract volume, Nové Město na Moravě, Czech Republic*, 91–92.
- Selway, J. B., Novák, M., Hawthorne, F. C., Černý, P., Ottolini, L. & Kyser, T. K., 1998: Rossmannite $\square[\text{LiAl}_2\text{Al}_4(\text{Si}_6\text{O}_{18})(\text{BO}_3)_3(\text{OH})_4]$, a new alkali-deficient tourmaline: Description and crystal structure. *Amer. Mineralogist*, 83, 896–900.
- Uher, P. & Broska, I., 1996: Post-orogenic Permian granitic rocks in the Western Carpathian – Pannonian area: geochemistry, mineralogy and evolution. *Geol. Carpath.*, 47, 311–321.

Zlomová tektonika východného okraja viedenskej panvy a hrastu Malých Karpát

FRANTIŠEK MARKO¹ a VLADIMÍR JUREŇA²

¹Katedra geológie a paleontológie Prírodovedeckej fakulty UK, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava.

e-mail: marko@nic.fns.uniba.sk

²Nafta, a. s., 908 45 Gbely

(Doručené 21. 1. 1999, revidovaná verzia doručená 22. 3. 1999)

Fault tectonics at the eastern part of the Vienna basin and the Malé Karpaty Mts. horst

The thick Miocene sedimentary filling of the Vienna basin is juxtaposed to the Malé Karpaty Mts. horst by SW–NE striking Litava and Láb faults system composed of westward dipping Litava (Leitha) faults and eastward dipping Láb faults developed in sedimentary filling. These faults affecting the Neogene sediments create a negative flower structure controlling the shape of Zohor (or Zohor – Plavecký Mikuláš) graben in reflection seismic sections and join in pre-Neogene basement to a single fault zone. This fault zone played the role of a sinistral strike-slip master fault which opened, together with left overstepping parallel one (Farské faults system), local Badenian depositional centres (Gajary, or Gajary–Leváre graben) by a pull-apart mechanism in transtensional tectonic regime. Horizontal movement along the overstepping boundary strike-slip faults was accommodated by subsidence along N–S striking normal faults. Seismic sections across the Litava and Láb faults system show decreasing offsets of fault-affected stratigraphic boundaries from the basement towards the younger sedimentary filling. It implies it was the Miocene up to the Pliocene active structure. The equivalent fault systems as are interpreted in the basement of the Vienna basin and its sedimentary filling were distinguished also in the structure of the neighbouring Malé Karpaty Mts. horst. Analysis of the geological boundaries offsets in the geological map of the Malé Karpaty Mts., in combination with field observations, allowed to interpret fault kinematics and to use these data for reconstruction of fault evolution at the eastern periphery of the Vienna basin.

Key words: Vienna basin, faults, flower structures, seismic cross sections, pull-apart basin, Miocene

Úvod

Viedenská panva sa stýka s prahom malokarpatského hrastu *systémom litavských a lábskych zlomov*, ktorých štruktúru sme študovali v niekoľkých reflexnoseizmických rezoch. Ťažiskom nášho záujmu bolo zlomové porušenie predterciérneho podložia viedenskej panvy, ako aj zlomy porušujúce neogénnu výplň panvy, lebo môžu zasahovať do podložia a v seizmických rezoch sú lepšie datovateľné a čitateľné ako zlomy predterciérneho podložia.

Mnohé jednotky podložia miocénnych sedimentov viedenskej panvy vystupujú na povrch v Malých Karpatoch. V tomto jadrovom pohorí možno študovať na povrchu prejavy zlomovej tektoniky zasahujúcej aj do podložia viedenskej panvy, a preto sme dôležité poznatky o zlomovom porušení Malých Karpát sústredili v podrobnejšej rešerši, ale sústredili sme sa najmä na reinterpretačnú zlomovej stavby a analýzu geologickej mapy Malých Karpát v mierke 1:50 000 (Mahel, edit., 1972) podloženú vlastnými terénnymi štruktúrnymi pozorovaniami. Konfrontáciou publikovaných poznatkov o zlomoch východného okraja viedenskej panvy s výsledkami vlastného hodnotenia a interpretácie nových reflexných seizmických rezov sme sa zamerali na spresnenie, úpravu mapy zlomov predterciérneho podložia (Kröll et al., 1993) a na genetic- kú interpretáciu zlomovej tektoniky.

Zlomy slovenskej časti viedenskej panvy

Dnešná viedenská panva je mladá štruktúra, ktorá vznikla v bádene a vyvíjala sa až do pliocénu. V predbádenskej etape vznikla panva s osou smeru cca V–Z s depocentrom sedimentácie v dnešnej brezovskej depresii. Počínajúc bádénom sa vytvoril terajší tvar a smer panvy SV–JZ, ktorý staré štruktúry smeru V–Z do značnej miery zastiera (Buday et al., 1967a).

Vznik a sedimentáciu viedenskej panvy kontrolovala zlomová tektonika. Vo vzťahu k tvaru panvy sa rozlišujú pozdĺžne a priečne zlomy.

Pozdĺžne zlomy tzv. karpatského smeru (SV–JZ) sa pokladajú za mladoštajerské poklesy so sklonom okolo 50° aktívne od spodného bádenu po pliocén, ktoré v dnešnom tvare panvy dominujú (Dlabač et al., 1968; Čech et al., 1975). Presekávajú neogénnu výplň, ale zasahujú aj do predneogénneho podložia panvy a formujú jeho neotektonický reliéf (Dlabač et al., 1968). Smerová zhoda pozdĺžnych zlomov s rozhraniami predneogénnych tektonických jednotiek podložia viedenskej panvy sa vysvetľuje aj kopírovaním starých rozhraní mladými zlomami (Buday et al., 1964). Niektorí autori pokladajú systém pozdĺžnych zlomov za pripovrchový prejav hlbinných zlomov, napríklad *schrattenberského* (Dolenko, 1958) alebo *peripieninského zlomu* (Michalík, 1984).

Pozdĺžne zlomy spolu s priečnymi okrem tvaru panvy ovplyvňovali aj faciálny vývoj sedimentov v bádene a sarmate (Jiříček, 1972, 1973).

Styk sedimentov viedenskej panvy s okrajom Malých Karpát je tektonický (v hlbších štruktúrnych etážach) a čiastočne transgresívny (vo vrchnejších štruktúrnych etážach s najmladšou výplňou). Tým sa odlišuje od jednoznačne zlomového kontaktu východného okraja Malých Karpát s mladoterciárnymi sedimentmi dunajskej panvy. Na západnom okraji Malých Karpát je rad zálivov mladšieho neogénu („tortónsky štrk“) do pohoria, čo svedčí o transgresívnom styku a o menej výrazných pohyboch na tomto okraji Malých Karpát alebo o vplyve priečnej tektoniky (Polák, 1957). Vass et al. (1990) interpretujú západný okraj malokarpatského hrastu ako zlomový, lemovaný devínskonovovským súvrstvom bádenského veku. Ale hlavný okrajový zlom Malých Karpát sa voči viedenskej panve nachádza západnejšie od ich bezprostredného mapového kontaktu s najmladšou výplňou viedenskej panvy. Na línii Stupava – Pernek – Kuchyňa je výrazný tiažový gradient (Szalaiová et al., 1982), ktorý by mohol tento systém okrajových zlomov malokarpatského hrastu reprezentovať. Aj z máp hrúbky neogénu viedenskej panvy je zrejme, že sa prah megahrastu jz. časti Malých Karpát začína plytko pod neogénom na Z od okraja Malých Karpát (Dlabač et al., 1968). Hranu prahu tvorí systém *litavských poklesových zlomov* smeru SV–JZ. Tieto zlomy z V lemujú morfoftektonickú depresiu viedenskej panvy – zohorskú (resp. zohorsko-plaveckú) priekopu, vyplnenú sedimentmi otngangu až dáku ležiacimi na mezozoických príkrovových jednotkách. Ich južným pokračovaním v rakúskej časti viedenskej panvy je kopfstettenský a orthský zlom (Wessely, 1988; Kröll et al., 1993) a mur-mürzská zlomová zóna (Decker a Pereson, 1998).

Na V od zohorskej priekopy vystupuje elevačná časť bazéna, ktorej podložie pokladáme už za súčasť malokarpatského hrastu. V tejto časti bazéna sú v podloží sedimentov egenburgu až bádenu malej hrúbky obalové jednotky Malých Karpát (Bartek, 1973, in Čech et al., 1975).

Priečne zlomy smeru SZ–JV, resp. SSZ–JJV sú v dnešnej podobe viedenskej panvy menej výrazné a sú čitateľné v zlomovo kontrolovanej lamačskej, brezovskej a jablonickej depresii (Buday et al., 1964; Buday a Špička, 1965; Mahel et al., 1967). Považujú sa za poklesové zlomy presekávajúce neogénu výplň aj podložie. Ich amplitúda s hĺbkou rastie, čo prezrádza, že sa uplatňovali hlavne

v raných štádiách vývinu bazéna. V podloží panvy sa zistila výrazná *lakšárska, mikulášska a cunínska* porucha smeru SZ–JV. Predpokladá sa, že ide o systém strmých predneogénnych zlomov reaktivizovaných pri laramských a sávských pohyboch (Buday et al., 1967b, 1964). Riešenie genézy priečných zlomov ponúka blízkosť bloku Českého masívu. Pôvodným vzorom priečných porúch by mohli byť staré zlomy sudetského systému z predpolia karpatského tektogénu. Michalík a Kováč (1982) dokonca predpokladajú fungovanie týchto „prekopírovaných“ zlomov v Západných Karpatoch už od triasu.

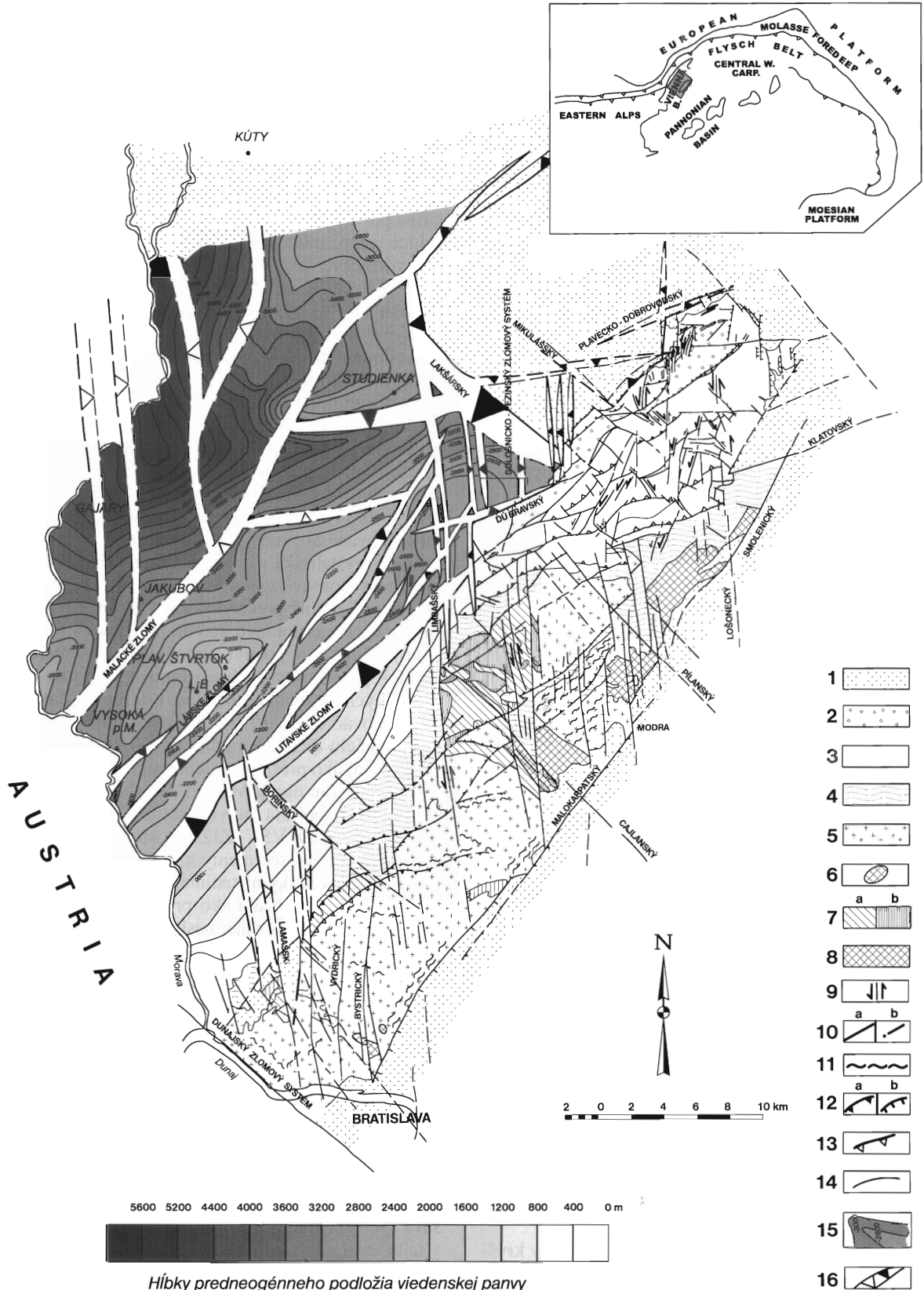
Zlomy smeru V–Z sú vzhľadom na dnešný tvar viedenskej panvy orientované diagonálne. Dominantný vplyv pri formovaní reliéfu podložia mali v najstarších etapách vývinu panvy (Dlabač et al., 1968). Zlomy smeru V–Z, resp. VSV–ZJZ sa teda pokladajú za najstaršie, dlhodobé fungujúce. Na význam zlomov smeru VSV–ZJZ (*myjavský, hronský*), ktoré sú nápadné na snímkach DPZ, poukázal Pospíšil et al. (1986) a na základe analýzy fokálneho mechanizmu recentných zemetrasení ich považujú za veľmi mladé pravostranné smerové posuny, zasahujúce hlboko do Západných Karpát.

Systém týchto zlomov smeru VSV–ZJZ sa na základe detailnej štruktúrnej analýzy interpretoval na severnom okraji Pezinských Karpát a v Brezovských Karpatoch ako prejav významnej miocénnej smerovo posunvej strižnej zóny s meniacou sa kinematikou v meniacom sa miocénnom napätovom poli (Marko et al., 1990, 1991; Marko a Kováč, 1996; Kováč et al., 1993). Táto strižná zóna („západoslovenský strižný koridor“ v zmysle Marka a Kováča, 1996), ktorú pokladáme za hlavný štruktúrny motív v severnej časti Malých Karpát a v Brezovských Karpatoch, porušuje neogénu výplň viedenskej panvy a zasahuje aj do predneogénneho fundamentu.

Zlomy smeru S–J (*hodonínsko-gbelské, lužické, čársky zlom* ...) sú vzhľadom na tvar viedenskej panvy orientované diagonálne a doteraz boli opísané hlavne z ložiskových častí (Bartek et al., 1982). Predpokladá sa, že sú predneogénneho založenia (Květ a Špička, 1973). Majú opodstatnenie v štruktúrnom pláne tejto časti Západných Karpát. Vysunutie karpatského segmentu vzhľadom na alpský na S sa dá vysvetliť sinistrálnym posunom pozdĺž hypotetickej strižnej zóny smeru S–J vyššieho radu, lokalizovanej medzi alpskou a karpatskou doménou (Krs a Roth, 1979). Zlomy smeru S–J vo viedenskej panve a jej podloží môžu byť súčasťou takejto zóny.

Obr. 1. Mapa reliéfu predneogénneho podložia a priebehu zlomov východnej časti viedenskej panvy a zlomov Malých Karpát. 1 – mladoterciárny pokryv, 2–14 – Malé Karpaty: 2 – paleogénne sedimenty, 3 – nerozlišené mezozoické príkrovové jednotky, 4 – mezozoické obalové jednotky, 5 – granitoidy, 6 – diority, 7 – pezinok-pernecké kryštalinikum: a – fylity a ruly, b – amfibolity, 8 – harmónske kryštalinikum (3–8 – tatrikum), 9 – línie zlomov s vyznačením zmyslu posunu, 10 – línie kinematicky nerozlišených zlomov: a – overených, b – predpokladaných, 11 – mylonitové zóny, 12 – a – línie prešmykov, b – poklesov, 13 – šariáz príkrovov, 14 – geologické hranice, 15–16 – viedenská panva: 15 – izolínie hĺbky predneogénneho podložia, 16 – zlomy predneogénneho podložia tvoriace zlomové svahy s vyjadrením sklonu zlomovej plochy v smere vrcholu trojuholníka; čiarkovane sú označené predpokladané, seizmickým profilovaním doteraz neoverené zlomy.

Fig. 1. Map of the pre-Neogene basement surface and strikes of faults at the eastern part of the Vienna basin and strikes of faults at the Malé Karpaty Mts. 1 – Neogene cover, 2–14 – Malé Karpaty Mts.: 2 – Paleogene sediments, 3 – Mesozoic nappe units, 4 – Mesozoic envelope units, 5 – granitoids, 6 – diorites, 7 – Pezinok-Perneck crystalline complex, 8 – Harmónia crystalline complex, (3–8 – Tatric superunit), 9 – fault strikes with symbols of offset related sense of movement, 10 – strikes of kinematically undescribed faults: a – proved, b – supposed, 11 – mylonite zones, 12 – strikes of: a – reverse faults, b – normal faults, 13 – nappe detachments strikes, 14 – geological borders. 15–16 – Vienna basin: 15 – isobaths of the pre-Neogene basement surface, 16 – faults and fault scarps of the pre-Neogene basement with indication of dip in the direction of triangle peak. by dashed lines are drawn supposed, not yet proved faults by seismic profiling.



Hĺbky predneogénneho podložia viedenskej panvy
 Depths of the pre - Neogene basement of the Vienna basin

Odlíšna genéza sa prisudzuje zlomu smeru S–J podľa „pull-apartovej“ teórie otvárania sa viedenskej panvy (Royden et al., 1982) sinistrálnym posunom pozdĺž okrajových zlomov smeru SV–JZ v strednom miocéne. Zlomy smeru S–J v tomto modeli fungujú ako sekundárne akomodáčne poklesy, ktorými sa relaxoval sinistrálny posun pozdĺž dvoch ľavostranne sa prekrývajúcich segmentov horizontálnych posunov smeru SV–JZ. Pozdĺž poklesov smeru S–J subsidovali hlavné depocentrá bádenskej sedimentácie.

Tieto dve interpretácie funkcie zlomov smeru S–J sa vzájomne nevylučujú, ak bolo vysúvanie karpatského segmentu na S pozdĺž sinistrálnej strižnej zóny smeru S–J staršou udalosťou ako poklesy na zlomoch smeru S–J počas subsidencie bádenských depocentier sedimentácie. Fundament v raných štádiách tvorby viedenskej panvy porušili sinistrálne smerné posuny smeru S–J, kým v neogénnej výplni viedenskej panvy už dominujú zlomy tohto smeru ako mladšie poklesy. V predneogénnom podloží viedenskej panvy sa staré horizontálne posuny smeru S–J reaktivovali počas miocénnej sedimentácie tiež ako poklesy, čo sa odrazilo v reliéfe podložia neogénnych sedimentov.

Zlomy Malých Karpát

Malé Karpaty sú klasickým postpaleogénnym hrastom, ktorý je v tektonickom kontakte s neogénnymi a kvartérnymi sedimentmi mladých panví prostredníctvom poklesov smeru SV–JZ (Maheľ et al., 1967). V stavbe Malých Karpát možno sledovať zlomy, ktoré by mali pokračovať aj v podloží viedenskej panvy. Podľa vzťahu k hrastu Malých Karpát sa rozlišujú pozdĺžne zlomy, zlomy smeru VSV–ZJZ, priečne zlomy, ktoré predchádzajúce segmentujú, a zlomy smeru S–J (obr. 1).

Pozdĺžne poklesy smeru SV–JZ ohraničujú malokarpatský hrast vzhľadom na neogénne bazény. Západný okrajový zlom je reprezentovaný už komentovaným *systémom litavských zlomov*. Východný okrajový *malokarpatský zlom* vznikol už v bádeni a v panóne a ponte bol zvýraznený (Magdolen et al., 1979). Spôsobil ešte väčší pokles sedimentov podunajskej panvy vzhľadom na Malé Karpaty ako na viedensku panvu a je vlastne systémom paralelných poklesov sklonených na JV (Cambel a Valach, 1956; Janáček, 1971; Paštka, 1979). Čepek (1938) *malokarpatský zlom* dokonca interpretoval ako prešmyk neogénnej výplne podunajskej panvy na Malé Karpaty. Podobne ako v prípade *litavských zlomov* je aj toto tektonické rozhranie indikované nahustením izoanomál a zvýšením gradientu tiažového poľa (Kováč, 1979). Podľa mapy regionálnych tiažových anomálií je sledovateľné až do hĺbky 15 km (Fusán et al., 1971).

Dôležitú úlohu v mezoalpínskej stavbe Malých Karpát majú *pozdĺžne prešmyky*. Rozdeľujú sa na *smerné* (severovergentné) a *spätné* (juhovergentné).

Najvýznamnejšie *smerné prešmyky*, resp. násuny kryštalinika na obalové mezozoikum vyskytujúce sa na západnom okraji bratislavského masívu (Koutek a Zoubek, 1936; Maheľ, 1958) sa akceptujú v moderných štruktúrno-tektonických koncepciách, v ktorých sa uvažuje o aloch-

tónnosti kryštalinika Malých Karpát (Plašienka, 1990; Plašienka et al., 1991; Putiš, 1991). Majú smer SV–JZ a vergenciu na SZ.

Spätné prešmyky smeru VSV–ZJZ prevažujú v mezozoických jednotkách (Maheľ et al., 1967), ale dajú sa očakávať aj v kryštaliniku a obalovom mezozoiku na západnom okraji Malých Karpát (Maheľ et al., 1985). Spätné prešmyky obmedzujú v mezozoiku jednotky vyššieho radu (príkrovy) aj čiastkové jednotky. Interpretujú sa ako strmé poruchy s vergenciou dovnútra pohoria (na J) kopírujúce, resp. modifikujúce pôvodné príkrovové plochy v mezozoických jednotkách na S Malých Karpát (Plašienka, 1990; Michalík, 1984). Spätné prešmyky sú podľa Michalíka (1984) sávsko-štajerského veku. Aj vonkajší okrajový zlom bukovskej brázd, vyplnenej paleogénnymi sedimentmi, sa v súčasnosti interpretuje ako spätný prešmyk bloku mezozoických hornín havranickej jednotky na paleogénnu výplň (Michalík, 1984; Marko et al., 1990; Plašienka et al., 1991). Výskyt množstva spätných prešmykov v severnej časti Malých Karpát sa vysvetľuje dynamikou hypotetického hlbinného zlomu, ktorý by mal prebiehať v blízkosti západného okraja pohoria (Michalík, 1984). Spätnými prešmykmi sú pravdepodobne modifikované aj pruhy telies obalového kremenca zvrásnené do kryštalinika v modranskom masíve.

Systém zlomov *smeru VSV–ZJZ*, do ktorého patria aj už opísané spätné prešmyky, sa v tektonických štádiách zameraných na zlomovú stavbu pokladá za smerovo posuvný. Smerovo posuvná zložka miocénnych, ale aj starších pohybov na týchto zlomoch sa zistila na mezoskopických poruchách priamo v teréne (Marko et al., 1991; Kováč et al., 1993). Ale to nevylučuje kinematickú fluktuáciu týchto porúch, ktoré v istom období mohli fungovať aj ako prešmyky alebo poklesy.

Na západnom okraji Malých Karpát sa z ťažobnej jamy na Hrabníku opísala subvertikálna *dúbravská porucha* smeru SV–JZ až VSV–ZJZ, prostredníctvom ktorej sa stýkajú zvrásnené sedimenty kiščelu (NP 22) s vertikálne uloženými panónskymi sedimentmi (Marko et al., 1990). Táto porucha fungovala ako pravostranný posun a prešmyk v spodnom miocéne, neskôr ako ľavostranný posun v strednom a vo vrchnom miocéne. Zlom bol aktívny prinajmenšom do pliocénu. Pre zaklesnutie výplne viedenskej panvy sa na zlome musela uplatniť aj významná poklesová zložka pohybu. Posledné zistené stopy pohybov – striácie na zlomovej ploche – sú smerovo posuvné. Podľa hákovania smeru vrstiev panónskych sedimentov v blízkosti zlomu išlo pravdepodobne o ľavostranný posun. Dúbravská porucha isto pokračuje aj do neogénnej výplne viedenskej panvy a interpretujeme ju aj v mezozoickom podloží.

Klátovský zlom smeru VSV–ZJZ, lokalizovaný v sv. časti Malých Karpát, presekáva a zdanlivo sinistrálne posúva východný okrajový zlom Malých Karpát, označovaný v tejto časti ako *smolenický zlom*. Reprezentuje tektonický kontakt malokarpatského hrastu s mladými sedimentmi dunajskej panvy, čo dokazuje jeho mladú aktivitu.

Priečne zlomy smeru SZ–JV prebiehajú naprieč vyklenutím Malých Karpát. Mnohé sú dobre čitateľné v geolo-

gických mapách. Niektoré z nich sa pokladajú aj za litofaciálne rozhrania v mezozoických jednotkách Malých Karpát (Mahel, 1969), a preto sú staršie, ale významnú úlohu mali aj v neogéne pri tvorbe malokarpatského hrastu.

Južný okraj Malých Karpát je ohraničený systémom porúch smeru SZ–JV. Ide o *dunajské zlomy*, ktorých súčasťou je *devínsky a síhotský zlom* (Marko a Uher, 1992).

Na mape nápadný priečny *borinský zlom* síce zreteľne vysúva obalové mezozoikum severnej kryhy vzhľadom na južnú, ale súvislý styk granitoidného masívu s obalovým mezozoikom nijako neporušuje. Jeho existenciu spochybnil aj Polák (1957).

O významnom priečnom zlome sa uvažuje v osi pezinsko-perneckého kryštalinika. Cambel (1954) predpokladá, že Hrubú dolinu predisponuje *cajlanský zlom* smeru SZ–JV. Naproti tomu Polák a Rak (1982) o existencii tzv. *cajlanskej línie* ako klasického zlomu pochybujú. Prítomnosť hlboko siahajúcej poruchy v osi pezinsko-perneckého kryštalinika je však nepriamo indikovaná výskytom antimonitového zrudnenia a významným geofyzikálnym rozhraním smeru SZ–JV, ktoré sa interpretuje v podloží sedimentov podunajskej panvy v smernom pokračovaní *cajlanskej línie*. Charakterom a funkciou *cajlanskej línie* ako rozhrania blokov zložitého tvaru v pezinsko-perneckom kryštaliniku sa zaoberal Putiš (1987).

Na východnom okraji malokarpatského hrastu je z geologickej mapy viditeľný systém *pílanských zlomov* smeru SZ–JV, pozdĺž ktorých je obalové mezozoikum zaklesnuté do kryštalinika. Tieto zlomy pravdepodobne pokračujú aj do mezozoických jednotiek na severnom okraji Malých Karpát, v ktorých bol zmapovaný celý systém priečných zlomov (Michalík, 1984) overený aj analýzou posunov horninových rozhraní (Marko, 1986) v geologickej mape Malých Karpát v mierke 1 : 50 000 (Mahel, edit., 1972). Poruchy smeru SZ–JV vždy pravostranne posúvajú nimi presekávané geologické hranice v mezozoických jednotkách, a to práve v smerovom pokračovaní zlomov smeru SZ–JV – *lakšárskeho* a *mikulášskeho*, známych z podložja viedenskej panvy.

Zlomy smeru S–J v Západných Karpatoch sa tradične pokladajú za mladšie postpaleogénne štruktúry (Mahel, 1969) s dôležitou úlohou aj pri vývine štruktúry Malých Karpát.

V južnej časti hrastu tvoria zlomy smeru S–J (resp. SSZ–JJV) morfoštruktúru lamačskej brány a v doline Vydrice sa interpretuje *vydrický zlom* smeru S–J. Nápadnou poruchou smeru S–J je *limbašský zlom* (Mahel et al., 1986), pozdĺž ktorého sú ľavostranne vysunuté granitoidy bratislavského masívu s kryštalinikom vzhľadom na obalové mezozoikum. Uvažuje sa už o laramskom veku tohto posunu. Množstvo zlomov smeru S–J sa črtá z geologickej mapy aj v oblasti modranského masívu.

Medzi bratislavským a modranským granitoidným masívom interpretujeme systém zlomov smeru S–J, ktorý pretína celý malokarpatský hrast. Je to *sološnicko-pezinský zlomový systém* (Marko, 1986), pozdĺž ktorého je zrejme sinistrálne vysunutý modranský granitoidný blok vzhľadom na bratislavský. Je pravdepodobné, že tento systém pokračuje aj v podloží viedenskej panvy a v jej terciérnej výplni.

Z analýzy posunu geologických rozhraní v mape Malých Karpát v mierke 1 : 50 000 (Mahel, edit., 1972) pozdĺž interpretovaných zlomov smeru S–J vyplýva, že sa všetky javia ako ľavostranné smerné posuny (Marko, 1986). Sú dobre vyvinuté v severnej časti Malých Karpát, ktorú tvoria mezozoické príkrovy. Ľavostranné posuny smeru S–J vytvárajú so zdanlivo pravostrannými posunmi smeru SZ–JV párový systém.

Najvýchodnejší z významných zlomov smeru S–J v Malých Karpatoch je *lošonecký zlom* (Mahel et al., 1986). Zdanlivo ide o ľavostranný posun, ktorý usekáva jurské vývinu orešiánskej jednotky a chočskú jednotku, pričom sám je segmentovaný mladšími priečnymi poruchami. Pravdepodobne sa končí na rejuvenizovanom styku chočského a krížňanského príkrovu smeru VSV–ZJZ.

Zlomy smeru S–J interpretované na periférii hrastu v severnej časti Malých Karpát (Kováč et al., 1993) sú mladými poklesmi. Nimi sa jednotky hrastu Malých Karpát stýkajú s najmladšou výplňou viedenskej panvy. Mezoskopické tektonické zrkadlá – poklesy smeru S–J – sa zistili aj priamo na odkryvoch (Kováč et al., 1993). Predpokladáme, že tieto poklesy pokračujú do viedenskej panvy a porušujú jej sedimentárnu výplň.

Interpretácia seizmických rezov

Reambulácia mapy predneogénneho podložja (Kröll et al., 1993) východnej časti viedenskej panvy je založená na geologickoštruktúrnej interpretácii kvalitných reflexných seizmických rezov s vysokou vypovedacou hodnotou.

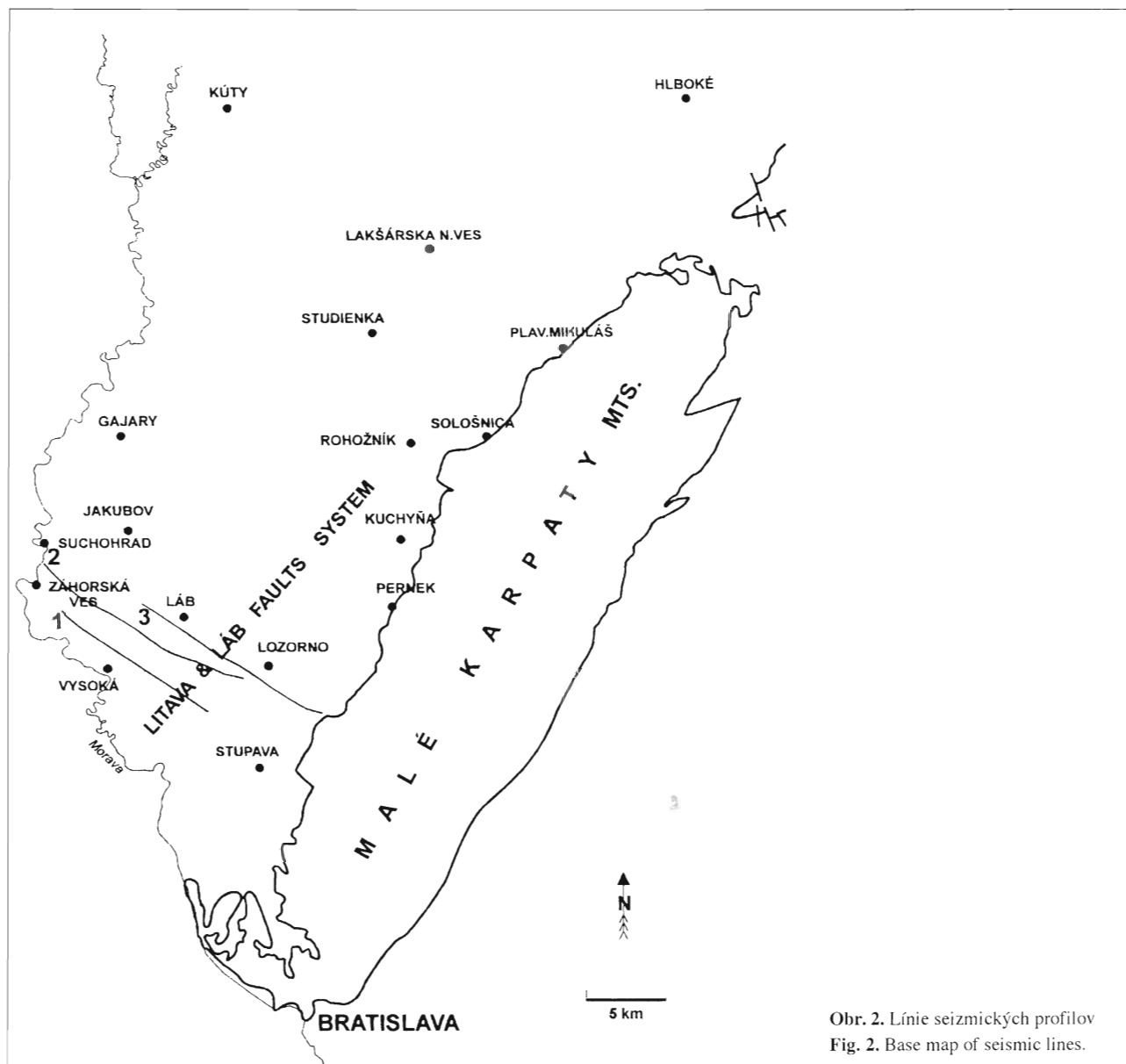
Použili sa prevažne profily z 80. a 90. rokov vyhovujúce kvalitatívnym požiadavkám (obr. 2). Seizmické rezy zamerala a spracovala Geofyzika a. s., Brno a majú porovnávaciu hladinu + 200 m. Časové rezy sú prevažne s časom registrácie do 5,0 s a v intervale 1,0–3,0 s sú veľmi kvalitné.

Na interpretáciu zlomov a geologickej stavby sme použili migrované a nemigrované časové rezy a rezy okamžitých fáz. Rozhrania (zlomy a medzivrstvové rozhrania v neogénnych sedimentoch) sme interpretovali vizuálne podľa charakteru reflexov. Údaje zo seizmického profilovania sa spracovali v stanici GEOQUEST.

Pri interpretácii štruktúr v seizmických profiloch sa vzali do úvahy všetky dostupné stratigrafické, litologické, sedimentologické a paleontologické údaje, výsledky čerpacích skúšok a interpretácia karotážnych meraní z vrto. Využili sme vrty, ktoré prenikli celým vrstvovým sledom neogénnych sedimentov a skončili v predneogénnom podloží. Vrty sa korelovali na základe paleontologických, sedimentologických analýz vrtných jadier a elektrokarotážnych metód.

Hĺbkové vrtné údaje sme pomocou seizmocarotážnych meraní previedli na časové a tie sme vyniesli na príslušné profily, čím sme ich stratigraficky kalibrovali.

Najprv sa interpretovali profily podporené vrtnými údajmi a postupne sa cez križovatky profilov prenášali do celej študovanej oblasti. Výsledkom bola časová mapa podložja, ktorá sa potom opäť pomocou seizmocarotážnych meraní premenila na štruktúrnu mapu podložja



Obr. 2. Línie seizmických profilov
Fig. 2. Base map of seismic lines.

vyjadrenú izolínami hĺbky predneogénneho podložia s pôdorysnými priemetmi zlomových svahov (obr. 1).

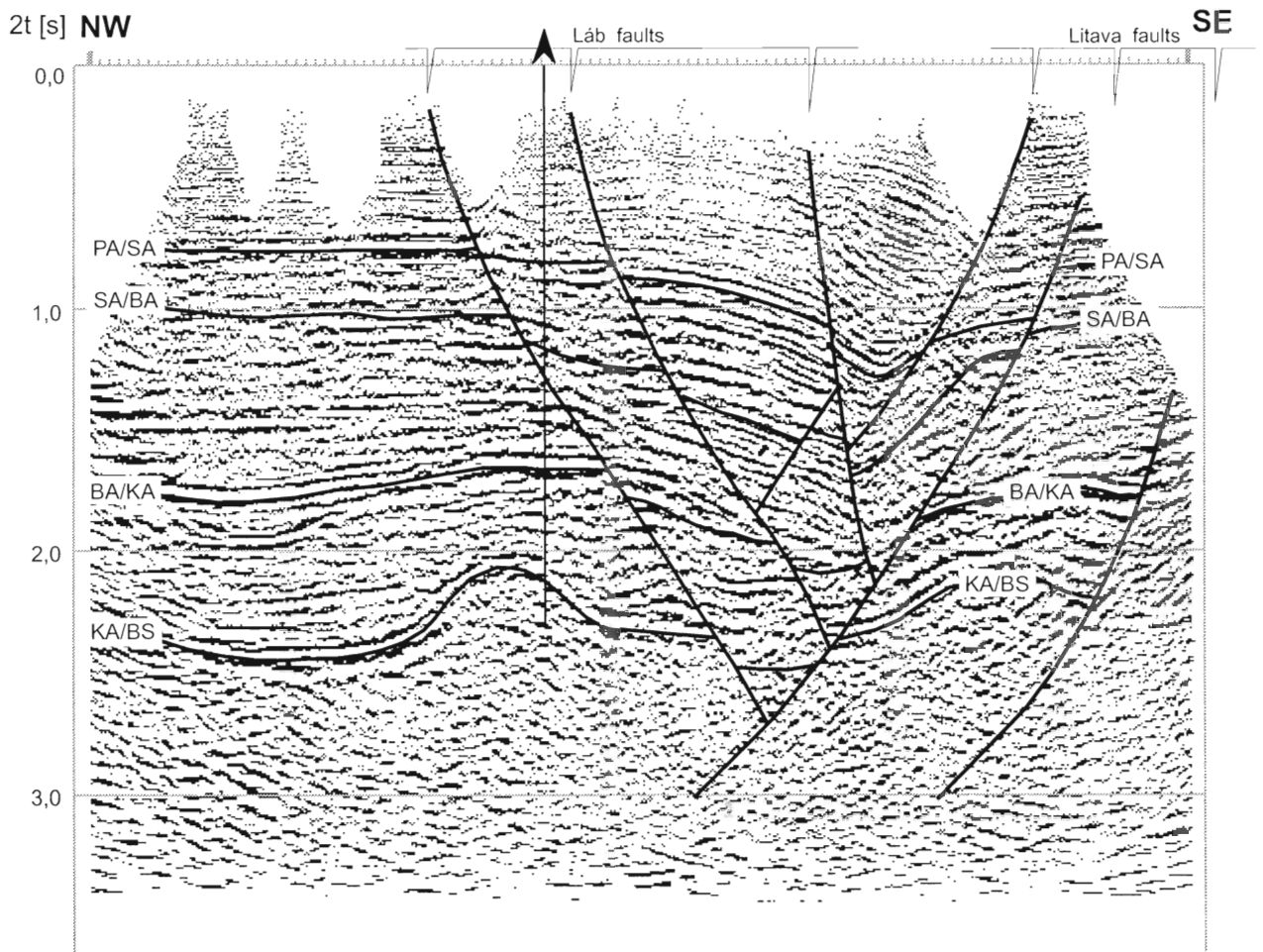
Priebeh a geologickoštruktúrne prejavy východných okrajových zlomov viedenskej panvy sa študovali na troch reflexnoseizmických profiloch orientovaných naprieč smerom zlomov (obr. 2). V rezoch sme rozlíšili neogénnu výplň, ktorú bolo možno spoľahlivo stratifikovať vďaka údajom z vrtov. Hlbšie vrty poslúžili pri konštrukcii reliéfu podložia. Podložie sme na niektorých miestach – podľa charakteru reflexov – interpretovali aj empiricky.

Východné okrajové zlomy viedenskej panvy, prebiehajúce zhruba medzi Zohorom a Rohožníkom, reprezentuje systém protiklonných zlomov smeru SV–JZ. Tieto zlomy porušujú sedimentárnu výplň viedenskej panvy aj predneogénne podložie a výrazne modelujú jeho reliéf. Skladajú sa zo zlomov sklňajúcich sa na JV (*lábske zlomy*) a na SZ

(*litavské zlomy*). Na seizmických rezoch vidno, že tvoria úzku priekopu smeru SV–JZ v reliéfe podložia (zohorská priekopa). Najväčší „skok“ v reliéfe podložia tvorí najvyššie zo *systému litavských a lábskych zlomov*, ktorý oddeľuje veľmi hrubé miocénne sedimenty viedenskej panvy (vyššie 1000 m) od tenších (do 1000 m) východnejšie ležiacich sedimentov na prahu Malých Karpát.

Tento systém protiklonných zlomov sme identifikovali od štátnej hranice s Rakúskom až do priestoru na S od Rohožníka, kde sa pravdepodobne napája na zlomový systém smeru SZ–JV (reprezentovaný *lakšárskym zlomom*) alebo na zlomový systém smeru S–J (ktorý v Malých Karpatoch reprezentuje *limbašský zlom*). Predpokladáme, že sa v tomto priestore pretínajú zlomy smeru S–J, SZ–JV a VSV–ZJZ, čím v reliéfe predneogénneho podložia vznikla komplikovaná štruktúra (obr. 1).

PROFILE 1



Obr. 3. Seizmický profil 1. PA/SA – hranica panón/sarmat, SA/BA – hranica sarmat/báden, BA/KA – hranica báden/karpat, KA/BS – hranica karpat/predneogénne podložie.

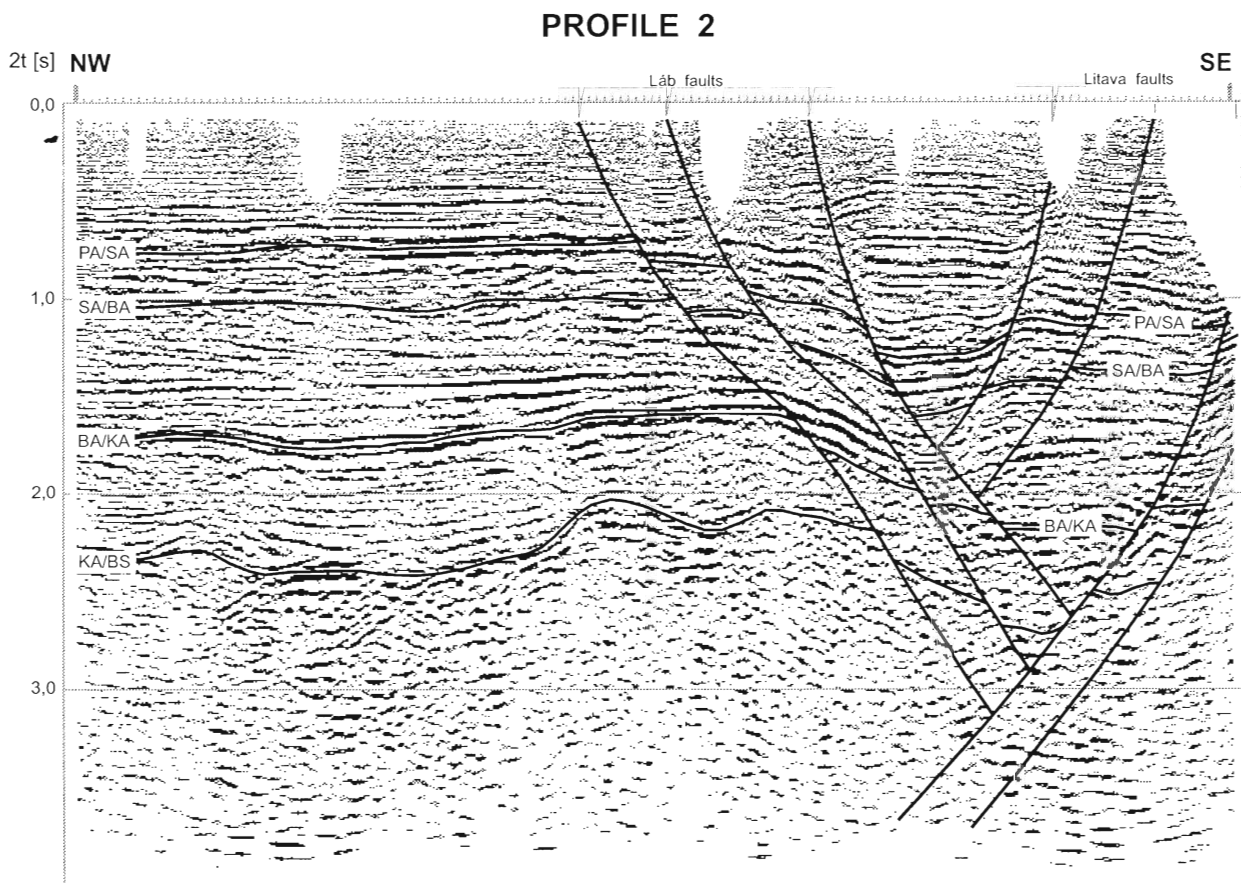
Fig. 3. Seismic profile 1. PA/SA – Pannonian/Sarmatian boundary, SA/BA – Sarmatian/Badenian boundary, BA/KA – Badenian/Karpathian boundary, KA/BS – Karpathian/pre-Neogene basement boundary.

Terciárna evolúcia zlomovej tektoniky východnej časti viedenskej panvy a Malých Karpát

Charakter „uhadzovania“ neogénnych sekvencií, porušenie predneogénneho podložía a tvar systému východných okrajových zlomov viedenskej panvy v reze (obr. 3, 4, 5) sú typické pre tzv. štruktúrne vejáre, resp. tzv. kvetinové štruktúry (*flower structures*). Takto aranžované zlomy sú geneticky späté s významnými smerovoposuvnými zlomami (Biddle a Christie-Blick, 1985; Sylvester, 1988). Vejárovitý tvar v priečnom reze vytvárajú zlomy v neogénnej výplni aj v predneogénnom podloží. Prostredníctvom nich sa rozvetvuje smerový posun založený v predneogénnom podloží smerom do nadložía.

Tvar, usporiadanie zlomov do vejárov a spôsob posúvania (poklesy) rozhraní litostratigrafických jednotiek neo-

génnej výplne zistené v seizmickom reze 1, 2 a 3 sú typické pre smerné posuny fungujúce v transtenzných podmienkach. Pri transtenzii sa tvoria negatívne, „kvetinové tulipánové štruktúry“, keď sa okrem smerovoposuvnej zložky pohybu významne uplatňuje aj poklesová zložka pohybov pozdĺž zlomov. Tieto zlomy kontrolujú tvar zohorskej (resp. zohorsko-plaveckej, sensu Buday et al., 1967) morfoštruktúrnej priekopy v predneogénnom podloží, ktorá je v zóne systému litavských zlomov. Podobné štruktúry indikujúce smerovoposuvnú tektoniku v zohorskom grabene interpretoval Šefara et al. (1998), Čekan et al. (1990), v systéme jánskych a farských zlomov Pospíšil (1990), Hubatka a Pospíšil (1990), kde kontrolujú tvar kútskej priekopy v predneogénnom podloží. Hoci nedostatok stratifonných reflektorov v seizmických rezoch nedovoľuje pozorovať smerové posuny priamo



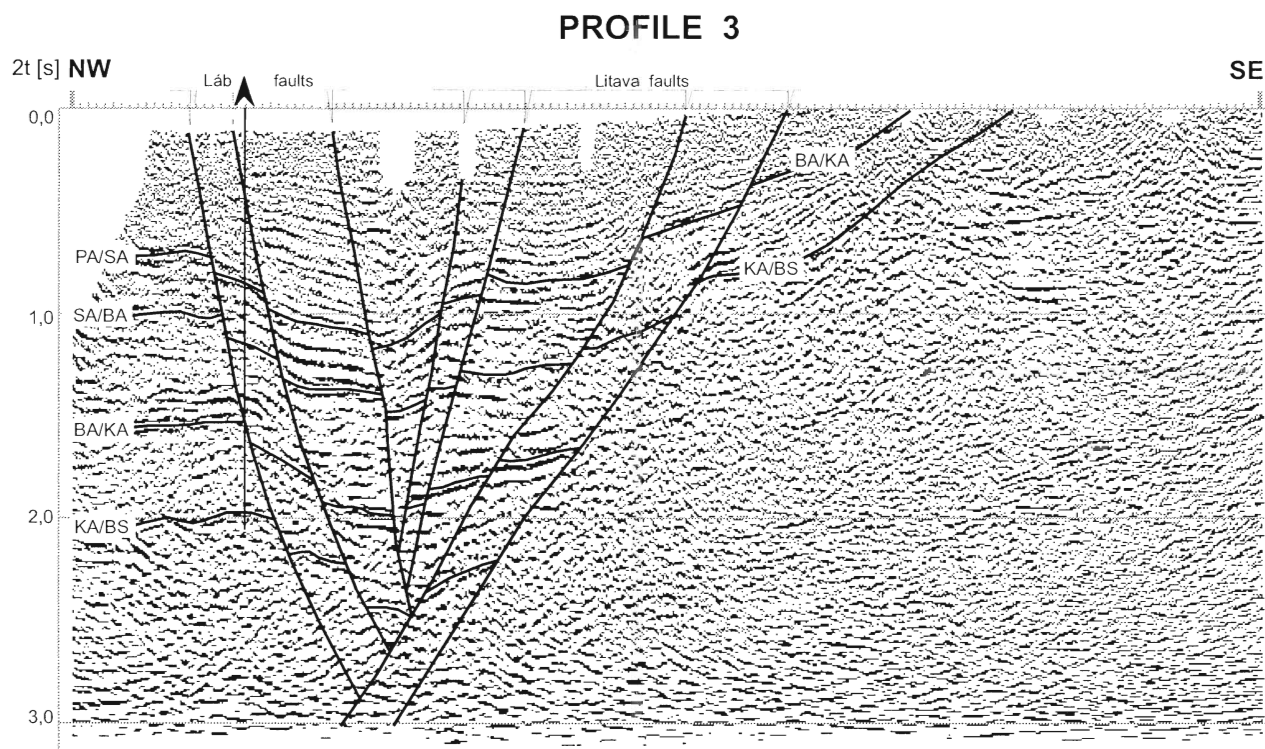
Obr. 4. Seizmický profil 2. Vysvetlivky ako pri obr. 3.

Fig. 4. Seismic profile 2. For explanations see Fig. 3.

v predneogénnom podloží, predpokladáme, že sa vejarovite aranžované poklesy, zreteľné v neogénnej výplni, smerom do podložia spájajú do jedinej dominantnej smerovoposuvnej strižnej zóny – zlomu. *Systém litavských a lábskych zlomov* je štruktúrou, ktorá vznikla dynamikou ľavostranného transtenzného posunu na tomto významnom zlome smeru SV–JZ, založenom v predneogénnom podloží viedenskej panvy. Sinistrálnymi posunmi na systéme zlomov smeru SV–JZ v transtenznom režime (Fodor, 1995) sa otvorili strednomiocénne depocentrá sedimentácie vo viedenskej panve mechanizmom „pull-apartových“ bazénov (Royden et al., 1982). Pri tomto procese subsidenciu bazéna kontrolovali poklesové zlomy smeru S–J, čo dokazuje aj evidentne severojužný trend strednomiocénnych depocentier sedimentácie vo viedenskej panve (Jiříček, 1988), ktoré tvoria v reliéfe podložia v slovenskej časti viedenskej panvy gajarskú (resp. gajarsko-levársku, sensu Buday et al., 1967) priekopu (obr. 6). Východný okrajový zlom viedenskej panvy, prebiehajúci v predneogénnom podloží, bol aktívny až do panónu, pretože suita zlomov v neogénnej výplni, ktoré sme interpretovali v seizmických rezoch ako jeho súčasť, porušuje rozhrania neogénnych sedimentov včítane hranice medzi sarmatom a panónom.

Model vzniku bazénov typu „pull-apart“ dobre vysvetľuje aj náhle skončenie okrajových zlomov viedenskej panvy smeru SV–JZ pri Rohožníku. V tomto priestore sa *litavské a lábske zlomy* prostredníctvom poklesových zlomov smeru S–J napájajú na dominantné okrajové ľavostranné posuny smeru SV–JZ (*systém farských zlomov*) lemujúce bádenské depocentrá sedimentácie gajarského grabenu na Z.

Litavské a lábske zlomy sa na SV končia v mieste prieseku niekoľkých systémov zlomov. Všetky zlomové systémy stretávajúce sa v tomto „uzle“ sa vyskytujú aj v stavbe Malých Karpát. Ich kinematický charakter sme v malokarpatskom hraste interpretovali podľa posunu geologických rozhraní, ktoré porušujú. V geologickej mape zlomy smeru S–J, ktoré sme interpretovali, posúvajú takmer všetky geologické hranice sinistrálne a zlomy smeru SZ–JV dextrálne. Preto vzniká dojem, že zlomy smeru S–J a SZ–JV tvoria homogénnou populáciou párový systém smerných posunov, ktorý mohol ideálne fungovať pri horizontálnej kompresii cca smeru SSZ–JJV. Treba si však uvedomiť, že takto identifikovaný kinematický charakter zlomov môže byť len zdánlivý. V mape pozorované posuny geologických hraníc mohli vzniknúť rovnako aj poklesmi blokov pozdĺž týchto zlomov.



Obr. 5. Seizmický profil 3. Vysvetlivky ako pri obr. 3.

Fig. 5. Seismic profile 3. For explanations see Fig. 3.

Pretože dnešný povrch Malých Karpát je silne erodovaný a morfológia vytvorená zlomami zahladená, otázku skutočného kinematického charakteru zlomov len mapovou analýzou zlomov tohto pohoria nemožno vyriešiť. Veľmi užitočné sú poznatky o reliéfe podložia viedenskej panvy, o ktorom predpokladáme, že doň zlomy z Malých Karpát pokračujú. Reliéf podložia panvy, ktorý kontrolujú zlomy, dobre odráža vertikálnu zložku posunu blokov pozdĺž zlomov. Neogénne sedimenty uchránili zlomovú morfológiu podložia pred eróziou, vďaka čomu sa v reliéfe podložia zachovali „zlomové svahy“ (*fault scarps*) tvorené plochami zlomov.

Zlomy smeru ZSZ–JV aj S–J, javiace sa v Malých Karpatoch ako smerné posuny, museli v istom období fungovať aj ako poklesy, pretože v reliéfe predneogénneho podložia viedenskej panvy tvoria nápadné zlomové svahy (obr. 1). Predpokladáme, že v egenburgu až karpate, keď karpatský orogén prenikal do dnešnej pozície a kolidoval s predpolím v západnej časti oblúka, sa zlomy smeru S–J uplatnili ako sinistrálne smerné posuny. Pozdĺž nich sa vysúvali jednotlivé bloky západokarpatského orogénu smerom na S, až kým nenastala ich kolízia s predpolím, čo ich postup v tomto smere zastavilo. Do tohto obdobia kladieme vznik sinistrálnych posunov geologických hraníc pozdĺž zlomov smeru S–J a dextrálnych posunov pozdĺž zlomov smeru SZ–JV. Obe dva systémy zlomov mohli fungovať súčasne ako párový systém.

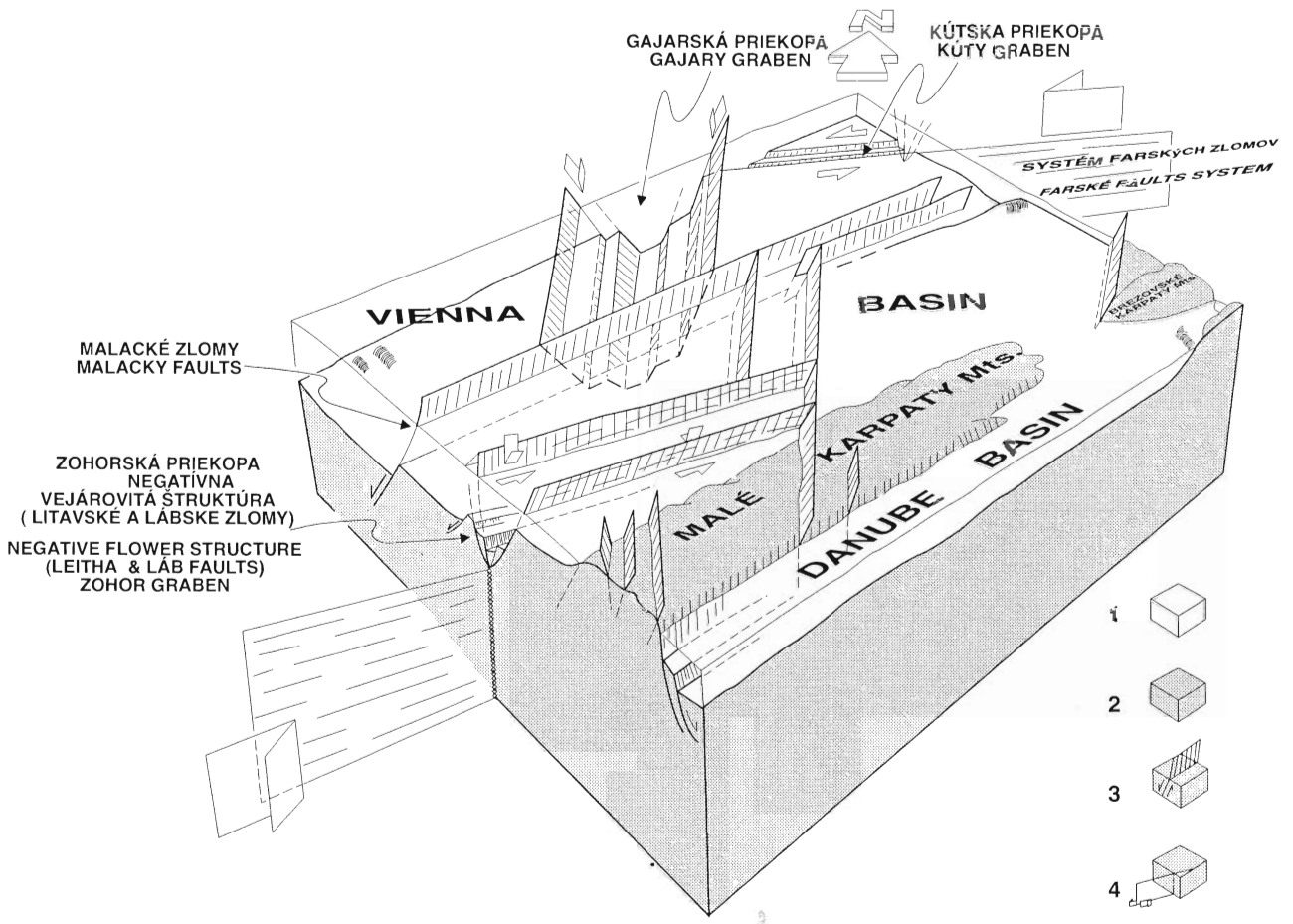
V bádene sa začali otvárať depocentrálne sedimentácie a formovať dnešný tvar viedenskej panvy mechanizmom

„pull-apart“. V tomto období postup blokov na S zastavila kolízia a tak mohli unikáť iba na SV do ešte voľného priestoru. Tento pohyb prebiehal pozdĺž sinistrálnych smerných posunov smeru SV–JZ, ktoré umožnili diferenciálny postup blokov smerom na SV. Už jestvujúce zlomy smeru S–J sa uplatnili ako poklesy, prostredníctvom ktorých subsidovala hlavná masa bádenských depocentier sedimentácie otvárajúcich sa v transtenznej sinistrálnej smerovoposuvnej strižnej zóne smeru SV–JZ.

Systém poklesov smeru S–J sa zachytil aj v niektorých ďalších seizmických profiloch, ktoré sa v tejto práci neuvádzajú. Ako minoritné poklesy sa zlomy smeru S–J reaktivizovali aj v priestore dnešných Malých Karpát, keď sa zvýraznilo zdanlivo sinistrálne „uhadzovanie“ nimi presekávaných geologických hraníc.

V strednom až vrchnom bádene sa po stočení kompresie zo smeru S–J do smeru SV–JZ začala formovať morfotektonická štruktúra malokarpatského hrastu pozdĺž okrajových poklesov smeru SV–JZ. Takáto kinematika sa uplatnila aj počas vrchnomiocénnej extenzie smeru SZ–JV, keď sa zvýraznila forma – výzdvih malokarpatského hrastu (Kováč et al., 1994). Už jestvujúce zlomy smeru S–J sa v bádene a sarmate mohli reaktivizovať ako minoritné dextrálne smerné posuny.

V období sarmat/panón sa pri inverzii kompresnej zložky orogénneho napätia do smeru cca S–J, resp. SSZ–JJV (Csontos et al., 1991) zvýraznili disjunkcie smeru S–J. Zlomy smeru S–J sa reaktivizovali ako poklesy a vytvorili mladé, aj v dnešnom reliéfe Malých Karpát čitateľné



Obr. 6. „Pull-apartový“ model otvárania sa bádenských depocentier vo východnej časti vienskej panvy. 1 – neogénne sedimenty (priehľadné), 2 – predneogénne jednotky, 3 – zlomové plochy s označením zmyslu posunu blokov, 4 – smerovoposuvné zlomové zóny v predneogénnom fundamente.

Fig. 6. “Pull-apart” model of the Badenian depositional centres of sedimentation opened in the eastern part of the Vienna basin. 1 – Neogene sediments (transparent), 2 – pre-Neogene units, 3 – fault surfaces with sense of block movement, 4 – strike-slip brittle shear zones in pre-Neogene basement.

štruktúry (napr. morfoštruktúru lamačskej brány). Zároveň sa v tomto období reaktivizovali zlomy smeru SV–JZ ako sinistrálne posuny s nevelkými magnitúdami pohybu.

Záver

Miocénne sedimenty vienskej panvy veľkej hrúbky sa stýkajú s hradom Malých Karpát systémom litavských a lábskych zlomov smeru SV–JZ. Litavské a lábske zlomy tvoria systém protiklonných zlomov, ktoré tvoria v sedimentárnej výplni vienskej panvy negatívnu vejárovitú štruktúru evidentnú v seizmických rezoch až po lakšársky zlom. Tvar tejto štruktúry a charakter zlomov, ktoré ju tvoria, sú typické pre transtenzné smerovoposuvné strižné zóny.

Posun stratigrafických rozhraní pozdĺž zlomov vejárovitej štruktúry dokazuje, že bol systém aktívny dlhodobo. Amplitúdy posunov majú zostupnú tendenciu od bázy karpát až po bázu panónu, keď poklesy na zlomoch vyznievajú.

Zlomy zasahujú aj do predneogénneho podložja, vytvárajú tam morfoitektonickú depresiu zohorskej priekopy a smerom do hĺbky sa spájajú do jednej strižnej zóny – hlavného zlomu. Sinistrálnymi posunmi pozdĺž tejto smerovoposuvnej strižnej zóny a subparalelnej severnejšie prebiehajúcej zóny jánskych a farských zlomov sa otvorili bádenské depocentrá sedimentácie v tejto časti vienskej panvy, ktoré reprezentuje gajarská priekopa. Je veľmi pravdepodobné, že túto morfológickú depresiu v podloží vienskej panvy predisponovali poklesové zlomy smeru S–J, prostredníctvom ktorých subsidovali depocentrá sedimentácie mechanizmom „pull-apart“ aj v iných častiach panvy. Zlomy smeru S–J sú nápadné aj v geologickej stavbe Malých Karpát. Z posunov geologických hraníc pozdĺž nich vychodí, že fungovali aj ako smerové, najmä sinistrálne posuny, ktoré s dextrálnymi posunmi smeru SZ–JV tvoria nápadný párový systém. Zlomy smeru S–J sa reaktivizovali ako poklesy pri inverzii vrchnomiocénneho kompresného napätia do smeru S–J. Ony kontroľujú morfoštruktúru lamačskej brány a tektonický styk

najmladších sedimentov viedenskej panvy s hrastom Malých Karpát na S.

Ďakujeme odboru prieskumnej geológie spoločnosti Nafta, a. s., Gbely, najmä RNDr. Š. Hodáňovi a RNDr P. Ostrolúckemu, CSc., za všestrannú podporu projektu, ktorého výstupom je aj táto štúdia, a E. Petrikovej za edičnú úpravu ilustrácií.

Literatúra

- Bartek, V., Jezný, M., Juriš, F. & Urban, V., 1982: Závěrečná správa a výpočet zásob Gbely-DP lignit. *Manuskript – archiv Geofond, Bratislava*, 249.
- Biddle, K. T. & Christie-Blick, N. (Eds.) 1985: Strike-slip deformation, basin formation and sedimentation. *Oklahoma*, 386.
- Buday, T. & Špička, V., 1965: Centrálnokarpatské jednotky v podloží československé časti vídeňské pánve. *Sbor. geol. Věd, Geol., R. G.*, 7, 107–148.
- Buday, T., Cícha, J. & Hanzlíková, E. et al., 1967a: Regionální geologie ČSSR, díl II. Západní Karpaty, sv. 2. *Academia, Ústř. Úst. geol., Praha*, 651.
- Buday, T., Menčík, E. & Špička, V., 1964: Geologická stavba a relief podloží vídeňské pánve. *Manuskript – archiv Geofond, Bratislava*, 87.
- Buday, T., Menčík, E. & Špička, V., 1967b: Tektogeneza vnitrohorských depresí Karpat z hlediska stavby a reliéfu podloží vídeňské pánve. *Rozpr. Čes. Akad. Věd, Ř. mat. příř. Věd*, 77, G, 51.
- Cambel, B., 1954: Geologicko-petrografické problémy v sv. časti kryštalinika Malých Karpát. *Geol. Práce*, 36, 3–65.
- Cambel, B. & Valach, J., 1956: Granitoidné horniny v Malých Karpatoch, ich geológia, petrografia a petrochémia. *Geol. Práce, Zoš.*, 42, 113–268.
- Csontos, L., Tari, G., Bergerat, F. & Fodor, L., 1991: Evolution of the stress fields in the Carpathian-Pannonian area during the Neogene. *Tectonophysics*, 199, 73–91.
- Čech, F., Macháček, E. & Petrik, F., 1975: Výskum terciérnych uhoľných panví Západných Karpát, časť Gbely – kútska priekopa. *Manuskript – archiv Geofond, Bratislava*.
- Čekan, V., Kocák, A., Tomek, Č., Wessely, G. & Zych, D., 1990: Czechoslovak/Austrian cooperation in geophysical structural exploration in the Vienna basin. In: D. Minaříková & H. Lobitzer (Eds.): *Thirty years of the geological cooperation between Austria and Czechoslovakia. Ústř. Úst. geol., Praha*, 179–184.
- Čepek, J., 1938: Tektonika Komárenské kotliny a vývoj pozdĺžneho profilu čl. Dunaje. *Sbor. Ústř. Úst. geol., Odd. geol.*, 12, 33–64.
- Decker, K. & Pereson, H., 1998: Tertiary kinematics in the Alpine-Carpathian-Pannonian system: links between thrusting, transform faulting and crustal extension. In: G. Wessely & S. Liebl (Eds.) 1996: *Oil and Gas in Alpidic Thrustbelts and Basins of central and Eastern Europe. EAGE Special Publication*, 5, 69–77.
- Dlabač, M., Špička, V., Kullmanová, A. & Mahel, M., 1968: Výskum predneogénneho podložia v juv. časti vídeňské pánve. *Manuskript – archiv Geofond, Bratislava*, 214.
- Dolenko, G. N., 1958: Tektoničeskije razryvy venskogo bassejna i ich rol' v formirovanii nefťjanych i gazovych zalezěj. *Geol. Sbor., Lvov*, 5–6, 85–94.
- Fodor, L., 1995: From transpression to transtension: Oligocene-Miocene structural evolution of the Vienna basin and the East Alpine – Western Carpathians junction. *Tectonophysics*, 242, 151–182.
- Fusán, O., Ibrmayer, I., Plančár, J., Slávik, J. & Smíšek, M., 1971: Geologická stavba podložia zakrytých oblastí južnej časti vnútorných Západných Karpát. *Zbor. geol. Vied, Západ. Karpaty*, 15, 173.
- Hubatka, F. & Pospíšil, L., 1990: Stromečkové struktury – dôkazy pro horizontální posuny ve vídeňské pánvi. *Mineralia Slov.*, 22, 63–67.
- Janáček, J., 1971: K tektonice plicénu v střední části Podunajské nížiny. *Geol. Práce, Spr.*, 55, 65–85.
- Jiříček, R., 1972: Problém hranice sarmat/panon ve Vídeňské, Podunajské a východoslovenské pánvi. *Mineralia Slov.*, 4, 14, 39–81.
- Jiříček, R., 1973: Sootnošenie medzi tektonikoi i paleogeografijej neogena karpatskich bassejnov. *Mineralia Slov.*, 5, 2, 135–156.
- Jiříček, R., 1988: Stratigrafie, paleogeografie a mocnosti neogénnych sedimentů ve Vídeňské pánvi. *Zem. Plyn Nafta*, 33, 4, 583–622.
- Kováč, I., 1979: Transformované tiažové mapy z oblasti Malých Karpát a Považského Inovca. *Manuskript – archiv Geofond, Bratislava*, 62.
- Kováč, M., Král, J., Márton, E., Plašienka, D. & Uher, P., 1995: Alpine uplift history of the Central Western Carpathians. geochronological, paleomagnetic, sedimentary and structural data. *Geol. Carpath.*, 45, 2, 83–96.
- Kováč, M., Marko, F., Baráth, I. & Masaryk, P., 1993: Vplyv terciérneho vývoja na geologickú stavbu severnej časti Malých Karpát. *Knih. Zem. Plyn Nafta*, 15, 55–65.
- Koutek, J. & Zoubek, V., 1936: Zpráva o geologických studiích a mapování v okolí Bratislavy. *Věst. St. geol. Úst. Čs. Republ.*, XII, 67–88.
- Kröll, A., Wessely, G., Herzog, U., Kövös, S., Jiříček, R. & Kocák, A., 1993: Wiener Becken und angrenzende Gebiete. Strukturkarte – Basis der tertiären Beckenfüllung. Geologische Themenkarten der republik Österreich. *Geol. Bundesanstalt, Wien*.
- Krs, M. & Roth, Z., 1979: The Insubric-Carpathian Tertiary block system: Its origin and desintegration. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 30, 1, 4–17.
- Květ, R. & Špička, V., 1973: O genezi zlomu ve vztahu k vývoji síte systému puklinových zón a poruch širší oblasti Vídeňské pánve. *Geol. Práce, Spr.*, 60, 237–257.
- Magdolen, S., Chrenová, V., Horváth, I. & Nahálka, A., 1979: Modra – tehliarske suroviny. *Manuskript – archiv Geofond, Bratislava*, 112.
- Mahel, M., 1958: Stratigrafické a tektonické výsledky geologického výskumu mezozoika v strednej časti Malých Karpát. *Manuskript – archiv Geofond, Bratislava*, 53.
- Mahel, M., 1969: Zlomy a ich úloha počas mezozoika vo vnútorných Karpatoch. *Geol. Práce, Spr.*, 47, 7–34.
- Mahel, M., Fusán, O., Kamenický, J. & Matějka, A., 1967: Regionální geologie ČSSR. *Praha*, 495.
- Mahel, M. (Ed.) 1972: Geologická mapa Malých Karpát 1 : 50 000. *GÚDŠ, Bratislava*.
- Mahel, M., Klukan, B., Putiš, M., Plašienka, D., Reháková, D. & Marko, F., 1986: Stavba malokarpatského kryštalinika a jeho mezozoického obalu. *Manuskript – archiv Geofond, Bratislava*, 99.
- Marko, F., 1986: Zlomy v Malých Karpatoch, Považskom Inovci, Strážovskej hornatine a Nízkych Tatrách. *Manuskript – archiv GÚ SAV Bratislava*, 133.
- Marko, F. & Kováč, M., 1996: Rekonštrukcia miocénnej tektonickej evolúcie Vačavskej kotliny na základe analýzy štruktúrneho a sedimentárneho záznamu. *Mineralia Slov.*, 28, 81–91.
- Marko, F., Kováč, M., Fodor, L. & Šútovská, K., 1990: Deformácia a kinematika miocénnej strižnej zóny severnej časti Malých Karpát (Bukovská brázda, hrabnícke súvrstvie). *Mineralia Slov.*, 22, 399–400.
- Marko, F., Fodor, L. & Kováč, M., 1991: Miocene strike-slip faulting and block rotation in Brezovské Karpaty Mts. (Western Carpathians). *Mineralia Slov.*, 23, 189–200.
- Marko, F. & Uher, P., 1992: Postintruzívna deformácia granitoidov južného okraja bratislavského masívu. *Mineralia Slov.*, 24, 367–379.
- Michalík, J., 1984: Some remarks on developmental and structural interpretation of the northwestern part of Malé Karpaty Mts. (West Carpathians). *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 35, 4, 489–504.
- Michalík, J. & Kováč, M., 1982: On some problems of palinspastic reconstructions and Cenozoic paleogeographic development of the Western Carpathians. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 33, 4, 481–507.
- Pašteka, V., 1979: Transformácia a interpretácia tiažových a magnetických máp v oblasti Malých Karpát a Považského Inovca pomocou Fourierovej transformácie. *Manuskript – archiv Geofond, Bratislava*, 293.
- Plašienka, D., 1990: Regionálne strižné a transpresné zóny v tatriku Malých Karpát. *Mineralia Slov.*, 22, 55–62.
- Plašienka, D., Michalík, J., Kováč, M., Gross, P. & Putiš, M., 1991: Paleotectonic evolution of the Malé Karpaty Mts. – an overview. *Geol. Carpath.*, 42, 4, 195–208.
- Polák, S., 1957: Mangánové rudy Malých Karpát. *Geol. Práce, Zoš.*, 47, 39–83.

- Polák, S. & Rak, D., 1982: O tzv. cajlanskom zlome v Malých Karpatoch. *Mineralia Slov.*, 14, 6, 573–574.
- Pospíšil, L., 1990: Současné možnosti identifikace střížných zón v oblasti Západních Karpat. *Mineralia Slov.*, 22, 19–31.
- Pospíšil, L., Nemček, J., Graniczny, M. & Doktor, S., 1986: Příspěvek metod dálkového průzkumu k identifikaci zlomů s horizontálním posunem v oblasti Západních Karpat. *Mineralia Slov.*, 18, 385–402.
- Putiš, M., 1987: Geology and tectonics of the Malé Karpaty crystalline basement. *Mineralia Slov.*, 19, 2, 135–157.
- Putiš, M., 1991: Geology and petrotectonics of some shear zones in the Western Carpathian crystalline complexes. *Mineralia Slov.*, 23, 6, *Newslet.*, 3, 459–473.
- Royden, L. H., Horváth, F. & Burchfiel, B. C., 1982: Transform faulting, extension and subduction in the Carpathian-Pannonian region. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 93, 715–725.
- Sylvester, A. G., 1988: Strike-slip faults. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 100, 1666–1703.
- Szalaiová, V., Kurkin, M., Mikuška, J. & Chrumová, E., 1982: Geofyzikálny výskum flyšového pásma a vnútrokarpatských jednotiek. *Manuskript – archív Geofond, Bratislava*. 35.
- Šefara, J., Kováč, M., Plašienka, D. & Šujan, M., 1998: Seismogenic zones in the Eastern Alpine-Western Carpathian-Pannonian junction area. *Geol. Carpath.*, 49, 4, 247–260.
- Vass, D., Nagy, A., Kohút, M. & Kraus, I., 1990: Granitoid elastics on the SE margin of the Vienna basin and basin genesis. In: D. Minaříková & H. Lobitzer (Eds.): *Thirty years of the geological cooperation between Austria and Czechoslovakia. Ústř. Úst. geol., Praha*, 179–184.
- Wessely, G., 1988: Structure and Development of the Vienna Basin in Austria. In: L. H. Royden & F. Horváth (Eds.): *The Pannonian basin. A study in basin evolution. A.A.P.G. Memoir*, 45, 333–346.

Fault tectonics at the eastern part of the Vienna basin and the Malé Karpaty Mts. horst

Reconstruction of fault geometry, fault kinematics and re-ambulation of pre-Neogene basement relief map of the eastern part of the Vienna basin have been done by combination of 2D seismic profiling (seismic data were processed by work station GEOQUEST), field structural investigation and visual analysis of the Malé Karpaty geological map focussed to map scale faults (Fig. 1).

Thick Neogene sediments of the Vienna basin are tectonically juxtaposed to the Malé Karpaty Mts. horst along NE–SW striking Litava (Leitha) and Láb faults system. This system of faults continues southward in the Austrian part of the Vienna basin as the Kopfstetten fault and the Orth fault (Wessely, 1988; Kröll et al., 1993) and further to the south prolongs as the Mur – Mürz fault zone (Decker and Pereson, 1998).

Three reflection seismic profiles running perpendicularly across the Litava and Láb faults system (Fig. 2) show typical tulip structure arrangement of faults in a cross section (Figs. 3, 4, 5), created by the westward dipping Litava faults and the eastward dipping Láb faults. We suppose, that these faults branched as distinctive flower structure in Neogene sediments are joined in a single subvertical fault zone situated in pre-Neogene basement. Litava and Láb faults rim fault-related depression in the pre-Neogene basement of the Zohor graben (Zohor – Plavecký Mikuláš graben sensu Buday et al., 1967b). Structures observed in cross sections through the Litava and Láb faults system and en-echelon arrangement of single fault strikes in a map view are typical for sinistral transtensional strike-slip shear zones. Similar en-echelon character of NE–SW striking faults as it is interpreted here was described also by Wessely (1988) in Austrian part of the Vienna basin. The flower structures within seismic cross sections through Jánsky fault system of similar strike have been interpreted by Pospíšil et al. (1986). All these data confirm strike-slip character of the Litava and Láb faults system.

Transtensional regime operated during the Badenian evolution in the area of the Vienna basin (Fodor, 1995) after collision of the Carpathian orogene with the Bohemian massif in the north. The Carpathian block was cut by NE–SW striking sinistral strike-slip faults to several subblocks, which were shifted along these faults southeastward to still vacant areas. In conditions of a generally N–S trending compressional stress inducing sinistral transtension within NE–SW and ENE–WSW striking shear zones, dominant strike-slip block

movement was accommodated by normal faulting. N–S striking normal faults controlled the Badenian sedimentation, when the Vienna basin developed as a pull-apart basin (Royden et al., 1982). We regard distinctive N–S prolonged Gajary graben (Gajary – Leváre graben sensu Buday et al., 1967b) as fault controlled morphostructural depression developed in the basement during the pull-apart opening of the Badenian Vienna basin (Fig. 6).

During the Early Miocene, before so well recorded pull-apart history of the basin, advance of the Carpathian orogen to the north was controlled by N–S striking sinistral strike-slip faults. These faults kinematics enabled differential movement of blocks bordered by faults to the north (Krs and Roth, 1979). Contemporaneously, in the conditions of dextral transpression within ENE–WSW shear zone, compressional wrench furrow basins of the same strike were created in the area of the Vienna basin. These events are reflected also in the tectonic structure of the Malé Karpaty Mts. horst. In the geological map we interpret several distinctive N–S striking faults with sinistral sense of separation affecting the Malé Karpaty Mts. geological structure (Fig. 1). In the Buková Paleogene basin the Early Miocene compressional event was described (Marko et al., 1990) and the Dobrá voda Early Miocene basin was described as a wrench furrow one (Marko et al., 1991).

During the Middle – Upper Miocene, after pull-apart period of the Vienna basin, when compression rotated to NE–SW direction, morphotectonic structure of the Malé Karpaty Mts. horst was founded. Faults of NE–SW strikes were reactivated as normal ones, rimming evolving horst structure of the Malé Karpaty Mts. This kinematics continued to the Upper Miocene, when dominated NW–SE extensional stress and horst structure was made so expressive. During this period NE–SW striking Malacky normal fault system has activated, which currently rims southern border of the Gajary graben (Fig. 6).

The youngest history of the area is related to the inversion of maximum compressive stress axis to the N–S, NNW–SSE direction during the Pannonian (Csontos et al., 1991). This event induced reactivation of N–S, NNW–SSE trending faults as normal ones. These faults control morphotectonic depressions of the Lamač gate and the Mesozoic units of the Malé Karpaty Mts. horst are juxtaposed along these faults to the youngest sedimentary filling of the Vienna basin at the northern part of the horst.

Karbónska flóra z magnezitového ložiska Dúbravský masív

VILIAM SITÁR¹ a JÁN ČAPO²

¹Katedra geológie a paleontológie Prírodovedeckej fakulty UK, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava

²Geoenx, s. r. o., Šafárikova ul. 114, 048 01 Rožňava

(Doručené 3. 3. 1999)

Carboniferous flora of the Dúbrava massif magnesite deposit

In the course of geological investigations of the Dúbravský masív deposit (N of Jelšava) a new locality of Carboniferous plants within the dark shales was discovered in a prospecting gallery. The locality is situated in the westernmost parts of the deposit, formed by a Carboniferous succession bordering the northern margin of Gemericum in the immediate neighbourhood of the Gemeric suture, along which Gemericum overthrusts the Veporicum. Fossil plants were unknown until now from the studied area. A similar flora was described by Němejc (1946) and Němejc and Obrhel (1959) from the surroundings of Dobšina and Rudňany. The following species were identified at this new locality: *Calamites cistiiformis* (Namurian A), *Asterophyllites longifolius* (Namurian – Westphalian A–D), *P. bucklandi* (Westphalian A–D), *P. plumosa – dentata* (Westphalian – Permian), *Neuropteris gigantea* (Westphalian B–D). The association can be compared with the flora cited by mentioned authors and also by Štúr (1885) from the Zacléf Formation, then it can be ranged to the Westphalian A, B, maybe up to C.

Key words: Carboniferous macroflora, stratigraphy

Pri geologickoprieskumných prácach na magnezitovom ložisku Dúbravský masív (komplex dolomitovo-magnezitových telies vystupujúcich na S od Jelšavy) sa v jeho najzápadnejšej časti v nadloží dolomitovo-magnezitových telies našli tmavé bridlice s karbónskou flórou.

Zo študovanej oblasti nie je doteraz známa nijaká fosilná flóra. Faunu machoviek (*Bryozoa*) z povrchového lomu Jedľovec opísal Zágoršek a Macko (1994) z organodetritických bridlíc, v ktorých sa vyskytujú aj elementy echinodermát, sklerity holotúrií, spikuly hubiek a konodonty. Podľa opísaných machoviek autori (l. c.) predpokladajú, že ide o vrstvy patriace do vestfálu B–C. Koraly a brachopodá sa našli aj v záreze cesty do jedľoveckého lomu, ale doteraz nie sú spracované. Známa je fauna i z okolia Ochtinej (cca 8 km na SV). Opísal ju Bouček a Ulrich (1931), Heritsch (1934), Mišík (1953), Bouček a Přibil (1960), Kozur et al. (1976), Kozur a Mock (1977), Turek a Prokop (1982) a Macko (1992). Uvedení autori magnezitové ložisko v Ochtinej zaradujú do namúru alebo vestfálu, iba Kozur a Mock (1977) podľa konodontov a Turek a Prokop (1981) na základe goniatita *Pericleites atticus* a mäkkýša *Rhombochiton ochtiniensis* jednoznačne tvrdia, že sedimenty morského karbónu Ochtinej patria do namúru A.

Geologická charakteristika ložiska

Magnezitové ložisko Dúbravský masív vystupuje v horninách karbónskej sekvencie, ktorá lemuje severný okraj gemerika v tesnej blízkosti gemerskej jazvy, pozdĺž ktorej je gemericum nasunutú na veporicum.

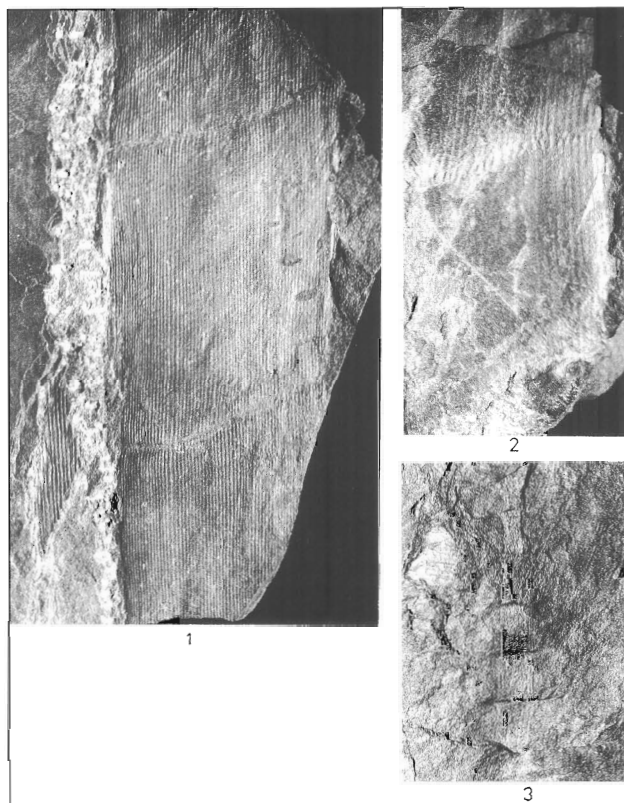
Na geologickej stavbe ložiska sa zúčastňujú horninové komplexy vrchného karbónu patriace do dobšinskej skupiny, ktorú od podložia tvorí ochtinské súvrstvie a súvrstvia

monomiktneho zlepenca, pieskovca a tmavej bridlice, ležiace v nadloží dolomitovo-magnezitových telies. Najvrchnejším litologickým členom je dúbravské súvrstvie hačavskej sekvencie príkrovu Bôrky (spodný trias – ?jura).

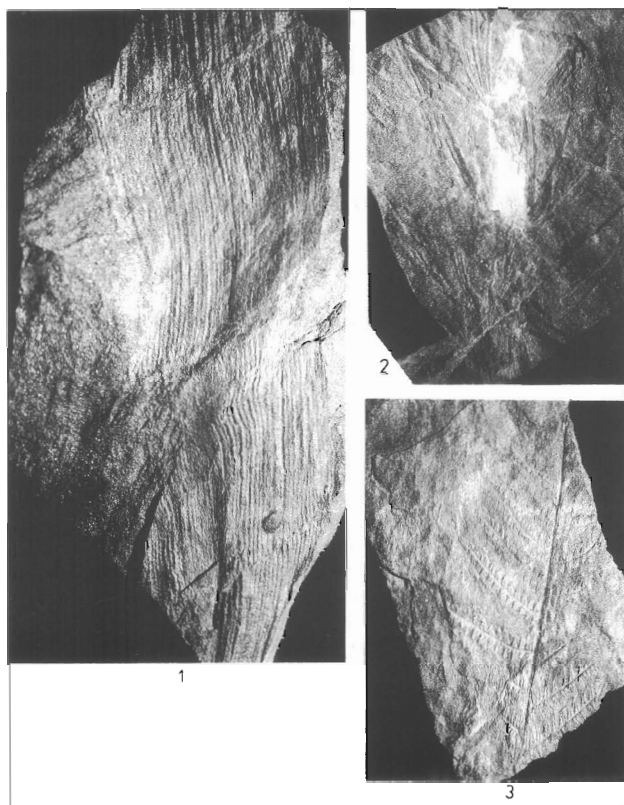
Dobšinská skupina – ochtinské súvrstvie

Ochtinské súvrstvie tektonicky leží na veporicom obale a jeho stratigrafické podložie nie je známe. Najstarším litologickým členom sú tmavosivé metapsamity s vložkami fylitizovaných grafitických bridlíc, ktoré smerom do nadložia pozvoľna prechádzajú do metakonglomerátov s obliakmi kremeňa, fylitov, pieskovca a ojedinele aplitického granitu. Metakonglomeráty laterálne aj vertikálne prechádzajú do fylitov, a tak netvoria súvislý stratigrafický horizont.

Nad metakonglomerátmi vystupuje monotónny súbor sivých sericitických a grafitických fylitov s medzivrstvami metapsamitov, ktoré tvoria mohutný komplex s telesami metabazaltov a ich vulkanoklastík. Rozšírené sú nepravidelne, smerne vyklíňujú a vystupujú vo viacerých nesúvislých horizontoch nad sebou. Vo vrchnej časti tohto horninového súboru sa v podobe medzivrstiev vyskytujú tenké lavice vápenca nepravidelne zmeneného na magnezit so žilkami kremeňa a mastenca. Podrobne ich opísal Abonyi (1971). Smerom do nadložia sú karbonáty vystriedané grafiticko-sericitickými a sericiticko-chloritickými fylitmi. Nad fylitmi je horizont metabazaltov a ich vulkanoklastík, nad metabazaltmi a ich vulkanoklastikami grafitické a grafiticko-sericitické fylity a nad nimi sivé dolomitové slienky a tmavosivý tenkolavcovitý aj hrubolavcovitý dolomit s medzivrstvičkami grafitických bridlíc ako bezprostredné podložie masívneho svetlosivého dolomitu s nepravidelne rozmiestnenými polohami sivobieleho magnezitu. Hori-



Tab. I. 1–2 – *Calamites cistiiformis* Štúr. 2 – *Asterophyllites longifolius* (Stnbg.) Brongniart. Zv. 1:0.5. Magn. 1:0.5



Tab. II. 1 – *Calamites cistiiformis* Štúr. 2 – *Asterophyllites longifolius* (Stnbg.) Brongniart. 3 – *Pecopteris plumosa - dentata* (Artus) Brongniart. Zv. 1:0.5. Magn. 1:0.5.

zont s telesami dolomitového slieňa a lavicovitého dolomitu je paleontologicky doloženým horizontom s istým stratigrafickým zaradením. Na základe hodnotenia zberu z prieskumných diel a povrchového lomu sa spresnil vek týchto vrstiev na najvrhnejší visén až serpučov (namúr A). Nálezy mikrofauny a konodontov z týchto vrstiev opísal Kozur et al. (1976) a Zágoršek a Macko (1994).

Dobšinská skupina – súvrstvie monomiktneho zlepenca, pieskovca a tmavej bridlice ako ekvivalent rudnianskeho súvrstvia

V bezprostrednom nadloží dolomitovo-magnezitových telies vystupuje horizont monomiktneho zlepenca (obliakový materiál tvorí len žilný kremeň, tmel je silne grafický), ktorý laterálne aj vertikálne prechádza do pieskovca a bridlice. Telesá zlepenca vystupujú iba lokálne v dúbavskej a jedľoveckej časti ložiska. Bridlice tvoria súvislý horizont v nadloží karbonátových telies po celej dĺžke ložiska. V najzápadnejšej časti ložiska sa v nich našla flóra, ktorá je predmetom tohto príspevku.

V nadloží telies zlepenca, pieskovca a bridlice vystupujú horniny bôrčanského príkrovu, hačavskej sekvencie a dúbavského súvrstvia (Mello et al., 1997).

Dúbavské súvrstvie v ložisku zastupujú telesá svetlého kryštallického vápenca s polohami metabazalového tufu. Vek súvrstvia je pelsón – kordeval (Mello et al., 1997).

Odtlačky nájdené na haldách patria nasledujúcim druhom:

Calamites cistiiformis Štúr 1877

Tab. I, Fig. 1, 2, tab. II, Fig. 1

Ide o odtlačky osí prasličiek široké okolo 6 cm a internodiá dlhé 8 cm. Rebrá sú priame, v nodálnej línii niektoré alternujú s brázdaňmi alebo pokračujú protistojne. Tento znak zdôraznil už Štúr (1877) pri porovnávaní s druhom *Calamites cisti* Brongn. Štúr (1877) *C. cistiiformis* opíše z namúru A a Boureau (1964) ju pokladá za typickú namúrsku fosíliu.

Asterophyllites longifolius (Sternberg, 1825)

Brongniart, 1828

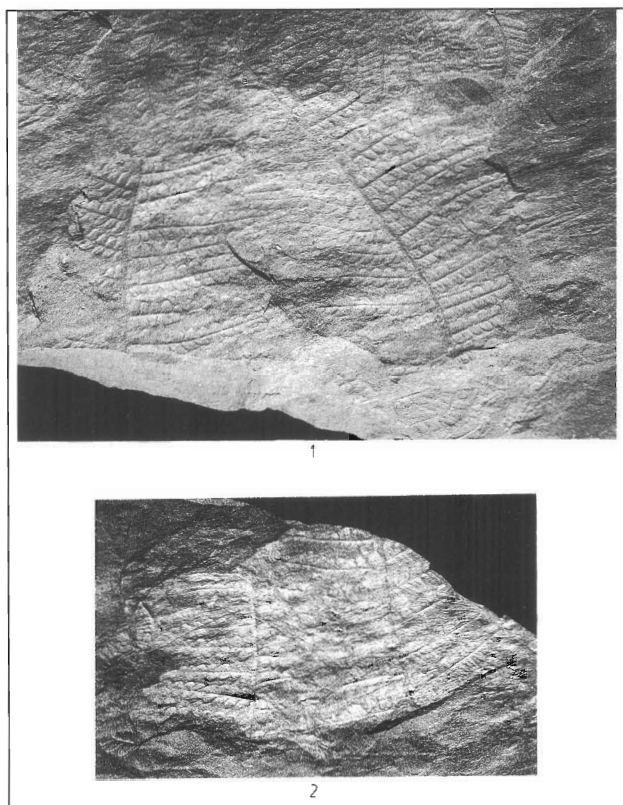
Tab. I, Fig. 3, tab. II, Fig. 2

Odtlačky zvyškov konárikov sú na tejto lokalite pomerne časté. Sú hrubé okolo 1 cm a bohato olistené (30–40 listov). Listy z nódov vyrastajú v každom prasle a s osou zvierajú uhol okolo 45°. Listy sú dlhé vyše 5 cm široké 0,5–1,5 mm. Pri báze sú spojené. Dĺžka internódov je od 2 do 3 cm.

V európskom karbone sa vyskytuje v namúre, ale najmä vo vestfále A–D.

Pecopteris saraefolia Bertrand, 1928

Tab. IV, Fig. 1



Tab. III. 1–2 – *Pecopteris miltoni* (Artis) Brongniart. Zv. 1 0.5. Magn. 1 0.5.

Sú to veľké vejáre listov, ktorých lístky vyrastajú z hlavnej osi pod uhlom 60°. Lístočky sú dlhé od 0,8 do 1,2 cm a široké okolo 3 mm. Majú hladký alebo jemne zvlnený okraj.

Podobné formy uvádza Štúr (1885) zo zaeľských vrstiev (vestfál), a to jednak pod názvom *Danaeites roehli* Štúr a sčasti pod názvom *Hawlea schauburg – lippeana* Štúr, resp. Kidston (1924) pod názvom *Pecopteris candolleana* Kidston z Anglicka z vrchnej zóny vestfálu.

Je možné, že niektoré formy určené ako *P. saraefolia* nepatria do tohto druhu. Corsin (1951) uvádza podobné formy pod názvom *Pecopteris bucklandi* Brngt.

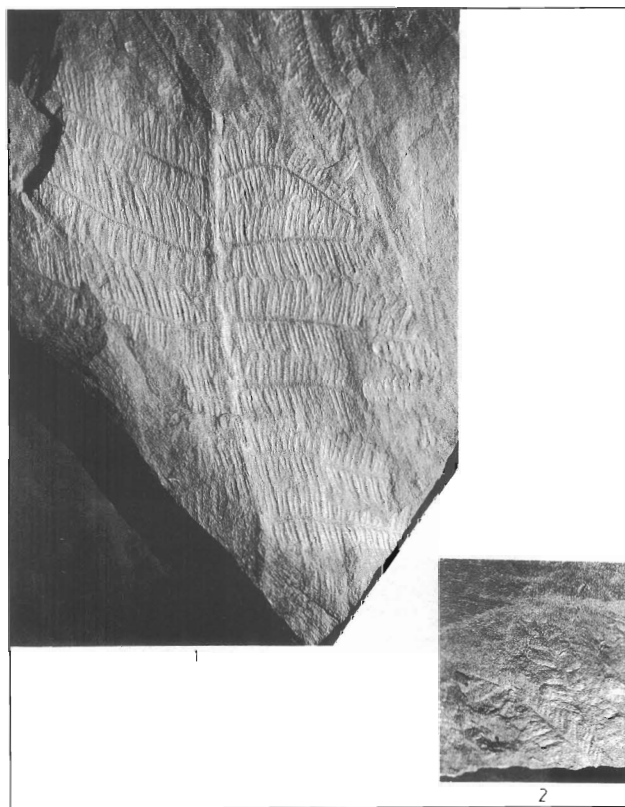
Podrobnejšie sa synonymikou a rozšírením *P. saraefolia* zaoberá Corsin (1951).

Pecopteris bucklandi Brongniart, 1828
Tab. IV, Fig. 2

Pomerne často sú to odtlačky listov s lístočkami dlhými okolo 0,7–1,0 cm, širokými pri báze okolo 0,3 mm, trochu zbíhavými, pri špičke mierne zúženými, na vrchole zaokrúhlenými a s hladkým okrajom. Stredná žilka je výrazná a sekundárne nie sú viditeľné.

Táto forma je veľmi podobná predchádzajúcemu druhu *P. saraefolia*. Odlišujú sa od neho menšími lístočkami s hladkým okrajom. Štúr (1885) pripúšťa, že ide o totožný druh, kým Corsin (1951) ich rozlišuje na základe žilnatiny (pri *P. saraefolia* je hustejšia).

Podľa Bourea (1975) je aj tento druh rozšírený vo vestfále, C–D, najmä v západnej Európe.



Tab. IV. 1 – *Pecopteris saraefolia* Bertrand. 2 – *Pecopteris bucklandi* Bertrand. Zv. 1 0.5. Magn. 1 0.5.

Pecopteris miltoni (Artis, 1825) Brongniart, 1828
Tab. III, Fig. 1

Odtlačky listov, ktoré sú na študovanej lokalite bohaty zastúpené, majú drobné lístočky dlhé od 2 do 8 a široké 2–4 mm. Na kostrnku prirastajú kolmo celou bázou a na špičke sú zaokrúhlené. Hlavná žilka je výrazná, priama. Druhotné žilky nevidieť.

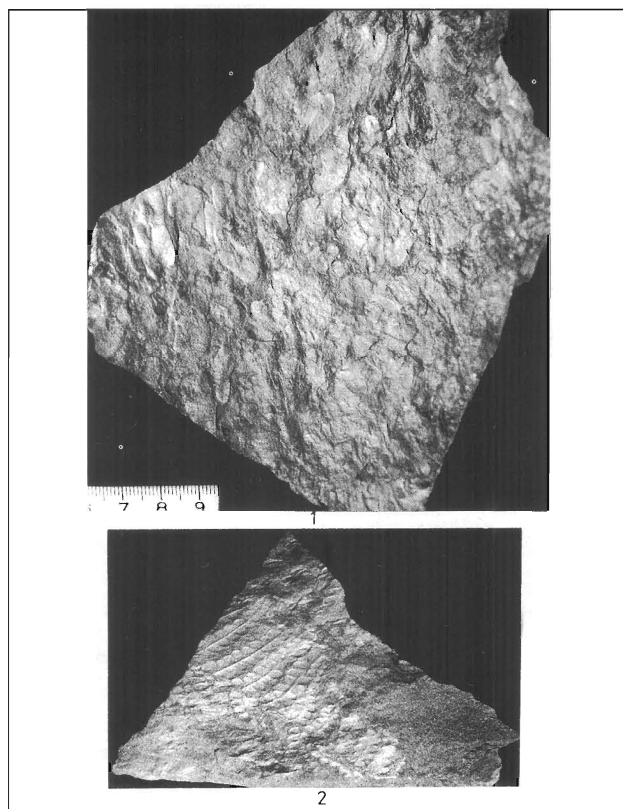
Táto forma listových odtlačkov je typickým predstaviteľom vestfálskych sedimentov v Európe aj v Severnej Amerike.

Pecopteris plumosa – dentata (Artis, 1825)
Brongniart, 1832
Tab. II, Fig. 3

Ide o odtlačky listov papradí s lístočkami trojuholníkového tvaru. Ich veľkosť závisí od umiestnenia lístkov na kostrnke a od ich hustoty. Naše sú veľké okolo 3 mm. Niektoré lístky majú užšie a dlhšie lístočky (šírka 2, dĺžka 8 mm). Zo stopky vyrastajú šikmo, smerom k vrcholu sa zmenšujú. Hlavná žilka je výrazná, sekundárne nie sú viditeľné.

Táto forma sa vyskytuje od vestfálu po perm. V Čechách je pomerne častá v paleozoických sedimentoch (Němejc, 1940). Podrobnejšie sa týmto druhom zaoberá najmä Kidston (1924), Corsin (1951) a Bourea (1975).

Neuropteris gigantea Sternberg, 1838
Tab. V, Fig. 1



Tab. V. 1 – *Neuropteris gigantea* Stnbg., 2 – *Pecopteris miltoni* (Artis) Brongn. Zv. 1:0,5. Magn. 1:0,5.

Odtlačky lístočkov (bez kostrnky) sú pri báze srdcovite vykrojené a na špičke zaokrúhlené, mierne kosákovito ohnuté. Žilnatina je vejárovitá a slabo viditeľná. Sú dlhé od 0,8 do 3 cm a široké od 0,5 do 1 cm. Podobné formy z okolia Rudnían a Dobšinej a navyše druh *Neuropteris schützei* Potonié opísal Němejc (1946). Predpokladáme, že sa obidve formy vyskytujú aj na lokalite Jelšava. Pre zlé zachovanie odtlačkov ich bližšie určiť a presne rozlíšiť nemožno. Remy (1977) uvádza z Nemecka ten istý druh pod názvom *Paripteris gigantea* (Stnbg.) Gothan z obdobia namúr až vestfál B.

Podobná flóra je známa z okolia Dobšinej a Rudnían (Němejc, 1946; Němejc a Obrhel, 1959). Od Dobšinej sú známe zvyšky viacerých druhov praslíčkovitých rastlín rodu *Calamites*, paprade *Neuropteris gigantea*, *N. schützei*, *N. linguaeifolia*, *N. heterophylla*, *Alethopteris lonchitifolia*, *Cyclopteris trichomanoides*, ďalej *Artisia* sp. a *Cordaites principalis*. Na základe druhu *Neuropteris gigantea*, resp. *N. schützei* autori (l. c.) považujú vrstvy s uvedenou flórou za vestfál A až C.

Z okolia Rudnían sú známe nasledujúce formy: *Neuropteris gigantea*, *N. schützei*, *N. gigantea abbreviata*, *N. cf. linguaeifolia*, *Alethopteris cf. decurrens*, *A. lonchitica*, *Linopteris squarrosa*, *L. cf. münsteri*, *Mariopteris cf. muricata*, *Mixonerva obliqua*, *Dactylothea plumosa*, *Pecopteris (Asterothea) miltoni*, *Alloiopteris* sp., *Discopteris aff. karwinensis*, *Dactylothea plumosa*, *Calamites* sp., *Asterophyllites cf. grandis*, slabo dekortiko-

vané kusy lepidodendronov a *Cordaites palmaeformis*. Na základe týchto foriem pokladajú uvedení autori (l. c.) sedimenty za vestfál A–B.

Ako vidieť so zoznamu flóry zo sledovaných lokalít, najlepšie sa dá identifikovať flóra lokality, ktorú sme študovali. Vyskytujú sa tam formy, ktoré sú v Európe bežné od namúru po vestfál A–D. Ide skôr o formy typické pre spodnejší vestfál, teda vestfál A. B. Svedčí o tom aj kvantitatívne zastúpenie, najmä čeľade *Calamitaceae*, ako aj *Pecopteris saraefolia*, *P. bucklandii*, *P. plumosa-dentata*. Táto flóra sa veľmi podobá tej, ktorú uvádza Štúr (1885), resp. Němejc (1946) zo zaclešských vrstiev, ktoré sa zaraďujú do namúru C až vestfálu C. Predpokladáme, že aj sedimenty s flórou, ktoré sme skúmali, patria do vestfálu A, B.

Literatúra

- Abonyi, A., 1971: Magnezitové ložiská Slovenska. *Mineralia Slov.*, 1, 12–98.
- Artis, E. T., 1825: Antediluvianum Phytology. London, 24.
- Bertrand, P., 1928: Échel stratigraphique, Premier Congrès de Heerlen. 87.
- Bouček, B. & Přibil, A., 1960: Revision der Trilobiten aus dem slowakischen Oberkarbon. *Geol. Práce, Spr.*, 20, 5–50.
- Bouček, B. & Ulrich, F., 1931: Výskyt skamenělin v magnezitové zóně Slovenského Rudohoří. *Věst. Slov. Geol. Úst.*, 10, 138–154.
- Boureau, É., 1964: Traité de paléobotanique, III, 544.
- Boureau, É., 1975: Traité de paléobotanique, IV, 768.
- Brongniart, A., 1828: Histoire des végétaux fossiles ou recherches botaniques et géologiques sur les végétaux renfermés dans les diverses couches du globe, 136.
- Brongniart, A., 1832: Histoire des végétaux fossiles ou recherches botaniques et géologiques sur les végétaux renfermés dans les diverses couches du globe I: pl. 1–166, II: pl. 1–29.
- Corsin, P., 1951: Bassin houiller de la Sarre et de la Lorraine, I. Flore fossile, 4. fasc., Pécoptéridées. *Ét. Géol. minér. France*, 175–370.
- Heritsch, F., 1934: Rugose Korallen aus der Karbon der tsechoslowakischen Karpaten. *Věst. Slov. Geol. Úst.*, 10, 138–154.
- Kozur, H., Mock, R. & Mostler, H., 1976: Stratigraphische Neueinstufung der Karbonatgesteine der unteren Schichtenfolge von Ochtiná (Slowakei) in das oberste Visé und Serpchkovian (Namur A). *Geol. Paläont. Mitt.*, 6, 1, 1–29.
- Kozur, H. & Mock, R., 1977: Erster Nachweis von Conodonten im Paläozoikum (Karbon) der Westkarpaten. *Čas. Mineral. Geol.*, 22, 3, 299–305.
- Mello, J., Elečko, M., Pristaš, J., Reichwalder, P., Snopko, L., Vass, D., Vozárová, A., Gáll, L., Hanzel, V., Hók, J., Kováč, P., Slavkay, M. & Steiner, A., 1997: Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenského krasu 1:50 000. 255 s.
- Mišík, M., 1953: Geologické pomery územia medzi Jelšavou a Štítnikom. *Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied*, IV, 3–4, 557–587.
- Němejc, F., 1946: Příspěvek k poznání rostlinných nálezů a stratigrafických poměrů v permokarbonu na Slovensku. *Rozpr. Čes. Akad. Věd Umění. Tř. II.*, LVI, 13, 1–37.
- Němejc, F. & Obrhel, J., 1959: Zpráva o výsledcích vyšetření některých novějších sběrů rostlinných otisků z permokarbonu na Slovensku. *Zprávy geol. Výzk. z R. 1957 (Praha)*, 165–166.
- Remy, W. & Remy, R., 1977: Die Floren des Erdaltertums. *Essen*, 467.
- Sternberg, K., 1825: Versuch einer geognostischen – botanischen Darstellung der Flora der Vorwelt II, (5–6). 80.
- Štúr, D., 1877: Die Culm – Flora der Ostrauer und waldenburger Schichten. *Abh. K.-Kön. geol. Reichsanst. Wien*, VIII, 2, 366.
- Štúr, D., 1885: Die Carbon – Flora der schatzlarer Schichten. *Abh. K.-Kön. geol. Reichsanst. Wien*, XI, 1, 418.
- Turek, V. & Prokop, R. J., 1982: Two remarkable finds of molluscs in the Carboniferous of Slovakia. *Čas. Mineral. Geol.*, 27, 3, 285–293.
- Zágoršek, K. & Macko, A., 1994: Karbónske machovky z jedloveckého lomu ochtinského súvrstvia (gemerikum, Západné Karpaty). *Mineralia Slov.*, 26, 335–346.

Deformácie schránok amonitov na lokalite Chtelnica v Brezovských Karpatoch

JOZEF HÓK a MILOŠ RAKÚS

Geologická služba Slovenskej republiky, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava (e-mail. HOK@GSSR.SK)

(Doručené 7. 10. 1998)

Deformation of the shells of ammonites in Chtelnica locality (Western Carpathians)

The results of the strain analysis of deformed ammonites and orientation of the extension veins allowed data for reconstruction of dextral transpression character of the deformation. Compression was oriented approximately in NW–SE direction. According to the previous results it is supposed that deformation operated during Late Oligocene and Early Miocene.

Key words: strain analysis, deformed ammonites, transpression

Úvod

Lokalita s hojným výskytom schránok amonitov sa nachádza v orografickom podcelku Brezovské Karpaty na SZ od obce Chtelnica. Predstavuje odkrytý (2 x 3 m) lavicu hlúznatých vápencov stratigraficky patriacich do sinemúru (zóna *Arnioceras semicostatum*). Tektonicky ju v súlade s interpretáciou Havrila a Bučeka (1992) a Havrila (1993) zaradujeme do skupiny príkrovov hronika. Hlavné črty geologickej stavby Brezovských Karpát interpretoval Began et al. (1984), resp. Began et al. (1987). Štruktúrnym výskumom sa zaoberal najmä Marko et al. (1991) a Marko et al. (1995).

Cieľom nášho príspevku je poukázať na možnosti a aplikáciu metodík deformačnej analýzy v prípade, keď je známy pôvodný tvar deformovaného geologického objektu.

Metodika prác a výsledky

Práce vychádzali z metodík deformačnej analýzy, ktoré opísal Ramsay a Huber (1983). Schránky amonitov sa v rovine vrstvovitosti zdeformovali z pôvodne kruhového tvaru, ktorý v tomto prípade možno stotožniť s jednotkovou kružnicou, do tvaru elipsy. Merali sme smer sklonu dlhšej a kratšej osi deformovaných schránok, zároveň predĺženie, resp. prírastok predĺženia dlhšej (hodnota e_1) a skrátania kratšej osi (hodnota e_2) voči pôvodnému, nedeformovanému tvaru schránky (obr. 1), a to iba schránok, pri ktorých sa dal stanoviť ich pôvodný tvar (stotožnený s jednotkovou kružnicou, t. j. rovnajúci sa 1). Celková hodnota predĺženia sa potom rovná ($1 + e_1$) a skrátania ($1 + e_2$). V našom prípade e_2 predstavuje zápornú hodnotu, čiže hodnota prírastku predĺženia schránky po deformačii je napr. $e_1 = 0,2$ a prírastok skrátania $e_2 = -0,2$. Celková hodnota predĺženia je ($1 + e_1$) = 1,2 a skrátania ($1 + e_2$) = 0,8. Tieto hodnoty možno zobraziť v grafe (obr. 2), v ktorom

je na vodorovnej osi hodnota predĺženia ($1 + e_1$) a na vertikálnej skrátania ($1 + e_2$). Deformačné elipsy (deformované schránky) vzniknuté deformačiou jednotkovej kružnice (nedeformované schránky) sa grupujú v rozličných častiach, resp. sektoroch grafu, pričom je pre každý sektor charakteristický istý spôsob deformačie.

Sektor 1. Prírastok skrátania aj predĺženia má pozitívnu hodnotu a platí $e_1 > e_2 > 0$. Z toho vychodí, že deformačia v hornine mala charakter všesmerne orientovanej extenzie. Vznikajú štruktúry podobné tabličke čokolády (Ramsay a Huber, 1983).

Sektor 2. Hodnota prírastku predĺženia je pozitívna a skrátania negatívna. Deformačia mala povahu kompresie a zároveň kolmo orientovanej extenzie. Typickou štruktúrou sú cylindrické vrásky (obr. 2).

Sektor 3. Hodnota prírastku predĺženia a skrátania je negatívna a platí $0 > e_1 > e_2$. V tomto prípade sa deformačia prejavila všesmerným skrátaním. Typickou štruktúrou sú silne necylindrické, domatické vrásky (Williams a Chapman, 1977), ktoré vo vrásových súboroch vytvárajú štruktúry nápadne pripomínajúce obal na prepravu slepačích vajec.

Charakteristické deformačie možno aplikovať na geologické prostredie, iba ak nejde o viacnásobne deformovaný terén, v ktorom mala deformačia rovnaké alebo podobné teplotné a tlakové podmienky a zároveň jednotlivé po sebe nasledujúce deformačie mali vzájomne kolmú alebo približne kolmo orientovanú dominujúcu zložku napätia. Ak výrazná zložka extenzie orientovaná v smere S–J nasleduje po metamorfne zhodnej extenzii, avšak orientovanej v smere V–Z, ich koincidencia vytvára štruktúru tabličky čokolády atď.

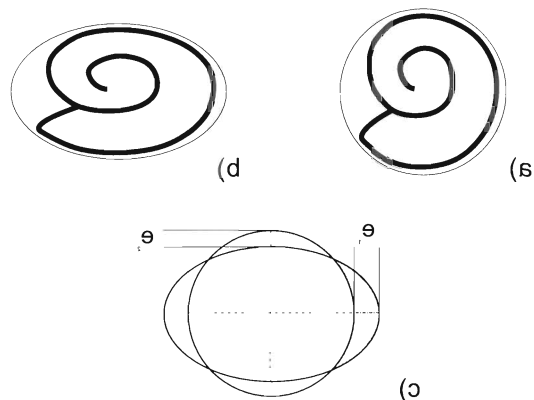
Okrem smeru sklonu osí deformovaných schránok sme merali aj smer sklonu extenzných kaléjových žíl a smer sklonu vrstvovitosti (obr. 3). Dlhšie osi deformovaných schránok amonitov vykazujú prednostné usporiadanie v smere ZJZ–VSV s priemerným sklonom 25° na ZJZ



(priemerný smer sklonu je 254/25). Kratšie osi sú orientované kolmo. Deformácie boli merané na vrstvovej ploche so smerom sklonu 310/50. Po sklopení do horizontálnej roviny sa orientácia prednostného usporiadania osí výraznejšie nezmenila (obr. 3). Extenzné kalcitové žily so smerným rastom kryštálov kalcitu kolmo na steny žily boli orientované v smere S–J až SSV–JJZ (smer sklonu 75/60 až 95/70) so sklonom na V. Kalcitové žily a dlhšie osi deformovaných schránok sú navzájom kolmé a zodpovedajú orientácii smeru najväčšej extenzie, ktorá najpravdepodobnejšie spôsobila súčasnú deformáciu amonitov a zároveň aj vznik extenzných žíl.

Interpretácia výsledkov

Na základe štruktúrnych údajov predpokladáme, že sa schránky amonitov deformovali v krehkoplastických podmienkach. Schránky amonitov sú deformované plasticky a porušené extenznými žilami so smerným rastom kalcitu medzi stenami žíl. Orientácia extenzie zistená analýzou kalcitových žíl je zhodná s orientáciou extenzie, resp. s dlhšou osou deformovaných schránok amonitov. Tektonické premiestňovanie prebiehalo v smere najväčšieho predĺženia schránok, t. j. generálne v smere ZJZ–VSV. Zmysel transportu sme odvodili zo sklonu extenzných žíl, ktoré upadajú generálne na V a vytvorili sa pri pravostrannom pohybe pozdĺž plôch vrstvovitosti (obr. 4). Plochy vrstvovitosti hrali pri deformácii dôležitú úlohu



Obr. 1. Princíp stanovovania $1 + e_1$, resp. $1 + e_2$ na deformovaných schránkach amonitov pri homogénnej deformácii. a – pôvodný tvar porovnateľný s jednotkovou kružnicou, b – tvar po deformácii porovnateľný s deformačnou elipsou, c – princíp merania e_1 a e_2 .

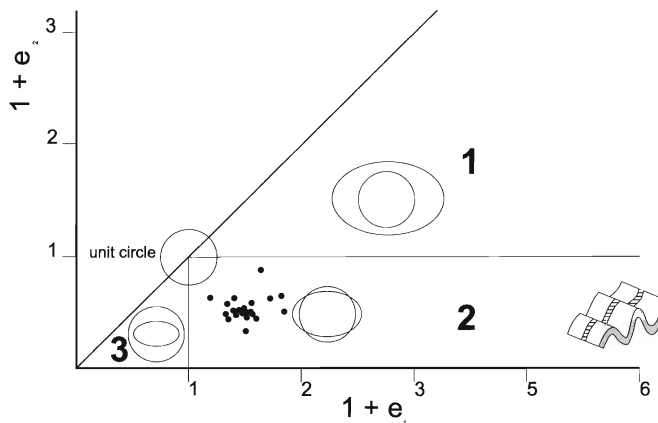
Fig. 1. Basic principle measurement of the semi-axis $1 + e_1$ and $1 + e_2$. a – original shape equal to the unit circle, b – shape after deformation equal to the strain/deformation ellipse, c – the principle of the measurement of the e_1 and e_2 .

a boli plochou primárnej diskontinuity, na ktorej prebiehal pohyb podobne ako pri posune balčeka kariet.

Sklon dlhších osí deformovaných schránok ca 25° na ZJZ signalizuje, že pravostranný posun bol šikmý na rovinu vrstvovitosti a v konečnom výsledku je interpretovateľný ako šikmý pravostranný prešmyk (obr. 4). Šikmý prešmyk dávame do súvislosti s krehkoplastickou deformáciou pri transpresii, ktorá postihla Brezovské Karpaty vo vrchnom oligocéne až spodnom miocéne (Marko et al., 1991; Marko et al., 1995).

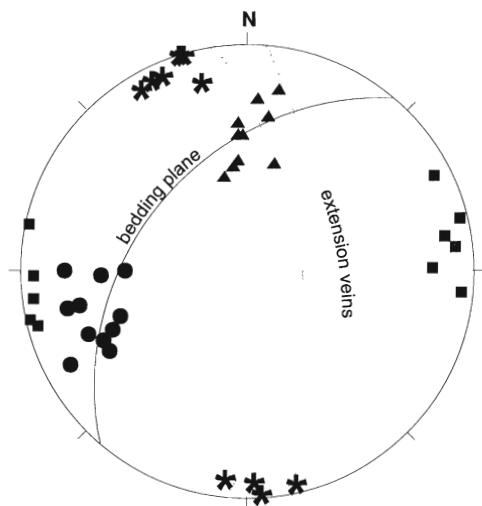
Záver

Výsledky deformačnej analýzy schránok amonitov z lokality Chtelnica ukázali, že dlhšie osi deformovaných schránok amonitov, ktoré možno stotožniť s dlhšou a kratšou osou deformačnej elipsy, majú smer ZJZ–VSV.



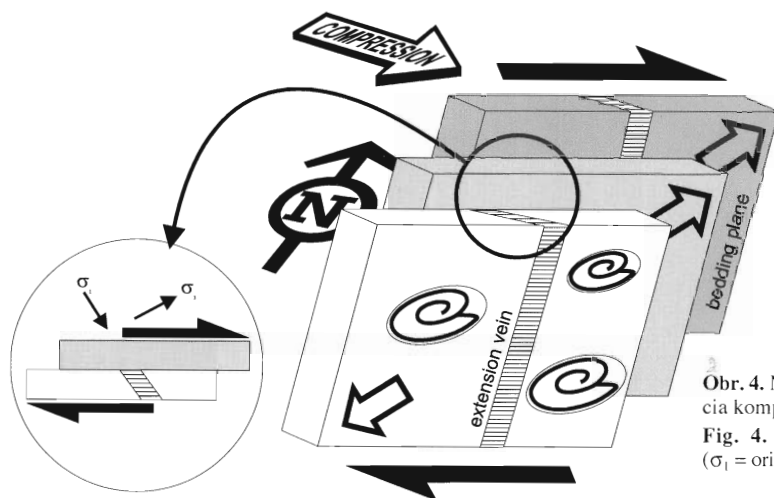
Obr. 2. Klasifikačný graf deformačných elíps (podľa Ramsaya a Hubera, 1983; mierne upravené).

Fig. 2. Classification of strain/deformation ellipse shapes (after Ramsay and Huber, 1983; modified).



Obr. 3. Tektonický diagram orientácie dlhých a krátkych osí deformovaných schránok amonitov (● dlhé osi v pôvodnej pozícii na vrstrovej ploche, ▲ krátke osi v pôvodnej pozícii, ■ dlhé osi sklopené do vodorovnej plochy, * krátke osi sklopené do vodorovnej plochy). Orientácia smeru sklonu vrstvitosti a smeru sklonu extenzných žíl. Lambertova projekcia, spodná hemisféra.

Fig. 3. Tectonic diagram of major and minor axes of shells of the ammonites, bedding plane and extension veins.



Obr. 4. Model deformácie na lokalite Chtelnica (σ_1 = orientácia kompresie, σ_3 = orientácie extenzie).

Fig. 4. The model of deformation in locality Chtelnica (σ_1 = orientation of compression, σ_3 = orientation of extension).

V klasifikačnom diagrame deformačných elíps (Ramsay a Huber, 1983) spadajú do sektora, pre ktorý je typická extenzia v jednom smere a kompresia kolmá na smer extenzie, čo veľmi dobre koinciduje so smerom extenzných kalcitových žíl meraných na tejto lokalite. Hodnotenie deformačných elíps (schránok amonitov) spolu s orientáciou extenzných žíl poskytli údaje, na základe ktorých sa domnievame, že deformácia v Brezovských Karpatoch mala transpresný charakter s pravostrannou zložkou pohybu (obr. 4). Hlavná kompresná zložka bola orientovaná v smere SZ–JV. Podľa predchádzajúcich prác (Marko et al., 1991; Marko et al., 1995) predpokladáme, že sa deformácia odohrala vo vrchnom oligocéne až spodnom miocéne.

Literatúra

- Began, A., Hanáček, J., Mello, J. & Salaj, J., 1984: Geologická mapa Myjavskej pahorkatiny, Brezovských a Čachtických Karpát 1 : 50 000. GÚDŠ Bratislava.
- Began, A., Hanáček, J., Mello, J. & Salaj, J., 1987: Vysvetlivky ku

geologickej mape Myjavskej pahorkatiny, Brezovských a Čachtických Karpát M = 1 : 50 000. GÚDŠ, Bratislava, 1–180.

- Guglielmo, G. Jr., 1994: Interference between pluton expansion and coaxial tectonic deformation: three-dimensional computer model and field implications. *J. Struct. Geol.*, 16, 2, 237–252.
- Havrila, M., 1993: Výskum panvových a svahových sedimentov bielo-vážskej sukcesie a paleogeografie hronika. *Manuskript – archív GÚDŠ, Bratislava.*
- Havrila, M. & Buček, S., 1992: Svahové sedimenty v hroniku. *Manuskript – archív GÚDŠ, Bratislava.*
- Marko, F., Fodor, L. & Kováč, M., 1991: Miocene strike-slip faulting and block rotation in Brezovské Karpaty Mts. (Western Carpathians). *Mineralia Slov.*, 23, 189–200.
- Marko, F., Plašienka, D. & Fodor, L., 1995: Meso-Cenozoic tectonic stress fields within the Alpine-Carpathian transition zone: a review. *Geol. Carpath.*, 46, 19–27.
- Ramsay, J. G. & Huber, M. I., 1983: The techniques of Modern Structural Geology. Vol. 1 Strain analysis. *Acad. Press (London)*, 1–307.
- Williams, G. D. & Chapman, T. J., 1979: The geometrical classification of noncylindrical folds. *J. Struct. Geol.* 1, 2, 181–186.

POĎAKOVANIE. PRÁCA VZNIKLA V RÁMCI VEDECKOTECHNICKÉHO PROJEKTU TEKTOGENÉZA SEDIMENTÁRNYCH PANIEV ZÁPADNÝCH KARPÁT

Deformation of the shells of ammonites in Chtelnica locality (Western Carpathians)

The results of the strain analysis of deformed ammonites at locality Chtelnica in Brezovské Karpaty Mts., SW Slovakia, showed that major axis of deformation ellipse is oriented in WSW–ESE direction. The ellipses occupied field 2 in classification of strain/deformation ellipse shapes (Ramsay and Huber, 1983). The ammonites are concentrated upon the bedding plane which dip of direction is 310/50. Orientation of the extension veins is perpendicular

to the major axis and dipping to the east. The oblique dextral displacement was active along the bedding planes. Compression was oriented approximately in NW–SE direction. Structural analysis allowed data for reconstruction of dextral transpression character of the deformation. According to the previous results (Marko et al., 1991; Marko et al., 1995) we suppose that deformation operated during Late Oligocene and Early Miocene.

Morfológia kryštálov monazitu – (Ce) z kryštalinika juhozápadného veporika

ATTILA HOLOCSY, PAVEL HVOŽĎARA a PAVEL FEJDI

Katedra mineralógie a petrológie Prírodovedeckej fakulty UK, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava

(Doručené 19. 10. 1998, revidovaná verzia doručená 12. 3. 1999)

Crystal morphology, colour and electron microprobe studies of monazite – (Ce) from crystalline complexes of south-western Veporicum (central Slovakia)

The most frequent REE-bearing phosphate mineral in the SW Veporicum crystalline complexes is monazite. As follows from morphological studies and electron microprobe analyses, monazite forms single crystals, simple and complicated twins. The most frequent morphological types are isometric and isometric – tabular crystals (60–90 %). Isometric – prismatic (0.5–10 %) and tabular (1–5.5 %) morphological types are less abundant and tabular – prismatic (1–3 %) and prismatic (0.5–2 %) are rare. Average concentration of monazite molecule reaches 85 weight %, brabantite 5 % and huttonite 9 %. Individual colour varieties are dependent on chemical composition.

Key words: monazite, crystal morphology, electron microprobe analyses, colour varieties, Veporicum

Úvod

Fosfátmi obsahujúcimi prvky vzácnych zemín (ďalej REE) sú najmä dva minerály – monazit a xenotím. Monazit obsahuje predovšetkým ľahké REE (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu a Gd), kým xenotím ťažké REE (Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu a Y). Monazit aj xenotím sa často vyskytujú ako akcesorické minerály v niektorých typoch granitoidných hornín, poskytujú informácie o distribúcii REE a možno ich využiť pri petrogenetickej interpretácii. Monazit sa môže vo zvýšenej miere koncentrovať v pegmatitoch, ako aj v hydrotermálnych produktoch.

Najčastejším fosfátom REE je monazit. Jeho idealizovaný chemický vzorec je $(Ca, Ce, La, Pr, Nd, Sm) PO_4$. Monazit vytvára monoklinické kryštály (bodová grupa $2/m$) a súmernosť kryštálovej štruktúry je $P2_1/n$. V jeho štruktúre sú tetraédre PO_4 a polyédre $REEO_9$, ktoré tvoria tzv. polyedricko-tetraedrické reťazce. Tetraédre PO_4 sú v štruktúre izolované a ich vzájomné prepojenie sprostredkujú polyédre $REEO_9$. Reťazce polyédrov sú rovnobežné s $[0\ 0\ 1]$. Základná bunka obsahuje štyri vzorcové jednotky (Ni et al., 1995).

Monazit je izomorfná zmes skladajúca sa spravidla z troch zložiek, a to monazitu ($CePO_4$), huttonitu ($ThSiO_4$) a brabantitu ($CaTh(PO_4)_2$) (obr. 10). Ako cheralit $(Ca, Ce, Th)(P, Si) O_4$ sa označuje prechodná fáza medzi týmito komponentmi (Lipin et al., 1989).

Monazit patrí v kryštaliniku medzi pomerne rozšírené minerály. Jeho extenzívnu distribúciu potvrdili najmä regionálne šlichové práce (Hvoždára, 1967, 1971, 1980, 1985a, 1985b, 1994). Výskum akcesorických minerálov v Západných Karpatoch priniesol poznatky o zastúpení monazitu najmä v granitoidoch a pegmatitoch Malých Karpát (Mišík, 1955; Veselský, 1972), vo veporických

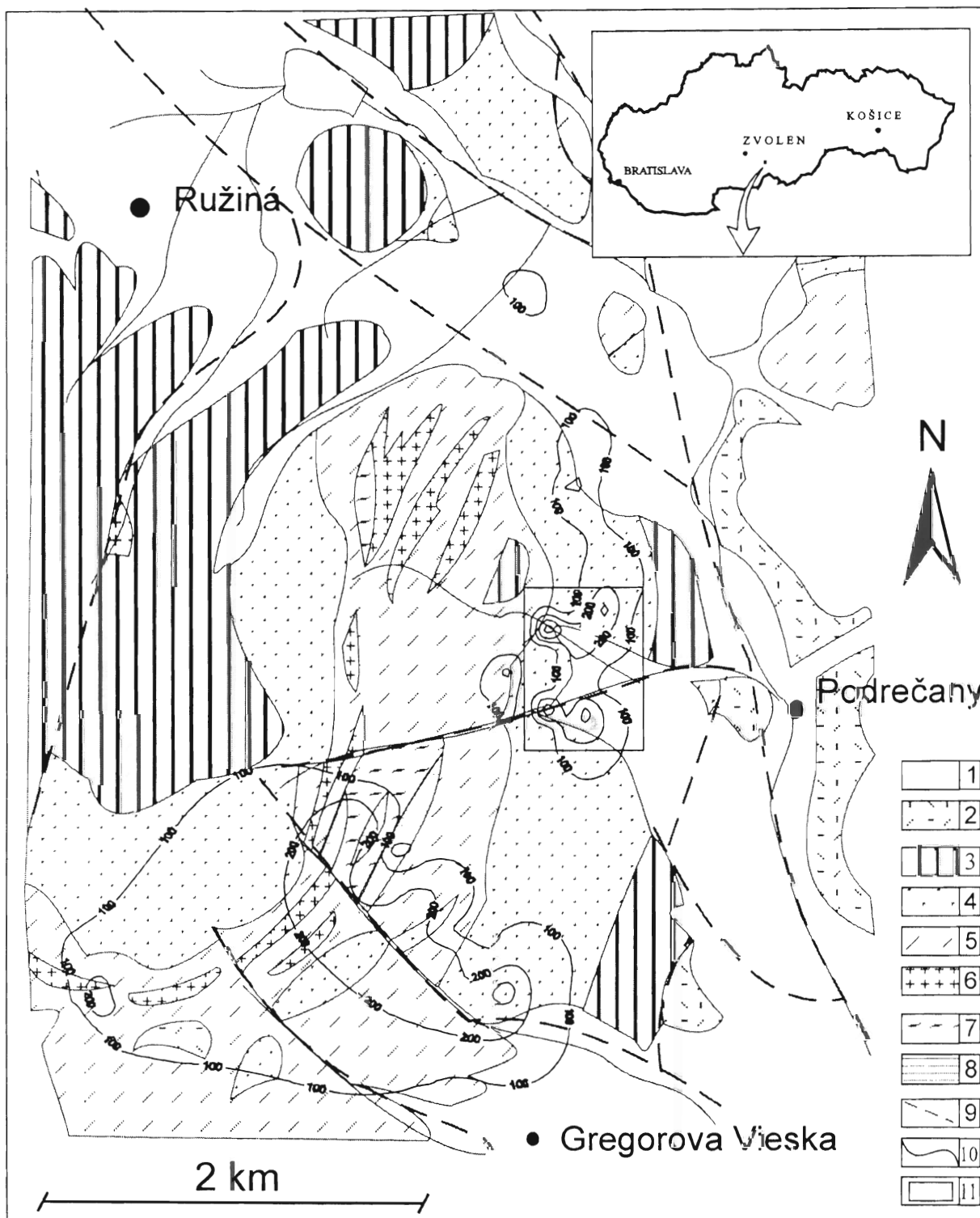
granitoidných horninách (Hovorka a Hvoždára, 1965), v kryštaliniku Žiaru (Miko a Határ, 1976) a v hercýnskych granitoidoch (Petrík a Broska, 1985; Broska a Uher, 1991; Uher a Broska, 1996). Vzťahy medzi monazitom a allanitom v ortorulách veporika a granitoch tatrika študoval Broska a Siman (1998). Podobné premeny monazitu na apatit – allanit – epidotový lem z Východných Álp uvádza Broska v práci Finger et al. (1998).

V kryštaliniku jz. veporika vytvára monazit anomálne koncentrácie, a preto sme študovali morfológiu jeho kryštálov, ktorá patrí medzi významné typomorfné vlastnosti tohto minerálu.

Doteraz najúplnejší súbor kryštálových tvarov monazitu je v atlase kryštálových tvarov (Goldschmidt, 1920), ktorý je východiskovou literatúrou pri štúdiu jeho kryštalomorfologie. Morfológia je jednou z dominantných vlastností monazitu. Medzi prvými sa využíva nielen pri jeho identifikácii, ale zároveň sa študujú i jeho vzťahy ku genéze. Kucharenko (1961) ako typické tvary granitov, granodioritov, syenitov a pegmatitov uvádza tabuľkovité kryštály s dominantnými tvarmi $\{1\ 0\ 0\}$, kým tvary $\{1\ 1\ 0\}$, $\{1\ 0\ 1\}$ a $\{0\ 1\ 1\}$ sú relatívne menej výrazné. Pri fylitoch, kryštalických bridliciach a podobných horninách uvádza kryštály s prizmatickým habitom s prevládajúcim tvarom $\{1\ 0\ 0\}$ a $\{0\ 1\ 0\}$ a ako menej vyvinuté tvary $\{1\ 1\ 0\}$, $\{0\ 2\ 1\}$, $\{1\ 0\ 1\}$.

Lomozová a Pácal (1968) z greizenizovaných hornín z okolia Karlových Varov zistili tabuľkovité kryštály sploštené podľa $(1\ 0\ 0)$ a ako vzácne prizmatické kryštály s predĺžením 1:3.

Bukanov a Švecová (1966) opisujú prizmatické kryštály monazitu zo žíl alpského typu. Veselský et al. (1978) z granitoidov a pegmatitov Malých Karpát uvádza ako prevládajúci habitový typ hrubotabuľkovitý monazit



Obr. 1. Geologická schéma (podľa Vassa et al., 1992) skúmanej oblasti s koncentráciou monazitu. 1 – hlinopiesčité a fľovité sedimenty, 2 – bazalty, 3 – metamorfovaný kremenný pieskovec, subarkóza a piesčité bridlice, 4 – metapieskovce, miestami s obľakmi, vložky fyllitov a acidných vulkanoklastík, 5 – metamorfovaný pieskovec, fyllit, intermediárne až bázické vulkanoklastiká, 6 – drobnozrné a strednozrné granitoidy, leukogranitoidy a aplity, 7 – mylonitizovaná biotitická pararula, 8 – amfibolity, 9 – zlomy, 10 – izolície monazitu (po 100 g/m³), 11 – miesta odberu vzoriek.

Fig. 1. Geological sketch map of studied area (after Vass et al., 1992). 1 – loamy-sandy and clayey sediments, 2 – basalts, 3 – metamorphosed quartz sandstones, subarkoses and sandy shales, 4 – metasandstones, locally with pebbles, intercalations of phyllites and acid volcanoclastics, 5 – metamorphosed sandstones, phyllites, intermediate to basic volcanoclastics, 6 – fine- and medium-grained granitoids, leucogranitoids and aplites, 7 – mylonitized biotite paragneisses, 8 – amphibolites, 9 – faults, 10 – concentration isoline of monazite (step 100 g/m³), 11 – localization of sampling.

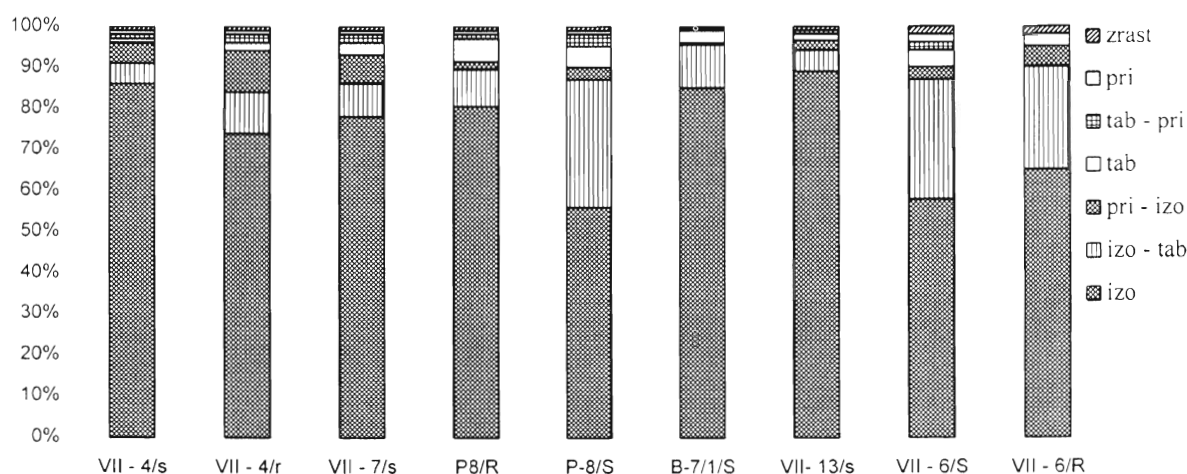
Tab. 1
Zastúpenie morfológických typov monazitu (%)
Distribution of morphological types of monazite (%)

Číslo vz.	VII - 4/s	VII - 4/r	VII - 7/s	P8/R	P.8/S	B-7/1/S	VII - 13/s	VII - 6/S	VII - 6/R
izo	86	74	78	80,5	56	85	89	58	65
izo-tab	5	10	8	9	31	10,5	5	29	25
pri-izo	5	10	7	2	3	0,5	2,5	3	5
tab	1	2	3	5,5	5	3	1,5	4	3
tab-pri	1	2	2	1	3	0	1	2	0
pri	1	1	1	1	1	0,5	0	2	0
zrast	1	1	1	1	1	0,5	1	2	2

izo – izometrické, izo-tab – izometrickotabulkovité, tab – tabulkovité, tab-pri – tabulkovitoprizmatické, pri – prizmatické, pri-izo – prizmatickoizometrické kryštály monazitu

izo – isometric, izo-tab – isometric-tabular, tab – tabular, tab-pri – tabular prismatic, pri – prismatic, pri-izo – prismatic-isometric crystals of monazite

Zastúpenie morfológických typov monazitu
Distribution of morphological types of monazite



a podobne Hovorka (1968) z granitoidov Malej Magury, Tribeča a Malej Fatry opisuje hrubotabulkovité kryštály.

Bačo (1980) študoval morfológiu monazitu z granitoidov metamorfítov veporika a zdokumentoval širokú škálu morfológických typov. Prevládajú medzi nimi izometrické, izometrickotabulkovité typy, zriedkavejšie sú prizmatické kryštály a pomerne časté boli zrasty monazitov so zirkónmi.

Pankuch (1992) opisuje z južného veporika z oblasti Seliec izometrické, izometrickoprizmatické až prizmatické kryštály. Podobné morfológické typy uvádza Vídenská (1994) z biotitického granitu sinčianskeho typu.

Burnotte et al. (1968) opísali z kambricko-ordovických sedimentov Belgicka sivý nodulárny monazit.

Monazit je kryštalomorfologicky veľmi výrazný minerál s veľkou variabilitou tvarov v spojkách a so širokým zastúpením habitových typov.

Geológia územia

Študované územie sa nachádza medzi Gregorovou Vieskou, Podrečanmi, Ružinom a Lovinobaňou v Lučenskej

kotline a Revúckej vrchovine v jz. časti Slovenského rudohoria. Územie zasahuje do viacerých tektonických jednotiek. Jeho severná časť patrí do kohútскеj zóny veporského kryštalinika a južnú tvorí sz. okraj neogénu Lučenskej kotliny. Geologickú situáciu širšieho okolia opísal Bezák (1981) a najnovšie výsledky výskumu zhrňa Vass et al. (1992). Paleozoikum zastupujú migmatity, svory, amfibolity a sericitické fylity a gemerikum dobšinská skupina (metapieskovce a fylity). Mezozoikum je v tuhárskom vývoji a skladá sa z telies metamorfovaného kremeného pieskovca, piesčitých bridlíc, doskovitého a bridličnatého vápenca (obr. 1).

Na území sa vyskytujú prejavy hydrotermálnej mineralizácie. Reprerentuje ich kremenno-sulfidická a karbonatiko-sulfidická mineralizácia s Au, ktoré boli ako o tom svedčia časté zvyšky starých kutacích prác na Au (Hvoždára et al., 1994), predmetom exploatacie.

Vzorky s anomálnou koncentráciou monazitu sú z územia, kde vystupuje metamorfovaný pieskovec, fylity, intermediárne až bazické vulkanoklastiká, drobnozrnné a stredozrnné granitoidy, leukogranity, aplity, mylonitizované biotitické pararuly, drobnozrnné páskované a okaté

amfibolity. Zdrojom časti monazitu môžu byť niektoré z uvedených metamorfítov alebo granitoidov, v ktorých vystupuje ako akcesorický minerál.

Lokalizácia a odber vzoriek

Monazit na výskum sme získali z nespevnených svahových sedimentov, ktoré tvoria pokryv hornín kryštalinika. V prvej fáze terénneho výskumu sme odoberali vzorky z aluvií recentných tokov a podľa nich sme určovali miesta s anomálnym výskytom monazitu. Na štúdium morfológie bol vhodnejší monazit zo zvetranín z eluviálno-deluviálnych sedimentov, v ktorých minerály prekonal minimálny transport, a tak boli slabšie mechanicky porušené. Preto sme na miestach anomálneho výskytu monazitu odoberali veľkoobjemové vzorky (100–1000 l sedimentu) a z nich sa monazit do monominerálnych frakcií vyseparoval kombináciou gravitačných a elektromagnetických metód. Detailne sa skúmal monazit z desiatich veľkoobjemových vzoriek (ich lokalizácia je na obr. 1).

Experimentálne metódy štúdia

Morfológiu sme orientačne hodnotili v stereomikroskope. Štatisticky sme zhodnotili zastúpenie habitových typov kryštálov monazitu. Sledovali sme súbory najmenej 200 kryštálov monazitu vo vzorke.

Detailne sme morfológiu kryštálov skúmali riadkovacím elektrónovým mikroskopom (SEM) v laboratóriu elektrovooptických metód Prírodovedeckej fakulty UK na prístroji JEOL JSM-840 a v laboratóriu SAV na prístroji TESLA BS 300. Elektrónové mikroanalýzy sme vykonali elektrónovým mikroanalýzátorom JEOL SUPERPROBE-733 v Geologickej službe SR (urýchľovacie napätie 15 KV, použité štandardy: REE 55, REE 54, Gd_2O_3 [sklo], ThO_2 , UO_2 , hematit, wollastonit, kremeň a apatit).

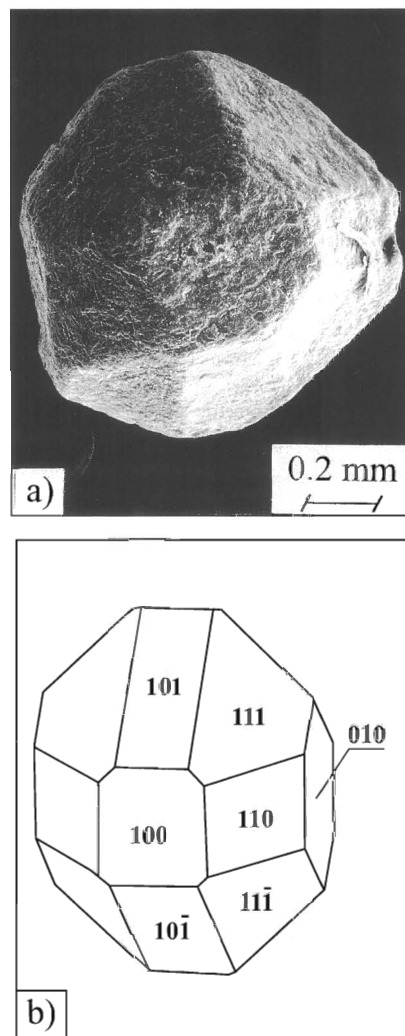
Výsledky

a) Asociácie ťažkých minerálov

V aluviálnych a deluviálnych sedimentoch sme okrem obsahu monazitu sledovali aj zastúpenie ďalších ťažkých minerálov. Identifikovali sme tieto ťažké minerály: ilmenit, granát, zirkón, limonitizovaný pyrit, Au, rumelka, scheelit, anatas, korund, rutil, distén, sludy, kremeň, karbonáty, minerály epidotovo-zoisitovej skupiny a turmalín.

V aluviálnych sedimentoch je pestrejšie zastúpenie ťažkých minerálov ako vo vzorkách z eluviálno-deluviálnych sedimentoch. Monazity sa v anomálnej koncentrácii vyskytujú často spolu s hydrotermálnymi minerálmi Au, rumelkou, pyritom, kremeňom, čo indikuje ich možný spoločný primárny zdroj.

Nepriamym dôkazom o hydrotermálnom pôvode je výrazná korelácia obsahu Au a monazitu v niektorých veľkoobjemových vzorkách z eluvií. Anomálny obsah aj rozmery monazitu potvrdili šlichové práce aj v iných častiach veporika (Hvoždára, 1980, 1985b, 1994). Hydrotermálne procesy, ktoré boli zdrojom anomálnej koncentrá-



Obr. 2. a – izometrický kryštál monazitu, b – jeho morfológická interpretácia.

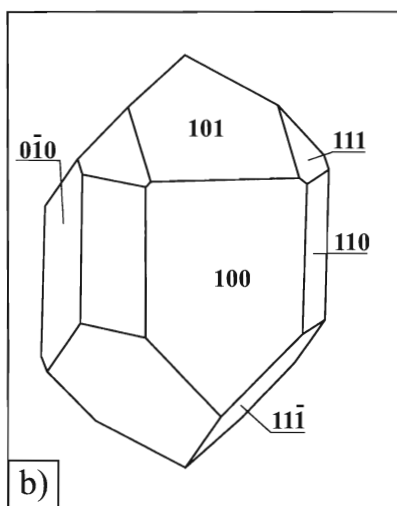
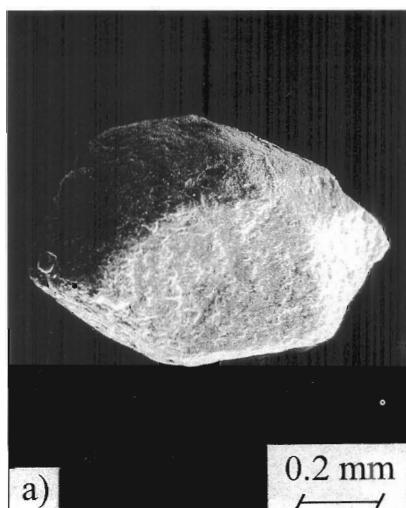
Fig. 2. a – isometric crystal of monazite, b – morphological interpretation.

cie minerálov vzácnych zemín, uvádza napr. Každan (1966), Semenov (1963), Henederson (1984) a i.

b) Morfológia monazitu

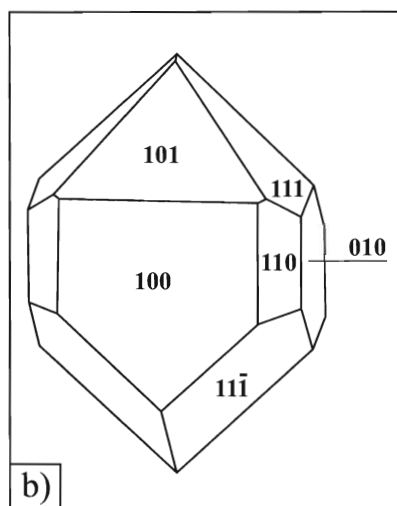
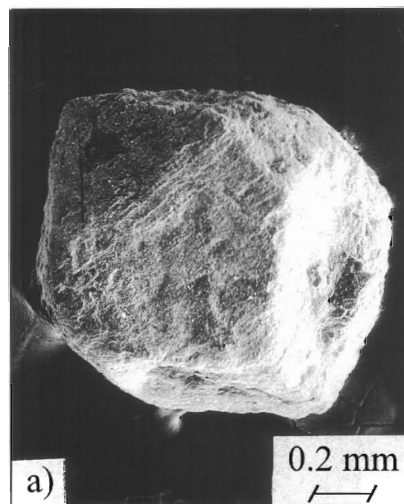
Priemerná veľkosť monazitu v koncentrátoch sa pohybuje od 0,1 do 2 mm, ale zriedkavé nie sú ani kryštály veľké 3–4 mm a zrastové agregáty. Možnosť štúdia kryštálových tvarov monazitu obmedzuje najmä stupeň ich zvetrania. Zachovalejšie kryštály sú vo veľkoobjemových vzorkách zo svahových sedimentov, ktoré sú blízko primárnych zdrojov.

Na základe štúdia našich vzoriek možno kryštály monazitu zaradiť do šiestich morfológických habitových skupín (izometrické, izometrickotabulkovité, tabulkovité, tabulkovitoprizmatické, prizmatické, prizmatickoizometrické). Frekvencia morfológických typov v študovaných vzorkách je v tab. 1. Na obr. 2–7 sú monokryštály z jednotlivých



Obr. 3. a – izometrickotabulkovitý kryštál monazitu, b – jeho morfológická interpretácia.

Fig. 3. a – isometric-tabular crystal of monazite, b – morphological interpretation.



Obr. 4. a – tabulkovitý kryštál monazitu, b – jeho morfológická interpretácia.

Fig. 4. a – tabular crystal of monazite, b – morphological interpretation.

vých morfológických habitových skupín a ich morfológická interpretácia.

Izometrické kryštály monazitu

Pre izometrické kryštály monazitu (obr. 2a, b) je charakteristický silne zredukovaný pinakoid $\{100\}$. Kryštál je spojku pinakoidov $\{100\}$, $\{101\}$, $\{10-1\}$, $\{010\}$ a prizmami $\{111\}$, $\{110\}$, $\{11-1\}$.

Izometrickotabulkovité kryštály monazitu

Pre tieto kryštály je typický dominantný pinakoid $\{100\}$ podobne ako pri izometrických kryštáloch a vyvinutejšie sú prizmy $\{110\}$ a $\{101\}$. Slabo sú vyvinuté prizmy $\{111\}$ a $\{11-1\}$, pinakoidy $\{010\}$ a $\{101\}$ (obr. 3a, b).

Tabulkovité kryštály monazitu

Pre túto skupinu sú charakteristické silno sploštené kryštály podľa dominantne vyvinutého pinakoidu $\{100\}$ (obr. 4a, b). Okrem toho sa na kryštáloch vyskytujú pinakoidy $\{010\}$, $\{101\}$ a prizmy $\{110\}$, $\{111\}$, $\{11-1\}$.

Tabulkovitoprizmatické kryštály monazitu

Pre tento morfológický typ je charakteristický intenzívny vývin prizmy $\{110\}$ a pinakoidu $\{100\}$. V menšej miere sú zastúpené pinakoidy $\{010\}$ a $\{101\}$. Kryštály sú silne predĺžené v smere $[001]$. (obr. 5a, b).

Prizmatické kryštály monazitu

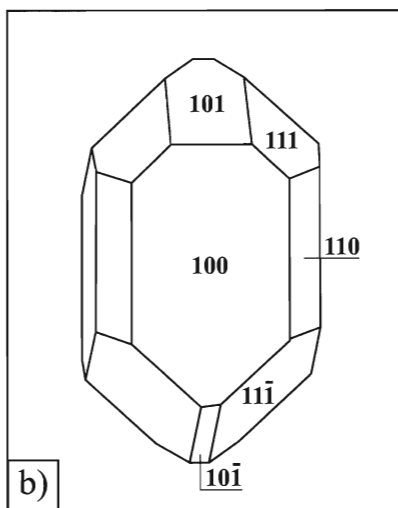
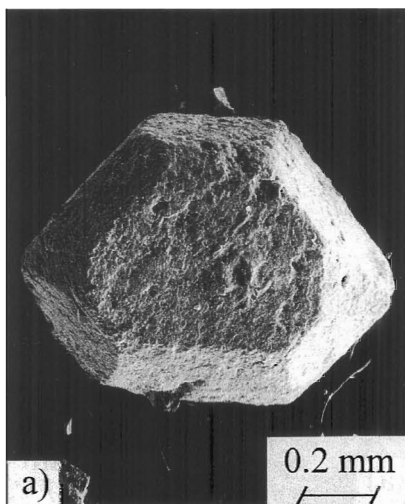
Kryštály patriace do tejto skupiny sú tvorené pinakoidmi $\{100\}$, $\{10-1\}$ a prizmami $\{110\}$, $\{021\}$ a sú výrazne predĺžené v smere $[001]$ (obr. 6a, b).

Prizmatickoizometrické kryštály monazitu

Tieto kryštály sa vyznačujú dominantným pinakoidom $\{100\}$. Len o niečo menšie sú plochy pinakoidov $\{010\}$, $\{110\}$ a $\{11-1\}$ (zrast prizmatickoizometrických kryštálov je na obr. 7a, b). Predĺženie kryštálov v smere $[001]$ je viditeľne menšie ako pri predchádzajúcom type.

Zrasty monazitov

Zrasty monazitov sú pomerne hojné. Keďže monazit kryštalizuje v monoklinickej sústave, v prizmatickom

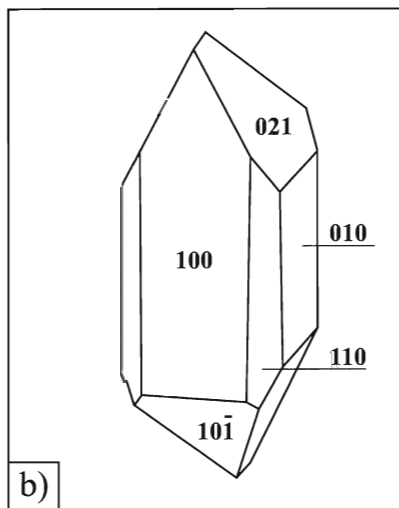
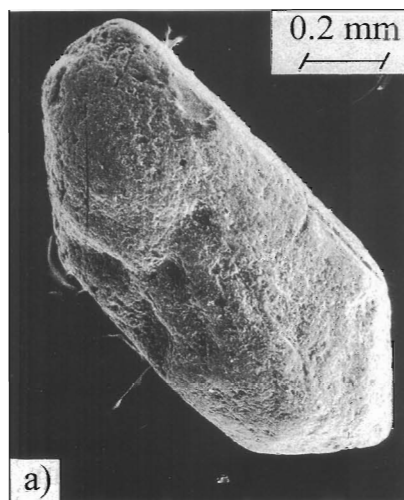


Obr. 5. a – tabulkovitoprizmatický kryštál monazitu, b – jeho morfológická interpretácia.

Fig. 5. a – tabular-prismatic crystal of monazite, b – morphological interpretation.

oddelení sú zákonné zrasty najčastejšie podľa (100) a (001) . Zákonný zrast podľa (010) nie je možný, lebo táto rovina je v danej bodovej grupe rovinou súmernosti. V študovaných vzorkách sme našli len penetračné zrasty a časté bolo penetračné prerastanie nerovnako veľkých jedincov (obr. 8a, b). Prerastlice tvorili vždy rovnaké farebné variety.

Komplikované penetračné prerastanie ôsmich monokryštálov je na obr. 8a, b. Ako východiskový kryštál sme vybrali vždy najväčší, označený je ako č. 1 v štandardnej kryštalografickej orientácii. S kryštálom č. 1 podľa (100) zrastá kryštál č. 3 podobne ako zrast na obr. 7a. Kryštál č. 2 zrastá s kryštálom č. 1 podľa (001) . Kryštál č. 4 zrastá s kryštálom č. 2 podľa (100) . Pre nejednoznačne identifikovateľné plochy orientáciu kryštálu č. 5 nemožno určiť, a preto sa nedá zistiť spôsob zrastu s kryštálom č. 1, ale je zrejme, že kryštál č. 5 zrastá s kryštálom č. 6 podľa (100) .



Obr. 6. a – prizmatický kryštál monazitu, b – jeho morfológická interpretácia.

Fig. 6. a – prismatic crystal of monazite, b – morphological interpretation.

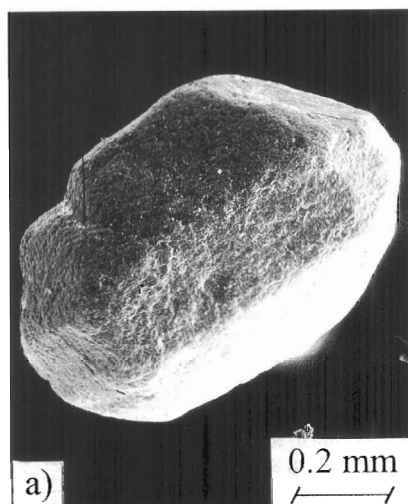
Epitaxné zrasty

Vo viacerých prípadoch sa spozorovalo penetračné epitaxné zranie monazitu s priesačným bezfarebným zirkónom (obr. 9).

V niektorých prípadoch sme zistili prerastanie viacerých kryštálov zirkónu cez jediný kryštál monazitu. Najčastejšie zrastali žlté kryštály monazitu so svetlým zirkónom, zriedkavejšie boli zrasty tmavšieho monazitu so svetlým zirkónom.

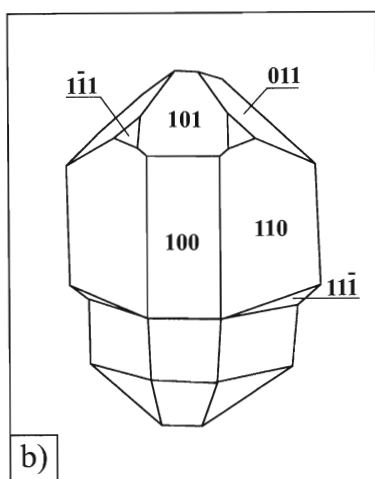
c) Farba monazitu

Vo vzorkách je monazit farebne pomerne pestrý, ale farebné variety nie sú kvantitatívne zastúpené rovnako. Vo všetkých vzorkách prevládajú žltohnedé kryštály (v priemere od 53–73 %) a zvyšok tvorí tmavý, zelenkastý a červenkastý monazit. Všetky farebné variety sme orientačne podrobili elektrónovej mikroanalýze.



a)

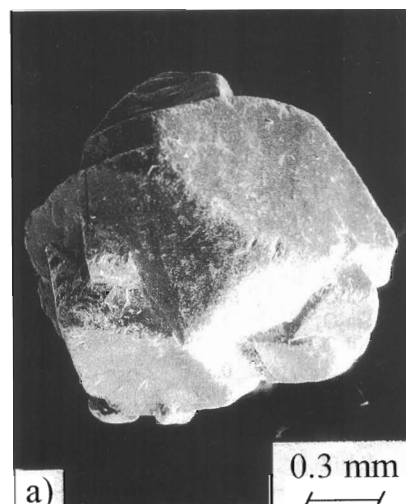
0.2 mm



b)

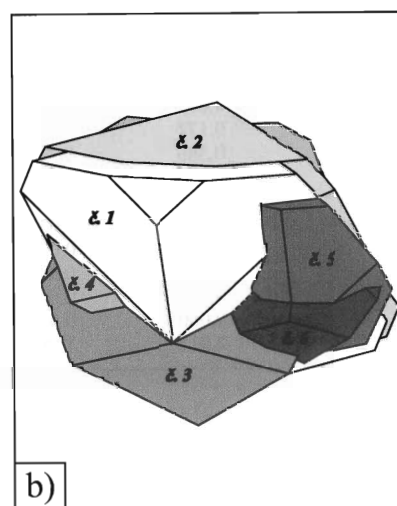
Obr. 7. a – zrast prizmaticoizometrických kryštálov monazitu, b – jeho morfológická interpretácia.

Fig. 7. a – twinned prismatic-isometric crystals of monazite, b – morphological interpretation.



a)

0.3 mm



b)

Obr. 8. a – zrast ôsmich kryštálov monazitu, b – jeho morfológická interpretácia.

Fig. 8. a – twinned of eight monazite crystal individuals, b – morphological interpretation.

Obr. 9. Epitaxiálny zrast monazitu so zirkónom.

Fig. 9. Epitaxial twin of monazite with zirkone.

d) Elektrónová mikroanalýza monazitu

Výsledky elektrónovej mikroanalýzy, kryštalochemické vzorce vypočítané na štyri atómy O a obsah monazitovej, huttonitovej a brabantitovej molekuly sú v tab. 2.

Z okrajových členov monazitového izomorfneho systému je najbohatšie zastúpená monazitová zložka (v priemere 85 %), ďalej huttonitová (9 %) a brabantitová (5 %; obr. 10).

Obsah REE v sledovanom monazite je 60–66 %. Orientačné analýzy ukázali istý trend v zastúpení REE vo farebných varietách monazitu:

1. Bezfarebný monazit obsahuje menej La, Ce a viac Sm.
2. Žltý monazit má vyšší obsah La a Ce, ale koncentrácia Nd v ňom je výrazne nižšia.



0.2 mm

Tab. 2
Mikrosondové analýzy monazitu (hmot. %)
Microprobe analyses of monazite (weight %)

	1/c	2/c	3/t	4/t	5/z	6/z
P ₂ O ₅	29,26	30,98	30,55	30,54	28,32	28,99
SiO ₂	0,33	0,47	0,44	0,53	0,69	0,32
ThO ₂	7,26	5,86	5,33	6,38	8,81	5,79
La ₂ O ₃	11,78	13,39	14,59	12,37	13,41	13,93
Ce ₂ O ₃	26,7	27,76	27,27	27,81	26,85	26,64
Pr ₂ O ₃	4,24	4,31	4,42	4,76	4,26	4,45
Nd ₂ O ₃	14,78	11,98	11,62	11,92	10,76	10,78
Sm ₂ O ₃	3,36	2,69	2,22	2,59	2,2	2,4
Gd ₂ O ₃	1,18	1,39	1,46	1,49	1,05	1,83
Yb ₂ O ₃	0,32	0,28	0,33	0,34	0,34	0,25
FeO	0,09	0,14	0,1	0,05	0,1	0,14
CaO	1,41	0,9	0,87	0,95	1,01	0,87
Σ	100,71	100,15	99,2	99,73	97,8	96,39
Σ REE	62,36	61,8	61,91	61,28	58,87	60,28

Katióny prepočítané na 4 O
Calculated on basis of 4 O

P ⁵⁺	0,977	1,010	1,007	1,004	0,973	0,997
Si ⁴⁺	0,013	0,018	0,017	0,020	0,028	0,013
Th ²⁺	0,065	0,051	0,047	0,056	0,081	0,053
La ³⁺	0,172	0,190	0,210	0,177	0,201	0,209
Ce ³⁺	0,386	0,391	0,389	0,395	0,399	0,396
Pr ³⁺	0,061	0,060	0,063	0,067	0,063	0,066
Nd ³⁺	0,208	0,165	0,162	0,165	0,156	0,156
Sm ³⁺	0,046	0,036	0,030	0,035	0,031	0,034
Gd ³⁺	0,015	0,018	0,019	0,019	0,014	0,025
Yb ³⁺	0,004	0,003	0,004	0,004	0,004	0,003
Fe ^{2+,3+}	0,003	0,005	0,003	0,001	0,003	0,005
Ca ²⁺	0,060	0,037	0,036	0,039	0,044	0,038
Σ	2,01	1,984	1,987	1,982	1,997	1,995

Koncové členy monazitu (mol. %)
Monazite end-members (mol. %)

Huttonit	12,2	9,1	8,5	9,8	13,3	9,9
Brabantit	7,6	6,0	5,8	6,3	7,2	5,4
Monazit	80,2	84,9	85,7	84,0	79,5	84,6

c – červený monazit, t – tmavý monazit, z – zelený monazit
c – red monazite, t – dark monazite, z – green monazite

3. V tmavých a zelených varietách monazitu je veľký rozptyl koncentrácie prvkov REE.

4. Veľký rozptyl koncentrácie prvkov REE má aj červený monazit, avšak pozorovateľná je nižšia koncentrácia Pr a Yb.

Na základe štúdia chemického zloženia možno medzi obsahom prvkov REE konštatovať takéto vzájomné vzťahy:

1. Koncentrácia Sm a Nd klesá s rastúcim obsahom La (korelačný koeficient 0,78 a 0,76).

2. Koncentrácia Sm a Gd klesá s rastúcim obsahom Ce (korelačný koeficient 0,65 a 0,57).

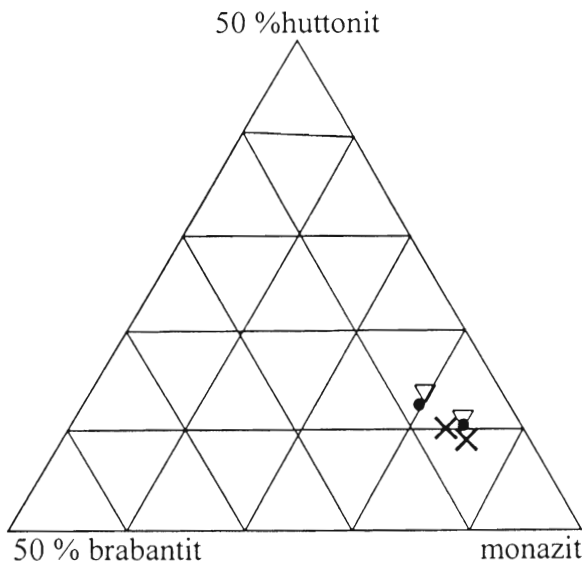
Diskusia a záver

V kryštalíniku jz. veporika tvorí monazit výrazné sekundárne anomálne koncentrácie vo forme monokryš-

tálov, jednoduchých zrastov a polykryštalových zrastových agregátov. Kryštály a zrastové agregáty sú veľké 3, zriedka až 4 mm. Také veľké kryštály sa pri výskume akcesorických minerálov v Západných Karpatoch doteraz nezistili.

Prevládajúcim morfológickým typom sú izometrické a izometrickotabulkovité kryštály (60–90 %), zriedkavejšie izometrickoprizmatické (0,5–10 %) a tabulkovité (1–5,5 %) a najslabšie sú zastúpené tabulkovitoprizmatické (1–3 %) a prizmatické kryštály (0,5–2 %). Rovnaké a podobné morfológické typy uvádza Bačo (1980) z oblasti Iplá a Krnej. Na základe rovnakého štatistického hodnotenia z oblasti Seliec z južného veporika opísal podobné morfológické typy Pankuch (1992).

Z porovnania našich výsledkov s výsledkami Bačo (1980) a Pankucha (1992) vychodí, že monazit v kryštáli-



Obr. 10. Graf zastúpenia monazitovej, brabantitovej a huttonitovej molekuly v študovaných vzorkách monazitu (∇ – zelený monazit, × – tmavý monazit, • – červený monazit, ◊ – svetlý monazit, + – žltý monazit).

Fig. 10. Diagram relating monazite to huttonite and brabantite in studied samples. (∇ – green monazite, × – dark monazite, • – red monazite, ◊ – light monazite, + – yellow monazite).

niku jz. a južného veporika má typickú morfológiu s prevládajúcimi izometrickými a izometrickotabulkovitými kryštálmi.

Monazit v skúmanej oblasti často tvorí zrasty, ktoré sú väčšinou prerastlicami dvoch až štyroch kryštálov, ale sú aj komplikované prerastlice až šiestich kryštálov (obr. 8a, b). Z iných tektonických jednotiek Západných Karpát sa zrasty monazitov uvádzajú zriedkavejšie, ale môže to vyplývať aj z rozličných spôsobov spracovania vzoriek. Naše vzorky sú z ťažkých koncentrátov zo zvetranín, kým ostatní autori väčšinou študovali koncentráty z drvených materiálov, kde je pravdepodobnejšia deštrukcia kryštálov. Veľkoobjemové vzorky zo zvetranín na morfológický výskum poskytujú oveľa viac a vhodnejšieho materiálu.

Elektrónové mikroanalýzy potvrdzujú, že študované vzorky monazitu veľmi pravdepodobne pochádzajú z jedného zdroja. Svedčí o tom malý rozptyl pozičných bodov v trojuholníkovom diagrame monazit – brabantit – huttonit (obr. 10).

Zdrojom časti monazitu môžu byť horniny, v ktorých je akcesorický minerál. Ako materská hornina prichádza do úvahy pararula, migmatit, amfibolit, granit, leukogranit a aplit (obr. 1).

Predpokladáme, že monazit, ktorý tvorí anomálne koncentrácie, väčšie kryštály a vyskytuje sa spolu s hydrotermálnymi minerálmi (Au, scheelit, rumelka, pyrit), môže mať hydrotermálny pôvod, ale nedá sa vylúčiť ani to, že pochádza zo žíl alpského typu.

Podakovanie. Ďakujeme RNDr P. Uherovi, RNDr I. Holického a RNDr. J. Krištínovi za zhotovenie SEM mikrofotografií, RNDr. M.

Köhlerovej a RNDr. P. Konečnému za vyhotovenie elektrónových mikroanalýz.

Literatúra

- Bačo, P., 1980: Rádioaktivita šlichov z veporidného kryštálinika. [Diplomová práca.] *Manuskript – PRIF UK, Bratislava*, 52.
- Bezák, V. & Planderová, E., 1981: Nové poznatky o veku metamorfítov v kohútskom pásme veporidov. *Geol. Práce, Spr.*, 75, 183–184.
- Burnotte, E., Pirard, E. & Michel, G., 1968: Genesis of Gray Monazites: Evidence from the Paleozoic of Belgium. *Econ. Geol.*, 81, 1417–1429.
- Bukanov, V. V. & Švecová, I. V., 1966: Tipomorfnye osobennosti akcesornogo monacita iz žil alpijskogo tipa Pripolarnogo Urala. *Mineral. Sbor. (Lvov)*, 20, 4, 595–599.
- Broska, I. & Uher, P., 1991: Regional typology of zircon and its relationship to allanite/monazite antagonism (on an example of Hercynian granitoids of Western Carpathians). *Geol. Carpath.*, 42, 5, 271–277.
- Broska, I. & Šiman, P., 1998: The breakdown of monazite in the West Carpathian Veporic orthogneisses and Tatric granites. *Geol. Carpath.*, 49, 3, 161–167.
- Finger, F., Broska, I., Roberts, M. P. & Schermaier, A., 1998: Replacement of primary monazite by apatite – allanite – epidote coronas in an amphibolite facies granite gneiss from the eastern Alps. *Amer. Mineralogist*, 83, 248–258.
- Goldschmidt, V., 1920: Atlas der Krystallformen, Carl Winters Universitätsbuchhandlung Heidelberg, band VI, 144.
- Henderson, P., ed. 1984: Rare earth element geochemistry Developments in Geochemistry 2, Amsterdam, 510.
- Hovorka, D. & Hvoždára, P., 1965: Akcesorické minerály veporidných granitoidných hornín – I. *Acta geol. geogr. Univ. Comen.*, 9, 145–181.
- Hovorka, D., 1968: Akcesorické minerály niektorých typov granitoidov Malej Magury, Malej Fatry a Tribeča. *Acta geol. geogr. Univ. Comen.*, 13, 165–191.
- Hvoždára, P., 1967: Zlato-scheelitová mineralizácia v strednej časti veporid. *Geol. Práce, Spr.*, 41, 167–172.
- Hvoždára, P., 1971: Indície vysokotermálnych Au a W mineralizácií. *Mineralia Slov.*, 3, 255–261.
- Hvoždára, P., 1980: Prospekčné minerály tatroveporidného kryštálinika. *Acta geol. geogr. Univ. Comen.*, 35, 5–43.
- Hvoždára, P., Hurai, V., Kraviansky, G. & Linkešová, M., 1985a: Regionálna geochémia Západných Karpát, Slovenské rudohorie – západná časť. VP-rudy *Manuskript – archív Geofond, Bratislava*, 200.
- Hvoždára, P., 1985b: Distribúcia minerálov vzácných zemín v kryštáliniku tatroveporid. In: *Akcesorické minerály a ich význam. GÚDŠ, Bratislava*.
- Hvoždára, P., Fejdi, P., Ženiš, P., Krištín, J., Bačo, P., Pankuch, K., Vídenská, N., Precúch, J. & Iró, S., 1994: Vzácné zeminy v kryštáliniku Západných Karpát – veporikum. [Záverečná správa.] *GÚDŠ, Bratislava*, 80.
- Každan, A. B., 1966: Osnovy razvedky mestoroždenij redkych i radioakubnich metalov *Vysšaja škola, Moskva*, 279.
- Kucharenko, A. A., 1961: Mineralogija rozszypej. *Gosgeoltechizdat, Moskva*, 317.
- Lipin, B. R. & Mc Kay, G. A. (Eds.), 1989: Geochemistry and Mineralogy of Rare Earth Elements. *Rev. min. 21. Mineral. Soc. Amer.*, 348.
- Lomozová, V. & Pácal, Z., 1968: Monazit v aluviu Rolavy a Černého potoka. *Věst. Ústř. Úst. geol.*, XLIII, 131–134.
- Miko, O. & Határ, J., 1976: Kryštálinikum Žiaru: Nové poznatky o stavbe, akcesorické minerály. *Mineralia Slov.*, 8, 335–355.
- Mišík, M., 1955: Akcesorické minerály malokarpatských žulových masívov. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 4, 161–175.
- Ni, Y., Hughes, J. M. & Mariano, A. N., 1995: Crystal chemistry of the monazite and xenotime structures. *Amer. Mineralogist*, 80, 21–26.
- Pankuch, K., 1992: Minerály vzácných zemín južnej časti veporika. [Diplomová práca.] *Manuskript – archív PRIF UK, Bratislava*, 82.

- Petrík, I. & Broska, I., 1985: Akcesorický allanit a monazit: význam pre interpretáciu zloženia granitoidných hornín. In: *Akcesorické minerály a ich význam. GÚDŠ, Bratislava.*
- Semenov, E. I., 1963: Mineralogija redkychzemel' *Izd. AN SSSR, Moskva, 412.*
- Uher, P. & Broska, I., 1996: Post – orogenic Permian granitic rocks in the Western Carpathian – Pannonian area: Geochemistry, mineralogy and evolution. *Geol. Carpath., 47, 5, 311–321*
- Vass, D. & Elečko, M., 1992: Vysvetlivky ku geologickej mape Lučenskej kotliny a Cerovej vrchoviny. *GÚDŠ, Bratislava, 196.*
- Veselský, J., 1972: Akzesorische minerale granitoider Gesteine der Kleinen karpaten. *Geol. Zbor., 23, 1, 115–133.*
- Veselský, J. & Gbelský, J., 1978: Výsledky štúdia akcesorických minerálov granitoidov a pegmatitov Malých Karpát. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., 33, 91–113.*
- Vídenská, N., 1994: Minerály vzácných zemín v granitoidných horninách juhovýchodného veporika. [Diplomová práca]. *Manuskript – archív PRIF UK, Bratislava, 78.*

Mammuthus primigenius (Blumenbach, 1799) (Proboscidea, Mammalia) od Čiernej Vody

PETER HOLEC

Prírodovedecká fakulta UK, katedra geológie, Mlynská dolina 1, 842 15 Bratislava

(Doručené 26. 2. 1999)

Mammuthus primigenius (Blumenbach, 1799) (Proboscidea, Mammalia) from Čierna Voda

Permanent molar M¹ dext. of the *Mammuthus primigenius* (Blumenbach, 1799) in the sands and gravels of the Danube river is described in this paper. This species lived in Central Europe mainly during the Late Pleistocene – Würm – Weiselian glaciation.

Key words: Vertebrata, Mammalia, Pleistocene, *Mammuthus primigenius*

Úvod

Medzi obcou Čierna Voda a Sedín v Podunajskej nížine, asi 3 km na JZ od Čiernej Vody a na SSZ od kóty 118,0 na bagrovisku v štrkopieskovej terase Dunaja (pozri obr. 1 – situačný náčrtok, lokalita je označená čiernym terčíkom) našiel bagrista, ktorého meno nepoznám, zub mamuta. Nálezca dal zub L. Psotovi z Košút, ten ho požičal študentovi M. Kudlaňovi, ktorý mi ho priniesol na spracovanie. Keďže zub nebol včas zakonzervovaný, rozpadol sa na tri časti a okrem toho sa začali roztvárať aj lamely, a to najmä v prednej časti zuba. Nález je v súkromnej zbierke L. Psotu.

Geologické pomery

Podunajská nížina zaberá na slovenskom území asi 8000 km². Jej nadmorská výška je 105 až 250, výnimočne až 300 m n. m. Predstavuje hlbokú depresiu vyplnenú tretohornými a štvrtohornými sedimentmi. Jej hlavné fázy vývoja sa začali v miocéne a pokračovali cez pliocén do pleistocénu. Vývoj dodnes nie je celkom skončený. Dunajská nížina je mladá riečna nížina, tvoria ju riečne sedimenty Dunaja a jeho ľavých prítokov – Váhu, Nitry, Hrona, Žitavy a Ipľa (Lukniš a Vaškovský, 1968). Na území by sa mohol vyskytovať aj vážsky štrk, ale pravdepodobne vo väčšej hĺbke.

Hrúbka dunajského štrku rastie od Z na V a dosahuje 300–400 m. V jeho podloží je neogénny íl a piesok (Buday, Cambel a Mahel, 1962). Napriek veľkej hrúbke a rozlohe sú dunajský štrk a piesok z biostratigrafického hľadiska slabo preskúmané. Šťasti to spôsobuje aj vysoká hladina podzemnej vody, ktorá znemožňuje štúdium súvislejších, dlhších profilov. Okrem toho je veľmi pravdepodobné, že sú zvyšky fosílií vo fluvialných sedimentoch redeponované (Guenther, 1953).

Dunajský štrk a piesok nie sú príliš vhodným materiálom na fosilizáciu organických zvyškov, no niektoré mimoriadne odolné alebo veľké zvyšky fosílnych zvierat, ako boli mamuty, sú schopné fosilizácie aj v takomto prostredí. Dokazuje to aj nález zuba mamuta staršieho typu (*Mammuthus trogontherii*) od Gabčíkova (Holec, 1993) alebo veľkých cicavcov – mamuta a zvyškov turov od Kráľovej nad Váhom z vážskeho štrku, ako aj dlhých kostí jeleňa obrovského z dunajského štrku od Okoča (nepublikované).

Paleontologická časť

Rad: *Proboscidea* Illiger, 1811

Nadčelad: *Elephantoidea* Osborn, 1921

Čelad: *Elephantidae* Gray, 1821

Podčelad: *Mammuthinae* Simpson, 1845

Rod: *Mammuthus* Burnett, 1830

Druh: *Mammuthus primigenius* (Blumenbach, 1799)

Obr. 2a, b

1954 *Mammonteus primigenius* (Blumenbach) – V. R. Garutt: Južnyj slon Archidiskodon meridionalis (Nesti) iz pliocena etc., s. 3–76.

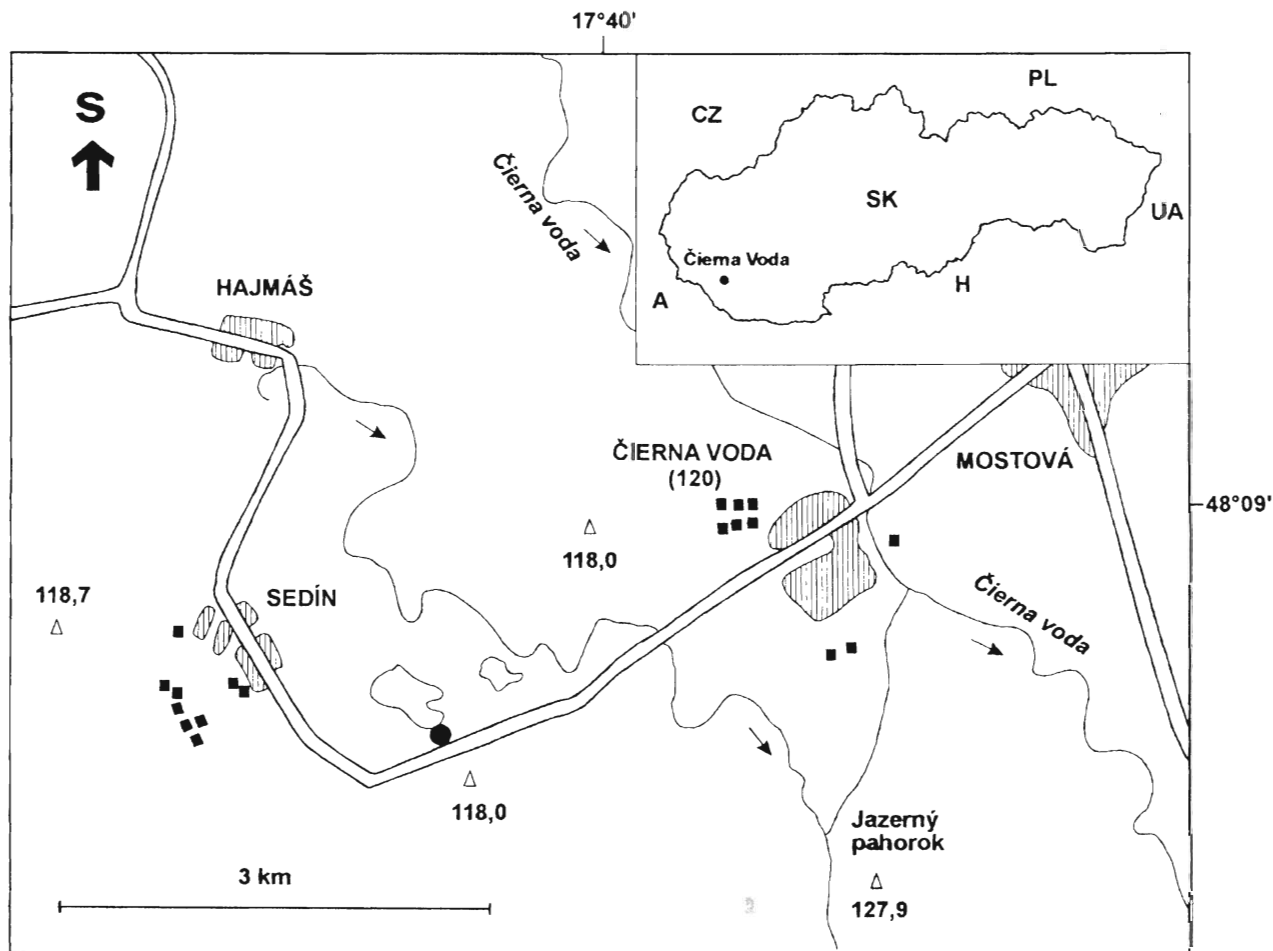
1957 *Mammuthus primigenius* (Blumb.) – I. A. Dubrovo: K rodovej sistematike podsem. Elephantinae Gray (slony). s. 223–230.

1957 *Mammonteus primigenius* Blumenb. – V. Toepfer: Die Mammutfunde von Pfännerhall in Geiseltal. s. 8–39, Tab. 8–21.

1960 *Mammonteus primigenius* Blumb. – Z. Schmidt: Nález spodnej čeluste mamuta etc., s. 3–10, obr. 1–4.

1960 *Mammonteus primigenius* Blumb. – R. Musil: Štěrková terasa Moravy u Malých Levár. s. 11–31, obr. 4, 5, 6, 7, 8.

1968 *Mammonteus primigenius* (Blumenbach). – R.



Obr. 1. Situačný náčrtok lokality (čierny terčik pri kóte 118,0) a situovanie obce Čierna Voda na Slovensku.

Fig. 1. Situation sketch of the locality (black point near bench mark 118.0) and location of the village Čierna Voda in Slovakia.

Musil: Die Mammutmolaren von Přemostí (ČSSR). s. 5–191, Tab. 29, 30, 31, 33, 36, 37, Fig. 2.

1984 *Mammuthus primigenius* (Blumenbach) – A. Ďurišová: Nové nálezy slonovitých chobotnáčov etc.

1991 *Mammuthus primigenius* (Blumb.). – A. Ďurišová, C. Ambros: Fosílné zvyšky mamuta etc., s. 13–40, obr. 3–6.

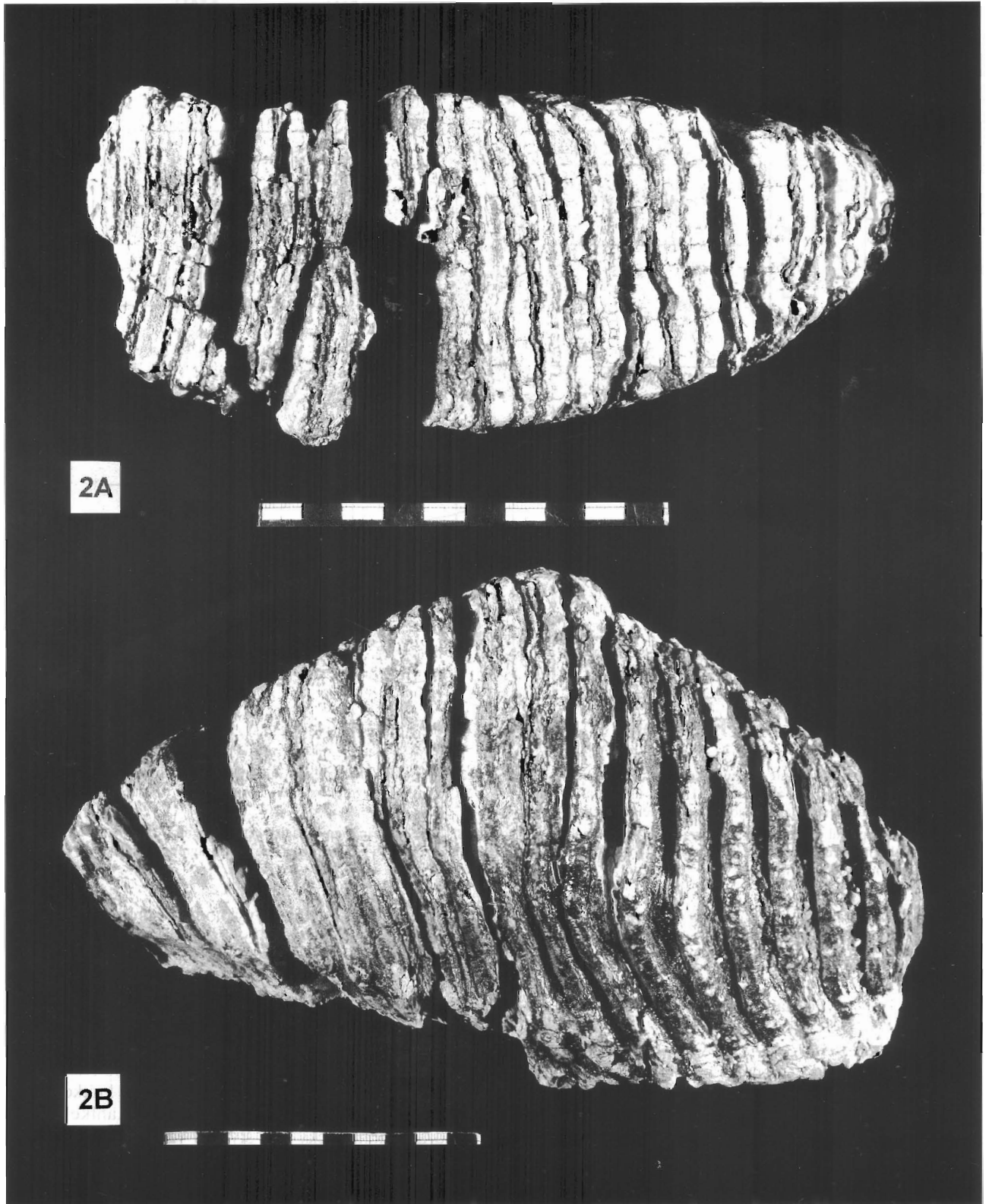
1992 *Mammuthus primigenius* (Blumenbach, 1807). – P. Holec: Novšie nálezy zvyškov Palaeoloxodon antiquus etc., s. 461–466, obr. 2, 3, 4.

Pri opise zuba, určovaní a výpočte indexov som vychádzal z prác Musila (1968) a Guenthera (1953, 1975, 1977, 1981).

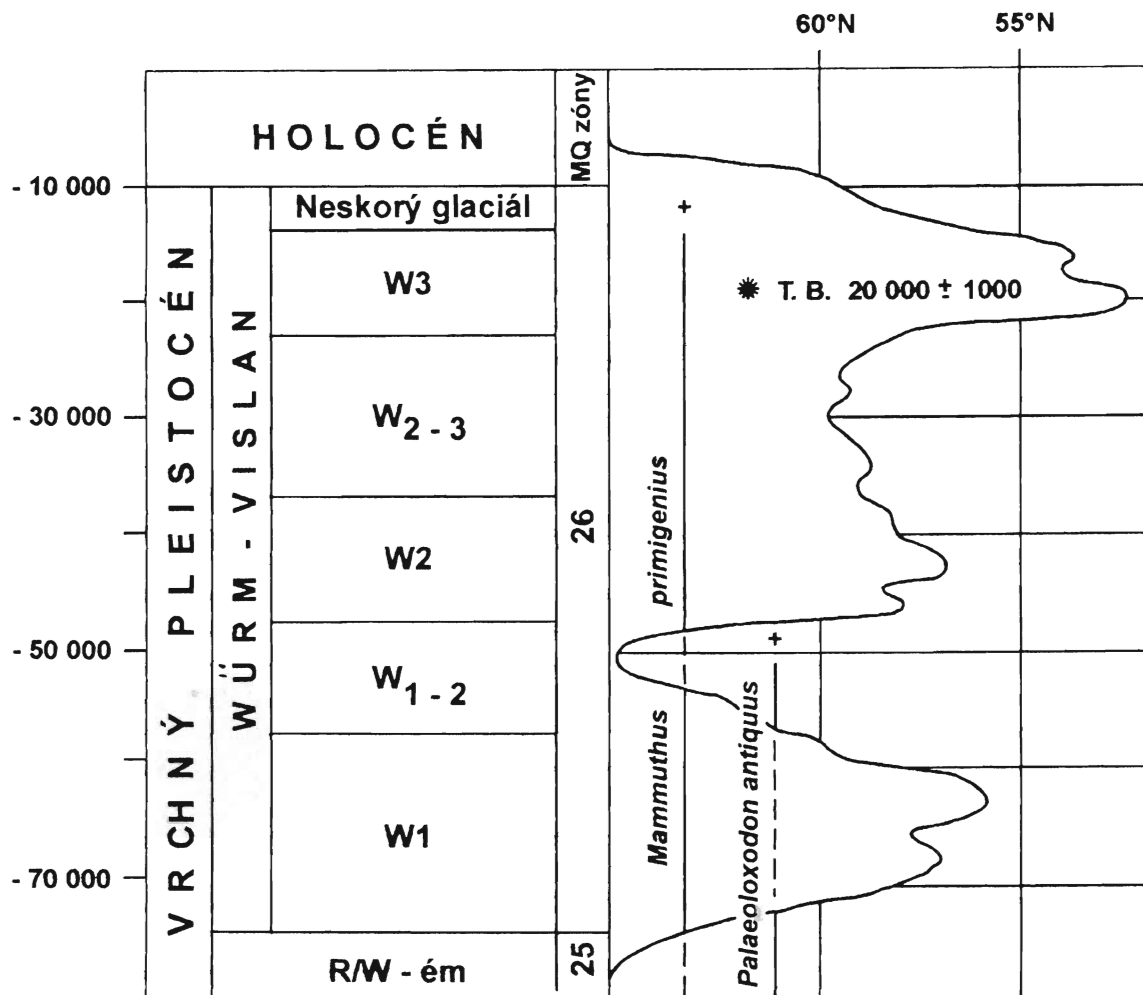
Opis materiálu: Je zachovaná tretia pravá horná stolička mamuta ($M^3_{dext.}$) neskorého typu – *Mammuthus primigenius* (Blumenbach) – bez koreňa (pozri obr. 2). Z prednej časti sú asi dve a pol lamely odlomené, ostatných 20 je zachovaných (ak sa počíta aj tá predná polovica lamely). Pre neskoré zakonzervovanie zuba sa lamely v prednej časti začali roztvárať. Na žuvacej ploche bolo vo

funkcii 13, resp. 14 lamiel. Žuvacia plocha je oválna, jej bukálny okraj zreteľne konvexný, kým linvuálny je priamy. Z oboch bokov, najmä v prednej časti, je zub pokrytý zachovaným cementom. V zadnej časti je cement iba medzi lamelami a tie cezeň prečnievajú. Na vonkajšej ploche zuba je viditeľné prehnutie lamiel. Prvých päť lamiel je priamych, 6. až 9. sa stáčajú v spodnej tretine mierne dozadu (distálne). Tento trend sa zachováva aj pri 10. až 17. lamele, ale tie sa smerom na povrch zuba opäť mierne stáčajú dopredu (esovitě prehnutie) 18. a 19. lamela sú priame, iba pri vrchole zahnuté smerom dopredu (mesiálne). 20. lamela tvorí len malý distálne prehnutý stĺpik. Zub je najvyšší na 11. a 12. lamele, ktorých vrchné časti tvoria úplne zadnú časť žuvacej plochy ($v = 178,0$ mm). Lamelová formula je $2/\infty 20$ (x). Typ splynutia lamiel je lat. ann. med. lam.

Rozmery: Maximálna dĺžka zuba je 303,4 mm, ale treba odpočítať šírku vzniknutých priečných puklín (približne 27,0 mm; po odrátaní je zub dlhý približne 276,4 mm). Dĺžka žuvacej plochy je vzhľadom na odlomenú prednú časť a spomenuté pukliny približne 176,0 mm a šírka



Obr. 2. *Mammuthus primigenius* M³ dext. a – pohľad na žuvaciu plochu, b – pohľad na bukálnu plochu zuba.
Fig. 2. *Mammuthus primigenius* M³ dext. a – occlusal surface, b – buccal surface.



Tab. 1. Stratigrafické rozšírenie mamuta, lesného slona a pevninského ľadovca vo vrchnom pleistocéne v strednej Európe. Stratigrafická tabuľka je čiastočne modifikovaná podľa Horáčka a Ložeka (1988) a Guérina (1982; MQ-zóny). Hviezdičkou a skratkou T. B. je označený rádiometricky datovaný nález fragmentu mamutieho kla od Trenčianskych Bohuslavíc.

Table 1. Stratigraphical range of woolly mammoth, wood elephant and continental glacier during upper Pleistocene in Central Europe. Stratigraphical table is a little modified after Horáček and Ložek (1988) and Guérin (1982; MQ zones). The finding of the tusk fragment from the Trenčianske Bohuslavice is marked by a little star.

žuvacej plochy na 6. lamele 87,0 mm. DLQ = 13,82, DLI = 7,23 a DŠQ = 3,17. Na 10 cm pripadá sedem lamiel. Hrúbka skloviny je od 1,3 do 2,5 mm.

Poznámky a vzťahy

Mammuthus primigenius sa vyvinul z druhu *Mammuthus trogontherii*, mamuta staršieho typu, koncom stredného pleistocénu – risu. Masovo sa vyskytoval najmä v poslednej ľadovej dobe – würme a na jej konci aj vyhynul (pozri tab. 1). Bolo to zhruba pred 250 tisíc až 10 tisíc rokmi. Pri spracúvaní niekoľko sto zubov z Predmostí sa ich stavbou a znakmi na nich, ako aj rozšírením mamutov veľmi podrobne zaoberal Musil (1968, 1985). Mamuty vrchného pleistocénu boli adaptované na studené podnebie, ale znášali aj teplejšiu klímu. Vyhýbali sa súvislým lesom a žili v otvorenej tundrovitej krajine, arktickej stepi alebo stepi (Musil, 1985). Mamut bol

rozšírený v celej strednej a východnej Európe a v celej severnej a východnej Ázii. Po pevninskom moste v mieste dnešného Beringovho prielivu prešiel do Severnej Ameriky. Dosiahol aj japonské ostrovy Rjúkju, Kjúšu a jv. časť ostrova Honšu (Dubrovo, 1981). V tomt čase oscilovala len jeho západná a južná hranica. Začiatkom würmu prenikol až do južného Francúzska, severného Talianska, severnej časti bývalej Juhoslávie a do celého Rumunska. Takýto stav trval až do W3, keď v pomerne krátkom čase v celej oblasti vyhynul (Musil, 1985). Kahlke (1973) uvádza rádiometrický vek štyroch vzoriek. Prvá bola zo srsti mamuta z Jakutska. Výsledok bol 39 000 rokov. Rovnaký výsledok poskytlo aj tukové tkanivo mamuta od Berezovky. Podkožné tukové tkanivo mamuta od rieky Mochovaja bolo staré 32 500 rokov a napokon mamut od Mamutovej rieky 11 450 ± 250 rokov. Vyhynutie mamuta sa dáva do súvislosti so zmenou vegetačného pokryvu, ktorá nastala pri postupnom otepľovaní koncom

pleistocénu a začiatkom holocénu. Názor, že ho vyhubil paleolitický človek, sa mi nevidí opodstatnený. Človek lovil mamuty, ale ľudská populácia v tom čase bola pomerne málo početná. Odhaduje sa, že koncom pleistocénu žilo na celom svete okolo 10 miliónov ľudí, väčšia časť z nich azda v oblasti rovníka. Len na porovnanie uvádzam vyhynutie lesného slona (*Palaeoloxodon antiquus*), ktorý vystriedal mamuta a po oteplení a rozšírení lesných porastov obýval naše územie (pozri tab. 1).

Zo Slovenska sú nálezy mamutov pomerne časté. Z Bojnických kúpeľov opísal spodnú čeľusť s M_3 dext. et sin. Schmidt (1960), Silnický (1930) opísal mamutie kosti zo Skalky pri Púchove, zvyšky mamuta z risu Zázvorka (1954) z Lenártovíc, Šrobárovej, z Chrámcia pri Dubovci a z Vlčkovíc Fejfar (1963). V mladopaleolitckej lokalite Moravy nad Váhom sa našli zvyšky mamutov aj v spráši. Nálezy pleistocénnej fauny na Slovensku včítane mamutov uvádza Holec (1985). Rovnako v spráši mladopaleolitckého táboriska pri Trenčianskych Bohuslaviciach sa zistili zvyšky mamuta *Mammuthus primigenius* a metódou ^{14}C sa ich vek stanovil na $20\,000 \pm \pm 1000$ rokov (pozri tab. 1; Holec a Kernátsová, 1997). Zo spráše pri Ratnovciach sú zvyšky mamutov (Kasperek in Skutil, 1938). O nálezoach zvyškov mamutov pri Piešťanoch sa zmienil už D. Štúr (1860, in Fusán, 1960). Zvyšky mamutov zo spráše z tehelne obce Nána spomína aj Schmidt (1972). Schmidt (1975) uvádza 156 pleistocénnych nálezísk zvyškov rozličných druhov chobotnatcov zo Slovenska. Zo štrkoviska rieky Moravy pri Malých Levároch opísala zvyšky mamutov a lesného slona Ďurišová (1984) a Holec (1992), z Banky pri Piešťanoch Ďurišová a Ambros (1991). K najsevernejším nálezom z nášho územia patrí stolička mamuta z Oravy (Halouzka a Holec, 1993). Vo vývoji zubov sa vyskytujú aj patologické javy. Opísal ich napr. Adam (1994) z jz. časti Nemecka.

Záver

Nález zuba neskorého typu mamuta – *Mammuthus primigenius* – indikuje vek dunajskej terasy pri obci Čierna Voda na koniec riského zaľadnenia – koniec stredného pleistocénu až vrchný pleistocén – würm – vislan (približne od 250 tisíc do 10 tisíc rokov pred dneškom). Na základe hrúbky skloviny a počtu lamiel predpokladám, že ide skôr o jedinca žijúceho v poslednej ľadovej dobe – würme (= vislan), čím sa vekový odhad – počítajúc od súčasnosti – zužuje na približne 70 tisíc až 10 tisíc rokov.

Podakovanie. Ďakujem p. L. Osvaldovi za zhotovenie fotografie, pani Petrikovej za nakreslenie obr. 3, sčasti aj 1 a svojej manželke za nákres obr. 1

Literatúra

Adam, K. D., 1994: Anomalien des Zahnwechsels bei Elephas primigenius aus dem Quartär des Oberrheins. *Stuttgarter Beitr Naturk. Ser. B., Nr. 211*, 36.

- Buday, T., Cambel, B. & Mahel, M., 1962. Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1:200 000 Wien – Bratislava. *Manuskript – archív Geofond, Bratislava*, 248.
- Dubrovo, I. A., 1957: K rodovej sistematike podsem. Elephantinae Gray (slony). *Vertebr. palasiat., Moskva, 1, 3*, 223–231
- Dubrovo, I. A., 1981 Die fossilen Elefanten Japans. *Quartärpaläontologie, Berlin, 4*, 49–84.
- Ďurišová, A., 1984: Nálezy slonovitých chobotnáčov v mladopleistocénnej terase rieky Moravy pri Malých Levároch, okres Senica. *Acta Rer. natur. Mus. nat. slov., Bratislava, 30*, 7–25.
- Ďurišová, A. & Ambros, C., 1991 Fossilne zvyšky mamuta druhu *Mammuthus primigenius* (Blumb.) (Proboscidea, Mammalia) z Banky pri Piešťanoch (ČSFR). *Zbor. Slov. nár. Múz., príř. Vedy, 37*, 13–40.
- Fejfar, O., 1963: Výzkum fosilních obratlovcu v roce 1963. *Zprávy geol. Výsk. z R. 1963 (Praha)*, 350–352.
- Fusán, O., 1960: Práce Dionýza Štúra, vybrané state. SAV, Bratislava, 553.
- Garutt, V. E., 1954: Južný slon *Archidiskodon meridionalis* (Nesti) iz pliocenu severnogo poberežia Azovskogo morja. *Trudy Kom. Izuč. červet. Per (Moskva, Leningrad) 10*, 2, 76.
- Guenther, E. W., 1953: Die bei der Grabung im Salzgitter-Lebenstedt geborgenen Backenzähne von Elefanten. *Eiszeitalter u. Gegenw., 3*, 189–191
- Guenther, E. W., 1954: Die diluvialen Elefantenzähne aus dem Nord-Ostsee-Kanal. *Meyniana, 2*, 34–69.
- Guenther, E. W., 1975: Die Backenzähne der Elefanten von Ehrigsdorf bei Weimar. *Palaont. Abh. Zentr. geol. Inst., 23*, 399–452.
- Guenther, E. W., 1977: Die Backenzähne der Elefanten von Taubach bei Weimar. *Quartärpaläontologie, Berlin, 2*, 265–304.
- Guenther, E. W., 1981 Die Backenzähne der Mammute von Salzgitter – Lebenstedt. *Quartärpaläontologie, Berlin, 4*, 27–41
- Guéřin, C., 1982: Première biozonation du pleistocène Européen principal résultat biostratigraphique de l'étude des Rhinocerotidae (Mammalia, Perissodactyla) du miocene terminal au pleistocene D'Europe occidental. *Geobios, 15*, 4, 593–598.
- Halouzka, R. & Holec, P., 1993: *Mammuthus primigenius* (Blumenbach, 1799) (Proboscidea, Mammalia) from Trstená (Orava region, Slovakia). *Západ. Karpaty, Sér. Paleont., 17*, 129–133.
- Holec, P., 1985: Vertebratenfauna des Quartärs in der Slowakei. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol., 39*, 115–128.
- Holec, P., 1992: Novšie nálezy zvyškov *Palaeoloxodon antiquus* (Falconer et Cautley, 1847) a *Mammuthus primigenius* (Blumenbach, 1807) (Proboscidea, Mammalia) od Malých Levár. *Mineralia Slov., 24*, 461–466.
- Holec, P., 1993: *Mammuthus trogontherii* (Pohlig, 1885) (Proboscidea, Mammalia) z dunajského štrku od Gabčíkova. *Mineralia Slov., 25*, 67–70.
- Holec, P. & Kernátsová, J., 1997: Cicavce/Mammalia) a ulitníky (Gastropoda) vrchného pleistocénu mladopaleolitckého táboriska v Trenčianskych Bohuslaviciach. *Mineralia Slov., 29*, 234–236.
- Horáček, I. & Ložek, V., 1988: Palaeozoology and the Mid-European Quaternary past: scope of the approach and selected results. *Rozpr. Čs. Akad. Věd. Ř. mat. příř. Věd, 98*, 4, 1–102.
- Kahlke, H. D., 1973: Objevy ve čtyřech světadřlech. *Orbis, Praha, 175*.
- Lukniš, M. & Vařkovský, I., 1968: Quaternary of the West Carpathians. *International Geological Congress, XXIII Session, Prague 1968, Guide to Excursion 31 AC Czechoslovakia, Prague* 42.
- Musil, M., 1960: Štěrková terasa Moravy u Malých Levár. *Acta Rer. natur. Mus. Slov., 6*, 11–32.
- Musil, R., 1968: Mammutmolaren von Předmostí (ČSSR). *Paläont. Abh., A, 3, 1*, 1–192.
- Musil, R., 1985: Paleobiography of terrestrial communities in Europe during the last Glacial. *Sbor. Nár. Múz. (Praha), XLI B, 1–2*, 1–83.
- Schmidt, Z., 1960: Nález spodnej čeľusti mamuta v Bojnických kúpeľoch. *Acta. Rer. natur. Mus. Slov., 6*, 3–10.
- Schmidt, Z., 1972: Nález *Mammuthus primigenius* (Blumenbach) v tehelni obce Nána okr. Nové Zámky. *Ochrana fauny, Bratislava, 6*, 2, 82.
- Schmidt, Z., 1975: Elefantoidné chobotnatce slovenských Karpát a nížin. *Manuskript – archív Geofond, Bratislava*, 1–74.

Silnický, K., 1930: Nález mamutích kostí. *Čas. Muz. slov. Spoloč., Martin*, 22, 2, 95.

Skutil, J., 1938: Paleolitikum Slovenska a Podkarpatskej Rusi. Turčiansky Svätý Martin. *Spisy hist. odboru Matice Slovenskej, Sv. 4*, 251.

Toefer, V., 1957: Die Mammutfunde von Pfännerhall im Geiseltal. *Veröff. Landesmus. Vorgesch., Halle*, 16, 1–58.

Zázvorka, V., 1954: Nález kosti fosilního savce v Chrámci, pošta Dubovec, južné Slovensko. *Čas. Nár. Muz. (Praha), R. přírodověd.*, 123, 1, 222–223.

Monitoring blokových pohybů v Slanských vrchoch

LUBOMÍR PETRO¹, BLAHOŠLAV KOŠŤÁK², ERIKA POLAŠČINOVÁ¹ a ZOLTÁN SPIŠÁK³

¹Geologická služba SR, Werferova 1, 040 11 Košice

²Ústav struktury a mechaniky hornin AV ČR, V Holešovičkách 41, 182 09 Praha 8, Česká republika

³Klímkovičova 30, 040 23 Košice

(Doručené 4. 12. 1998, revidovaná verzia doručená 22. 3. 1999)

Block movements monitoring in the Slanské vrchy Mts. (Eastern Slovakia)

Slope deformations in the neovolcanic region of the Slanské vrchy Mts. in Eastern Slovakia have frequently a form of block type deformations, with rigid blocks of volcanics creeping on plastic layers of Neogene and/or Paleogene sediments. Such blocks are found mostly in marginal zones of the mountains, where erosion cut into the contact of plastic and rigid rocks. Monitoring of deformations at three sites of the region proved active movements. Two localities provide clear evidence of gravitational slope movements. Movements registered at the third site of Košický Klečenov indicate presence of a tectonic factor rather than pure gravitation. The monitoring with the use of the TM-71 extensometer came to positive results in the Slanské vrchy Mts., and is recommended to be continued with a special attention to the factor of active tectonic movements.

Key words: Slanské vrchy Mts., block type deformations, movements monitoring, extensometer TM-71

Úvod

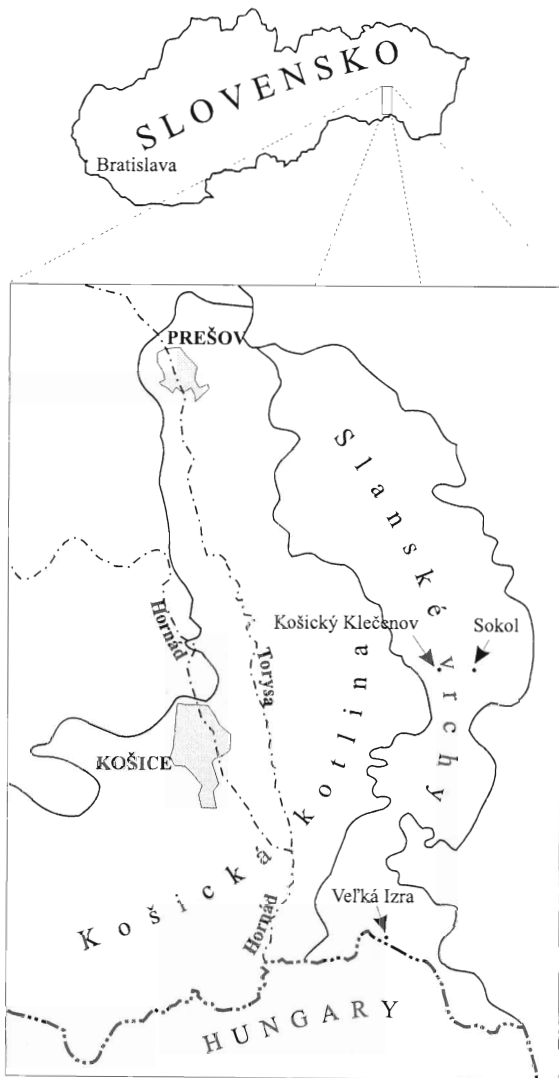
Svahové deformácie v neovulkanitoch Slanských vrchov – podobne ako v ostatných neovulkanických pohoriach Slovenska – predstavujú v súčasnosti jeden z najvýznamnejších geodynamických javov. V ich rámci sú hojné aj blokové poruchy typu blokových rozpadlín a blokových polí. Podľa klasifikačnej schémy (Nemček et al., 1974) reprezentujú blokové poruchy skupinu podpovrchových plazivých pohybů. Pôsobením gravitácie, zvetrávania, erózie, neotektonických pohybů, seizmicity, ako aj antropogénnych zásahů sa rigidné vulkanické horniny ležiace na plastických neogénnych alebo paleogénnych sedimentoch, resp. hydrotermálne premenených vulkanosedimentárnych horninách porušujú. Uvedené poruchy sa koncentrujú na okrajoch pohoria, najmä na miestach eróziou obnaženého styku rigidných skalných hornín s plastickými horninami (Malgot, 1977).

Podrobnejšie sa svahovými deformáciami na okrajoch vulkanitov Slanských vrchov zaoberal Malgot (1969). V 80. a začiatkom 90. rokov sa v Košickej kotline a v Slanských vrchoch vykonal detailný geologický a inžiniersko-geologický výskum spojený s registráciou svahových deformácií a vrtnými prácami (Kaličiak et al., 1991 a 1996; Spišák a Petro in Modlitba et al., 1986–1988, 1990 a 1991; Petro et al. in Divinec et al., 1993) a jeho výsledky sa využili pri vyčleňovaní niekoľkých modelových geologicko-tektonických štruktúr, ktoré vytvárajú priaznivé podmienky na vznik blokových poruch, ako aj zosuvov (Spišák et al., 1987; Petro a Spišák, 1994).

Súčasťou súboru inžiniersko-geologických máp 1:50 000 z Košickej kotliny a Slanských vrchov je mapa relatívnej náchylnosti územia na vznik svahových deformácií

(Petro et al. in Divinec et al., 1993). V nej sú vo forme rájónov vyčlenené tri stupne náchylnosti územia na vznik zosuvov a iných svahových deformácií a pomocou podrájónov hlavné typy geologicko-geomorfologických štruktúr. Pri konštrukcii mapy sa zhodnotili jestvujúce prejavy svahových deformácií, hydrogeologické a geomorfologické pomery územia.

Z uvedeného je zrejmé, že hodnotenie svahových deformácií v Slanských vrchoch vychádzalo predovšetkým z kvalitatívneho hodnotenia vybraných parametrov. Práve absencia kvantitatívnych parametrov týkajúcich sa veľkosti pohybu zosuvov a blokov, ich časových a priestorových zmien v závislosti od pôsobenia faktorov pohybu, ako aj celkového trendu vývoja viedla k vybudovaniu dlhodobého monitorovacieho systému. V rámci štátnej výskumnej úlohy ZP-547-008-03 Výskum geologických faktorov životného prostredia (1990–1992), resp. IG-2 Čiastkový monitorovací systém geologických faktorov životného prostredia – I. etapa (1993–1997), ktoré vypracoval bývalý GÚDŠ (od roku 1996 GS SR) v Bratislave, sa merania gravitačných pohybů blokov vykonalí na troch lokalitách v južnej časti Slanských vrchov – Veľká Izra, Sokol a Košický Klečenov (obr. 1), a to pomocou mechanického optického dilatometra TM-71 (Košťák, 1991). Pri výbere lokalít sa v celom pohorí vzali do úvahy výsledky podrobnej registrácie (mierka 1:10 000) uvedených poruch, ktoré získali pracovníci GÚDŠ v Košiciach (Z. Spišák a L. Petro) v rokoch 1984–1992. Vzhľadom na parametre prístroja TM-71 bolo treba rešpektovať požadovanú šírku trhliny medzi dvoma meranými blokmi (70–150 cm) a dostupnosť lokality z hľadiska montáže konzol. Pri výbere vhodného meracieho zariadenia bola hlavným kritériom presnosť merania, dlhodobá stabilita



Obr. 1. Velká Izra, Sokol a Košický Klečenov a ich pozícia v rámci geomorfologických jednotiek.

Fig. 1. Velká Izra, Sokol and Košický Klečenov sites and their geomorphological position.

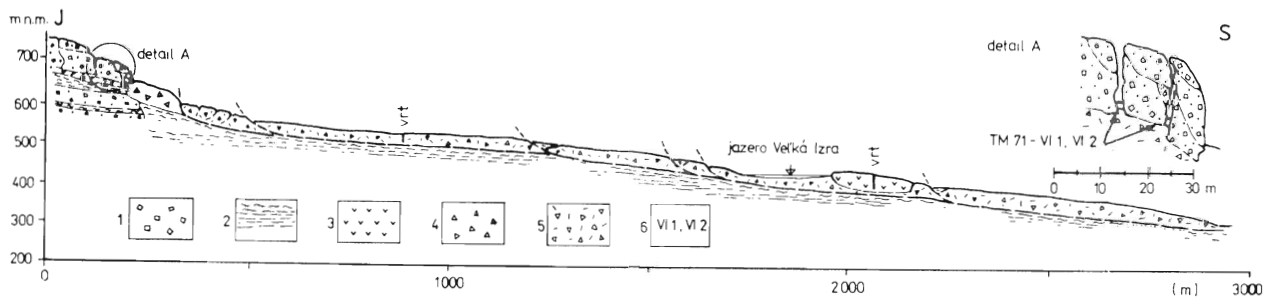
prístroja v extrémnych podmienkach, ako aj jednoduchý spôsob odčítania nameraných hodnôt. Výsledky merania pomalých plazivých pohybov prístrojom TM-71 na viacerých lokalitách (napr. Fussgänger, 1984; Košťák, 1969, 1977, 1990 a 1993; Glawe et al., 1990; Vlčko et al., 1993) jednoznačne potvrdili splnenie všetkých uvedených požiadaviek. Vhodnosť prístroja na meranie pohybu blokov dosahujúcich cca 1 mm za rok potvrdzujú aj merania zo sledovaných troch lokalít.

Charakteristika svahových deformácií

Lokalita Velká Izra

Porušené územie leží v okolí jazera Velká Izra na okraji stratovulkánu Veľký Milič (južná časť Slanských vrchov) na J od obce Slanská Huta (obr. 1). Tvorí ho komplex svahových deformácií typu blokových rozpadlín a blokových polí prechádzajúcich do mohutného zosuvu s predpokladaným priebehom šmykovej plochy 20–30 m (obr. 2). Podľa celkovej rozlohy 3,5 km² ide o jednu z najrozsiahlejších svahových deformácií v rámci celého pohoria.

Podľa Kaličiaka (in Kaličiak et al., 1996) porušený svah budujú lávové prúdy. V rámci nich sa vyskytujú tenké polohy autochtónnych pyroklastík zastúpených vulkanskými brekciami, aglomerátmi a tufo. V najvrchnejšej časti svahu (obr. 2) sa vyskytujú extruzívne telesá ryolitu. V podloží uvedených rigidných hornín ležia neogénne sedimenty stretavského súvrstvia charakteru ílu, ílovca a prachovca s polohami tufitického ílu a ojedinele aj piesku. Na povrch vystupujú len ojedinele a zväčša ich zakrýva zosuvná masa. Na okrajoch efuzívnych a extruzívnych facií gravitačným rozpadom vznikli blokové deformácie typu blokových rozpadlín, ktoré v nižších čas-



Obr. 2. Inžinierskogeologický rez svahovou deformáciou na lokalite Velká Izra s vyznačením osadenia dilatometra VI-1 a VI-2. 1 – striedanie telies andezitu a brekcií lávových prúdov s polohami autochtónnych pyroklastík, 2 – íl s polohami ílovitého piesku, 3 – ryolit (zosunutý blok), 4 – morfologicky nečlenené blokové pole, 5 – balvanité a úlomkovitoílovité svahové sedimenty (sutina), 6 – lokalizácia dilatometrov TM-71 (VI-1 a VI-2).

Fig. 2. Engineering geological cross-section of the slope deformation at Velká Izra with location of extensimeters VI-1 and VI-2 installed. 1 – alternation of andesites and breccias of lava flows with autochthonous pyroclastics layers, 2 – clay intercalated by clayey sand, 3 – rhyolite (slided block), 4 – block field (morphologically undivided), 5 – stony-clayey slope sediments (talus) with boulders, 6 – location of extensimeters TM-71 (VI-1 and VI-2).

tiach svahu prechádzajú do blokových polí s morfológickými výraznými blokmi. Skalné veže a bloky sú vysoké 20–30 m. Samo jazero Izra vzniklo v tylovej časti ryolitového bloku. V dolnej časti svahu dominujú mohutné zosuvy, s výškou odľučných stien v hornej časti až 15–25 m (obr. 2). Povrch zosunutého svahu je značne členitý, s množstvom elevácií a depresíí, menších jazierok a zamokrených miest s typickou vodomilnou vegetáciou.

Na monitoring pomalých pohybov sa v lete 1992 v najvyššej časti svahovej deformácie (655 m n. m.) v dvoch zvislých paralelných trhlinách inštalovali dva dilatometre TM-71, označené ako VI-1 a VI-2 (obr. 2).

Lokalita Sokol

Lokalita sa nachádza na okraji centrálnej vulkanickej zóny stratovulkánu Strechový vrch v doline Bačkovského potoka na S od obce Dargov (obr. 1). Svahová deformácia má povahu blokovej rozpadliny postupne prechádzajúcej do blokového poľa a v spodnej časti do zosuvu. Na geologickej stavbe svahu sa zúčastňujú lávové prúdy a autochtónne pyroklastiká ležiace na plastických, silno zbrekčovatených a propylitizovaných telesách andezitu (Kaličiak in Kaličiak et al., 1991). Hydrotermálne premenený komplex andezitov má v prípravkovej zóne povahu ťvovito-pieščičitej zeminy v hrúbke niekoľkých metrov.

Blokové rozpadliny sa prejavujú stupňovitým poklesom reliéfu a protiklonným postavením blokov vysokých 30–50 m. Blokové pole má typický členitý povrch s množstvom elevácií a depresíí. Zosuvnú časť deformácie od blokového poľa oddeľuje extruzívne kupolovité teleso. Zosúvajú sa deluviálne ťvovitoúlomkovité sedimenty spolu s vrchnou zvetranou časťou premeneného komplexu vulkanických hornín. Gravitačný rozpad rigidných vulkanických a vulkanoklastických hornín a nasledujúce zosúvanie vyvolala hĺbková erózia Bačkovského potoka.

Pohyby blokov sa na lokalite monitorujú od novembra

1990, keď sa v hornej časti svahovej deformácie inštalovali dva dilatometre TM-71 – S-1 (obr. 3) a S-2.

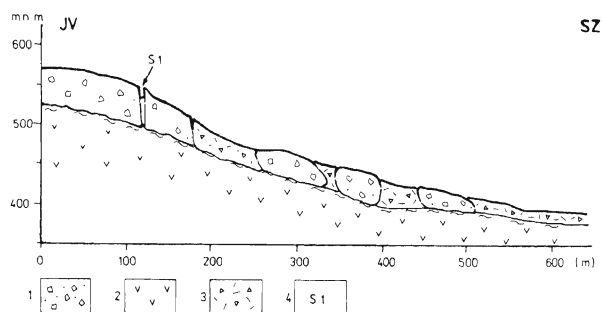
Lokalita Košický Klečenov

Lokalita je v okrajovej časti stratovulkánu Strechový vrch na S od obce Košický Klečenov (obr. 1). Pri prechode vulkanického pohoria smerom do Košickej kotliny sa reliéf výrazne mení a okraj vulkanického komplexu gravitačne rozpadáva. Svahová deformácia je podobná ako dve predchádzajúce. Blokové rozpadliny v hornej časti deformácie prechádzajú do blokového poľa a postupne až do zosúvania. Na geologickej stavbe svahovej deformácie sa (v zmysle Kaličiaka in Kaličiak et al., 1991) zúčastňujú pevné efuzívne horniny (andezitové a brekciové lávové prúdy) ležiace na plastickejších vulkanoklastikách z redeponovaných pyroklastík a tufu. Morfológia deformácie prezrádza gravitačný poklesový pohyb okrajového bloku efuzívnych hornín, ktorý bol vyvolaný najmä neotektonickým výzdvihom pohoria na systéme aktívnych okrajových zlomov smeru S–J (Janočko, 1989). Pravdepodobne ide o fosilnú, t. j. pleistocénnu deformáciu s reaktivizáciou pohybov až do recentu. Prejavom súčasnej aktivity sú aj otvorené trhliny blokových rozpadlín, ktoré sa monitorujú dvoma prístrojmi TM-71, označenými KK-1 a KK-2 (obr. 4), osadenými v decembri 1990, resp. v júli 1995.

Výsledky merania pohybu blokov

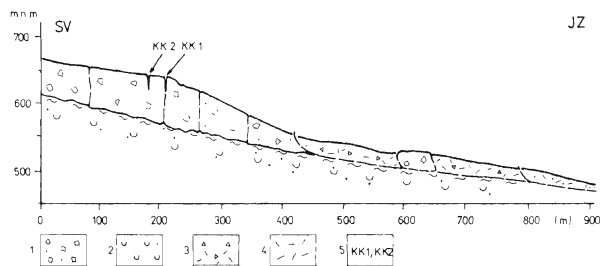
Od roku 1990 sa na sledovaných lokalitách postupne meral pohyb blokov. Zaznamenávali sa hodnoty posunu v horizontálnej a vertikálnej rovine, ako aj rotácie v obidvoch rovinách. V prípade potreby sa prístroje TM-71 opäť nastavili do východiskovej polohy, resp. v dôsledku poškodenia reinnštalovali.

Výsledky merania sú v grafoch (obr. 5). Charakterizujú ich tri pravouhlé súradnice, a to x , y , z . Súradnica x pred-



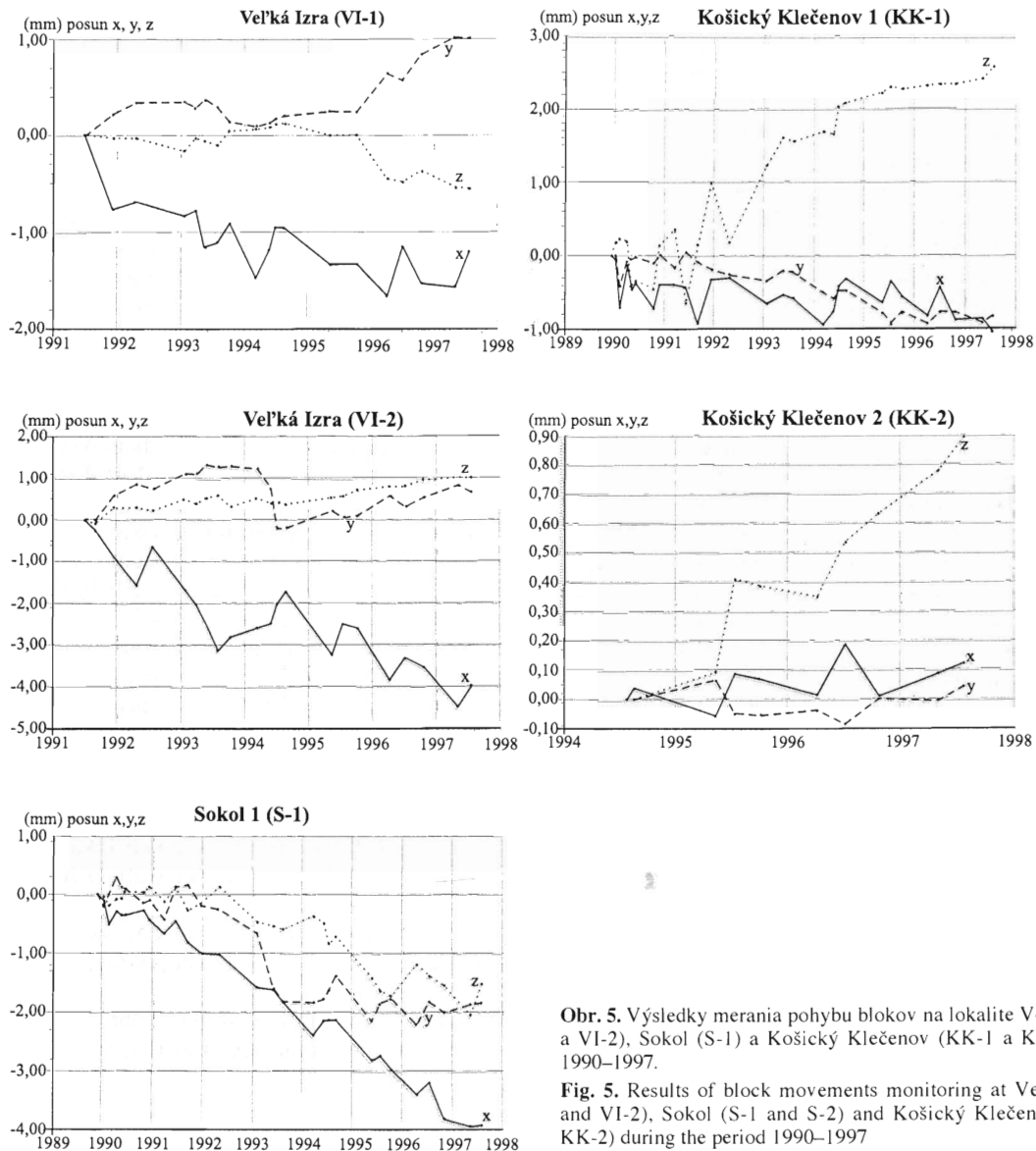
Obr. 3. Inžinierskogeologický rez svahovou deformáciou na lokalite Sokol s vyznačením osadenia dilatometra S-1 1 – striedanie andezitov lávových prúdov a autochtónnych pyroklastík, 2 – andezit propylitizovaný a silno zbrekčovatený, 3 – balvanité a úlomkovito-ťvovité svahové sedimenty (sutina), 4 – lokalizácia dilatometra TM-71 (S-1).

Fig. 3. Engineering geological cross-section of the slope deformation at Sokol with location of extensimeter S-1 1 – alternation of andesites of lava flows and autochthonous pyroclastics, 2 – andesite propylitized and high brecciated, 3 – stony-clayey slope sediments (talus) with boulders, 4 – location of extensimeter TM-71 (S-1).



Obr. 4. Inžinierskogeologický rez svahovou deformáciou na lokalite Košický Klečenov s vyznačením osadenia dilatometra KK-1 a KK-2. 1 – striedanie andezitov a brekcií lávových prúdov, 2 – redeponované pyroklastiká a tuf, 3 – prevažne balvanité svahové sedimenty (sute), 4 – ťvovitoúlomkovité svahové sedimenty (sutina), 5 – lokalizácia dilatometrov TM-71 (KK-1 a KK-2).

Fig. 4. Engineering geological cross-section of the slope deformation at Košický Klečenov with location of extensimeters KK-1 and KK-2 installed. 1 – alternation of andesites and breccias of lava flows, 2 – redeposited pyroclastics and tuffs, 3 – predominantly slope sediments (talus) with boulders, 4 – stony-clayey slope sediments (talus), 5 – location of extensimeters TM-71 (KK-1 and KK-2).



Obr. 5. Výsledky merania pohybu blokov na lokalite Velká Izra (VI-1 a VI-2), Sokol (S-1) a Košický Klečenov (KK-1 a KK-2) v období 1990–1997.

Fig. 5. Results of block movements monitoring at Velká Izra (VI-1 and VI-2), Sokol (S-1 and S-2) and Košický Klečenov (KK-1 and KK-2) during the period 1990–1997

stavuje zmenu šírky trhliny medzi dvomi blokmi meranú v horizontálnej rovine, y šmykový posun v horizontálnej rovine a z šmykový posun vo zvislej rovine. Šmykový posun v prípade blokového pohybu možno väčšinou považovať za pokles jedného z blokov. Všetky grafy (obr. 5) dokumentujú isté kolísanie nameraných hodnôt, spôsobené prevažne prirodzeným kolísaním teploty a vyvolávajúce objemové zmeny skalných blokov. V zime sa trhliny otvárajú, v lete naopak. Teplotný účinok na dilatometre sa kompenzuje, na skalné bloky nie, a tak sa dlhodobé svahové pohyby ako trendy kriviek zisťujú za obdobie dlhšie ako jeden rok.

Velká Izra

Výsledky meraní sú zrejme z grafov na obr. 5. Celkom jednoznačné sú posuny v smere osi x, predstavujúce

v oboch prípadoch otváranie trhlín, pričom sa trhlina nachádzajúca sa na svahu nižšie (VI-2) otvára približne dvojnásobnou rýchlosťou ako vyššie položená trhlina (VI-1). Rýchlosť pri spodnej trhlne (VI-2) v období merania trochu kolísala a dosiahla až 2 mm/rok, priemerne asi 1 mm/rok. Grafy odhaľujú aj šmykové pohyby. Svahový blok (VI-1) pri súčasnom horizontálnom posúvaní na JZ približne rovnakou rýchlosťou poklesol v rokoch 1996–1998 asi o 0,5 mm. Šmykový pohyb v trhlne zaznamenal aj prístroj VI-2, a to horizontálny v smere osi y na JZ, s náhlou zmenou roku 1995 a s dlhodobým pomalým zvislým šmykom asi o 1 mm za celých šesť rokov merania. Výsledky však indikujú šmyk v zmysle zdvihu svahového bloku, čo vzhľadom na relatívnosť merania naznačuje skôr postupné odvalovanie bloku po spádnicu s relatívnym zdvihom hornej päty bloku pri súčasnom otváraní trhlín.

Výsledok veľmi dobre zodpovedá svahovému pohybu blokov a je zrejmy z pozície trhlín a blokov na svahu (obr. 2 – detail).

Sokol

Keďže bol prístroj S-2 bol osadený medzi plytko založené bloky blokového poľa, začiatkom roka 1994 sa demontoval, a tak sa meria iba v jednej trhlíne (S-1, obr. 3), ktorá oddeľuje blok relatívne menšieho objemu od steny masívneho stupňa. Meranie (obr. 5) zachytáva pohyby vo všetkých zložkách: os x – otváranie trhlíny priemernou rýchlosťou 0,5 mm/rok; os y – horizontálny šmyk, nerovnomerný, s epizódou 2 mm posunu v rokoch 1992–1994; os z – pokles svahového bloku v rokoch 1993–1998 o 2 mm.

Výsledok jednoznačne zodpovedá svahovému pohybu, pri ktorom sa svahový blok progresívne odkláňa od masívneho stupňa a poklesáva.

Košický Klečenov

Na tejto lokalite sa pôvodné meranie v blízkosti svahu na okraji pohoria (KK-1) neskôr doplnilo o meranie v trhlíne (KK-2), ktorá sa prejavila ako hlboká rozsadlina asi 20 m vyššie do svahu. Výsledky (obr. 5) potvrdzujú prevládajúci šmykový pohyb v zvislom smere, t. j. v smere osi z . Celkový pohyb nameraný prístrojom KK-1 za osem rokov dosiahol 2,5 mm a prístrojom KK-2 za tri roky 0,9 mm. Zaznamenaný pohyb je pomerne plynulý, s čiastočným spomalením (KK-1) v rokoch 1996–1998 a jeho priemerná rýchlosť pri obidvoch trhlínach dosahuje 0,3 mm/rok. Je prekvapujúce, že tento vertikálny pohyb nepredstavuje pokles blokov nižšie vo svahu, ale naopak, ich relatívny zdvih alebo pokles vyššie na svahu. Oproti nameranému zvislému šmyku majú ostatné dve zložky pohybu v smere osi x a y pomerne malé hodnoty, pričom pohyb v smere osi x , predstavujúci zmenu šírky trhlíny, svedčí skôr o jej stabilite v obidvoch prípadoch (KK-1 aj KK-2). Hodnota šmykovej zložky pohybu v smere osi y zaznamenaná prístrojom KK-1 je 1 mm za osem rokov merania, a to v pravotočivom zmysle. Ide teda o relatívny pohyb bloku na svahu smerom na S oproti vyššie položenému bloku. Horizontálny šmyk zaznamenaný prístrojom KK-2 za tri roky je prakticky nulový.

Zaznamenaný zvislý pohyb nezodpovedá bežnému chápaniu zosúvania blokov na svahu pôsobením gravitačných síl. Keďže ide o relatívny pohyb blokov pozdĺž trhlín, pričom sa na svahu nižšie položená stena trhlíny vysúva vyššie, sú možné prakticky tri vysvetľujúce mechanizmy.

1. Ide o prosté vertikálne gravitačné pohyby v rámci jestvujúcej blokovej deformácie so skutočnými zdvihmi okrajových blokov, resp. s poklesmi vo vnútri masívu, čo je v danej situácii málo pravdepodobné.

2. Ide o svahový gravitačný pohyb, pri ktorom sa relatívne hustá sieť trhlín nakláňa smerom dolu svahom, čo sa na trhlínach prejavuje relatívnym posunom proti svahu. Keďže sa šírka trhlín nezväčšuje, ani tento mechanizmus nie je – v danej situácii, t. j. na najspodnejšom okraji svahu – pravdepodobný.

3. Ide o skutočný zdvih okrajových blokov, ale príčinu treba hľadať v aktívnej tektonike oblasti, v ktorej sa okrem gravitačných síl uplatňuje ešte ďalší silový faktor. Je nevyhnutné brať do úvahy možnosť, že sú Slanské vrchy stále tektonicky aktívne a že sa tektonika uplatňuje zdvihom masívu. Pôsobením zdvihovej tendencie sa tvorí klenba a v jej rámci masa vulkanických hornín spočíva na plasticom podloží. Vyzdvihnutá hmota v centrálnej oblasti klenby sa nevyhnutne tlačí do bokov, vulkanity na bokoch klenby pritom vytláča do strán, a tak sa ocitajú v subhorizontálnom tlaku. Týmto pohybom účinne napomáha plasticita podložia. V takýchto podmienkach sa potom v jestvujúcich blokových deformáciách – pôvodne vyvolaných pôsobením gravitácie a ďalších faktorov (vrátane tektonického výzdvihu pohoria) – môžu vyskytnúť zistené vertikálne zdvihy proti svahu, ktoré svedčia o tom, že pohyb ako výsledok tektonického zdvihu v masíve dnes prevláda nad pôvodnými svahovými gravitačnými pohybmi.

Takéto vysvetlenie podporuje zistenie, že sa sledované trhlíny nezväčšujú, čo svedčí o tlakových podmienkach vo svahu, ako aj nízka úroveň rotácie blokov v záznamoch merania. Vysvetlenie na vrub subhorizontálnych tlakových pohybov v bokoch vulkanického masívu je teda pravdepodobné a pôvod tohto tlaku treba hľadať v súčasnej aktívnej tektonike.

Uvedené meranie prekvapujúco pomáha pri overovaní tektonickej aktivity tejto oblasti Slanských vrchov a je zároveň výzvou, aby sa tejto problematike venovala pri ďalšom výskume náležitá pozornosť.

Záver a odporúčania

Pohyb sa zistil na všetkých troch sledovaných lokalitách Slanských vrchov. V prípade Veľkej Izry ide o presvedčivý dôkaz o svahovom pohybe blokového typu, pri ktorom sa bloky pozvoľne oddeľujú a posúvajú po spádnicí plazením v plasticom podloží. Tento proces zodpovedá celkovej situácii v tomto plošne rozsiahlom blokovo-voľnom poli.

O súčasný svahový pohyb ide aj na lokalite Sokol. Tam sa však aktivita svahového pohybu prejavila iba v jednom bode, a to priamo na značne vysokej stene na okraji skalného masívu, a preto ju v širšom rozsahu svahu nemožno jednoznačne potvrdiť.

Lokalita Košický Klečenov sa od predchádzajúcich dvoch odlišuje. Zaregistrovaný protiklonný pohyb sa nedá jednoznačne pripísať svahovému gravitačnému pohybu blokov a jeho pravdepodobné vysvetlenie vyžaduje prítomnosť aktívneho tektonického tlaku. Takéto vysvetlenie je o to pravdepodobnejšie, že podľa Janočka (1989) pozdĺž okraja svahu prebieha neotektonická zlomová porucha, ktorá bola aktívna v kvartéri. Výsledky merania by teda potvrdzovali recentnú aktivitu tohto zlomu.

Výsledky merania potvrdzujú, že monitoring pomocou citlivého a v prírode stabilného meradla TM-71 je na výskum veľmi vhodný, ale v daných podmienkach ide iba o počiatočné výsledky. Meranie tohto typu je dlhodobé a sú všetky predpoklady, že prinesie ďalšie, detailnejšie poznatky.

Osobitnú pozornosť si zasluhuje výsledok z lokality Košický Klečenov, ktorý naznačuje prítomnosť ďalšieho aktívneho geologického faktora formujúceho reliéf Slanských vrchov, a to lokálnej recentnej tektoniky.

Použitému výskumu bude treba aj v budúcnosti venovať náležitú pozornosť, lebo je v systéme monitoringu súčasných pohybov veľmi účinný a poskytuje nielen kvalitatívne, ale aj kvantitatívne údaje o priebehu deformácií v teréne.

Podakovanie. Príspevok vznikol na základe výsledkov monitoringu v rámci projektu Čiastkový monitorovací systém geologických faktorov životného prostredia, financovaného MŽP Slovenskej republiky, a výskumu financovaného Grantovou agentúrou Českej republiky (grant číslo 205/97/0526).

Literatúra

- Fussgänger, E., 1984: Poznatky z terénneho výskumu plazivých sva-hových pohybov travertínových blokov na Spišskom hrade. *Mineralia Slov.*, 17, 15–24.
- Glawe, V., Moser, M., Zika, P., Zvelebil, J. & Rybář, J., 1993: Time prediction of a rock fall in the Carinthian Alps. *Proc. 7th Int. Symp. Landslides, Balkema, Rotterdam, Brookfield*, 143–153.
- Janočko, J., 1989: Vplyv kvartérnej tektoniky na vývoj územia v severnej časti Košickej kotliny. *Mineralia Slov.*, 21, 421–425.
- Kaličiak, M. (ed.), Baňacký, V., Jacko, S., Janočko, J., Karolí, S., Molnár, J., Petro, L., Priechodská, Z., Syčev, V., Škvarka, L., Vozár, J., Zlínka, A. & Žec, B., 1991: Vysvetlivky ku geologickej mape severnej časti Slanských vrchov a Košickej kotliny v mierke 1:50 000. *Vyd. GÚDŠ, Bratislava*, 182–188.
- Kaličiak, M. (ed.), Baňacký, V., Bodnár, J., Dubéčiová, A., Jacko, S., Janočko, J., Jetel, J., Karolí, S., Petro, L., Spišák, Z., Syčev, V. & Zlínka, A., 1996: Vysvetlivky ku geologickej mape Slanských vrchov a Košickej kotliny – južná časť v mierke 1:50 000. *Vyd. D. Štúra, Bratislava*, 176–184.
- Košťák, B., 1969: A new device for in-situ movement detection and measurement. *Experimental Mechanics* 9, 8, Easton, Pa., 374–379.
- Košťák, B., 1977: Terčové měřidlo TM-71 a jeho užití pro měření pomalých pohybů na poruchách a trhlinách. *Inž. stavby*, 25, 213–218.
- Košťák, B., 1990: Ustodování trhliny na hřebeni Malé Fatry. *Manuskript – archiv Úst. geotechniky ČSAV, Praha*, 14.
- Košťák, B., 1991: Combined indicator using moiré technique. *In: G. Sorum (Ed.): Field measurements in geomechanics. Proc. 3rd Int. Symp., Oslo, 9–11. Sept. A. A. Balkema, Rotterdam, Brookfield*, 53–60.
- Košťák, B., 1993: Deformation effects on cracks in massifs and their interpretation. *In: S. Novosad & P. Wagner (Eds.): Landslides. Proc. 7th Int. Symp. Landslides. A. A. Balkema, Rotterdam, Brookfield*, 161–168.
- Malgot, J., 1969: Vývoj zosuvných území na okrajoch vulkanických pohorí Slovenska. *Manuskript – archiv Geofond, Bratislava*, 167.
- Malgot, J., 1977: Deep-seated gravitational slope deformations in neovolcanic mountain ranges of Slovakia. *Bull. IAEG, Krefeld*, 16, 106–108.
- Modlitba, I., Kováčik, M., Krippel, M., Petro, L., Spišák, Z., Haruštiak, P. & Kováčiková, M., 1986: Registrácia sva-hových deformácií v roku 1986. *Manuskript – archiv GS SR Košice*, 42–51.
- Modlitba, I., Spišák, Z., Petro, L. & Krippel, M., 1987: Registrácia sva-hových deformácií v roku 1987. *Manuskript – archiv GS SR Košice*, 4–10, 20–23, 26–32.
- Modlitba, I., Petro, L., Spišák, Z., Lobik, M., Jánová, V. & Vančíková, I., 1988: Registrácia sva-hových deformácií v roku 1988. *Manuskript – archiv GS SR Košice*, 24–32.
- Modlitba, I. & Petro, L., 1990: Výsledky registrácie sva-hových deformácií v roku 1990. *Manuskript – archiv GS SR Košice*, 4–11.
- Modlitba, I., Jánová, V., Kováčik, M., Krippel, M., Liščák, P., Petro, L., Spišák, Z., Vančíková, I., Iglárová, L., Lobik, M., Šarik, M. & Ondrášik, M., 1991: Výsledky registrácie sva-hových deformácií na území Slovenska v roku 1991. *Manuskript – archiv GS SR Košice*, 57–62.
- Nemčok, A., Pašek, J. & Rybář, J., 1974: Dělení sva-hových pohybů. *Sbor. geol. Věd, Hydrogeol. inž. Geol., Praha*, 77–97.
- Petro, L. & Spišák, Z., 1994: Slope deformations in the area of Košická kotlina Basin and Slanské vrchy Mts. (Eastern Slovakia). *In: R. Oliveira et al. (Eds.): Proc. 7th Int. IAEG Congress. A. A. Balkema, Rotterdam, Brookfield*, 1585–1590.
- Petro, L., Spišák, Z. & Polaščinová, E., 1993: Súbor inžinierskogeologických máp 1:50 000 – región Košická kotlina a Slanské vrchy. *In: Diviņec, L. et al. (Eds.): Súbor regionálnych máp geologických faktorov životného prostredia 1:50 000 regiónu Košická kotlina a Slanské vrchy. Manuskript – archiv GS SR Spišská Nová Ves*, 103.
- Spišák, Z., Polaščinová, E., Kaličiak, M. & Karolí, S., 1987: Vplyv geologickej stavby územia na vznik a rozvoj sva-hových deformácií v severnej časti Košickej kotliny a Slanských vrchov. *Manuskript – archiv Geofond, Bratislava*, 66.
- Vlčko, J., Baliak, F. & Malgot, J., 1993: The influence of slope movements on Spiš Castle stability. *Proc. 7th Int. Symp. Landslides. A. A. Balkema, Rotterdam, Brookfield*, 305–312.

Block movements monitoring in the Slanské vrchy Mts. (Eastern Slovakia)

Slope deformations are an important geomorphological feature of the Slanské vrchy Mts. and other neovolcanic mountains in Slovakia. Besides landslides the block deformations (block rifts and block fields) are also very frequent. They are concentrated on the margins of mountains as well as in the intramontane depressions. The occurrence of the block deformations depends on geological setting of slopes (Petro and Spišák, 1994). Typical geological structure favourable to block sliding consists of plastic clayey sediments or hydrothermally altered volcanoclastic rocks covered by solid volcanic rocks (Fig. 2–4). Deep-seated block deformations are often connected with places of the biggest erosional cuts where the contact of plastic and solid rocks has been discovered (Malgot, 1977). Dominant factors responsible for these failures are gravitation, weathering, erosion, neotectonic movement, seismicity and/or negative anthropogenic impacts.

Block movements has been monitored at three sites in the Slanské vrchy Mts. (Veľká Izra, Sokol and Košický Klečenov, Fig. 1) between 1990–1998 (Tab. 1). A combined indi-

cator (extensiometer) using moiré technique TM-71 has been used for the measuring (Košťák, 1977, 1991). Displacements in horizontal and vertical planes as well as the rotation in these planes were observed. Results confirmed the block displacements of mm order of magnitude at all three sites (Fig. 5). An opening of cracks between two adjacent blocks was found by extensimeters VI-1, 2 (Veľká Izra) and S-1 (Sokol). The mean velocity of movement reaches 1 mm/year (VI-2) and 0.5 mm/year (S-1). At Košický Klečenov the total vertical subsidence of the margin block of 2.5 mm (KK-1) has been recorded. Character of this movement indicates horizontal stress inside the massif probably caused by the recent tectonic activity along the N–S faults on the mountains periphery (Janočko, 1989). One of these faults (normal fault) lies near the extensimeters KK-1 and KK-2.

Positive monitoring results from three sites in the Slanské vrchy Mts. confirmed suitability of the TM-71 extensiometer for the slow block movement measurements. The measurements have a long-term character and are supposed to offer more detail facts about the movements in future.

Uhlie bukovinského súvrstvia a jeho porovnanie s uhlím pôtorských vrstiev salgótarjánskeho súvrstvia

DIONÝZ VASS¹, MIROSLAV PERESZLÉNYI², JÁN MILIČKA³ a VLADIMÍR BARTEK⁴

¹Lesnícka fakulta Technickej univerzity, Masarykova 24, 960 53 Zvolen

²Slovenský plynárenský priemysel, Votrubova 11/A, 825 05 Bratislava

³Katedra geochemie, Prírodovedecká fakulta UK, Mlynská dolina G, 842 15 Bratislava

⁴Ul. stavbárov 9/6, 971 01 Prievidza

(Doručené 12. 8. 1998, revidovaná verzia doručená 1. 3. 1999)

Characteristics of the Bukovinka Formation coal and its comparison with the coal of the Pôtor Mb. of Salgótarján Formation

The main coal bearing formation in Southern Slovakia is Salgótarján Fm. (Ottngian). The coal-bearing Pôtor Mb. contains 3 seams. However, there are coal occurrences in Bukovinka Fm. (Eggenburgian), too (Čechovič, 1952). By recent coal prospection to the north from mine district Baňa Dolina (Veľký Krťš) the coal seam of Bukovinka Fm. was penetrated by well VVL-8 drilled nearby the village of Veľký Lom. The thickness of the seam is of 3.8 m.

The comparison of qualitative and organic geochemistry parameters of the coal in Bukovinka Fm. and the 3rd seam of Pôtor Mb. shows the kerogen of both coal seams is of type III. (methane prone) coming from higher (woody) plants. But the quality of Bukovinka Fm. coal is significantly lesser. The main reason of it are different climatic conditions in which coal originated. When the Bukovinka Fm. was deposited, an arid and hot climate dominated. The dry weather limited the vegetation. Even during the short humid period, documented by remnants (mostly leaf imprints) of tropical-subtropical rain forest, the remnants of coal forming plants as *Taxodiaceae* and *Glyptostrobus* sp. are missing.

On the other hand the sporomorph assemblage coming from Pôtor Mb. is rich in *Taxodiaceae*, *Nyssaceae*, *Myricaceae*, *Cyrillaceae*, *Symplocaceae* and the subtropic elements are suppressed (Planderová in Vass and Elečko et al., 1992). The assemblage documents humid but cooler climate.

Key words: coal, pyrolysis, climate changes, Eggenburgian, Ottngian

V novohradskej panve na južnom Slovensku v salgótarjánskom súvrství ottnanského veku sú hospodársky využiteľné uhoľné sloje. Uhoľným členom súvrstvia sú pôtorské vrstvy. Uhoľný sloj, resp. slojky uhlia sa vyskytujú aj v podložnom bukovinskom súvrství neskorogegenburského veku. Výskyt uhlia v tomto súvrství konštatoval už Čechovič (1952). Novšie uhoľný sloj v bukovinskom súvrství prevrtali vrty uhoľnej prospekcie v Krupinskej planine (prieskumné územie Lešť–Veľký Lom). Z nich sme vrt VVL-8 využili na podrobnejšie štúdium vlastností uhlia z bukovinského súvrstvia a na jeho porovnanie s uhlím pôtorských vrstiev salgótarjánskeho súvrstvia.

Metodika

Kvalitatívne vlastnosti uhlia sa zisťovali klasickými technologickými analýzami. Ďalej sa stanovil obsah C_{org} , vykonala sa jeho pyrolýza (Rock-Eval) a z niektorých vzoriek sa stanovila aj odraznosť vitrinitu.

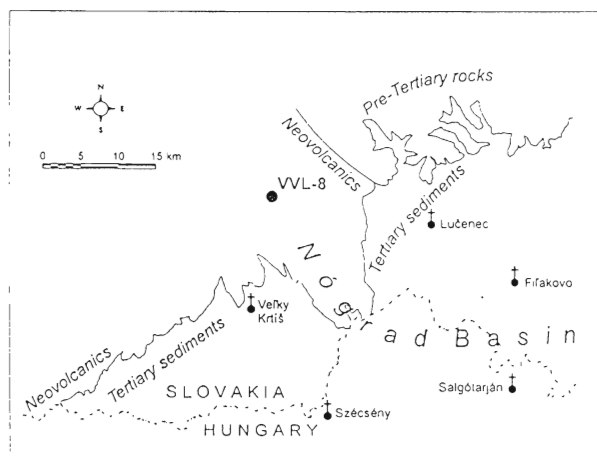
Charakteristika uhlia v bukovinskom súvrství

Uhlie sa v bukovinskom súvrství vyskytuje ojedinele. Ako sme už uviedli, jeho výskyt v tomto súvrství pri sa-

mote Hlbina (starší názov Galamba), na JZ od Čakanoviec, v Cerovej vrchovine signalizoval Čechovič (1952), ktorý ho našiel pri geologickom mapovaní. Aj dnes možno v zasutínanom odkryve vidieť niekoľko slojok flovitého uhlia prevrstvených uhoľným ílom, ktoré vystupujú uprostred pestrého ílu, piesku a štrku. Uhlie v bukovinskom súvrství prevrtali aj dva vrty vyhlbené pri vyhladávacom prieskume na uhlie v podloží Krupinskej planiny. Z nich vrt VVL-8 bol vyhlbený pri obci Veľký Lom (obr. 1) v lokálnej veľkolomskej depresii pochovanej bádanskými vulkanoklastikami Krupinskej planiny. Vrt VVL-5 v Koprovnicej doline na SV od Dolných Strhár prevrtal v bukovinskom súvrství na severnom okraji šahanskej elevácie reprezentanta uhoľného sloja (čierny a uhoľný íl v hĺbke 358,4–362,3 m, čo je 73,2 m pod bázou pôtorských vrstiev).

Vrt VVL-8 prevrtal uhlie v hĺbke 555 až 558,8 m, čiže celková hrúbka uhlia je 3,8 m (obr. 2). Sloj však rozdeľuje poloha sivého siltového ílovca hrubého 1,3 m na dve lavice. Vrchná je hrubá 1 m (555–556 m) a spodná 1,5 m (557,3–558,8 m).

Bukovinské súvrstvie vo vrte VVL-8 je hrubé 110,9 m (454,8–567,7 m; obr. 2). Tvoria ho klastické sedimenty, a to piesok, prach a íl. Od typického riečného vývoja



Obr. 1. Lokalizácia vrtu VVL-8.

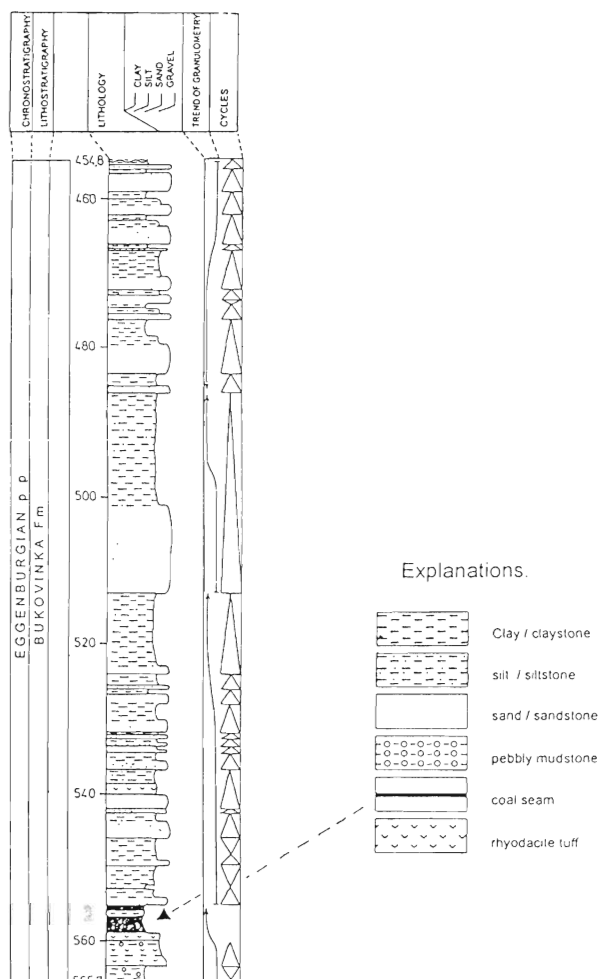
Fig. 1. Localization of the well VVL-8.

bukovinského súvrstvia v Cerovej vrchovine sa tento vývoj vo veľkolomskej depresii odlišuje neprítomnosťou riečného štrku a malou pestrosťou sfarbenia ílu (prevláda sivá, sivozelená, príp. tmavosivá farba). Ryodacitový tuf, typický pre súvrstvie, je zastúpený, ale vo veľmi jemnozrnnom vývoji.

Súvrstvie vo vrte VVL-8 možno rozdeliť na tri makrocikly. Dva spodné majú trend znižovania zrna nahor a vrchný opačne, t. j. zväčšovania zrna nahor. Sedimenty dvoch spodných makrocyklov vznikali v jazernom alebo riečnom prostredí, ale nepredstavujú korytovú fáciu, lebo sa nenašiel štrk, ktorý býva typickým litotypom tejto fácie. V istom období sa sedimentačné prostredie zmenilo na močiar s bujnou vegetáciou a v ňom vznikol uhoľný sloj. Vrchný makrociklus sa – podobne ako obidva spodné – skladá z pozitívne gradačných cyklov, ale celkový trend zrnitosti naznačuje hrubnutie zrna smerom nahor. Takýto trend zároveň signalizuje, že by sedimenty mohli predstavovať dejekčný kužeľ do jazera vyúsťujúceho riečného toku. Rast zrnitosti sa prejavuje pribúdaním piesčitých polôh na úkor pelitických. Vcelku možno konštatovať, že dynamika sedimentačného prostredia bola relatívne nízka. Z tohto konštatovania sa vymykajú polohy s lamináciou, ktorá mohla vzniknúť účinkom energického prúdenia v hornom prúdovom režime.

V nadloží bukovinského súvrstvia bolo prevrátené salgótarjánске súvrstvie, ktorého pôťorské vrstvy majú redukovanú hrúbku. Podobne uhoľný sloj, typický pre tieto vrstvy, má hrúbku iba 65 cm, hoci v okolitých vrtoch býva podstatne hrubší. Ide zrejme o tektonickú redukcii sloja i pôťorských vrstiev na severnom sklone reliktovej šahanskej elevácie, na čo poukazuje aj interpretácia geofyzikálnych meraní (Maďar et al., 1998).

Bezprostredným podloží bukovinského súvrstvia vo vrte VVL-8 sú vápnité piesčité sedimenty s morskou faunou – ekvivalent filakovského súvrstvia v Cerovej vrchovine. Ich prítomnosť vo veľkolomskej depresii svedčí o tom, že depresia bola v ranom egenburgu súčasťou morského koridoru, ktorý prepájala filakovsko-péťervásársku



Obr. 2. Litológia bukovinského súvrstvia vrtu VVL-8. íl/íľovec, prach/prachovec, piesok/pieskovec, uhoľný sloj, ryodacitový tuf.

Fig. 2. Lithology of Bukovinka Fm. from well VVL-8.

panvu cez Hornonitriansku kotlinu so strižnými brázdami na strednom Považí a cez ne s viedenskou panvou a alpsko-karpatskou čelnou priehľbinou na Morave, ako aj v dolnom Rakúsku. Iné prepojenie s otvoreným morom mohlo prechádzať cez Turčiansku a spodnomiocennú Oravskú kotlinu (neskôr zavrásnenú do magurského príkrovu) do sedimentačných priestorov externých jednotiek vonkajších Karpát v Poľsku a na Ukrajine (Halássová et al., 1996).

Kvalitatívna charakteristika uhlia a geochemická organická hmoty, ktorú obsahuje, je na tab. 1. Zo spodnej, hrubšej lavice uhoľného sloja hrubej 1,5 m sa urobilo päť technologických analýz, ktoré dostatočne charakterizujú kvalitu uhlia. Uhlie v prirodzenom stave v priemere obsahuje 60,91 % popola a v suchej vzorke 77,73 %. Spalné teplo horľaviny uhlia má priemernú hodnotu 17,9 MJ.kg⁻¹. Výhrevnosť uhlia v surovom stave je 2,75 MJ.kg⁻¹, vo vysušenom 4,34 MJ.kg⁻¹ a priemerný obsah S 2,48 %.

Geochemické analýzy organickej hmoty uhlia sa vykonali z dvoch vzoriek a priemerné hodnoty geochemických

Tab. 1
Kvalitatívne a organicko-geochemické parametre uhlia bukovinského súvrstvia vrtu VVL-8
Qualitative and organic geochemistry parameters of the Bukovinka Fm. coal from well VVL-8

Vzorka (depth in m)		557,3–557,8	557,8–558,0	558,0–558,3	558,3–558,4	558,4–558,8	Priemer
Ash content (%)	in wet sample	52,04	63,10	58,18	69,30	61,92	60,91
	in dry sample	67,64	78,05	73,56	91,59	77,83	77,73
Combustion temperature of combustibles (MJ.kg ⁻¹)		23,88	20,16	22,62	1,97	20,89	17,90
Caloricity (MJ.kg ⁻¹)	in wet sample	5,11	2,19	3,99	0,54	2,99	2,96
	in dry sample	7,37	4,18	5,69	0,07	4,39	4,34
Sulphur content in dry sample (%)		3,33	2,97	3,78	0,48	1,83	2,48
TOC (%)		18,67	10,65	14,66			
S ₁ (mgHC.g ⁻¹ coal)		0,73	0,18	0,46			
S ₂ (mgHC.g ⁻¹ coal)		15,94	7,58	11,76			
HI (mgHC.g ⁻¹ TOC)		85,00	71,00	78,00			
T _{max} (°C)		420,00	416,00	418,00			

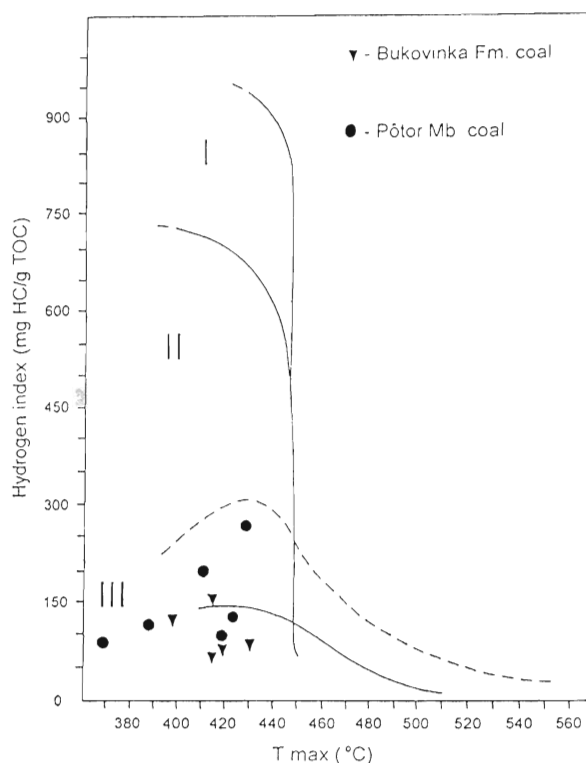
ukazovateľov sú: obsah C_{org} 14,66 %, obsah voľných uhlíkovodíkov (S₁) 0,46 mg.HC uhlíkovodíkov v grame uhoľnej hmoty (mgHC.g hor.⁻¹), obsah viazaných uhlíkovodíkov (S₂) 11,76 mgHC.g hor.⁻¹, vodíkový index (HI) 78,0 mgHC.g C_{org}⁻¹ a maximálna teplota pyrolytického efektu (T_{max}) 418 °C. Podľa vzťahu medzi T_{max} a HI (obr. 3) kerogén obsiahnutý v uhlí zodpovedá typu III, čiže ide o kerogén vyšších rastlín, ktorý pri tepelnej premene produkuje prevažne metán. Z uvedeného vychádza, že kvalita uhlia je nízka a uhlie nie je vhodné na priemyselné využívanie.

Na tab. 2 je porovnanie priemerných hodnôt kvalitatívnych ukazovateľov uhlia z bukovinského súvrstvia s uhlím v pôtorských vrstvách. Porovnávajú sa vlastnosti uhlia 3. sloja pôtorských vrstiev, z nadložia bukovinského súvrstvia vo vrte VVL-8, z uhoľných revírov Bane Dolina – Velkom Krtíši, Vatovce – Žihlava a Modrý Kameň – Horné Strháre.

Uhlie pôtorských vrstiev je oveľa kvalitnejšie. Obsah popola v sušine kolíše od 21,18 do 30,34 %, pôvodná výhrevnosť je od 11,73 do 13,85 MJ.kg⁻¹ a celkový obsah S v sušine od 3,34 do 4,09 %. Aj geochemická charakteristika organickej hmoty uhlia z pôtorských vrstiev, konkrétne uhlia prevrätaného vrtom VVL-8 má priaznivejšie parametre ako uhlie bukovinského súvrstvia. Obsah C_{org} je 47,0 %, voľných uhlíkovodíkov (S₁) 1,05 mgHC.g hor.⁻¹ a viazaných (S₂) 42,02 mgHC.g hor.⁻¹. Vodíkový index (HI) 89 mgHC.g C_{org}⁻¹ je o málo vyšší ako v uhlí z bukovinského súvrstvia. Vzťah medzi vodíkovým indexom (HI) a maximálnou teplotou pyrolytického efektu (T_{max}) naznačuje, že uhlie salgótarjánskeho aj bukovinského súvrstvia obsahuje kerogén III. typu pochádzajúci z vyšších rastlín a pri tepelnej premene produkujúci metán (obr. 3).

Odrasnosť vitrinitu uhlia bukovinského súvrstvia je vyššia (Ro 0,50) ako uhlia z 3. sloja pôtorských vrstiev (Ro 0,40), čo je v súlade s rastom odraslosti vitrinitu s pribúdajúcou teplotou smerom do hĺbky. Pochovávanie obidvoch uhoľných slojov prebehlo bez významných tektonických udalostí medzi obidvoma obdobiami uhoľotvorby.

Počet slojov v uhoľonosných vrstvách a ich hrúbka sú popri kvalite ďalšími dôležitými genetickými ukazovateľmi.



Obr. 3. Modifikovaný van Krevelen diagram uhlia bukovinského súvrstvia (Eggenburg) a pôtorských vrstiev (salgótarjánske súvrstvie – Ottnang).

Fig. 3. Modified van Krevelen's diagram of Bukovinka Fm. (Eggenburgian) and Pôtor Mb. (Salgótarján Fm. – Ottnangian) coals.

V bukovinskom súvrství sa nachádza jediný sloj rozdelený uhoľným ílom na dve lavice (vrt VVL-8), resp. na tri až štyri tenké lavice (samota Hlbina). Doteraz známa maximálna hrúbka sloja je, ako sme už uviedli 3,8 m, ale po vylúčení polohy uhoľného ílu hrubej 1 m je súčet obidvoch lavíc sloja iba 2,8 m. V banskom revíri Bane Dolina má tretí, t. j. najhlbší sloj maximálnu hrúbku až 5 m, druhý 5,10 m a prvý, čiže najvyšší, 3,10 m.

Tab. 2
Porovnanie kvalitatívnych a organicko-geochemických parametrov uhlia bukovinského a salgótarjárskeho súvrstvia, južné Slovensko
Comparison of qualitative and organic geochemistry parameters of coal in Bukovinka and Salgótarján Fms., Southern Slovakia

Parametre	Bukovinka Fm.	Salgótarján Fm.	Pótor Mb. – 3rd coal seam		
	VVL-8 557.3–558.5 m Ø	VVL-8 454.2–454.6 m Ø	Mining district Baňa Dolina Ø	Vatovec–Žihlava district Ø	Modrý Kameň Horné Strháre district Ø
Ash content in dry sample (%)	77.73	21.18	30.34	27.64	30.18
Original calorificity (MJ.kg ⁻¹)	2.75	13.85	11.93	11.75	11.73
Sulphur content in dry sample (%)	2.48	3.34	3.54	3.69	4.09
TOC (%)	14.66	47.00			
S ₁ (mgHC.g ⁻¹ coal)	0.46	1.05			
S ₂ (mgHC.g ⁻¹ coal)	11.76	42.02			
HI (mgHC.g ⁻¹ TOC)	78.00	84.00			
T _{max} (°C)	418.00	370.00			
Ro (%)	0.50	0.40			

Ø – mean value, TOC – total organic carbon, HC – hydrocarbons, S₁ – free hydrocarbons, S₂ – residual hydrocarbons, HI – hydrogen index, T_{max} – maximal temperature of pyrolytic effect, Ro – vitrinite reflectance

Diskusia

Z tab. 1, 2 a z ich rozboru vyplýva, že uhlie bukovinského súvrstvia je podstatne nižšej kvality ako uhlie pôtorských vrstiev. Má nižší obsah Corg i nižšie hodnoty signálu S₁ a S₂ pyrolitických analýz. Hlavnú príčinu rozdielov treba vidieť v rozdielnych klimatických podmienkach, za akých uhlie vznikalo.

Prí vzniku bukovinského súvrstvia prevládala aridná horúca klíma. Svedčí o tom pestrosfarbený íl, často červený, červenohnedý a fialový, ktorý je hojne zastúpený v riečnych faciách súvrstvia. V Cerovej vrchovine suchá klíma obmedzovala vegetáciu. V pestrom íle chýbajú odtlačky listov a íl je, aj pokiaľ ide o obsah mikrofloristických zvyškov, peľu a spór, zväčša sterilný. V takejto klíme neboli podmienky na uhlotvorbu. Suché obdobie vystriedal krátky interval horúcej, ale humidnej klímy, keď sa darilo subtropickú flóru, resp. flóru subtropického dažďového pralesa. Takáto epizóda tesne predchádzala areálovým vulkanickým udalosťami, ktoré produkovali kyslé tuhy, alebo bola s nimi aspoň sčasti synchronná. V ryodacitovom tufe v bukovinskom súvrství, resp. v tufe od Gyulakezsu na lokalite Ipolytarnóc sa našlo bohaté spoločenstvo listov vrátane stromov a krov subtropického dažďového pralesa (*Daphnogene bilinica*, *D. spectabile*, *Calamus noszki*, *Andromeda sp.*, *Cyclocarya cyclocarpa*), ako aj iných rastlín vyžadujúcich horúcu tropickú alebo subtropickú humidnú klímu (*Daphnogene cinanomifolia*, *Eleocarpus palaolanceolatus*, *Laurus princeps* ai.; Hably, 1985). Flóru z Ipolytarnóca opísal aj Jablonszky (1914), Rásky (1959) a z Lipovian Neměje (1967), Neměje a Knobloch (in Papp et al., 1973), Sitár a Kvaček (1997). Napriek tomu, že klíma tejto epizódy musela byť humidná, azda pre vyššiu ako optimálnu teplotu na zarastanie močiarov uhlotvornou flórou, ako je *Taxodium* a *Glyptostrobus*, ktoré v spoločenstvách z bukovinského súvrstvia chýbajú, neboli vhodné podmienky.

Vzhľadom na prevládajúcu aridnú klímu a na uhlotvorbu nevhodné podmienky vznikalo uhlie celkom ojedinele.

Ak aj močiare, v ktorých sa tvorilo uhlie, vznikli, boli malé a trvali kratšie. Obmedzené vegetačné podmienky sa odrazili vo vysokej popolnatosti, nízkej výhrevnosti, nízkom obsahu Corg a v pomerne nízkej potencii tvorby uhľovodíkov (relatívne nízka hodnota signálu pyrolýzy S₂). Hrúbka sloja ako funkcia času uhlotvorby je v porovnaní s priemernou hrúbkou slojov pôtorských vrstiev menšia. O priestorovej obmedzenosti močiarov s uhlotvorbou v bukovinskom súvrství jednoznačne svedčí epizodický výskyt a zrejme šošovkovitý vývoj uhoľného sloja.

Hodno si povšimnúť, že uhlie bukovinského súvrstvia leží v tesnom nadloží ryodacitového tufu. Zdá sa, že tvorbu uhlia podporoval prechodný klimatický výkyv k zvýšenej humidite, lebo spomenuté rastlinné spoločenstvo – vrátane prvkov subtropického dažďového pralesa z lokality Ipolytarnóc a Lipovany – sa viaže aj na ryolitový tuf.

Flóra opísaná z pôtorských vrstiev najmä na základe sporomorfy sa od flóry bukovinského súvrstvia kvalitatívne zásadne odlišuje. V spoločenstve v nej dominujú taxodiové a krytosemenné rastliny z čeľadí *Nyssaceae*, *Myricaceae*, *Sapotaceae*, *Cyrillaceae* a *Symplocaceae*, ale zastúpené sú aj subtropické prvky z čeľade *Lauraceae* a *Magnoliaceae* (Planderová in Vass et al., 1979, in Vass a Elečko et al., 1992). Toto spoločenstvo je chladnomilnejšie ako z bukovinského súvrstvia i keď obsahuje subtropické prvky a je vlhkomilnejšie. Preto mokrade a plytké – občasnými búrkovými prívalmi vody zaplňané depresie – na aluviálnej nive zarástli hlavne taxodióvymi a myricovými drevinami, ktoré boli hlavnými tvorcami uhlia.

Záver

Z porovnania uhlia v bukovinskom súvrství (neskorý egenburg) a v pôtorských vrstvách salgótarjárskeho súvrstvia (otnang) – obidve súvrstvia sú súčasťou spodnomiocénnych sedimentov rozšírených v Ipeľskej a Lučenskej kotline na južnom Slovensku – vychodí, že uhlie bukovinského súvrstvia je podstatne horšej kvality ako uhlie

pôtorských vrstiev a horšia je aj geochemická charakteristika jeho organickej hmoty. Menšia je aj hrúbka uhoľného sloja v bukovinskom súvrství, výskyt sloja je ojedinelý a sloj má šošovkový vývoj.

Príčinou rozdielov medzi uhlím pôtorských vrstiev a bukovinského súvrstvia sú odlišné klimatické podmienky. Kým pri vzniku bukovinského súvrstvia prevládala horúca a suchá klíma, nevhodná na uhoľtvorbu, pri vzniku pôtorských vrstiev bola klíma humídna, teplá, ale relatívne chladnejšia ako v neskorom egenburgu a vhodná na taxodiovo-myricovú vegetáciu schopnú vytvárať uhoľné sloje.

Literatúra

Čechovič, V., 1952. Geológia juhoslovenskej panvy. *Geol. Práce, Zoš.*, 33, 1–53.

Hably, L., 1985: Early Miocene plant fossils from Ipolytarnóc. N Hungary. *Geologica hung., Ser. geol., paleont.*, 44–46, 77–252.

Halássová, E., Hudáčková, N., Holcová, K., Vass, D., Elečko, M. & Pereszlényi, M., 1996: Sea ways connecting the Fiľakovo/Pétevársara Basin with the Eggenburgian/Burdigalian open sea. *Slovak Geol. Mag.*, 2/96, 123–136.

Jablonszky, J., 1914: Über die mediterrane Flora von Tarnóc. *Magy. all. földt. Intéz. Évk.*, 22, 4, 227–274.

Maďar, D. et al., 1998: Záverečné zhodnotenie geofyzikálnych meraní na úlohe Veľký Lom – Lešť. *Manuskript – archív Esprit*, 1–50.

Němejc, F., 1967: Paleofloristické studie v neogénu Slovenska. *Sbor. Nár. Muz. (Praha)*, XXIII, Ř. B. I, 1–32.

Papp, A., Rögl, F. & Seneš, J. et al., 1973: Chronostratigraphie und Neostatotypen Miozän d. Zentral Paratethys. M2 Ottungien. *Vyd. Slov. akad. vied, Bratislava*, 1–841.

Rásky, K., 1959: The fossil flora of Ipolytarnóc. *J. Paleont.*, 33/3, 453–461.

Sitár, V. & Kvaček, Z., 1997: Additions and revisions to the Early Miocene flora of Lipovany (Southern Slovakia). *Geol. Carpath.*, 48/4, 263–280.

Vass, D. & Elečko, M. et al., 1992: Vysvetlivky ku geologickej mape Lučenskej kotliny a Cerovej vrchoviny 1:50 000. *GÚDŠ, Bratislava*, 1–196.

Vass, D., Konečný, V. & Šefara, J. et al., 1979: Geologická stavba Ipeľskej kotliny a Krupínskej planiny. *GÚDŠ, Bratislava*, 1–277.

Characteristics of the Bukovinka Formation coal and its comparison with the coal of the Pôtor Mb. of Salgótarján Formation

In Novohrad/Nógrad Basin (Southern Slovakia – Northern Hungary) in Salgótarján Formation (Ottungian in age) there are coal seams with coal bearing Pôtor Mb. However the coal seam occurs also in the underlying Bukovinka Formation, Late Eggenburgian in age. Recently a coal seam of Bukovinka Fm. was penetrated by the wells of the coal prospection in the buried Veľký Lom Depression. The coal from the well VVL-8 situated nearby the village of Veľký Lom (Fig. 1) has been studied to obtain basic qualitative and organic geochemistry parameters of the coal in the Bukovinka Formation.

The qualitative properties of the coal have been studied by classical coal technological analyses. The T. O. C. content was determined as well as the Rock-Eval pyrolysis and the measurements of vitrinite reflectance were done.

As was mentioned above, the coal of Bukovinka Formation penetrated by well VVL-8 was studied. The coal is in the depth 555.0–558.8 m e.g. its total thickness is of 3.8 m (Fig. 2). The seam is split into two layers by a bed of the silty claystone 1.3 m thick. The thickness of the whole Bukovinka Formation is 110.9 m (Fig. 2). The formation is composed by siliciclastic sediments as sand, silt and clay accompanied by fine grained rhyodacite tuff. The formation is subdivided into 3 macrocycles. Two lower of them are normally graded and the uppermost one is reversally graded. Two lower cycles originated in lacustrine environment, the upper one represents deposits of a small delta cone, prograding into lake. The lake episodically turned into swamp where the coal seam originated. Dynamics of the sedimentary environment was generally low. Only the lamination sporadically present in sandy deposits could signalize the upper stream regimen.

Qualitative and organic matter geochemistry parameters of the Bukovinka Fm. coal are shown in Tab. 1. Average ash

content in wet sample is 60.91 % in dry sample 77.73 %, combustion temperature of combustibles is 17.90 MJ.kg⁻¹, calorificity of wet sample is 2.94 MJ.kg⁻¹, in dry sample 4.34 MJ.kg⁻¹. Average content of T. O. C. is 14.66 %, content of free hydrocarbons S₁ is 0.46 mgHC.g⁻¹ rock, content of bound (residual) hydrocarbons S₂ is 11.76 mgHC.g⁻¹ rock, mean hydrogen index HI is 78 mgHC.g⁻¹ T. O. C., maximum temperature of pyrolytic effect (T_{max}) is 418 °C in average. According to the relation between T_{max} and HI in modified Van Krevelen's diagram the kerogen of the coal is of type III. i. e. it is a methane prone kerogen originated from higher (woody) plants. The quality of the coal is low and not suitable for any economic purpose.

Tab. 2 enables us to compare the coal of Bukovinka Fm. with the coal of 3rd seam of coal-bearing Pôtor Mb. The ash content in Pôtor Mb. coal is considerably smaller, the combustion temperature of combustibles, calorificity, as well as T. O. C. content are higher as in coal of Bukovinka Fm. However, both coals were originated from higher, woody plants as it is indicated by type III. kerogen (Fig. 3).

The number of the seams and their thickness also indicate the condition of coal origin. In the Bukovinka Fm. there is only one coal seam with maximum thickness 3.8 m, without an interbedded claystone layer only 2.5 m thick. In the mine district Baňa Dolina in coal-bearing Pôtor Mb there are 3 coal seams, thick as much as 5 m, 5.10 m and 3.10 m, respectively.

As it results from Tab. 1 and 2, coal in Bukovinka Fm. is of essentially lesser quality as coal in Pôtor Mb. The reason of it is in the different climatic conditions.

During the deposition of the Bukovinka Fm. an arid and hot climate was dominant. It is well proved by red colour of

sediments and by absence of the remnants of flora. However there were short intervals of hot and humid climate documented by the remnants of the rain forest flora (Jablonszky, 1914; Rásky, 1959; Nemějc, 1967; Nemějc and Knobloch in Papp et al., 1973; Hably, 1985; Sitár and Kvaček, 1997). In spite of the high humidity the climate was not favorable for the coal formation. Perhaps it was too hot. The coal generated in this time is of low quality, randomly distributed, and the seam is relatively thin.

The flora described from Pôtor Mb. differs from flora of Bukovinka Fm. In assemblage the *Taxodiaceae* and *Myrica-*

ceae dominated (Planderová in Vass et al., 1979, in Vass and Elečko et al., 1992). The climate was less hot but humid and favorable for coal formation in swamps spread on large alluvial plains.

The qualitative properties and organic matter geochemistry parameters of the coal in Bukovinka Fm. and in younger Pôtor Mb. of Salgótarján Fm. are different. The coal of Bukovinka Fm. is essentially of lesser quality. The reason of such a difference was in different climate conditions. The arid and hot climate with humid and hot events of rain forest climate was not favorable for coal formation in Bukovinka Fm.

Egeralaya, najväčšie ložisko perlitu v Afrike

KAMIL KANDERA¹ a MILAN LOBÍK²

¹PROGEO, s. r. o., Predmestská 75, 01001 Žilina

²Technický a skúšobný ústav stavebný Bratislava, pobočka Nové Mesto nad Váhom, Trenčianska 1875/12, 91501 Nové Mesto nad Váhom

(Doručené 8. 2. 1999, revidovaná verzia doručená 25. 5. 1999)

Egeralaya, the biggest African perlite deposit

On behalf of the Government of the Republic of Djibouti its Ministry of Industry, Energy and Mines requested UNIDO to provide assistance in carrying out the project entitled Feasibility Study for the Industrial Exploitation of the Egeralaya Perlite Deposit. In response to the request of the Ministry, UNIDO decided to prepare the study with a selected consulting firm.

As a result of the study the following information, conclusions and recommendations are presented: The industrial exploitation of the perlite of the Egeralaya perlite deposit, Djibouti, is indicated as a profitable project for the Republic of Djibouti. The future company of exploitation, providing the investment, corresponds to recommended technologies and that perlite obtained will meet the needs of the targeted markets.

The geographical situation of the deposit, its structure and the nature of its ore constitute those properties which influence mostly the feasibility of the project. The total geological reserves of the Egeralaya perlite deposit are estimated at 23 million tons and the reserves recognized by geological drilling survey are 3.3 million tons. The mode of deposition of the ore allows to apply surface mining methods. The physicochemical analyses and the tests of expansion carried out in the laboratory by the project in Slovakia confirmed high quality of the raw material. The produced perlite can be utilized as an insulation in a field of construction industry, in a cryogeny and partially in that of filtration. To fulfil requirements of the expanded perlite producers and to confirm the results of laboratory scale tests, trial industrial tests of raw material are necessary to carry out.

Key words: Djibouti, feasibility study, perlite, Egeralaya deposit

Úvod

V rámci projektu UNIDO (United Nations Industrial Development Organisation) Štúdiá využiteľnosti zásob perlitu ložiska Egeralaya (Džibutsko) na priemyselnú ťažbu (Etude de faisabilité pour l'exploitation industrielle de la perlite du gisement d'Egeralaya, République du Djibouti) sme zhodnotili geologickú stavbu a technologické vlastnosti z hľadiska rentability v prípade otvorenia ložiska perlitu Egeralaya v Džibutsku, ťažby suroviny a jej spracovania. Autori štúdie vychádzali z geologických prieskumných prác realizovaných francúzskou geologickou službou BRGM (Thibaut, 1990). Celková zásoba ložiska sa vypočítala na 23 miliónov t. Prieskumné práce doplnil kontrolný odber vzoriek suroviny a návrh otvarky ložiska s predpokladanou ročnou ťažbou 50–75 tis. t v prvých desiatich rokoch prevádzky. Okrem toho sa v rámci projektu riešila aj otázka úpravy suroviny a spracovala sa marketingová štúdiá s dôrazom na európsky, stredovýchodný, východoázijský a africký trh.

Geografické pomery ložiska

Džibutsko je republika v sv. Afrike medzi Etiópiou a Somálskom (obr. 1). Ložisko perlitu Egeralaya leží 80 km na Z od hlavného mesta Džibuti, v ktorom je námorný prístav strategického významu. Tesne pri južnom okraji ložiska vedie asfaltová cesta spájajúca hlavné mesto s mestom

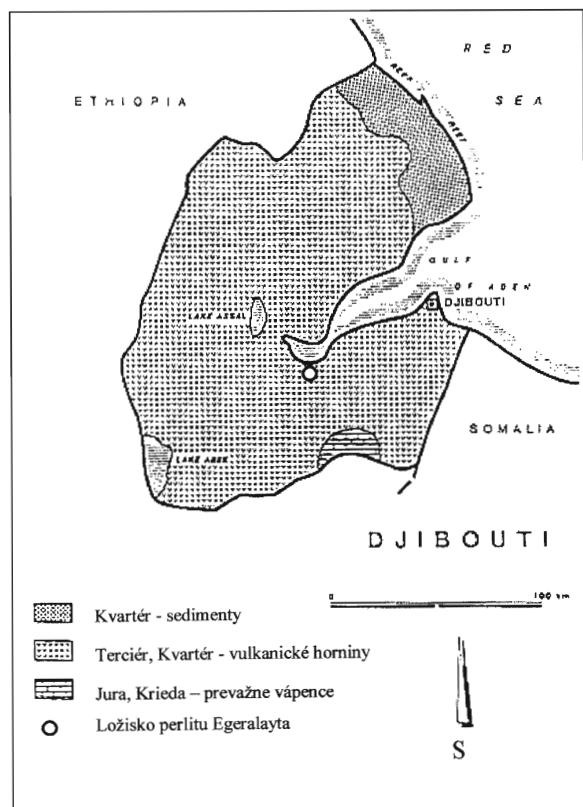
Tadjoura. Ložisko je v nadmorskej výške 480 až 588 m. Podnebie krajiny je aridné a vegetácia veľmi zriedkavá.

Vlastné ložisko je oválneho tvaru s polomerom cca 2 km a zaberá jv. časť masívu Egeralaya, ktorý na okraji zálivu Ghoubbat al Kharab dosahuje dĺžku cca 15 km a má smer SZ–JV. Ložisko je popretkávané sieťou výmoľov.

Geologicko-tektonické pomery Džibutska

Väčšinu územia Džibutska pokrývajú vulkanické horniny miocénneho a kvartérneho veku, iba na jeho nepatrnej časti na J sú sekvencie karbonatických hornín. Pleistocénne a recentné telesá korálového vápenca sú vyvinuté pozdĺž sv. pobrežia.

Na území Džibutska sa stretávajú tri rifty, a to západný okraj oceánskeho chrbta Indického oceána (Adenský záliv), južný okraj riftu Červeného mora a sv. okraj afrického riftu, a to pod uhlom 120° (obr. 2). Navyše územie v okolí zálivu Ghoubbat al Kharab a jazera Asal je spolu s Islandom jednou z dvoch oblastí na zemeguli, kde oceánsky chrbát vychádza na zemský povrch. Džibutsko je miestom častých zemetrasení (približne dva týždne trvajúce mierne otrasy zažili aj autori štúdie), ktoré vzhľadom na výskyt tektonických štruktúr prvého radu prekvapujúco nemali katastrofálne rozmery. Maximálne 6. stupeň Richterovej stupnice tu zemetrasenie dosahuje raz za 10 rokov. Nižší stupeň zemetrasení sa vysvetľuje vyššou teplotou zemskej kôry, ktorá je relatívne pružnejšia, a preto aj menej krehká (Omar, 1994).



Obr. 1. Schematická geologická mapa Džibutska.

Fig. 1. Geological sketch map of Djibouti.

Geologické pomery horského masívu Egeralaya

Ložisko perlitu je v jv. časti horského masívu Egeralaya, ktorý tvoria prevažne kyslé formácie hornín. Horniny majú takéto zloženie (Stieltjes, 1973, 1974; Mazet et al., 1986):

– Na báze je niekoľko hrubých lávových prúdov tmavých trachytov, trachtyrolitov ležiacich na bazaltoch stratoidnej formácie Afar.

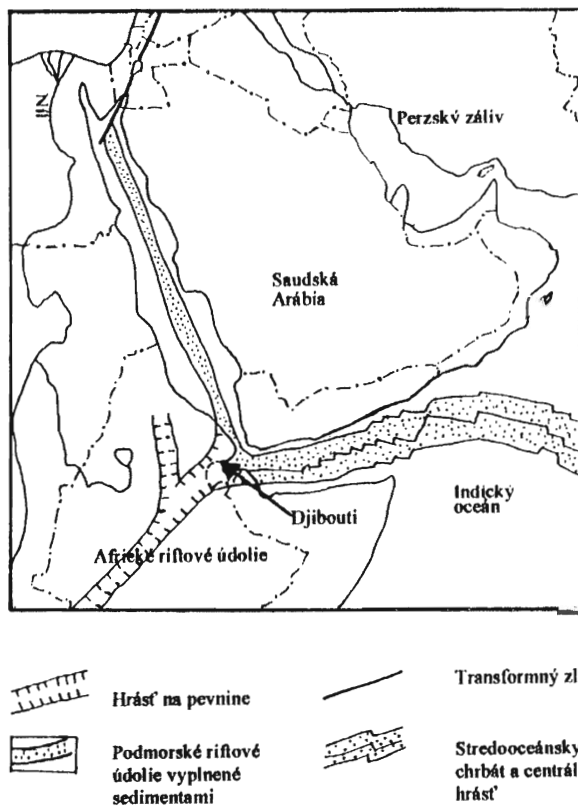
– Explosívne produkty (ignimbrity, pemzy) s drobnými vložkami obsidiánu a s polohou spodného perlitu hrubé od niekoľkých do 50 m, ktoré sú najmä na severnom úbočí masívu viditeľné na vzdialenosť 3–4 km.

– Ryolity v podobe dómu a lávových prúdov s polohami vrchného perlitu, ktoré boli predmetom geologického prieskumu.

Morfológia a štruktúra ložiska

Ložisko je kombinovanou štruktúrou dómu a lávového prúdu. Štruktúra dómu s relatívne plochým vrcholom tvorí prevažnú časť ložiskovej štruktúry. Prenikajú ňou koncentrické a radiálne zlomy nachádzajúce sa vo vlastnej protrúzii. Tieto zlomy oddeľujú vertikálne a priečne početné bloky (časti) dómu. Ich priebeh je veľmi často totožný s výmoľmi. Zóny zlomov čiastočne injektuje alebo vyplňa brekciovitý materiál s karbonatickým matrixom.

Na druhej strane súbor lávových prúdov koncentrické a radiálne zlomy neporušujú a pravdepodobne vznikol súčasne s dómom. Lávové prúdy ryolitového a perlitového zloženia sú v sv. časti ložiska. Sú oddelené od dómu a poklesnuté o 80 m zlomami smeru SZ–JV. Dva veľké bloky dlhé 800 m predĺžená smeru SZ–JV možno vyčleniť v jadre lávových prúdov.



Obr. 2. Trojstret oceánskeho riftu Červeného mora, Adenského zálivu a kontinentálneho afrického riftu.

Fig. 2. A triple junction of the oceanic rifts of the Red Sea, the Gulf of Aden and continental African rift.

Litostratigrafia ložiska

Pri mapovaní sa v ložisku zdola nahor vyčlenili nasledujúce litostratigrafické celky:

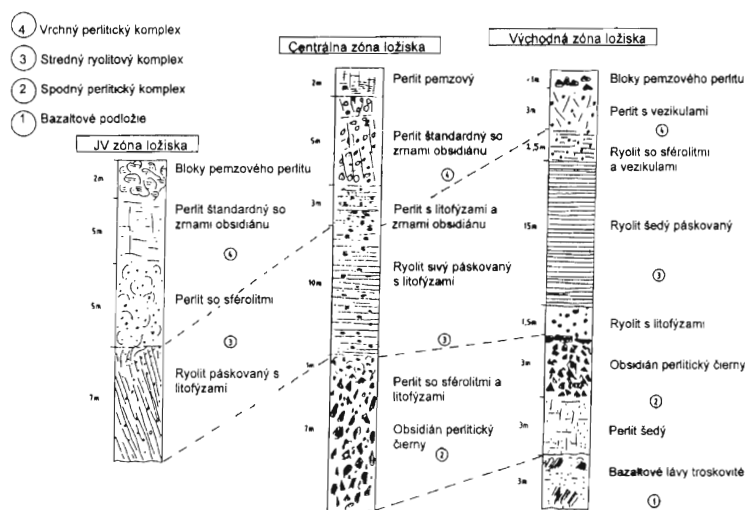
Spodný perlitický komplex

Tento komplex vychádza na povrch najmä na severnom okraji masívu na rozhraní medzi lávovými prúdmi vychádzajúcimi z dómu a trachyticko-bazaltovým substrátom. V nesúvislých východoch sa vyskytuje aj na východnom a západnom okraji dómu.

Komplex tvoria viaceré polohy perlitu rozličného charakteru. Keď je kontakt s lávovými prúdmi trachyticko-bazaltového substrátu viditeľný, bázu komplexu zvyčajne tvorí poloha sivého rozpadavého pásikovaného perlitu, ktorý miestami obsahuje obsidián. Poloha sivého perlitu je spravidla hrubá 2 až 3 m a na nej je fácia brekciovitého perlitu, ktorú tvoria ostrohranné bloky rozpadavého perlitu veľké 0,1 až 1 m tmelené karbonátmi. Najvyššiu polohu perlitu, ak je vyvinutá, tvoria 1 až 2 m hrubé polohy perlitu so sférolitmi a vezikulami.

Stredný ryolitový komplex

Komplex je zastúpený v celom ložisku a skladá sa z poloh ryolitu hrubých od niekoľkých cm až do niekoľkých m. Polohy majú textúru tečenia (pásikovanie, mikrovrásnenie).



Obr. 3. Litostratigrafická korelácia v rozličných sektoroch ložiska Egeralajta.
Fig. 3. Lithostratigraphic correlation in some sectors of Egeralajta deposit.

Smer a veľkosť sklonu lávových prúdov sa v rámci ložiska rýchlo mení na pomerne krátku vzdialenosť. V úrovni dómu sú ryolitové polohy hrubé 10 až 30 m. Ryolitové prúdy sivobéžovej až ružovej farby sú prevažne masívne, ba niekedy aj porfyrické a tvoria skalné masívy s príkrymi svahmi. Povrchové časti prúdov obsahujú vezikuly.

Vrchný perlitický komplex

Tento komplex tvorí vlastné ložisko a súvislo pokrýva stredný ryolitový komplex. Je vo vrcholovej časti dómu a prekrýva lávové ryolitové prúdy v poklesnutej časti ložiska, t. j. v jeho sv. časti. Prechod medzi ryolitovými prúdmi stredného komplexu a prvými perlitickými polohami je postupný, a preto sa hranica medzi ryolitickou a perlitickou faciou často nedá určiť presne. S výnimkou laterálnych zmien facií je sukcesia vo vrchnom perlitickom komplexe v smere zdola nahor v ložisku takáto:

Na kontakte ryolitických prúdov je pozorovateľný postupný prechod z ryolitu s vezikulami do perlitu s vezikulami. Perlit tejto prvej polohy svetlosivej farby je veľmi drobný a má veľa pórov (vezikúl) s priemerom od 0,5 do 2 cm, ktoré často obsahujú ružové sférolity s priemerom niekoľkých mm. V perlite tohto druhu sa vyskytujú granuly obsidiánu s priemerom niekoľkých mm, rozptýlené alebo usporiadané do páskov. Hrúbka tejto polohy v odkryvoch je 1 až 5 m.

Perlit strednej polohy – tzv. štandardný – je sivý, drobný, s trhlami s lesklým povrchom. Hornina zvyčajne obsahuje granuly obsidiánu s priemerom niekoľkých mm. Perlit tejto polohy je najčastejšie vo forme brekciovitej faciie, ktorú spôsobujú mnohé hydrotermálne žilky, zvyčajne z karbonátov. Žilky prenikajú celou masou horniny, a tak jej dávajú blokovitý charakter. Veľkosť blokov perlitu je od desiatok cm až po 1 m a v odkryvoch je hrúbka polohy 3 až 19 m. Mikroskopicky je pre štandardný perlit charakteristický sklovitý matrix, perlitická cibulovitá textúra s pozorovateľnými lištami živca a kryštálkami amfibolu.

Najvrchnejšiu polohu ložiska tvorí tzv. pemzový perlit. Je svetlosivý a s mnohými puklinami. Hornina je tvrdá, ale ľahká, má jemné póry orientované v smere tečenia lávy a pomerne často páskavú textúru, ktorú tvoria striedajúce sa svetlosivé a čierne pásiky. Priemerná hrúbka tejto polohy je 2 až 7 m. Miestami sú v ložisku iba jej erózne zvyšky vo forme blokov.

Opísané komplexy majú premenlivú hrúbku v horizontálnom aj vertikálnom smere. Litostratigrafiu ložiska ilustruje obr. 3.

Zásoba ložiska, fyzikálne, chemické a technologické vlastnosti suroviny

Podľa ložiskovo-geologického prieskumu (Thibaut, 1990), ktorý zahŕňal 23 jadrových vrtov, sa vyčlenilo ložisko perlitu s plochou 1 154 000 m² a s odhadnutou zásobou suroviny 23 miliónov t.

Medzi najdôležitejšie fyzikálne, chemické a technologické vlastnosti perlitu určujúce jeho kvalitu aj cenu na svetovom

Tab. 1

Najdôležitejšie technologické parametre suroviny zo sv. časti ložiska Egeralajta podľa technologických typov
The most important technological parameters of raw material from the NE part of Egeralajta deposit according to its technological types

Petrografický typ horniny	štandardný perlit	štandardný perlit	pemzový perlit	pemzový perlit	štandardný perlit	perlit s vezikulami a sférolitmi	štandardný perlit	štandardný perlit s obsidiánom	pemzový perlit
Sonda	S 18	S 19	S 19	S 20	S 20	S 21	S 22	S 22	S 23
Neexpandovaný perlit									
Voľne sypaná hmotnosť	1032	1145	781	909	1114	1170	994	1117	848
Expandovaný perlit									
Voľne sypaná hmotnosť (kg/m ³)	32,8	34,2	29,2	46,4	32,9	55,7	35,7	34,3	32,9
Expandačná miera (%)	31,4	33,5	26,7	19,6	34,6	21,0	36,9	32,5	25,7
Obsah neexpandujúcich častíc (%)	0	0,2	0	0	1,8	3,9	3,4	2,5	2,7
Mechanická odolnosť voči obrusu (%)	39	17,3	17	54,5	10,3	62,5	54,5	28,8	18,1
Obsah Fe (ppm)	830	605	695	690	790	540	660	676	760

trhu je relácia medzi sypanou objemovou hmotnosťou suroviny a sypanou objemovou hmotnosťou expandovaného perlitu (expandačná miera, obsah neexpandovateľných minerálov, obsah Fe, resp. chemické zloženie suroviny, odolnosť voči obrusu a koeficient tepelnej vodivosti). Tieto charakteristiky majú rozhodujúci vplyv na ďalšie využívanie suroviny v rozličných odvetviach priemyslu, resp. na produkciu výrobkov (tab. 1).

Chemické zloženie perlitu sledovaného ložiska nemá v porovnaní s najvýznamnejšími svetovými ložiskami výraznejšie anomálie. Výnimkou je azda len miestami zvýšený obsah Fe (1,85 až 2,1 % Fe_2O_3), ktorý by pri použití perlitu v niektorých procesoch v potravinárskom priemysle mohol byť škodlivý.

Priaznivé technologické parametre perlitu z ložiska Egeralaya ho predurčujú na použitie v stavebníctve na výrobu tepelnoizolačných dosiek, sadrovoperlitových výrobkov, perlitovej omietky a granulátov na výrobu ľahkého betónu, ako aj na tepelnoizolačný zásyp. Je vhodný aj ako kryogénna izolácia skvapalnených plynov, v poľnohospodárstve pri odľahčovaní pôdy a ako regulátor pôdnej vlhkosti predlžujúci účinok minerálnych hnojív. Možnosť používať ho na filtráciu vo farmaceutickom a potravinárskom priemysle (pivovarníctve) v západnej Európe, kde sú prísne normy (obsah Fe max. 400–600 ppm), sú pre obsah Fe (600–1000 ppm) dosť obmedzené, ale na iné účely v potravinárskom priemysle je vhodný.

Ekonomické hodnotenie prípadnej otvárky, ťažby a spracúvania suroviny

V trhovom prostredí sa akcentuje komerčná stránka projektov, čo v plnom rozsahu platí aj o ťažbe a spracúvaní nerastných surovín.

Na ekonomické hodnotenie ložiska sa použila metodika UNIDO – COMFAR (Computer Model for Feasibility Analysis and Reporting), overená v desiatkach projektov OSN z oblasti ťažby a spracúvania nerastných surovín. Softvér COMFAR možno použiť tak na hodnotenie projektov „na zelenej lúke“, ako aj projektov rekonštrukcie alebo rozširovania výroby. Pri hodnotení sa berú do úvahy všetky náklady, čiže súvisiace s predprípravou investície, investičné aj prevádzkové. Pri stanovovaní budúceho výnosu je dôležité čo najpresnejšie určiť cenu predpokladaných výrobkov.

Dôležitou súčasťou štúdie bola jej marketingová časť. Práve na jej základe sa navrhol budúci objem ťažby a produkcie, ako aj druhy výrobkov. Keďže na európskom trhu perlitu prebieha silný konkurenčný súboj medzi kvalitným gréckym a menej kvalitným, ale oveľa lacnejším tureckým perlitom, pozornosť sa zamerala najmä na menej tradičné, avšak veľmi perspektívne trhy, napr. na krajinu Arabského polostrova, Indiu a Južnú Afriku. S ohľadom na potenciál týchto trhov sa navrhla výrobná kapacita 50–75 tis. t surového upraveného perlitu (určeného najmä na export) a 5–8 tis. t expandovaného perlitu (na regionálny trh).

Záver

Projekt je najmä vďaka geologickej stavbe ložiska a kvalite perlitu ložiska Egeralaya – porovnateľnej s kvalitou gréckeho perlitu – pri predpokladanom pomere vlastný

kapitál/úverové zdroje = 40/60 v rámci 10-ročného úverového cyklu realizovateľný a ekonomicky návratný.

Okrem perlitu je predpoklad v Džibutsku overiť, resp. nájsť priemyselne významné ložiská kamennej soli, diatomitov a sadrovca. Významné sú aj zdroje cementárskych surovín (vápenc, slieň) na JV krajiny. Krajina má tiež perspektívne zdroje geotermálnej energie, ktorá sa čoskoro začne využívať v skúšobnej elektrárni za finančnej a technickej pomoci Japonska.

Štúdia využiteľnosti suroviny na priemyselnú ťažbu je podľa skúseností autorov vhodným nástrojom na podporu investícií na ťažbu a spracúvanie nerastných surovín a je aplikovateľná aj v slovenských podmienkach.

Literatúra

- Behrens, W. & Hawranek, P. M., 1993: Manuel de préparation des études de faisabilité industrielle. Nouvelle édition revue et augmentée. *ONUDI, Vienne*, 394.
- BRGM, 1987: Mémento roches et minéraux industriels. La perlite. *Rapport du Ministère de l'industrie, des postes et Télécommunications et du Commerce extérieur*, 87 SGN 075 GEO, janvier 1987.
- Champreux, F., 1977: Le gisement de perlite d'Egeralaya, 1977. *Rapport CECA inédit, ISERST, Djibouti*.
- Chatelet, H., 1985: Le gisement de perlite d'Egeralaya. Carte géologique, 1985. *Rapport inédit, ISERST, Djibouti*.
- Chesterman, W. CH., 1974: Perlite. *Industrial Minerals and Rocks No. 36, June 1974*, 927–934.
- Coope, B., 1996: Perlite. *Metals & Minerals Annual Review 1996*, 91.
- Mazet, G., Recroix, F., Barberi, F., Grasse, D. & Varet, J., 1986: Carte géologique de la République de Djibouti à l'échelle 1:100 000, feuille Ali Sabieh, avec notice. *ISERST, Djibouti*, 1986.
- Murdock, J. B., 1980: Compte rendu de résultats de tests d'expansion sur 10 échantillons de perlite du massif d'Egeralaya, Djibouti. *Lettre inédite de la société "The Perlite Corporation", Chester, Pennsylvania, USA*, q l'ISERST, Djibouti, 14 juillet 1980.
- Omar, A., Carmagnolle, P. & Abar, A., 1994: La crise sismique du mois d'avril 1994. *Observatoire Géophysique d'Arta, ISERST, No. 9 - Bi-annuelle - 1^{er} semestre 1994 - Djibouti*.
- Onudi, 1996: Djibouti, EIU Country Report 4th quarter 1996. © *The Economist Intelligence Unit Limited*, 38–47.
- Rancon, J. Ph., 1988: Etude géologique et minière du gisement de perlite d'Egeralaya, (République de Djibouti). Première phase: Etude géologique de surface. *Rapport d'avancement. Rapport BRGM inédit No 88 GEO/RMI 017, 20 décembre 1988*.
- Stieltjes, L., 1984: Carte géologique du rift d'Asal (République de Djibouti) à l'échelle 1:50 000; co-éditeurs: CNRS et BRGM, circa 1984.
- Thibaut, P. M., 1989a: Etude géologique et minière du gisement de perlite d'Egeralaya (République de Djibouti). Deuxième phase: sondages et puits. *Rapport intermédiaire. Rapport BRGM inédit No. 89 GEO/RMI 011, septembre 1989*.
- Thibaut, P. M., 1989b: Etude géologique et minière du gisement de perlite d'Egeralaya (République de Djibouti). Troisième phase: Essais de laboratoire sur échantillons de surface de sondages et de tranchées. *Rapport intermédiaire. Rapport BRGM inédit No. 89 GEO/RMI 015, décembre 1989*.
- Thibaut, P. M., 1990: Etude géologique et minière du gisement de perlite d'Egeralaya (République de Djibouti). Quatrième phase: Carrère pilote, tests d'expansion et utilisations industrielles. *Rapport intermédiaire. Rapport BRGM inédit No. 90 GEO/RMI 002, mars 1990*.
- Thibaut, P. M., 1990: Etude géologique et minière du gisement de perlite d'Egeralaya (République de Djibouti). *Rapport final. Rapport BRGM No. R 30 813, octobre 1990*.
- Thibaut, P. M., 1990: Etude géologique et minière du gisement de perlite d'Egeralaya (République de Djibouti). Travaux complémentaires. *Rapport final. Rapport BRGM No. R 31 875, décembre 1990*.

Obsah

<i>Zaľadnenie severnej pologule koncom kenozoika – záhadná klimatická zmena</i>	1	<i>Recenzia</i>	14
<i>Minerálne analógy v matrice jadrového odpadu</i>	4	<i>Potrebuje vydávať slovenskú geologickú bibliografiu?</i>	15
<i>Zlato na Slovensku</i>	5	<i>Kronika</i>	16
<i>Správa o činnosti SGS</i>	6	<i>Spomienka</i>	29
<i>Aktivity SGS</i>	9	<i>Významné životné jubileá členov SGS v roku 2000</i>	30
<i>Konferencie</i>	11	<i>O publikovaní v čase internetu</i>	31
<i>Plán akcií SGS na I. polrok 2000</i>	12	<i>Kalendár podujatí</i>	32

Zaľadnenie severnej pologule koncom kenozoika – záhadná klimatická zmena

DANIELA REHÁKOVÁ a JOZEF MICHALÍK

Aj keď sa pleistocénemu zaľadneniu venovala veľká pozornosť, príčina jeho vzniku je naďalej veľkou klimatickou záhadou. Hayes et al. (1976) uvažovali ako o možných riadiacich faktoroch spôsobujúcich zaľadnenia o Milankovičových orbitálnych cykloch, ale Schwarzacher (1987) poukázal na to, že orbitálne cykly pôsobia počas celej histórie Zeme, no zaľadnenie je sporadický fenomén. Fakt, že sa doteraz nenašiel hlavný zdroj najdrastickejšej klimatickej zmeny na Zemi, svedčí o tom, že vedomosti ľudstva o jej klimatickom systéme sú stále iba rudimentárne.

Prentice a Matthews (1988) na základe interpretácie izotopových záznamov O ukázali, že sa stála ľadová pokrývka akumuluje už 50 mil. rokov. Predpokladá sa, že to bola východná časť Antarktídy, kde sa po prvýkrát začal ľadový kryv sústredovať. Príčinou bol vznik strednoantarktického morského koridoru, ktorý umožnil zonálne prúdenie vodnej masy a zároveň termálnu izoláciu Antarktídy.

Začiatok zaľadnenia severnej hemisféry sa z materiálu ľadovcových morén datuje na 3,4 mil. rokov. Až donedávna sa predpokladalo, že sa ľadový kryv v stredných zemepisných šírkach prvý raz objavil pred 2,4 mil. rokov (Blanc et al., 1983), ale nový izotopový výskum (hlavne izotopu $\delta^{18}O$) ukazuje, že to bolo už pred 3,0 mil. rokov a maximum dosiahol pred 2,6 mil. rokov (Thiedemann, 1991).

Otázkou zostáva, čo viedlo k nástupu tejto výraznej klimatickej udalosti.

Za klasické možné príčiny zaľadnenia sa pokladali výkyvy v solárnej emisivite, zmeny v koncentrácii kozmického prachu, výkyvy v orbitálnych pohyboch, v zložení atmosféry, vyšší obsah aerosólov v atmosfére, kontinentálny drift, vertikálne pohyby zemskej kôry, zmeny v cirkulácii atmosféry, v ľadovom pokryve morí a napokon aj zmeny v cirkulácii oceánov (Crowell, 1982). Pri ďalšom výskume sa štyri z uvedených faktorov postupne vylúčili. Sú to zmeny: 1) v solárnej emisivite (Jerzykiewicz a Serkowski, 1968); 2) v koncentrácii kozmického prachu (Pollack, 1982); 3) orbitálnych pohybov (tie fungujú aj pri nezaľadnení; Schwarzacher, 1987); 4) rozloženia súše v severnej hemisfére ako výsledok kontinentálneho driftu (Barron a Washington, 1984).

Energetická rovnováha a celková atmosférická cirkulácia v klimatických modeloch predpokladá, že glaciálne a interglaciálne obdobia sú stabilnými prvkami zemskej klímy. Podľa Haya (1992) zostáva ďalších šesť možných vysvetlení vzniku zaľadnenia. Ide o: 1) zmeny v zložení atmosféry; 2) vyšší obsah aerosólov v atmosfére; 3) vertikálne pohyby zemskej kôry; 4) zmeny v atmosférickej cirkulácii; 5) zmeny v ľadovom pokryve morí a 6) zmeny v cirkulácii oceánov.

Zmeny v zložení atmosféry

Už Chamberlin (1899) predpokladal, že zaľadnenie môže vyvolať výraznú redukciu CO_2 v atmosfére počas dlhých období zvetrávania a erózie. Raymová (1991) poukázala na význam tejto hypotézy z hľadiska najnovších poznatkov o geochemických oceánskych cykloch.

Rozlišujú sa tri potenciálne zdroje akumulácie CO_2 v atmosfére. Je to 1) rozklad, príp. spaľovanie organickej hmoty, 2) tepelná premena karbonátových hornín a 3) zmeny v ukladaní CO_2 v oceánoch.

Rozklad a spaľovanie sú súčasťou krátkodobých uhlíkových cyklov a s výnimkou mimoriadne katastrofických požiarov ovplyvňujú zmeny v obsahu CO_2 v atmosfére iba nepatrne. CO_2 sa pri metamorfických procesoch uvoľňuje pri subdukcii karbonátov a do atmosféry sa vracia pri vulkanických exhaláciách. Ukladanie CO_2 v oceánoch kolíše v závislosti od: a) teploty vody – CO_2 sa ľahšie rozpúšťa v studenej vode; b) zmien v produktivite, ktoré priamo vedú k premiestňovaniu CO_2 z povrchových vrstiev, pričom sa organické C viacnásobne ukladá v hlbších častiach oceánov a c) výkyvov v alkalite spodných vrstiev vody (Heinze et al., 1991). Sartheim a Fenner (1988) predpokladajú, že pred 3,2 a 2,4 mil. rokov nastal po globálnom zvýšení produktivity výrazný pokles v uskladňovaní CO_2 v oceáne, a preto aj jeho výrazná redukcia v atmosfére, čím sa začalo zaľadňovanie.

V dlhšom geologickom časovom období možno sledovať presun atmosférického CO_2 a jeho pochovávanie v organickom C, ako aj jeho využívanie pri zvetrávaní silikátových hornín a tvorbe karbonátov. Rozpúšťanie vápenca nevyvoláva redukciu atmosférického CO_2 . Práve naopak, kyselina uhličitá v dažďovej vode umožňuje transport CaCO_3 v podobe iónov Ca^{++} a HCO_3^- a pri opätovnom ukladaní CaCO_3 sa CO_2 uvoľňuje späť do atmosféry.

Podľa spôsobu, akým sa CO_2 do atmosféry dostáva a späť z nej odčerpáva, možno na základe jeho obsahu v atmosfére sledovať tektonickú aktivitu pevninských platní. Rozširovanie morského dna sprevádza vulkanická činnosť a rastom horských pásiem. Potom sa atmosférický CO_2 mobilizuje na zvetrávanie silikátových vulkanických hornín aj hornín fundamentu vystavených erózií (Raymo et al., 1988). Vulkanické exhalácie vznikajúce pri subdukcii obsah atmosférického CO_2 zvyšujú, ale ten sa hneď pri zvetrávaní spotrebúva.

Ďalším aspektom zloženia atmosféry, ktorý sa však doteraz nesledoval, je obsah O_3 v stratosfére. O_3 sa do spodnej časti atmosféry uvoľňuje fotosyntézou rastlín. O vzniká oddelením od O_2 za pôsobenia ultrafialového žiarenia vo vrchnej časti atmosféry (Wells, 1986) a ich reakciou vzniká O_3 . Najviac tohto prvku sa koncentruje v nižšej časti stratosféry, zachytáva infračervené žiarenie, ktoré spôsobuje otepľovanie stratosféry a jej stratifikáciu. Ak obsah O_3 v stratosfére poklesá, hrúbka troposféry rastie. Hrubšia troposféra zvyšuje účinok transportu tepla v atmosfére v poludníkovom smere.

Obsah O_3 kolíše v závislosti od obsahu O_2 v atmosfére. Na strane druhej je obsah O_2 priamoúmerný rýchlosti pochovávanie organického C (Berner, 1989). Rast rýchlosti ukladanie organického C môže redukovať obsah atmosférického CO_2 , zvyšovať obsah atmosférického O_2 a stratosférického O_3 , a tak zároveň redukovať hrúbku troposféry a zamedzovať meridionálny transport tepla. Aj keď sa z globálneho hľadiska koncom kenozoika zaznamenal rast rýchlosti sedimentácie a tým aj akumulácie organického C (Southan a Hay, 1981), dnes nemožno jednoznačne odpovedať na otázku, či zmeny v obsahu stratosférického O_3 mohli vyvolať výraznú klimatickú zmenu.

Zvýšený obsah aerosólov v atmosfére

Kennett a Thunell (1977) podľa vrstiev popola v sedimentoch zistili, že kvartérny explozívny vulkanizmus bol štyrikrát silnejší ako priemerný neogénny vulkanizmus. Predpokladajú úzku spätosť medzi intenzitou vulkanizmu a nástupom zaľadnenia. Kennett et al. (1985) spojili nástup vrchnoocénneho až oligocénneho antarktického zaľadnenia s epizódou vyššej vulkanickej aktivity. Matthews (1969) predpokladal, že zvýšene prúdenie v astenostere ako odraz izostatického vyrovnania úrovne morskej hladiny a nastupu ľadového pokryvu mohlo vyvolať intenzívnu vulkanickú aktivitu v ľadových aj medziľadových obdobiach. V každom prípade vyššie množstvo CO_2 a vulkanického popola – ako jeden zo základných prejavov aktívnej vulkanickej činnosti – vplyva na klímu opačne. Väčšia časť štúdií sledujúcich vplyv vulkanizmu na klímu ukazuje, že vulkanické erupcie sú krátkodobé udalosti, a preto vulkanizmus ťažko pokladať za spúšťač mechanizmu zaľadnenia (Hay, 1992).

Vertikálne pohyby zemskej kôry

Flohn (1974) uvažoval, že hlavným faktorom vyvolávajúcím zaľadňovanie je rast snehovej pokrývky. Vyššie albedo priemernú teplotu znižuje, a tak plocha zaľadnenia rastie. Kontrolným mechanizmom sa stáva topografia územia, lebo sneh sa akumuluje vo vyššej nadmorskej výške. Ako bariéry atmosférickej cirkulácie pôsobia aj výzdvihy veľkých rozmerov. Ruddimann et al. (1986) predpokladajú, že výzdvih himalájsko-tibetskej oblasti a jz. časti Severnej Ameriky viedol k vzniku atmosférických podmienok vhodných na zaľadňovanie Škandinávie, Sibíri a východnej časti Kanady. Výzdvihom sa zosilnila atmosférická cirkulácia v poludníkovom smere a vyústila do vzniku rozsiahlych amplitúdnych Rossbyho vln, typických pre severnú hemisféru. Ale priestor výzdvihu v Ázii a Severnej Amerike je pre produkciu kvázistacionárnych Rossbyho vln, ktoré by mohli urýchliť proces zaľadňovania, kritický Ruddimann a Kutzbach (1989) publikovali prepracovaný globálny klimatický model a dokumentovali ním, že poludníková cirkulácia spôsobená výzdvihom vedie k ochladzovaniu kontinentálnych oblastí.

V modeloch berúcich do úvahy výzdvih sa účinky atmosférickej cirkulácie prejavujú dvojako: a) vetrami odchyľujúcimi sa alebo obtekajúcimi prekážky; b) zmenami rovnováhy žiarenia, čo vyúsťuje do intenzívnejšej diferenciácie oblasti s vysokým a nízkym tlakom. Priamym orografickým efektom je vznik nie zonálneho, ale meridionálneho prúdenia nad sz. Atlantikom s výraznou (na S orientovanou) distribúciou zrážok. Zmena radiácie vyvoláva zvýšenú monzúnovú cirkuláciu, prinášajúcu sezónnu vlahu do vyšších oblastí (Kutzbach et al., 1989).

Molnár a England (1990) sa zamýšľali nad tým, či výrazné vrchno-kenozoické výzdvihy sú reálne a či geologické a paleontologické údaje interpretované ako dôkazy o výzdvihu sú samy produktom klimatických zmien. Raymová (1991) pokladala výrazný rast pomeru izotopov Sr ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) vo vrchno-kenozoických uloženiach za dôkaz o výzdvihu. Uvádza aj to, že globálne epizódy zaľadnenia súviseli s rastúcim izotopickým pomerom $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vo fanerozoiku. Hay (1992) rovnako predpokladá, že aj napriek nejasnostiam okolo datovania himalájsko-tibetského výzdvihu mohol tento výzdvih výrazne ovplyvniť ochladzovanie počas kenozoika, a to aj pokiaľ ide o ovplyvňovanie atmosférickej cirkulácie, aj o obsah CO_2 v atmosfére. Ďalšie výskumy v západnej časti Severnej Ameriky (Hay et al., 1989) indikujú, že výzdvih tejto oblasti a zaľadňovanie Laurencie prebiehal súčasne. Zdvih Severnej Ameriky teda môže brzdiť Rossbyho prúdenia, a tak pomáhať rastu ľadovej pokrývky Laurencie a Škandinávie.

Zmeny v atmosférickej cirkulácii

O zmenách v atmosférickej cirkulácii sa uvažovalo v kontexte pôsobenia a zmien faktorov ovplyvňujúcich zloženie atmosféry, ako aj vertikálne pohyby zemskéj kóry. Chaotické zmeny v atmosfére evokujú úvahy o ich možnom zaradení medzi faktory ovplyvňujúce nástup zaľadňovania, ale pri takých nápadných zmenách hlavných faktorov je iba málo pravdepodobné, že by bol spúšťači mechanizmus zaľadňovania zakodovaný vo vnútornom mechanizme atmosféry.

Zmeny v ľadovom pokryve morí

Ľadový pokryv morí má významný vplyv na odrazivosť slnečného žiarenia, pôsobí ako izolátor medzi oceánom a atmosférou a zároveň kontroluje prísun vlhky do vyššej zemepisnej šírky. Ewing a Donn (1956) predpokladali, že nástup ľadových a medziľadových dôb závisí od zmien v distribúcii arktického ľadovcového pokryvu, ale táto myšlienka upadla do zabudnutia, a to pre nedostatok dôkazov o bezľadových periódach v arktickej oblasti počas pleistocénu. Clark (1982) sa nazdával, že trvalý ľadový pokryv Arktického oceánu vyvolalo rýchle ochladenie oblasti medzi 15–20° severnej zemepisnej šírky a spôsobilo nástup širšieho zaľadnenia severnej hemisféry. Herman a Osmond (1984) však namietajú, že sa trvalý ľadový pokryv neobjavil až do 0,9 mil. rokov, keď sa glaciálne a interglaciálne cykly s periódou 100 tisíc rokov stali dominantnými. Raymondová et al. (1990) pomocou globálneho klimatického modelu interpretovali vplyv ľadovej pokrývky Arktického oceánu na regionálnu klímu susedných oblastí. Autori prišli k uzáveru, že sa v tomto prípade klimatický vplyv obmedzil prevažne na oblasť, z ktorej bol ľadový pokryv derivovaný. Vplyv na okolité kontinentálne oblasti bol oveľa menší a podľa toho by ani vznik trvalej ľadovej morskej pokrývky sám osebe nemal byť potenciálnym zdrojom širšieho zaľadnenia severnej hemisféry.

Zmeny v cirkulácii oceánov

Najvýznamnejšie zmeny v cirkulácii oceánov v kenozoiku sa spájajú s otváraním a zatváraním spojenia medzi hlavnými oceánskymi bazénmi. Oddelovanie Atlantik a Pacifik sa oddelovali postupne v rozpätí od 13 do 1,8 mil. rokov. Duque-Caro (1990) konštatuje, že sa v podobe prahu ponoreného do hĺbky zhruba 1 km začal panamsko-kostarický blok v strednom miocéne (12 mil. rokov) dvíhať a do vrchného miocénu (6 mil. rokov) sa dostal do hĺbky okolo 200 m. Keller et al. (1989) rozlíšili štyri významné zmeny v spoločenstve planktonických foraminifer v západnom Karibiku a východnej časti Pacifiku. Datovali sa na 6,2, 4,2, 2,4 a 1,8 mil. rokov. Prvá výchyľka výrazne korešponduje s rastúcou krivkou $\delta^{13}\text{C}$ prislúchajúcou „upwellingovému“ režimu v západnej časti Karibiku. Autori uvažovali tak, že sa v tom čase obmedzilo spojenie medzi Atlantikom a Pacifikom a zosilnel Golský prúd. Druhá datovaná zmena (4,2 mil. rokov) korešponduje so zvyšovaním salinity povrchových vôd Karibiku a odráža veľké obmedzenie cirkulácie a výmeny povrchových vrstiev vody. Provincie planktonických foraminifer, ktoré patria v poradí tretej zmene (2,4 mil. rokov), veľmi dobre korešpondujú

s „konečným uzavretím“ spojenia a migráciou suchozemských cicavcov zhruba okolo 2,5 mil. rokov (Marshall, 1988). Keller et al. (1989) ukázali, že divergencia foraminifer narastala prudko do 1,8 mil. rokov a podľa toho usudzovali o existencii litorálno-neritickeho prietvu v období od 2,4 do 1,8 mil. rokov.

Mayer-Reimer et al. (1990) použili globálny oceánsky klimatický model sledujúci recentnú činnosť vetra s cieľom preskúmať vplyv uzavretia stredoamerickej úžiny pri globalnej oceánskej cirkulácii. Z porovnania uzatvoreného a otvoreného modelu možno predpokladať, že by sa pri otvorenej úžine nebol morský povrch medzi Karibskou a nórsko-grónskou oblasťou znížil pod 0,8 m. Síla Golského prúdu by sa veľmi zredukovala. Silný podpovrchový severo-rovníkový protuprúd by bol prinášal 10 Sverdrupov ($10 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) vody do Atlantiku, ale iba 1 Sverdrup by sa bol dostával z Atlantiku do priestoru Pacifiku povrchovým prúdením. V Atlantiku by sa preto redukovala aj salinita a tým aj produktivita hlbších vrstiev vody v jeho severnej časti.

Produktivitu hlbších častí Atlantiku mohla významne ovplyvniť aj subsidencia grónsko-škótskeho prahu. Thiede a Eldholm (1983) ukázali, že aj keď kanál Faroe v eocéne subsidoval pod úroveň morskej hladiny, nemecká úžina a hlavná prahová platforma nenesú znaky subsidencie až do miocénu. Až do pliocénu sa teda nevytvorilo prechodné spojenie medzi nemeckou úžinou dovoľujúce priemik hlbších vôd Nórskeho a Grónskeho mora do severnej časti Atlantiku. Doteraz však nie sú detailné štúdie, ktoré by brali do úvahy zmeny prenikania spodnejších vôd, príp. model týchto zmien vo vzťahu k produktivite vôd.

Tak či onak možno uvažovať o tom, že sa počas pliocénu spojenie medzi oceánmi v priestore Strednej Ameriky prerušilo. Intenzita Golského prúdu vzrástla, a preto sa vo východnej časti Severnej Ameriky zvýšilo vyparovanie a bolo zdrojom trvalejších zrážok. Vplyv teplých vôd Golského prúdu sa výraznejšie prejavoval v oblastiach vyššej zemepisnej šírky. Salinita Atlantiku vzrástala ako dôsledok prerušovania spojenia medzi Atlantikom a Pacifikom a keďže sa zintenzívnili spätný hlbinný prúd cez Skagerskú úžinu, vzrástla aj produktivita hlbších častí severného Atlantiku. V oblasti Nórskeho až Grónskeho mora sa časť tepla Golského prúdu uvoľnila do atmosféry a toto latentné teplo spôsobovalo mierne zimy a silné zrážky, ktoré sú pri tvorbe kontinentálnej ľadovej pokrývky nevyhnutné. Ale treba uviesť, že nedávny výskum obsahu izotopu $\delta^{13}\text{C}$ v bentických foraminiferách získaných z hlbokomorských vrtoŕ na okraji africkej platne blízko vrcholu Blanc neindikoval taký progresívny vzrast prevzdušňovania zmiešaných vôd severného Atlantiku, aký Thiedemann (1991) očakával.

Jednoznačná príčina nástupu zaľadnení zostáva stále nevysvetlená a diskutabilná, ale v prípade zaľadnenia severnej pologule je pravdepodobné, že je výsledkom či odrazom spoločného vplyvu niekoľkých faktorov. Význam sledovaných faktorov je relatívny a ich vplyv treba stále sledovať a overovať na ďalších atmosférických a oceánskych klimatických modeloch (Hay, 1992). Aj keď skutočný mechanizmus a postupnosť udalostí vedúcich k zaľadneniu severnej pologule nie sú známe, uzavretie stredoamerickej úžiny sa zdá byť najlepším vysvetlením. Toto uzavretie vyústilo do klimatickej diferenciácie severného Atlantiku a zosilnilo orbitálne vplyvy zodpovedné za striedanie sa ľadových a medziľadových období.

Minerálne analógy v matrici jadrového odpadu

IGOR BROSKA

Úvod

Nik nepochybuje o tom, že najdôležitejšou úlohou pri bezpečnom ukladaní rádioaktívneho odpadu je stav čo najväčšej istoty, že uložený materiál nijako neohrozí biosféru a už vonkoncom nie ľudí. Na to sa vo všeobecnosti akceptuje a používa multibariérová koncepcia ukladaní rádioaktívneho odpadu. Zvyčajne ju tvoria tieto zložky: 1. upravený rádioaktívny odpad. 2. kanister a kontajner (rezistentný voči korózii, napr. z antikorovej ocele, Cu, Ti a pod.), 3. vonkajšie betónové puzdro, 4. ílová výplň (tesniaci materiál) a 5. okolitá hornina v podzemí úložiska (Gieré, 1999a, obr. 1).

V tomto príspevku sa zaoberáme najmä spôsobmi úpravy rádioaktívneho odpadu, lebo je to oblasť, v ktorej sa zužitkujú aj minerologické poznatky

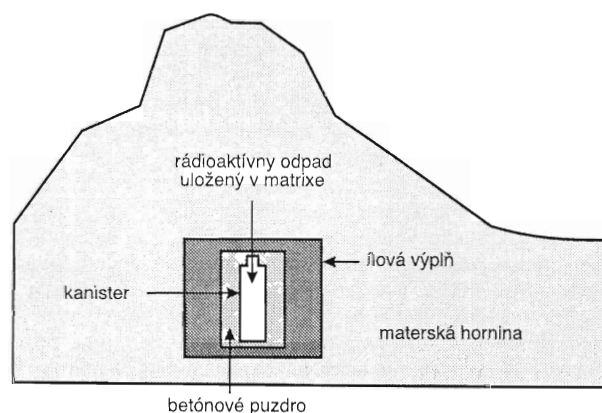
Typy jadrového odpadu

Jadrový odpad je zmes rozličných izotopov spravidla nasledujúcich kategórií.

Vysokourovňový odpad (HLW). Vzniká napr. pri obohacovaní použitého rádioaktívneho paliva. Ide o kyslý roztok „korozívnych“ dusičnanov po lúhovaní, napr. jadrových tyčí, ktorý obsahuje vyše tridsať vysokorádioaktívnych krátko žijúcich rozpadových produktov, ako je napr. ^{60}Co , ^{144}Ce , ^{144}Pr , ^{137}Cs , ^{90}Sr , ^{95}Nb , aktinoidy aj s izotopom ^{241}Pu . Takýto odpad generuje významné množstvo „rozpadového tepla“. Odhaduje sa, že sa pri 100 MW reaktore ročne vyprodukuje asi 4–11 m³ odpadu tohto druhu.

Prechodný odpad (TRU). Je to jadrový odpad obsahujúci izotopy emitujúce α -častice s polčasom rozpadu vyšším ako 20 rokov (napr. ^{239}Np , ^{240}Pu , ^{241}Am , ^{243}Am , ^{244}Cm , ^{245}Cm). Takýto odpad produkuje pomerne málo tepla.

Nízkoúrovňový odpad (LLW). Ide o jadrový odpad nepatriaci do prvých dvoch kategórií. Prakticky neobsahuje nijaké transuránové prvky a má veľmi nízku aktivitu.



Obr. 1. Skica multibariérového úložiska rádioaktívneho odpadu (upravená podľa Gierého, 1999a). Rádioaktívny odpad fixovaný v matrici je uložený do kanistrov rezistentných voči korózii. Kanistre uložené v betónovom puzdre sú obalené ílom – zvyčajne bentonitom. Poslednou bariérou je samo vhodné dlhodobé stabilné horninové prostredie, v ktorom je úložisko rádioaktívneho odpadu vybudované.

Klasifikácia rádioaktívneho odpadu nie je rovnaká vo všetkých krajinách. Napr. v USA rozlišujú iba kategóriu HLW a LLW, kým napr. vo Veľkej Británii sa definujú až štyri kategórie – okrem vysokorádioaktívneho (10^{16} – 10^{18} Bq.t⁻¹), nízkorádioaktívneho a intermediárneho aj veľmi nízkorádioaktívny odpad (s úrovňou nižšou ako 4×10^4 Bq; Savage, 1995).

Radiácia a jej účinky

Prirodzená rádioaktivita je proces, pri ktorom sa jadrá atómov spontánne rozpadávajú a tento rozpad sprevádza α -, β -, γ -radiácia. α -radiácia je silný prúd α -častíc (He jadier); β -radiácia je prúd β -častíc (elektróny alebo pozitrony); γ -radiácia reprezentuje vysokoenergetické elektromagnetické vlny.

Radiácia vyvoláva zmeny v materiáloch organického aj anorganického pôvodu. Pod jej vplyvom nastávajú v organizmoch zmeny v genetickej štruktúre buniek, čo môže viesť k ich smrti. V neorganických materiáloch indukuje najmä teplo, rádiolýzu a, prirodzene, radiáciu.

Tepla. Hlavným zdrojom tepla a príčinou, pre ktorú je v úložisku rádioaktívneho odpadu zvýšená teplota dlhý čas, je β -rozpad (napr. ^{90}Sr a ^{137}Cs).

Rádiolýza. Voda a vodné roztoky sú na kontakte s rádioaktívnymi látkami vystavené ionizujúcemu žiareniu a dôsledkom je rozklad vody, ako aj vznik viacoxidujúcich reaktantov (e^- , H^+ , H_2O_2 a pod.), čo môže zvýšiť schopnosť rozpušťať rádioaktívne zložky z úložiska.

Radiácia. α -, ako aj β -rozpad môže radiačne poškodiť uloženie vysokorádioaktívneho rozpadu, a to jednak elastickou kolíziou medzi jadrovými časticami a atómami matricu, ionizáciou i samým rozpadom rádioaktívnych prvkov. Najdôležitejšie sú elastické kolízie, lebo majú na štruktúru materiálu priamy vplyv. V skle napríklad pod vplyvom radiácie vznikajú objemové zmeny, akumulácia He, ktoré sa môže koncentrovať v oddelenej fáze vo forme bublín, štruktúrne zmeny (mikrozlomky), ale aj zmena fyzikálnych, resp. mechanických vlastností, keď sa mení hustota. Ak ide o kryštalický materiál úložiska, elastické kolízie vedú k jeho metamiktizácii alebo k „amorfizácii“ (Gieré, 1999a).

Spôsob úpravy rádioaktívneho odpadu a minerálne analógy využívané pri úprave

V súčasnosti sa využíva viac spôsobov úpravy rádioaktívneho odpadu, ale v zásade ide o jeho viazanie na tri skupiny nosičov, resp. tri typy matricu: (1) sklo, (2) kryštalické materiály a (3) multibariérové formy (Gieré, 1999b, c).

Sklo ako možná forma immobilizácie vysokorádioaktívneho odpadu sa vyrába relatívne ľahko a nepodlieha významným štruktúrnym zmenám indukovaným rádioaktívnym rozpadom, lebo už samo je amorfné (metamiktiné). Rádio nuklidy sú v ňom spravidla rozptýlené rovnomerne.

Najčastejšie sa používa *borosilikátové sklo* v podstate ternárneho zloženia Na_2O - B_2O_3 - SiO_2 . Je ekonomicky výhodné, lebo B znižuje bod tavenia aj viskozitu taveniny a to uľahčuje prípravu matricu a manipuláciu s ním. Prvý raz bolo navrhnuté a pripravené roku 1950. Borátové sklo je schopné naviazať na seba 10 až 30 hmot. % rádioaktívneho odpadu. Chemicky je ešte odolnejšie *fosfátové sklo*, ale je náchylnejšie na devitrifikáciu. Najvhodnejšie je Pb-Fe fosfátové sklo. Používa sa ešte aj *sintrované sklo*, ktoré sa pripravuje mieša-

ním suchého skla a rádioaktívneho odpadu pri nižšej teplote, ako je to pri borosilikátovom skle. Pre nižší stupeň evaporácie rádioaktívnych látok je to výhodné, ale na druhej strane zmiešanie vysokourovňového odpadu a skla môže byť nerovnomerné.

Kryštalické materiály Na rozdiel od ukladania rádioaktívneho odpadu do skla ukladanie vysokourovňového odpadu do kryštalických fáz je založené hlavne na báze pevných roztokov v kryštalickej fáze tým, že rádionuklidy izomórnou substitúciou zaberajú v štruktúre kryštalickej fázy špecifické atómové pozície. Štruktúrna pozícia každej fázy, prirodzene, závisí od veľkosti, pevnosti väzby a pod. Väzbanie rádioaktívneho odpadu do kryštalickej fázy je spravidla komplikovanejšie a drahšie ako do silikátového skla, ale na druhej strane zaručuje imobilitu rádioaktívnych látok na milióny rokov vopred.

SYNROC Ide o syntetickú polytánátovú keramikú vyvinutú v Austrálii, ktorá nadiľho blokuje rádioaktívne látky. Skladá sa hlavne zo syntetického zirkonolitu, hollanditu, perovskitu fluoritu, ako aj z ďalších titánových oxidov a iných prímiesí. SYNROC je schopný adsorbovať až 20 % rádioaktívneho odpadu. Zirkonolit [$\text{CaZrTi}_2\text{O}_7$] na seba viaže najmä U, Zr, Np, Pu a prvky vzácnych zemín, hollandit [$\text{Ba}(\text{Al}, \text{Ti})_6\text{O}_8$] pohlcuje hlavne Cs, Rb, Ba, perovskit [CaTiO_3] Sr a transuránové prvky (Hart et al., 1996).

Sklená keramika. Ide o čiastočne devitifikované sklo vytvorené kontrolovanou devitifikáciou (resp. kryštalizáciou). Sklená keramika má asi 50 obj. % kryštálov v matrixe. Do skla sa pridáva titanit. Titanitovú sklenú keramikú vyvinuli v Kanade a obsahuje kryštály titanitu dispergované v aluminosilikátovom skle. Niektoré zložky vysokorádioaktívneho odpadu sa viažu na titanitovú štruktúru, ostatné sa rozpušťajú v matrixe. Okrem titanitovej je známa aj celziánová, zirkonolitová, bazaltová a diopsidová sklená keramika.

TiO₂ keramika. Jej hlavnou zložkou je rutil, a to pre dobrú chemickú stabilitu a nízku schopnosť lúhovania rádioaktívneho odpadu z neho. Rutil je navyše dostupná a pomerne lacná surovina.

Monazitová sklená keramika. Táto keramika obsahuje synteticky pripravený monazit (Boatner a Sales, 1988), schopný pohltiť do štruktúry extrémne množstvo aktinoidov tak, že aktinoidy môžu úplne nahradiť prvky vzácnych zemín (Podor et al., 1995). Táto keramika je rezistentná voči korózii.

Multibarierové formy Ak sa do skleného matrnxu k rádioaktívnemu odpadu pridávajú aj ďalšie zložky, ako sú uhľikate alebo kovové častice (napr. olovené zliatiny), ide o multibarierové formy deponovania. Uhľikate častice (napr. PyC , SiC) zvyšujú chemickú odolnosť aj termálnu stabilitu vysokourovňového odpadu.

Záver

Pre vysokú koncentráciu rádionuklidov, zvýšenu teplotu uvoľňovania do okolia a intenzívnu radiáciu vo vnútri je úložisko rádioaktívneho odpadu geochemickou anomáliou na desiaty tisíc rokov. Pretože v prírode analógy takýchto úložísk nie sú, ako aj pre nemožnosť uspokojivo modelovať a extrapolovať časový faktor zmien materiálov v laboratórnych podmienkach, treba nevyhnutne informácie získavať z prírodných minerálnych analógov. Pri príprave úložísk rádioaktívneho odpadu je dôležité poznať správanie sa minerálov schopných viazať aktinidy, lantanidy a iné toxické prvky predovšetkým v hydrotermálnych podmienkach, ako aj schopnosť lúhovania zložiek zo štruktúry (Hayward et al., 1983; Yehuda a Olander, 1990; Gierel et al., 1994; Poitrasson et al., 1996; Lumpkin et al., 1994; Lumpkin et al., 1997, a. i.). Je nevyhnutné naďalej testovať sorpčnú schopnosť ílu ako tesniaceho materiálu (napr. Garido et al., 1999), ale aj ďalej skúmať správanie sa skla (napr. Geuthier et al., 1999). Využitie sa pritom môžu aj mineralogické metódy badania, čo bude nesporné aj na prospech samej mineralógie. Príprava úložísk rádioaktívneho odpadu patrí medzi ekonomické aktivity, v ktorých má mineralógia nezastupiteľné miesto.

Zlato na Slovensku

V Banskej Bystrici sa konala v dňoch 15.–18. júna 1999 konferencia Zlato na Slovensku. Zúčastnilo sa na nej 152 odborníkov zo Slovenska, Českej republiky, Maďarska a Holandska a odznelo 66 referátov a bolo vystavených 10 príspevkov do panelovej diskusie, ktoré priniesli interdisciplinárny pohľad na zlato, vystupujúce v dejinách Slovenska ako prírodný a historický fenomén bez toho, aby sa jeho úloha precenila. Organizátori, ale aj účastníci konferencie pochopili zlato v širokom historickom kontexte, čím umožnili zástupcom prírodovedných aj spoločenskovedných odborov prezentovať výsledky ich výskumu, konfrontovať pohľad jednotlivých vedných disciplín s možnosťou sledovať a porovnávať metodiky práce geológov, baníkov, hutníkov, metalurgov i analytikov s prácou odborníkov historických, numizmatických, mincovníckych, medailérskeých, múzejníckych a umeleckých disciplín. Konferencia ukázala potrebu zintenzívniť interdisciplinárnu spoluprácu pri vytyčovaní teoretických aj praktických projektov, kladne zhodnotila mimopracovné stretnutia pracovníkov rozličných odborov, možnosť výmeny skúseností osobným kontaktom a ďalšieho pokračovania na interdisciplinárnej báze.

Účastníci konferencie považovali za dôležité zdôrazniť, že súčasná nízka cena zlata by nemala byť dôvodom na prerušenie či zastavenie prác vo výskume a vyhľadávaní zlatonosných rúd, ale práve naopak, toto obdobie by bolo treba využiť na prípravu podkladov, štúdií, analýz a prognózných hodnotení, ktoré by prilákali aj ďalšie zahraničné spoločnosti a umožnili racionálny prieskum v momente opätovného rastu svetových cien zlata. Zabudnúť nemožno ani na spracovanie archívnych materiálov a žiada sa uvažovať aj o obnovení činnosti výskumnej skupiny na Štátnom ústrednom bankom archíve v Banskej Štiavnici. Tým by sa naplnil aj jeden z hlavných cieľov konferencie Zlato na Slovensku spojiť všetkých, čo majú so slovenským zlatom niečo spoloč-

ného – od prospektorov cez geológov, baníkov, úpravárov až po historikov, numizmatikov, zlatníkov a bankárov

Z organizačného hľadiska sa vyzdvihlo vhodné zvolené miesto konania konferencie v Banskej Štiavnici, ako aj sprievodných podujatí, akým bola výstava s rovnakým názvom Zlato na Slovensku, inštalovaná v Slovenskom bankom múzeu v Banskej Štiavnici od 3. júna do 25. septembra, a odborné exkurzie do Kremnice a Hodruše-Hámrov

Po návšteve výstavy, ktorá vyznieva naozaj reprezentatívne, sa navrhlo, aby sa – podľa možnosti – doplnila legenda na paneloch o niektoré lokálne a historické fakty vystavených exponátov. Pre zahraničných návštevníkov sa odporúčalo vydať krátky katalóg vystavených predmetov v cudzích jazykoch (angličtine, nemčine a maďarčine).

Vysoko sa hodnotilo vydanie monometrického dvojčísła Mineralia Slovaca (3–4/99), ktoré je nepochybne významným dobovým dokumentom o úrovni poznania slovenských prírodných nálezísk zlata, o jeho spracúvaní a využívaní v historických dobách aj v súčasnosti. Vyzdvihla sa aj vysoká odborná a grafická úroveň publikácie. Aj touto cestou účastníci konferencie vyjadrili poďakovanie redakčnému kolektívu a výkonným redaktorkám časopisu Mineralia Slovaca za náročnú spracováciu odborných materiálov

Účastníci konferencie odporučili príslušným rezortom pripraviť projekt realizácie reprezentatívnej monografie O zlato na Slovensku a s uznaním sa vyjadrovali o organizácii konferencie pod záštitou pracoviska Geologického ústavu SAV v Banskej Bystrici.

K téme zlata sa vrátíme ešte dvoma článkami v Mineralii Slovaca č. 1/32, ktoré odzneli na spomínanej konferencii

P. Greclia a M. Háber

Správa o činnosti Slovenskej geologickej spoločnosti

(prednesené na valnom zhromaždení SGS 4. februára 1999 v Bratislave)

Vážené damy, vážení paniu,

Výbor SGS zvolal toto valné zhromaždenie v súlade so stanovami SGS, podľa ktorých sa výbor SGS volí na štyri roky. Valné zhromaždenie 10. novembra 1994, ktoré zvolilo tento výbor, zároveň odporučilo, aby sa valné zhromaždenia konali v dvojiročných intervaloch (predchádzajúce bolo 6. februára 1997). Úlohou dnešného valného zhromaždenia je okrem hodnotenia uplynuleho obdobia – najmä z hľadiska odbornej činnosti SGS – aj načrtnutie hlavných cieľov do budúcnosti, voľba nového výboru a revízie komisie, ktoré povedú SGS cez prelom tisícročí v budúcich štyroch rokoch. Výbor sa rozhodol uskutočniť tajné osobné voľby na tomto valnom zhromaždení aj zaslaním volebných lístkov v zalepených obálkach členom SGS, aby o zložení budúceho výboru rozhodol čo najširší okruh členov. Zoznam kandidátov na volebných lístkoch vyplynul z návrhov, ktoré súčasný výbor dostal od svojich členov. Predpokladom na zaradenie do zoznamu kandidátov bol aj súhlas navrhovateľa, že sa v prípade zvolenia bude aktívne zúčastňovať na práci budúceho výboru. Individuálne doplní zoznam kandidátov na volebných lístkoch mal aj každý člen SGS.

Činnosť výboru SGS

Činnosť SGS a jej výboru v uplynulom období sa riadila stanovami SGS, uzneseniami valných zhromaždení z roku 1994 a 1997, odporúčaniami zjazdov SGS z roku 1995 a 1997, ako aj požiadavkami nadriadených orgánov – Rady vedeckých spoločností pri SAV, ktorá účelovou finančnou dotáciou pomáhala zabezpečovať činnosť SGS, najmä odborné akcie spoločnosti. Základom každoročnej činnosti boli plány odborných akcií, ktoré sa zverejňovali v Geo vestníku časopisu Mineralia Slovaca, a rozpočet na príslušný rok, ktorý vypracúval výbor a schvaľovali príslušné orgány SAV (najmä pokiaľ išlo o hospodárenie s dotáciou).

Rozšírený výbor SGS sa v súlade so stanovami schádzal pravidelne, a to najmenej dvakrát za rok. Od zvolenia odstupujúceho výboru SGS (10. novembra 1994) sa uskutočnili dva zjazdy SGS (roku 1995 v Spišskej Novej Vsi a 1997 v Bratislave), jedno valné zhromaždenie SGS (6. februára 1997) a 11 zasadaní rozšíreného výboru SGS. Činnosť medzi zasadatelia viedol predsedníctvo, ktoré sa schádzalo operatívne podľa potreby, najmenej dva až tri razy zasadatelia kompletného výboru.

Činnosť SGS prebiehala podobne ako v predchádzajúcich rokoch vo výbere, v piatich regionálnych pobočkách (Banská Bystrica, Bratislava, Košice, Spišská Nová Ves, Žilina) a v 11 odborných skupinách.

Aktivita v pobočkách bola dosť rozdielna. Najviac odborných akcií bolo v bratislavskej pobočke, čo je vzhľadom na počet členov a koncentráciu geologických inštitúcií aj celkové podmienky na činnosť v tejto pobočke prirodzené. Aktívna bola aj pobočka v Banskej Bystrici, predovšetkým vďaka iniciatíve jej predsedu Dr. Milana Hábera. Slabšou aktivitou sa vyznačovala spišskonovoveská a žilinská pobočka, a to v dôsledku známych okolností okolo transformácie geologických organizácií v oblasti pôsobenia týchto pobočiek. Aj preto treba uvážiť, či je v súčasnej situácii ich ďalšia samostatná existencia – osobitne v prípade žilinskej pobočky – opodstatnená. Výbor SGS si uvedomuje, že jednou z príčin menšej aktivity mimobratislavských pobočiek bola aj obmedzená možnosť pre ich zástupcov zúčastňovať sa na zasadaniach rozšíreného výboru v Bratislave a zabezpečovať externých lektorov, a to predovšetkým z ekonomických príčin. To sa odrazilo aj v obojstranne chudobnejšom toku informácií medzi výborom a niektorými pobočkami, najmä pri koordinácii odborných akcií, výmene informácií o činnosti v rámci týchto pobočiek.

Členská základňa SGS

Počet členov našej spoločnosti aj naďalej mierne klesá. Spôsobuje to najmä útlm geologickej činnosti v oblasti pôsobenia mimobratislavských pobočiek, nezáujmom o ďalšie členstvo u viacerých dôchodcov, vznik profesionálnych geologických asociácií, najmä v oblasti aplikovanej geológie,

z ktorej čast bývalých členov neprejavuje ďalší záujem aj o individuálne členstvo vo vedeckej geologickej spoločnosti. Postupne sa zúžilo členstvo dlhodobu neplatiacim členom. Úbytok členstva čiastočne kompenzovalo prijímanie nových členov z radu univerzitných študentov geológie, osobitne v bratislavskej pobočke, avšak nie všetci takíto členovia po skončení štúdií udržiavajú kontakty so SGS.

Počet registrovaných členov SGS k dnešnému valnému zhromaždeniu je okolo 400. Do toho počtu sú zahrnutí aj tí, ktorí nemajú vykonané členské príspevky za jeden až tri roky. Som presvedčený, že si títo členovia nedoplatky vyrovnajú a naďalej zostanú aktívnymi členmi spoločnosti.

SGS má k 1. januáru 1999 61 čestných členov, 37 domácich a 24 zahraničných (13 z Čiech, 5 z Poľska a 6 z iných krajín). Zoznam čestných členov SGS zverejnil Geo vestník Mineralia Slovaca (30, 1998 č. 5). Žijúcich čestných členov SGS je 39 (19 domácich a 20 zahraničných).

Odborná činnosť SGS

V rámci odbornej činnosti sa v rokoch 1995–1998 uskutočnilo 193 odborných akcií (dva zjazdy, jedno valné zhromaždenie, jedna národná vedecká konferencia so zahraničnou účasťou, rad seminárov, prednáškových popoludní, individuálnych prednášok, viaceré terénne semináre a exkurzie alebo krátke výučbové kurzy). Odznelo na nich 593 individuálnych a kolektívnych prednášok. Na odborných akciách sa zúčastnilo 4390 účastníkov (informácie sú vybrané z ročných správ pobočiek a odborných skupín a z prezenčného zošita v bratislavskej pobočke). Pretože z pobočiek v Košiciach, Spišskej Novej Vsi a Žiliny nie sú kompletne informácie, skutočné čísla sú pravdepodobne o niečo vyššie. Priemerne ročne za obdobie 1995–1998 vychádza 48 akcií so 148 odbornými príspevkami (tri na jedno podujatie) a 1100 účastníkmi (vyše 22 na jednej akcii). Či je táto odborná aktivita uspokojujúca, alebo by mohla byť vyššia, ponechávam na vaše zváženie a vyjadrenie v diskusii. Podľa výboru je to maximum, čo sa dalo v jestvujúcich podmienkach dosiahnuť, a všetkým tým, ktorí sa o to organizačne alebo odbornými prednáškami zaslúžili, poďakovanie výboru.

Positívne v činnosti SGS v uplynulom období treba hodnotiť to, že sa napriek zložitosti situácie uskutočnili geologické zjazdy SGS roku 1995 a 1997. Zjazd, ktorý sa konal 8. a 9. septembra 1997, bol venovaný 100. výročiu narodenia zakladateľa modernej slovenskej geológie akademika Dimitrija Andrusova (narodil sa 7. novembra 1897). Bezprostredne naň nadväzovala vedecká konferencia so zahraničnou účasťou *Alpine evolution of the Western Carpathians and related areas (ALEWECA)* 11.–14. septembra 1997. Pri tomto výročí sa v Oravskom múzeu P. O. Hviezdoslava v Dolnom Kubíne konala výstava *Dimitrij Andrusov a Orava*. Po rekonštrukcii Oravského hradu je na hradnom brale opäť pamätná tabuľa a pri nej bolo 14. decembra 1998 spomienkové stretnutie s kladením vencov. SGS aktívne prispela k dôstojnej spomienke na tohto geologického veľikána – zakladateľa nielen modernej geologickej školy, ale aj modernej vedeckej geologickej spoločnosti na Slovensku.

Medzinárodná spolupráca

SGS je členom medzinárodnej nevládnej Asociácie európskych geologických spoločností (AEGS), ktorej hlavným poslaním je upevňovať vzťahy a kontakty medzi geologickými spoločnosťami v európskych krajinách, ale aj spolupráca s mimoeurópskymi geologickými spoločnosťami. Asociácia každý rok organizuje míting spojený s vedeckými konferenciami, ktorých cieľom je poskytnúť fórum na výmenu vedeckých ideí a podporiť medzinárodnú a multidisciplinárnu kooperáciu v rozličných oblastiach vied o Zemi. Roku 1999 bude zasadanie AEGS spojené s vedeckou konferenciou na tému *European paleogeography and geodynamics: a multidisciplinary approach* 24.–26. septembra 1999 v Alicante (Španielsko).

Členstvo v tejto asociácii je od roku 1998 podmienené zaplatením členského príspevku, ktorý geologické spoločnosti platia podľa počtu členov. Pre SGS je to 100 USD (spoločnosť do 500 členov).

Delegat SGS sa na pozvanie Poľskej geologickej spoločnosti zúčastnil na zjazdoch ich spoločnosti, ktoré sa konali 2.–10. októbra 1997 v Zakopanom a 23.–26. septembra 1998 v Krasnobrode.

Na pozvanie Maďarskej geologickej spoločnosti sme sa 18. marca 1998 zúčastnili v Budapešti na spomienkovom stretnutí pri príležitosti 150. výročia založenia Uhorskej geologickej spoločnosti. Pri tomto jubileu boli 30. októbra 1998 za účasti zástupcov SGS a Maďarskej geologickej spoločnosti položené vence k pamätnej tabuli na prečelí bývalej zemianskej kurie vo Vidinej pri Lučenci, ktorá tuto udalosť pripomína.

V hodnotenom období sa naďalej rozširovala účasť zahraničných lektorov na odborných akciách organizovaných alebo spoluorganizovaných SGS. V rámci nich v rokoch 1995–1998 vystúpilo s jednou alebo viacerými prednáškami 30 zahraničných lektorov.

Roku 1998 predniesli zahraniční lektori nasledujúce vedecké prednášky:

– Prof. Dr. E. Wallbrecher, University of Graz, Rakúsko (Bratislava 2. 4. 1998): Exhumation of basement domes in NE Africa during Panafrican Orogeny. Application of structural computer programmes.

– Dr. W. Hamilton, ÖMV Vienna, Rakúsko (Bratislava 29. 4. 1998): Austria – successful hydrocarbon exploration with modern technologies.

– Dr. F. Roure (AAGP Distinguished Lecturer), Institute Français du Petrol, Francúzsko (Bratislava 8. 10. 1998): Petroleum exploration strategies in mobile belts. Kinematics of deformation and petroleum system appraisal in mobile belts.

– Dr. F. Rögl, Naturhistorisches Museum Wien, Rakúsko (Bratislava 26. 11. 1998): From the Tethys to Paratethys and Mediterranean – facts and hypothesis in an evolution from Oligocene to Miocene.

– Dr. J. Hanisch, Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover, BRD (Bratislava 2. a 3. 11. 1998): Vysokohorské deformácie v nepálskych Himalájach. Ladovcové jazerá v nepálskych Himalájach, geohazardy a zmiernenie ich následkov.

– Dr. M. Bukovanský, Engineering Geology Consulting, Denver, USA (Bratislava 3. 11. 1998): Nové trendy v stabilizácii zosunov.

– Prof. Dr. G. Hoinkes, University Graz, Rakúsko (Košice, 6. 4. 1998): Metamorphism of the San Luis basement, central Argentina.

– Prof. Dr. A. Mogessie, University of Graz, Rakúsko (Košice, 6. 4. 1998): Platinum mineralisation in the enclosed mafic – ultramafic units, San Luis province, Argentina. Review of the platinum mineralization related to ultramafic rocks in the Middle Austro-Alpine units, east of the Tauern Window.

Prehľad odborných akcií v rokoch 1997 a 1998

Roku 1997 SGS usporiadala 46 odborných podujatí (konferencie, exkurzie, semináre, prednášky) so 187 príspevkami (prednáškami a posterami) a s 1120 účastníkmi. Na iných akciách spoluorganizovaných SGS (výstavy nerastov a skamenelín) sa zúčastnilo 58 vystavovateľov a okolo 900 návštevníkov.

Roku 1998 sa uskutočnilo 40 odborných podujatí (semináre, prednáškové popoludnia, individuálne prednášky, terénne semináre a exkurzie) s 94 prednáškami (z toho 12 zahraničných lektorov) a 880 účastníkmi. Na iných akciách spoluorganizovaných SGS (výstavy nerastov a skamenelín) sa zúčastnilo vyše 50 vystavovateľov a okolo 800 návštevníkov.

Konferencia a zjazd

SGS usporiadala 9.–10. septembra 1997 Zjazd '97 Slovenskej geologickej spoločnosti a 11.–14. septembra 1997 vedeckú konferenciu s medzinárodnou účasťou Alpine evolution of the Western Carpathians and related areas (ALEWECA). Obidve akcie sa uskutočnili v Bratislave a boli venované spomienke na 100. výročie narodenia (9. novembra 1897) zakladateľa modernej slovenskej geológie akademika Dimitrija Andrusova. Spoluorganizátorom obidvoch podujatí bola Prírodovedecká fakulta UK, Geologický ústav SAV a Geologická služba SR (nástupníka organizácia Geologického ústavu D. Štúra), teda organizácie, ktoré D. Andrusov sám založil alebo na ich založení mal rozhodujúci podiel a ktoré dlhší čas aj viedol.

Zjazd sa popri sprievodných spomienkových akciách zaoberal najmä hodnotením činnosti SGS, jej súčasnou činnosťou i problémami a výhľadom do budúcnosti. Načrtol plány geológie v SR na najbližšie obdobie, ako aj celkovú perspektívu rozvoja geológie a vied o Zemi do budúceho tisícročia.

Rokoval aj o geovednom vzdelávaní na základných a stredných školách ako aj o tom, ako by ho mohla pomôcť skvalitniť SGS. Analyzovala a hodnotila sa činnosť odborných skupín SGS a naznačil sa trend budúceho rozvoja geologických špecializácií podľa odborných skupín. Na zjazde bolo prednesených 15 odborných referátov a zúčastnilo sa na ňom vyše 200 účastníkov.

Za významný vedecký prínos do rozvoja geologických vied na zjazde viacerým členom SGS udelili Medailu Jana Slávika SGS (RNDr. M. Haber, CSc., prof. RNDr. S. Jacko, CSc., akademik M. Mahel, RNDr. J. Michalík, DrSc., doc. Ing. R. Rudinec, DrSc.).

Za čestných členov SGS za významný vklad do rozvoja geologických vied, dlhoročnú aktivitu v SGS a v oblasti medzinárodnej spolupráce so slovenskou geológiou a SGS boli zvolení viacerí členovia SGS (RNDr. P. Gecula, DrSc., Prof. RNDr. D. Hovorka, DrSc., RNDr. J. Salaj, DrSc., RNDr. O. Samuel, DrSc., Prof. RNDr. V. Zorkovský) a významní zahraniční odborníci v oblasti geológie – prof. K. Birkenmajer (Poľsko), prof. J. Burchart (Poľsko), Dr. S. Korikovskij (Rusko), prof. V. Vašíček (Česká republika) a prof. J. Veizer (Kanada).

V rámci zjazdu sa uskutočnili dve celodenné terénne exkurzie na tému *Geológia a uhľovodíkový potenciál slovenskej časti videnskej panvy a Inžiniersko-geologické a hydrogeologické pomery širšieho okolia Bratislavy – potenciál geotermálnej energie a jeho využívanie*.

Vedecká konferencia so zahraničnou účasťou *Alpine evolution of the Western Carpathians and related areas (ALEWECA)* bola venovaná novým geologickým poznatkom o Západných Karpatoch a príľahlých oblastiach, najmä témam, v ktorých bol prínos akademika Andrusova do slovenskej a karpatskej geológie vôbec najvýznamnejší. Týkali sa sedimentácie a tektoniky pozdĺž okraja severného austroalpínika a centrálnokarpatského okraja, najmä problematiky pieninského bradlového pásma, vývoja meliatsko-halštatského oceána a pozície jeho sutúry v priestore Karpát a Álp, nových trendov v paleontológii a stratigrafii a geodynamických procesov v alpsko-karpatsko-panónskej oblasti. Na rokovaní konferencie (11.–12. septembra 1997) nadviazovala 2-dňová terénna geologická exkurzia do Malých Karpát, Považského Inovca, Strážovských vrchov a príľahlých častí stredného Považia. Na konferencii bolo 24 odborných referátov, 27 posterov a 90 účastníkov (z toho 27 zo zahraničia: Maďarsko, Poľsko, Rusko, Ukrajina, Rakúsko, NSR, Taliansko, ČR).

Semináre a prednáškové popoludnia

Jednodňové semináre a prednáškové popoludnia tvorili jadro odborných akcií SGS. Roku 1997 bolo 26 seminárov a prednáškových popoludní a v ich rámci 106 individuálnych a kolektívnych príspevkov, roku 1998 22 seminárov a prednáškových popoludní s 81 individuálnymi a kolektívnymi príspevkami.

Semináre a prednáškové popoludnia boli prevažne zamerané na aktuálne témy grantových projektov (GAV i GAT) a najaktuálnejšie vedecké a praktické problémy slovenskej geológie. Dotýkali sa takmer všetkých disciplín geologických vied. Prezentovali sa najnovšie poznatky z regionálnej geológie, tektoniky a geodynamiky Západných Karpát, ako aj nové výsledky výskumu surovínových zdrojov. Oproti minulosti sa podstatne viac seminárov aj príspevkov venovalo naliehavým otázkam environmentálnej geológie a ochrany životného prostredia, a to ako teoreticko-metodických, tak aj konkrétnych projektov na území SR (ekologické havárie, skládky odpadu, ochrana podzemných vôd), ale aj skúsenostiam o tejto problematike zo štúdia niektorých členov SGS v zahraničí. Časť seminárov, najmä v rámci odborných skupín, bola venovaná pokroku vo vedeckom výskume vo viacerých geovedných disciplínach a moderným metódam geologického bádania (paleontológia, sedimentológia, hydrogeológia, dialkový prieskum Zeme). Niekoľko seminárov bolo zameraných na poznatky zo zahraničných štúdií nových ciest, a to či už z vedeckých záujmov, alebo išlo o informácie o účasti na významných medzinárodných vedeckých akciách.

Individuálne prednášky

Individuálne prednášky sa v záujme časovej racionalizácie organizovali len v obmedzenom rozsahu. Výbor SGS sa usiloval a najmä v bratislavskej pobočke – sústredovať prednášky do ucelenejších blokov. Preto sa kovali častejšie v mimobratislavských pobočkách, kde je počet lektorov obmedzený.

alebo pri príležitosti návštev zahraničných lektorov, či informatívnych prednášok o skúsenostiach a poznatkoch členov spoločnosti z medzinárodných vedeckých akcií v zahraničí.

Iné podujatia

Terénne geologické semináre na pomoc učiteľom geovedných predmetov

Po bratislavskej pobočke sa do organizovania terénnych geologických seminárov na pomoc učiteľom základných a stredných školách pri skvalitňovaní výučby geovedných, najmä geologických poznatkov v rámci prírodovedných predmetov, a tým aj na zvyšovanie úrovne ekologického myslenia a konania mladej generácie zapojila aj banskobystričská pobočka. Obmedzené možnosti spoločnosti nateraz neumožňujú pokryť záujem učiteľov o takúto formu vzdelávania z mimobratisklavských škôl.

Tematické terénne geologické semináre a exkurzie

Organizovali ich v obmedzenej miere iba niektoré odborné skupiny (paleontologická, sedimentologická). Boli venované novým geologickým poznatkom v navštvienených regiónoch a demonštrácii niektorých nových metód geologického výskumu.

Krátke výučbové kurzy

V spolupráci niektorých odborných skupín s vysokoškolskými geologickými pracoviskami sa uskutočnilo niekoľko jednodňových a viacdňových výučbových kurzov zameraných na nové metodiky geologického výskumu (sekvencie stratigrafie, sedimentologické otázky v oblastiach predobľukových, zvyškových a zaobľukových panví – kvantitatívne aspekty prínosu materiálu, morské depozičné udalosti, štruktúrnoanalytické metódy). Tieto kurzy viedli najmä zahraniční lektori.

Výstavy a výmenné burzy nerastov a skamenelín

SGS sa zúčastňovala na medzinárodných výstavách minerálov a skamenelín slovenských aj zahraničných zberateľov, ktoré každý rok organizuje Prírodovedné múzeum SNM v Bratislave. Na výstavách sa zúčastňovalo okolo 50–80 domácich aj zahraničných vystavovateľov, tešili sa veľkému záujmu a každý rok ich navštívilo okolo 1000 ľudí. Takéto akcie pomáhajú najmä pri popularizácii geologických vied medzi širokou verejnosťou.

SGS a profesijné geologické asociácie

Postavenie SGS v rámci slovenskej geologickej verejnosti, jej úlohy, odbornú činnosť, ale najmä členskú základňu v posledných rokoch silne ovplyvnilo vytváranie profesijných geologických asociácií. SGS chce byť aj naďalej v prvom rade neziskovým združením vedecky a odborne erudovaných jednotlivcov ochotných aktívne sa zapájať do činnosti napomáhajúcej rozvoj geologických vied v SR, do integrácie slovenskej geológie do medzinárodných vedeckých organizácií a inštitúcií, do zvyšovania všeobecnej úrovne geovedných vedomostí a pomáhať pri ich správnom chápaní v spoločnom vedomí i pri všestrannej popularizácii geologických vied.

Profesijné geologické asociácie chápeme ako partnerské subjekty pri plnení mnohých spoločných cieľov na základe dohôd o spolupráci. Takéto dohody máme so všetkými geologickými asociáciami a na ich základe sme predsedov geologických asociácií pravidelne pozývali na zasadania rozšíreného výboru SGS. Prejavilo sa to v zlepšení vzájomnej koordinácie odbornej činnosti, najmä pri spoločnom organizovaní odborných akcií s príslušnými odbornými skupinami SGS (inžinierskej geológie, hydrogeológie, geofyziky). Odporúčame aj novému výboru SGS túto spoluprácu ako obojstranne užitočnú ďalej prehľbovať.

Záver

Výbor SGS si uvedomuje, že aj napriek úsiliu sa mu nepodarilo splniť všetky predsavzatia a tým možno aj niektoré očakávania členskej základne. SGS si však podľa nášho názoru aj napriek zložitým podmienkam a mnohým ťažkostiam a prekážkam udržiava pomerne rozsiahlu, predovšetkým odbornú činnosť. To potvrdzuje, že je stále dosť nadšencov, ktorým záleží na tom, aby činnosť SGS ako vedeckej spoločnosti pokračovala v trende

vytýčenom našimi predchodcami. Presvedčili sme sa o tom aj pri príprave kandidátky nového výboru, keď väčšina oslovených prejavila – prípade zvolenia – záujem aktívne sa zapojiť do práce nového výboru. Takýmto nadšencom v radoch terajšieho aj budúceho výboru SGS, pobočiek a odborných skupín, ale aj radových členov patrí naše poďakovanie. Novému výboru želám, aby bol úspešnejší ako náš, aby sa mu podarilo zo SGS urobiť pre všetkých slovenských geológov priazlivú a úspešne sa rozvíjajúcu stavovskú vedeckú spoločnosť.

SGS by sotva mohla rozvíjať svoju činnosť bez pochopenia a podpory viacerých geologických inštitúcií, ako je Geologická služba SR, Prírodovedecká fakulta UK, Geologický ústav SAV sekcie geológie Ministerstva životného prostredia SR, najmä pri organizovaní významnejších akcií. Využívam túto príležitosť, aby som poďakoval vedeniam týchto inštitúcií za ich podporu, v bratislavskej pobočke najmä Geologickej službe SR za príchýlenie SGS v priestoroch GS SR a za umožnenie využívať ich na prednáškovú činnosť. Poďakovanie patrí aj Prírodovedeckej fakulte UK za umožnenie usporiadať valné zhromaždenia, vedeckú konferenciu a zjazd SGS i mnohé ďalšie odborné podujatia v priestoroch fakulty. Vážime si, že spomenuté inštitúcie napriek mnohým vlastným ťažkostiam vždy vyšli v ústrety našim požiadavkám a vo viacerých prípadoch nás veľmi významne podporili. Očakávam, že s ich podobnou podporou bude môcť počítať aj nový výbor.

Poďakovanie patrí aj Rade vedeckých spoločností pri SAV, ktorej príspevok – aj keď oproti minulosti oveľa skromnejší – tvoril významnú časť rozpočtu spoločnosti.

Výbor SGS ďakuje redakčnému kolektívu a vydavateľovi časopisu Mineralia Slovaca za pohotové zverejňovanie všetkých príspevkov dotýkajúcich sa života SGS a jej odbornej činnosti, čím významne pomáha naplňať poslanie SGS a zvyšovať informovanosť jej členskej základne.

Na záver mi dovoľte načrtnúť aspoň niekoľko zámerov a úloh do nasledujúceho obdobia ako námety do diskusie. Ich osvojenie a rozpracovanie spolu s úlohami, ktoré vyplývajú z diskusie, však už budú vecou nového výboru, ktorý vás bude o nich podrobnejšie informovať prostredníctvom Geovestníka periodika Mineralia Slovaca.

Návrh hlavných zámerov činnosti SGS v rokoch 1999–2003

– Rozvíjať činnosť späť so skvalitňovaním výučby geovedných predmetov na všetkých úrovniach vzdelávacej sústavy V rámci odborných skupín SGS vytvorí novú odbornú skupinu venovanú problematike výučby geológie a zapojiť do jej činnosti najmä členov SGS v radoch pedagogických pracovníkov.

– Zorganizovať ďalší zjazd SGS spojený s terénnymi exkurziami v geologicke atraktívnom území, príp. aj s vedeckou konferenciou so zahraničnou účasťou.

– Spolupracovať s Národným geologickým komitétom SR, profesijnými geologickými asociáciami a Úniou geologických asociácií pri integrácii slovenskej geológie do medzinárodných nevládných vedeckých organizácií v oblasti geovied.

– Stabilizovať členskú základňu SGS, naďalej aktivizovať prácu pobočiek a odborných skupín a zlepšovať vzájomný informačný tok medzi organizačnými štruktúrami SGS a členmi spoločnosti

– Po schválení stanov Rady vedeckých spoločností SAV a pripravovaného zákona o vedeckých spoločnostiach novelizovať stanov Slovenskej geologickej spoločnosti a vziať v nich do úvahy najmä vzťahy a spoluprácu s geologickými profesijnými organizáciami a Európskou asociáciou geologických spoločností.

– Pokračovať v rozvíjaní kontaktov s geologickými spoločnosťami susedných krajín.

– V činnosti SGS venovať primeranú pozornosť popularizácii geológie, vysvetľovaniu celospoločenského významu geologických poznatkov a geologických informácií.

P. Reichwalder a M. Elečko

Prednáškové popoludnie

(SGS, Košice 8. 4. 1999)

B. ŽEC: ETNA – od minulosti k súčasnosti

Rozľahlé vulkanické pohorie známe ako vulkán Etna vystupuje na východnom okraji Sicílie na ploche 1200 km². Toto veľmi zložitý vulkanické územie je charakterizované početnými viac alebo menej rozsiahlymi vulkanickými štruktúrami. Vulkanizmus sa v oblasti Etny začal približne pred (700 000?) 500 000–200 000 rokmi, a to výlevmi bazálnych lávových prúdov subafrických olivínových tholeitov, alkalických bazaltov a trachybazaltov dominantne v submarinnom prostredí. Charakteristickým produktom tejto vulkanickej aktivity sú poduškové tzv. pillow lávy, hyaloklastity, ako aj plytké intrúzie, ktoré vystupujú v oblasti miest Ací Trezza, Ací Castello a Ficarazzi. Fosílné erupčné centrá (200 000–100 000 rokov pr. Kr.), reprezentované subareálnymi vulkanickými jednotkami (Calanna, Trifoglietto I, Monte Po), boli v rozhodujúcej miere efuzívneho typu a reprezentovali štítový (?) vulkán.

V závislosti od tektonických podmienok sa približne pred 100 000 rokmi formovali dve stratovulkanické štruktúry – staršia Trifoglietto, neskôr mladšia – Mongibello. Stratovulkán Trifoglietto (resp. trifogliettská jednotka, 80 000–64 000 rokov pr. Kr.) reprezentuje niekoľko vulkanických erupčných centier (Trifoglietto II, Vavalaci, Belvedere, Serra Giannicola Piccola, Zoccolaro). Tieto centrá, charakteristické produktmi explozívno-efuzívnej aktivity, boli identifikované na západných a južných svahoch údolia Valle del Bove. Trifoglietto II patrí medzi najväčšie erupčné centrá. Rozsiahlou deštrukciou trifogliettskej jednotky vznikla vulkanikosedimentárna formácia Chiancone, reprezentovaná najmä fluvialnými a aluvialnými uloženinami. Tie vystupujú na východnej strane Etny, najmä v oblasti mesta Macchia a Giarre a hrúbka formácie je viac než 400 m. Ďalší rozsiahly stratovulkán Mongibello (resp. mongibellská jednotka, 34 000 rokov pr. Kr. až do súčasnosti) prekrýva na západnej strane reliktu pôvodného štítového vulkán a na sz. južnej až východnej strane zasa vulkanické zvyšky stratovulkánu Trifoglietto. V rámci stratovulkánu Mongibello boli vyčlenené dve vývojové etapy, a to fosílné Mongibello (34 000–8000 rokov pr. Kr.) a recentné Mongibello (8000, resp. 5000 až 3000 rokov pr. Kr. až do súčasnosti).

Pre fosílné Mongibello je charakteristické najmä explozívny typ erupcií a vývoj dvoch erupčných centier, rozsiahlych vulkanických kalderovitých štruktúr (kaldera Ellittico a Valle del Leone). Recentné Mongibello je v súčasnosti najvyšším (približne 3340 m n. m.) a najrozsiahlejším aktívnym vulkánom v Európe a vulkanickou aktivitou (prevažne efuzívnou) patrí medzi najaktívnejšie vulkány sveta. Asi 2000 rokov pr. Kr. nastal kolaps vrcholovej časti recentného Mongibello a sformovala sa kaldera del Piano. Vrcholový kužeľ Etny vystupuje v strede kaldery del Piano. V 19. a začiatkom 20. stor. sa lokalizoval na vrchole jeden kráter, tzv. centrálny. V súčasnosti sú už dva krátery – Voragine a Bocca Nuovo. Typický pre ne je výskyt erupcií tzv. strombolského typu. Na svahu centrálného kužeľa vystupujú ďalšie dva krátery, tzv. severovýchodný a juhovýchodný. Posledná vulkanická erupčná aktivita strombolského typu prebiehala v juhovýchodnom kráteri v januári a februári 1999. Ďalšie explozívne erupcie (aj s vyšším erupčným indexom) taktiež so silnou efuzívnou aktivitou je možné predpokladať v nasledujúcich mesiacoch, resp. rokoch.

(SGS Košice, 13. 4. 1999)

B. ŽEC: Charakteristika a vývoj vulkánov jz. časti Talianska (Vezuv, vulkány Flegrejských polí, Liparských ostrovov – Stromboli, Vulcano)

Jedným z najvýznamnejších regiónov z hľadiska vulkanickej aktivity je jz. Taliansko, najmä oblasť Neapola s vulkanickým komplexom Somma-Vezuv a kampanijsko-flegrejskou kalderovou vulkanickou štruktú-

rou, ktorá už od historických čias patrí medzi najzaujímavejšie. Zaujímavou oblasťou – a to aj z mytologického pohľadu – je najmä región Liparských ostrovov s radom vulkánov vystupujúcich na SV od Sicílie.

Somma-Vezuv je zložitý vulkanický komplex skladajúci sa zo staršieho silne erodovaného stratovulkánu Somma a mladšieho vulkanického kužeľa Vezuv. Ich história sa vyznačuje vulkanickými udalosťami rozličnej intenzity a charakteru. Ide o:

a) Erupcie vysokej intenzity, najmä plinijské ($> 10^9$ m³ erupovaného materiálu), sú známe ako vulkanické udalosti Basal (19 000 rokov pr. Kr.), Mercato alebo Ottawiano (8000 rokov pr. Kr.), Avellino (3800 rokov pr. Kr.) a Pompei (roku 79). Tieto erupcie vyprodukovali kalderové kolapsy.

b) Erupcie strednej intenzity najmä subplinijské ($\sim 10^8$ m³ erupovaného materiálu). Známe sú z roku 472 a 1631.

c) Erupcie nízkej intenzity (10^6 – 10^7 m³ erupovaného materiálu). Známe sú z roku 1906 a 1944 a reprezentuje ich efuzívna aktivita (lávové prúdy), ako aj spomenuté erupcie nízkej intenzity.

Aktivitu Vezuvu počas posledných 2000 rokov možno charakterizovať indexom VEI 5 až 0. V súčasnosti je Vezuv extrémne nebezpečný, a to najmä preto, že relatívne dlhý čas nebol vulkanicky aktívny. Pre jeho prejav je charakteristická veľmi nízka úroveň seizmicity a fumarolová aktivita. Po etape pokoja spravidla prichádza obdobie relatívne silných erupcií a to vytvára veľmi nebezpečnú situáciu pre obyvateľstvo, lebo región sa vyznačuje vysokou urbanizáciou, takže okolo 600 000 obyvateľov žije v bezprostrednej blízkosti vulkán.

Kampanijsko-flegrejská kaldera leží na sv. okraji flegrejského vulkanického regiónu. Tento región zahŕňa územie mesta Neapol, oblasť kampanijsko-flegrejskú, vulkanický ostrov Procida a Ischia, ako aj severovýchodnú časť Neapolského zálivu. Na základe geologických, petrologických, geofyzikálnych a vulkanologických údajov ako aj ďalších geofyzikálnych pozorovaní je kampanijsko-flegrejská kaldera vložená. Vystupuje nielen na kontinente, ale je aj ponorená v Neapolskom zálive. Kontinentálna časť zaberá oblasť kampanijsko-flegrejskú a mesta Neapol. Je veľmi zložitá a pre rozličné priaznivé i nepriaznivé vulkanické a vulkanicko-tektonické udalosti má veľmi zložitú morfológiu. Erupčovanú magmu tvoril trachyt, alkalický trachyt, ojedinele latit a trachybazalt. Kalderová štruktúra vznikla ako v dôsledok dvoch obrovských kolapsov vo vzťahu k erupciám kampanijského ignimbritu (37 000 rokov pr. Kr.) a neapolského žltého tufu (12 000 rokov pr. Kr.). Štruktúrne ohraničenie obidvoch kalder čiastočne záviselo aj od reaktivácie starších regionálnych zlomových systémov. Kaldera kampanijského ignimbritu zahŕňa kampanijsko-flegrejskú oblasť, južné a západné časti Neapola a zálivu mesta Neapol a Pozzuoli. Mladšia kaldera neapolského žltého tufu vyprodukovala okolo 30 erupcií, ktoré generovali hlavne tufové kužele, tufové prstence a lávové domy. Erupcie sa koncentrovali v čase medzi 10,5 a 8,0 a 4,5 a 3,7 tisíc rokmi pr. Kr. Pri poslednej erupcii roku 1538 sa formoval vulkán Monte Nuovo.

V oblasti kampanijsko-flegrejskej kaldery žije v súčasnosti okolo 1,5 milióna obyvateľov. Vzhľadom na silnú urbanizáciu, ale hlavne na silu dvoch seizmických udalostí v posledných 25 rokoch, ktoré vyzdvihli územie okolo mestečka Pozzuoli približne o 3,5 m, je toto územie z vulkanologického hľadiska potencionálne veľmi nebezpečné.

Vulkány Liparských ostrovov reprezentujú vulkanický oblúk, resp. archipelág na S až SV od ostrova Sicílie pozdĺž južného okraja Tyrrhenského mora. Oblúk sa skladá z niekoľkých vulkanických ostrovov a podmorských vulkánov na tenkej kontinentálnej kôre. Ostrovy sú zložené z troch odlišných štruktúrnych segmentov. Je to na SV–JZ orientovaný segment reprezentovaný ostrovom Panarea a Stromboli, v smere V–Z segment s ostrovom Salina a Alicudi, ako aj centrálny sektor s orientáciou SSZ–JJV s ostrovom Salina, Lipari a Vulcano. Vulkanizmus formoval vulkanické štruktúry v časovom rozpätí pred 1–0,1 miliónmi rokov, ale aktívna vulkanická činnosť trvá dodnes. Liparský vulkanizmus vznikol ako výsledok migrácie oblúka v smere od Sardínie (32–14 miliónov rokov) na JV, a bol spätý s otáčaním dosky a postupným otváraním zaoblúkového bazéna Vavilov a Marsili (8–4 a 2–1,6 miliónov rokov). Medzi najznámejšie vulkanické štruktúry Liparských ostrovov patrí Vulcano a Stromboli. Vulkanická štruktúra *Vulcano* je aktívnu súčasťou Liparského (Aeolského) archipelágu. Celá subareálová časť ostrova sa sformovala počas posledných 120 000 rokov a tvorí ju šesť hlavných vulkanických štruktúr: pôvodné Vulcano, kaldera Piano, komplex Lentia, kaldera Fossa, kužeľ Fossa a vulkán Vulcanello. Horniny Vulcana patria do sošonitickej asociácie, od bazaltu po ryolit. Pôvodné Vulcano je zrezaný starší zložitý vulkán, ktorý formuje staršiu časť (120 000–100 000

rokov) a väčšinu južnej časti ostrova. Obsahuje hlavne lávové prúdy, troskové uloženiny a v menšej miere jemnozrnné pyroklastické produkty. Kalderu Piano (98 000 rokov) sformoval kolaps vrcholovej časti vulkánu pôvodného Vulcana. Vyplňajú ju produkty erupčované pred 20 000 rokmi a obsahuje lávové prúdy aj pyroklastické uloženiny Komplex Lentia je zvyškom väčšej štruktúry na S od pôvodného Vulcana, sformoval sa medzi 24 000 a 15 000 rokmi a obsahuje ryolitové lávové prúdy, v menšej miere extruzívne domy, ako aj sekvenciu explozívnych a efuzívnych lávových produktov. Kaldera Fossa sa vytvorila mnohonásobnými kolapsmi a ovplyvňovala severný sektor kaldery Piano a komplexu Lentia počas posledných 50 000 rokov. Vulkanický kužel Fossa rastie vnútri depresie kaldery Fossa a jeho povrchovú časť tvorí zložitý tufový kužel s menším obsahom lávových prúdov posledných 6000 rokov. Polostrov s vulkánikom Vulcanello sa formoval 2. stor pr Kr a 16. stor v severnom sektore ostrova. Zloženie produktov Vulcanella variuje od šošonitov po trachyty.

Vulkanická štruktúra *Stromboli*, ležiaca na sv. konci Liparských ostrovov, je v rámci vulkanickej provincie jedna z najaktívnejších. Stromboli leží na 18 km hrubej kontinentálnej kôre a je jedným z mála vulkánov Zeme známych nepretržitou erupčnou aktivitou niekoľko rokov až desaťročí. Ostrov výšky 924 m n. m. reprezentuje najvrchnejšiu časť vulkanickej štruktúry, ktorá vystupuje z hĺbky okolo 2000–3000 m. Vulkanická aktivita, dokumentovaná na základe hornín terestriálnej časti ostrova, variuje vo vekovom rozpätí od 100 000 rokov do súčasnosti. Na základe stratigrafických, geochronologických a geochemických charakteristík možno v rámci jeho stavby vyčleniť niekoľko vulkanostratigrafických jednotiek: Strombolicchio, Paleostromboli, Vancori a Scari, Neostromboli, súčasné Stromboli. Efuzívno-explozívne produkty sú zastúpené lávovými prúdmi a pyroklastickými produktmi vápenato-alkalického až šošonitového charakteru. Geologicky najstaršou časťou strombolského vulkanického systému je nek Strombolicchio, zvyšok prírodného vulkanického komína, ktorý vystupuje z mora okolo 1,5 km na SV od Stromboli. V čase formovania sa Paleostromboli, ako aj Vancori a Scari (od 100 000 do 13 000 rokov pr Kr.) sa vulkanizmus prejavoval efuzívnou aj explozívnu aktivitou. V období 13 000 rokov až 5000 rokov pr Kr prevažovala efuzívna aktivita vulkánu Neostromboli a jeho lávové prúdy formujú sz. a západné svahy ostrova. Vulkanická aktivita súčasného Stromboli (od 5000 rokov pr Kr až do súčasnosti) je charakteristická explozívnu strombolskou aktivitou (pomenovanou podľa ostrova) a efuzívnou aktivitou s produktmi šošonitového charakteru. V súčasnosti sú dominantné najmä stredne veľké erupcie, pre ktoré sú príznačné jednotlivé výbuchy s vynášaním lávových fragmentov až do výšky 150 m nad krátery. Príležitostne sa takéto periódy striedajú s periódami silnejších výbuchov, ktoré sú charakteristické fontánou a ejekciou blokov ako aj veľkých bômb.

Celú vulkanickú štruktúru Stromboli ovplyvnil rad kalderových a sektorových kolapsov. Najmladší sektorový kolaps tzv. Sciara del Fuoco nastal približne pred 5000 rokmi a sformoval obrovský zráz, viditeľný na sz. okraji ostrova, ktorý je jedným z najzreteľnejších znakov ostrova.

(SGS Košice, 22. 4. 1999)

B. ŽEC: Vulkanické kaldery a zákonitosti ich formovania na dvoch príkladoch: valleská kaldera v Jemez pohorí v Novom Mexiku (USA) a „santorinská“ kaldera (Grécko)

Vulkanická kaldera je jedným z najatraktívnejších vulkanických fenoménov na zemskom povrchu. Ide o obrovskú depresiú kruhovitú až podlhovastého tvaru, spravidla sformovanú najmä kolapsom vrcholu vulkánú (s. l.), premiestnením magmy z vulkanického rezervoára erupciou a/alebo intrúziou. Význam poznania kalderových štruktúr rastie aj v súvislosti s poznávaním spätosti vulkanickej aktivity a vývojom geotermálneho systému. Vhodným objektom na štúdium formovania i fungovania tohto vulka-

nického javu je valleská kaldera a kalderové štruktúry na ostrove Santorin (Théra) v Grécku.

Vulkanický región vrchov Jemez (16,5? až 13 Ma–0,13 Ma) v Novom Mexiku leží na križovaní západného okraja severojužného pokračovania riograndského riftu so sv. pokračovaním jemezského lineamentu a obsahuje celú suitu hornín od bazaltov po ryolity. V regióne je aj jeden z troch aktívnych rezurgentných kalderových systémov v USA, valleská kaldera. Tá spolu so staršou kalderovou štruktúrou – známou ako toledská kaldera – sa sformovala pri sérii katastrofických ignimbritových erupcií v období 1,45–1,12 Ma, ktoré boli kulmináčnou fázou vulkanizmu jemezského regiónu. Ten reprezentujú tri stratigrafické skupiny, a to kerská, polvaderská a tewská (sú zoradené od najstarších po najmladšie) s radom ďalších formácií a členov. Spomenuté erupcie deštruovali niekoľko starších, ale oveľa menších vulkanických kalderových štruktúr, formovaných erupciami niektorých členov zo skupín kerskej a polvaderskej formácie.

Najmladšou stratigrafickou skupinou je tewská (3,6 Ma–0,13 Ma rokov), ktorá sa skladá z formácií označovaných anglickými názvami Bandelier Tuff, Cerro Toledo Rhyolite, Cerro Rubio Quartz Latite a Valles Rhyolite. Silne explozívne erupcie, ktoré významne pomohli formovať vulkanickú kalderu, sú späté s aktivitou bandelierskej tufovej formácie. Ignimbritové platá, ktoré obkolesujú jemezský vulkanický región, sú produktom dvoch plinijských erupcií, formujúcich spomenuté kaldery počas posledných 1,45 Ma rokov. Toledskú kalderu (1,45 Ma rokov) formovala erupcia otowského člena a valleskú kalderu (1,12 Ma rokov) erupcia tshiregského člena formácie bandelierského tufu. Každý člen má na báze význačnú vrstvu padaných pyroklastických uloženín. Obidva členy obsahujú litické fragmenty predkalderových vulkanických hornín, ako aj paleozoických podložných hornín a prekambrijských fragmentov. Pyroklastické prúdové produkty obidvoch erupcií varujú od čerstvého, hustotne spečeného tufu po silicifikovaný spečený tuf až hydrotermálne alterovaný tuf.

Santorinský (Théra) vulkanický región leží na južnom egejskom vulkanickom oblúku a jeho vývoj úzko súvisí so subdukciou prebiehajúcou pod Egejským morom. Vulkanický oblúk leží približne 200 km nad treňom. Santorin možno charakterizovať ako región s mnohonásobnými vulkanickými centrami, ktorých silno erodované zvyšky vystupujú na zachovaných ostrovoch. Vonkajšie ostrovy (Théra, Therasia, a Aspronisi) sú reprezentované najmä horninami pred minojskej erupcie (t. j. pred 3500 rokov) a ostrov Nea Kameni a Palaea Kameni vulkanickými produktmi (najmä lávovými prúdmi dacitového zloženia) po minojskej erupcii a sformovaní sa kaldery. Vulkanizmus na Santorine je v úzkom vzťahu s hlbokou fraktúrou smeru SV–JZ, ktorá slúžila ako cesta výstupu magmy na povrch. Štyri hlavné explozívne erupcie boli práve na tejto fraktúre. Santorin je roztrhnutý hlavným tektonickým lineamentom (tzv. kamenijskou líniou), ktorý presekáva kalderovú stenu neďaleko mesta Théra, pričom podložie kaldery rozčleňuje do dvoch bazénov (hlbokých 380 m a 280 m).

Z vulkanologického hľadiska je Santorin reprezentovaný komplexom niekoľkých navzájom sa prekrývajúcich štítových vulkánov (Megalo Vouno, Skaros, Therasia), zvyškami stratovulkánú (Micro Profitis Ilias) ako aj radom menších vulkanických štruktúr. Medzi najstaršie vulkanity, ktoré sú produktom vulkanických erupcií na polostrove Akrotiri, sú tzv. akrotirské vulkanity. Santorin mal za posledných 200 000 rokov približne 12 veľkých (1–10 km³ aj viac erupčovanej hmoty) a niekoľko menších explozívnych erupcií. Väčšina z pyroklastických uloženín týchto erupcií je dobre odkrytá v 200–300 m vysokých stenách. Je aj miestom historicky známej minojskej erupcie (1650 rokov pr Kr.). Táto erupcia patrila medzi najväčšie (VEI = 6, vulkanický explozívny index) v ostatných 10 000 rokov na zemskom povrchu. Eruptovalo okolo 30 km³ ryodacitovej magmy a plinijský erupčný stĺpec v počiatočnej fáze dosahoval výšku okolo 36 km. Premiestnenie takej množstva magmy spôsobilo kolaps vulkánú a vyprodukovalo kalderu, ktorej steny sú odkryté v rámci ostrova. Posledná vulkanická erupcia freatického typu bola na ostrove Nea Kameni roku 1950 a trvala menej ako jeden mesiac.

Santorin je zaujímavý aj z historického a archeologického hľadiska. Minojské mesto Akrotiri, v južnej časti ostrova zničilo už spomenutá erupcia a v súčasnosti ho vykopávajú z vulkanických produktov

(Geochemicko-mineralogická skupina SGS, Prírodovedecká fakulta UK Bratislava, 29. apríla 1999)

P. KODĚRA, A. H. RANKIN, J. LEXA a A. E. FAL-LICK: Charakteristika fluid spätých so skarnizačnými procesmi na ložisku Vyhne–Klokoč

Vyhne–Klokoč, najväčšie Fe skarnové ložisko v Západných Karpatoch, je geneticky späté s rozsiahlym granodioritovým plutónom v centrálnej zóne neogénneho štiavnického stratovulkánu. Skarnová mineralizácia je vyvinutá na miestach, kde apofýzy plutónu intrudovali do karbonátov predneogénneho podložia série Veľkého boka. Granodiorit na okrajoch intrúzie, a najmä v apofýzách postihovali extenzívne subsolidové premeny (autometasomatické aj endoskarnové) a na ne sú naložené hydrotermálne premeny. Premeny sprevádza zmena v minerálnom aj chemickom zložení: charakteristický je najmä pokles v obsahu Fe súvisiaci s celkovým rozkladom mafických minerálov predovšetkým v apofýzách. Ca magnetitové exoskarny ložiska vznikajú počas troch štádií.

Údaje z fluidných inklúzií v kremeň granodioritu svedčia o existencii nemiešateľnosti fluid v skorých postmagmatických štádiách. Zistili sa tri koncové typy inklúzií s prechodom medzi nimi. Inklúzie s vysokou salinitou, bohaté na kvapalnú fázu, pravdepodobne sekundárne (29–68 hm % NaCl ekv., Th 450 až 570 °C, zloženia NaCl + FeCl₂ + KCl) koexistovali s inklúziami bohatými na plynnú fázu s variabilným obsahom solí (± CO₂). Pravdepodobne neskorosekundárne inklúzie (1–25 hm % NaCl ekv., zloženia NaCl + CaCl₂, Th 188–283 °C) sú ďalším koncovým členom inklúzií zachytených v kremeň granodioritu. Inklúzie v granátoch skarnu majú veľkú variabilitu v salinite (4–23 hm % NaCl ekv., zloženia NaCl ± FeCl₂ + KCl + MgCl₂) a TH (220–370 °C) nezávislej od typu granátu a pravdepodobne odrážajú

odlišný pomer zmiešavania magmatickej a meteorickej vody. Inklúzie v retrográdnom kremeň, kalcite a sfalerite zachytili progresívne zriedenejšie (0–4 hm % NaCl ekv., Th 215–380 °C), dominantne meteorické fluidá s dôkazom varu v plytkej hĺbke. Tlak pri vývoji neskoreretrográdnej mineralizácie (78–24 barov, prevažne hydrostatický) indikuje podstatný výzdvih a/alebo eróziu nadložného vulkánu v tomto štádiu. Teplota kryštalizácie chloritov vypočítaná z chloritového geotermometra (Cathelineau, 1988) je v dobrej zhode s Th dátami inklúzií v asociujúcich skarnových mineráloch.

Izotopové zloženie skarnizačných fluid je v súhlase s výsledkami štúdia fluidných inklúzií. Trend progresívneho zmiešavania magmatickej a meteorickej vody sa prejavil na izotopovom zložení fluid v rovnováhe so skarnovými minerálmi. Voda v rovnováhe s tremolitom má hodnoty $\delta^{18}\text{O}$ a δD najviac sa približujúce magmatickej (+8,5 ‰; -79 ‰). Fluidá v rovnováhe s magnetitmi a granátmi majú výrazne negatívnejšie hodnoty $\delta^{18}\text{O}$ (-0,8 ‰ - +3,6 ‰) a podobné hodnoty $\delta^{18}\text{O}$ (-0,6 ‰ a +1,8 ‰) sa získané aj pre fluidum v rovnováhe s retrográdnym epidotom a chloritom ako výsledok progresívneho zmiešavania s meteorickým fluidom. Asociujúce vysoké hodnoty δO (-24 ‰ a -78 ‰) fluida v rovnováhe s chloritom a epidotom indikujú špecifické zloženie meteorickej vody v čase vzniku skarnu (spodný bádén), zodpovedajúce vlhkej subtropickej klíme tohto obdobia (Planderová et al., 1993). Vylúčiť nemožno ani vplyv morskej vody na izotopové zloženie, a to aj vzhľadom na prítomnosť mora v južnej časti tejto oblasti v danom čase (Konečný et al., 1995).

Na základe geologických, petrologických, mineralogických dát a údajov z výskumu fluidných inklúzií a stabilných izotopov sa spracoval model genézy skarnu ložiska. Je založený na subsolidových autometasomatických reakciách akumulovaného salinného, pôvodom magmatického fluida s mafickými minerálmi v apofýzách a v okrajovom granodiorite. Reakcie pridávali do fluid Fe. Zmiešavanie s meteorickou vodou znížilo hustotu magmatického fluida, a tak zvýšilo jeho schopnosť migrácie do okolitých karbonátov, kde nastávali metasomatické reakcie a vypadal magnetit.

Konferencie

61. konferencia a technická výstava Európskej asociácie geovedcov a inžinierov (EAGE) v Helsinkách 7.–11. júna 1999

7.–11. júna 1999 sa vo veľtržnom centre v Helsinkách uskutočnila 61. konferencia Európskej asociácie geovedcov a inžinierov (EAGE) spojená s technickou výstavou.

Odborné referáty sa prednášali v geofyzikálnej a ropnej divízii. V geofyzikálnej divízii boli referáty v sekciách s takýmto obsahom: predpoklady a rýchlosť, fyzika hornín, morská magnetotelurika, výskum foriem získavania dát, mnohonásobné zoslabovanie, geoelektrika – elektromagnetika, modelovanie, získavanie pozemných a morských údajov, multikomponentové získavanie a spracúvanie údajov, modelovanie a inverzia, štúdiu zemské kôry, prieskum ropného poľa a interpretačná technológia, časové chyby v seizmike, gravimetria a magnetika, anizotropia, prístupové a zvukové zoslabenie, vrtná seizmika, multikomponentná analýza dát.

V ropnej divízii boli sekcie s nasledujúcou tematikou: prieskum Arktického a Baltického mora, charakteristika rezervoárov, modelovanie bazénov. Stredozemné more: riešenie vplyvov na životné prostredie, monitoring a riadenie rezervoárov; interpretačná technológia, riziko a neurčitosti v prieskume, chápanie ropných systémov, ťažobné, inžiniersko-geologické a environmentálne projekty a ich výsledky, výsledky prieskumu na uhľovodíky, prieskum a ťažba v kaspickej oblasti, turbidné rezervoáre.

Konferencia mala aj posterovú časť s podobným delením ako referátová.

Na technickej výstave predstavili geofyzikálne prístroje a vybavenie všetky známe firmy. Predvádzalo sa i počítačové spracúvanie a interpretácia dát, modelovacie programy, najmä z ropnej a plynovej prospekcie.

Účastníci sa mohli zúčastniť aj na predkonferenčných exkurziách. My sme absolvovali veľmi zaujímavú exkurziu s názvom Podzemie Helsínk a Loviisy. Pri Loviise sme navštívili strednodobú podzemnú skládku vyhoreného rádioaktívneho paliva z jadrovej elektrárne na tej istej lokalite. Na okraji Helsínk sme si prezreli podzemnú čističku odpadovej vody. Obidve navštívené zariadenia na nás silno zapôsobili rozsahom i technickou dokonalosťou.

Vo Fínsku v súčasnosti prebieha intenzívny geologický a geofyzikálny prieskum zameraný na výber lokality na dlhodobé hlbinné skladovanie rádioaktívneho odpadu. S výberom takýchto lokalít nie sú v tejto krajine väčšie ťažkosti, lebo vo Fínsku je rad kompaktných žulových masívov.

Plán odborných akcií Slovenskej geologickej spoločnosti na I. polrok 2000

V I. polroku 2000 usporiadajú pobočky Slovenskej geologickej spoločnosti a odborné skupiny tieto akcie:

Banskobystrická pobočka (predseda RNDr. M. Háber, CSc.)

20. 4. 2000

Prednáškové popoludnie: Program popoludnia bude upresnený na výveskách.

Miesto: Geologický ústav SAV, Severná 5, Banská Bystrica, zasadačka 13:00 hod. Zabezpečuje M. Háber.

Bratislavská pobočka (predseda RNDr. P. Uher, CSc.)

10. 2. 2000

P. Uher: Nb-Ta minerály: klasifikácia, chemické zloženie, výskyty na Slovensku.

Miesto: Geologická služba SR, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava, zasadačka 3. poschodie, 13:30 hod. Zabezpečuje P. Uher.

9. 3. 2000

Seminár Aktuálne problémy kryštalinika Západných Karpát. Konkrétny program seminára sa upresní na plagáte. Miesto: Geologická služba SR, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava, zasadačka 3. poschodie, 13:30 hod. Zabezpečuje: P. Uher.

20. 4. 2000

Akcia Geologické putovanie cez Karpaty spojené s premietaním videofilmu. Výchovná vzdelávacia akcia – spoločné podujatie SGS a Prírodovedeckého múzea SNM v rámci Dňa Zeme.

Miesto: Slovenské národné múzeum Bratislava, Vajanského nábrežie 2, od 10:00 do 12:00 hod. Zodpovední: O. Miko a P. Reichwalder.

Apríl 2000

Terénna exkurzia: 1-dňová terénna exkurzia do Malých Karpát (vedú: P. Uher a D. Plašienka).

Termín, program a miesto stretnutia k akcii sa upresní na plagáte.

Košická pobočka (predseda doc. Ing. Shah Wali Faryad, CSc.)

Január 2000

J. Janočko: Turbiditný systém bazénu Taranalci (Nový Zéland): prírodné laboratórium hlbokomorskej sedimentácie.

10. 2. 2000

B. Žec: Paleovulkanická rekonštrukcia stratovulkánu Bogota (Slanské vrchy).

Február 2000

R. Farkašovský: Kinematická analýza zón S/C mylonitov veporika Čiernej Hory.

R. Schmidt: Kinematika nealpínskych zlomových pohybov v Čiernej Hore.

Marec 2000

J. Vozár: Geofyzikálny atlas Slovenska: interpretácia stavby Západných Karpát.

Apríl 2000

F. Koller: Recyklovanie spodnej kontinentálnej kôry a vznik granitu: na príklade variského komplexu moldanubika.

Máj 2000

S. W. Faryad: Metamorfóza fundamentu a genéza lazuritového ložiska Sare Sang (Hindukosh-Afghanistan).

Geofyzikálna skupina (predseda doc. RNDr. J. Lanc, CSc.)

13. 4. 2000

J. Hríčko: Košice – abiotická zložka životného prostredia. Nové komplexné poznatky o životnom prostredí mesta Košice: porovnanie s abiotickým životným prostredím Bratislavy.

Miesto: Geologická služba SR, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava, zasadačka 3. poschodie, 13:30 hod. Zabezpečuje J. Lanc.

Geochemicko-mineralogická skupina (predseda doc. RNDr. M. Chovan, CSc.)

11.–12. 4. 2000

Fórum mladých: Študentská vedecká konferencia – medzinárodné fórum mladých.

Miesto: Prírodovedecká fakulta UK, Bratislava. Miestnosť, čas a plán prednášok bude zverejnený na plagáte. Zabezpečuje M. Chovan.

Apríl 2000

Prednáškové popoludnie: program bude upresnený na plagáte.

Miesto: Geologická služba SR, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava, zasadačka 3. poschodie, čas prednášok o 13:30 hod.

Hydrogeologická skupina (predseda RNDr. D. Marcin)

23. 3. 2000

Prednáškové popoludnie

M. Zakovič a D. Bodiš (GS SR Bratislava): Starohorské vrchy – výsledky vyhladávacieho hydrogeologického prieskumu.

J. Švasta, a P. Malík (GS SR Bratislava): REKS – alternatívna metóda hodnotenia zraniteľnosti podzemných vôd.

25. 5. 2000

S. Scherer a P. Malík (GS SR Bratislava): Hydrogeologické pomery krasovo-puklinovej štruktúry severne od Trstína (kameňolom Holý vrch).
Miesto: Geologická služba SR, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava, zasadačka 3. poschodie, 13:30 hod.

Poznámka: Prípadné potrebné zmeny ohľadom termínov a náplní prednášok budú včas oznámené formou plagátov. Zabezpečuje D. Marcin.

Inžinierskogeologická skupina (predseda RNDr. L. Iglárová)

27. 1. 2000

V. Jánová: Geologická stavba juhozápadnej časti USA.

27. 4. 2000

M. Hrašna: Postavenie a úlohy environmentálnej geológie v systéme geologických vied.

Miesto: Geologická služba SR, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava, zasadačka 3. poschodie, 13:30 hod. Zabezpečuje L. Iglárová.

Ložisková skupina

Dátum a program ložiskovej skupiny sa upresní na plagáte.

Miesto: Geologická služba SR, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava, zasadačka 3. poschodie, 13:30 hod. Zabezpečuje J. Michalík.

Paleontologická skupina (predseda RNDr. J. Michalík, DrSc.)

Máj 2000

Prednáškové popoludnie: dátum a program popoludnia sa upresní na plagáte.

Miesto: Geologická služba SR, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava, zasadačka 3. poschodie, 13:30 hod. Zabezpečuje J. Michalík.

Skupina ropnej geológie (predseda RNDr. P. Ostrolucký, CSc.)

27. 4. 2000

Prednáškové popoludnie

M. Pereszlenyi et al.: Uhlíkovíkový potenciál západného a východného úseku flyšového pásma – výsledky nových výskumných a prieskumných prác.

Upresnenie príspevkov bude na plagáte. Miesto: Geologická služba SR, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava, zasadačka 3. poschodie, 13:30 hod.

Zabezpečuje P. Ostrolucký a M. Pereszlenyi.

Sedimentologická skupina (predseda doc. RNDr. M. Kováč, CSc.)

30. 3. 2000

Seminár

Program seminára bude oznámený na plagáte. Miesto: Geologická služba SR, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava, zasadačka 3. poschodie.

13:30 hod. Zabezpečuje M. Kováč.

Skupina štruktúrnej geológie (predseda RNDr. F. Marko, CSc.)

26. 4. 2000

Prednáškové popoludnie

Program popoludnia k akcii bude upresnený na plagáte.

Miesto: Geologická služba SR, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava, zasadačka 3. poschodie, 13:30 hod. Zabezpečuje F. Marko.

Vulkanologická skupina (predseda RNDr. L. Šimon, PhD.)

16. 3. 2000

Prednáškové popoludnie

V. Konečný a J. Lexa: Geologický, vulkanotektonický vývoj a metalogenéza štiavnického stratovulkánu (nové výsledky).

Miesto: Geologická služba SR, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava, zasadačka 3. poschodie, 13:30 hod.

Zabezpečuje: L. Šimon.

20. 4. 2000

Prednáška:

L. Šimon: Geologická stavba vtáčnického stratovulkánu. Miesto: Geologická služba SR, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava, zasadačka

3. poschodie, 13:30 hod. Zabezpečuje L. Šimon.

Uhoľná odborná skupina Príevdza (predseda Ing. J. Fazekaš, CSc.)

Apríl – Máj 2000

Prednáškové popoludnie

Paleontologické nálezy v produktívnych vrstvách Hornonitrianskej panvy. Program a miesto konania bude upresnené. Zabezpečuje J. Fazekaš.

D. PLAŠIENKA: Tektonochronológia a paleotektonický model jursko-kriedového vývoja centrálnych Západných Karpát. Bratislava, Veda 1999. 125 s.

Modelové približovanie štvordimenzionálneho vývoja centrálnych Západných Karpát (ďalej CZK) rozhodne nepatrí medzi idylické žánre, a to ani v prípade, keď ho limituje užší, ale z hľadiska formovania stavby jednotky zásadný interval O to viac treba privítať rozsahom útlu monografiu Dušana Plašienku v ktorej organicky skĺbil dlhodobé skúsenosti inoveného štruktúrneho geológa s dokonalým prehľadom princípov aj limitov tektonometamorfného vývoja orogénnych zón a s periférnym vide- ním vzťahov jednotiek CZK.

Monografia je prepracovaným a doplneným analógom autorovej habilitačnej práce, čo sa odráža aj na jej štruktúre. Jej štyrom v zásade samonosným, no didakticky späťm kapitolám predchádzajú úvodné časti. Autor v nich sumarizuje analytickú bázu, vytyčuje ciele diela i jeho kapitol a precizuje – na výstižných príkladoch – objasňuje obsah pre podobný typ prác nevyhnutnej, často nejednotne chápanej štruktúrnotektonickej terminológie.

Prvá kapitola, venovaná definícii a základnému členeniu CZK, má široký záber. Na príklade CZK v nej autor uvažuje o klasifikačných princípoch regionálnogeologického členenia Západných Karpát (ďalej ZK) a upozorňuje na nevyhnutnosť zásadne odlišných – nerovnako rozmerových kritérií pri vyčleňovaní geomorfologických, morfoštruktúrnych (regionálnogeologických) a tektonických jednotiek. Túto analýzu uzatvára návrh na nové členenie ZK, prehľadne ilustrovaný obr. 1.1, ktorého podstatnou je trojhierarchický princíp morfoštruktúrnych a tektonických jednotiek CZK.

V prvej – morfoštruktúrnej – kategórii autor rozlišuje: 1. externé ZK (EZK), 2. CZK a 3. interné ZK (IZK). Tieto základné regionálnogeologické jednotky sa členia na pásma (napr. v prípade EZK na pásmo karpatskej predhľbiny, sliezsko-krosnianske a magurské pásmo). Kategóriu tektonických jednotiek člení na: 1. tektonické jednotky, 2. superjednotky (megajednotky) a 3. základné tektonické jednotky (napr. v sliezsko-krosnianskom pásme EZK 1. moldavský systém, 2. krosniansku skupinu príkrovov a 3. dukliansku, sliezsku, podslezsku, zdánikú a skolskú základnú jednotku) Kapitola pokračuje výstižnou anotáciou obsahu hraníc, laterálnych súvislostí a hlavných paleoštruktúrnych udalostí jednotiek CZK. Osobitnú pozornosť si zaslúži jednotne štruktúrovaná charakteristika diferenciálnych zna- kov dvanástich – prevažne redifinovaných – superjednotiek CZK, najmä dôraz na kinematiku rozhodujú-

cich etáp ich paleotektonického vývoja.

Za limitujúce elementy paleoalpínskeho vývoja CZK autor opodstatnene pokladá obidve okrajové oceánske sutúry – meliatku a suture pieninského bradlového pásma, ktoré v hierarchii tektonických jednotiek reprezentujú jednotky prvého rádu (tektonické systémy – sústavy). Aj napriek opisovaným paleotektonickým reláciám pieninského bradlového pásma a nesporenej alochtónnosti jeho jednotiek (napokon všetky morfoštruktúrne jednotky CZK sú v tejto pozícii) sa nezdá byť opodstatnené, že tento paleotektonický aj štruktúrne najreflexívnejší systém ZK nemá v základných regionálnogeologických jednotkách ZK príslušný ekvivalent. Trochu nezvyčajne pôsobí aj zrkadlové aranžmán jednotiek v obr. 1.1. Z kartografického hľadiska je prirodzenejšie i v schémach zobrazovať distribúciu jednotiek ZK zhora (od S) nadol. Možno súhlasí s autorom, že tektonické jednotky (napr. fatrikum) treba chápať komplexne, spoločne s podlozím jej paleografickej oblasti. To však explicitne neznamená špecifický typ fundamentu jednotiek, ako to napr. dokumentuje principiálne spoločné kryštalinikum tatro-fatranského a veporského pásma. Za významný prínos recenzovaného diela do klasifikačného systému regionálnogeologických objektov považujem starostlivo prepracovaný návrh členenia tektonických jednotiek na päť kategórií. Autor v ňom hierarchicky (smerom k vyšším kategóriám) integruje štruktúrne, faciálne, litotektonické i paleotektonické indikatory jednotiek s ich kartografickými výstupmi v príslušnej mierke. Pred prípadnou kodifikáciou členenia sa žiada upozorniť na azda príliehavejší prefix mega- pre jednotky 100–100 km rádu. Okrem toho, že nadväzuje na známu veľkostnú klasifikáciu štruktúr sa principiálne blíži aj nomenklatúrnym zásadám tvorby násobných jednotiek SI. Prefixom super- v termínoch sa dnes – často bezobsažne – označuje všeličo.

V úvode druhej kapitoly, venovanej rekonštrukcii paleoalpínskej tektonogenézy veporika a fatrika, autor na základe publikovaných seizmických profilov rekonštruuje súčasné trojdimenzionálne relácie veporika. Konštatuje celokórový záber jeho fundamentu a klínovité zužovanie jednotky k povrchu (z 30 na 15–20 km) a na SV a JZ v pripovrchovej úrovni. Z analýzy časopriestorových vzťahov metamorfózy, plutonizmu, skrátania kóry a odstrešenia veporického metamorfného dómu vychodí pravdepodobný vrchnojursko (140 Ma) – vrchnokam-

pánsky interval formovania alpínsky zásadných črt stavby a tektonometamorfného vývoja veporika i CZK.

20 km deficit v nadloží veporika, o ktorom sa diskutuje už veľmi dlho, rieši autor jeho vrchnojursko-spodnokriedovým podsunom pod vtedy generované nadložné príkrovové jednotky – gemerika, meliatika a tumajka, a to včítane juhoveporického príkrovu Markušky. Alpínska metamorfóza veporika s maximom cca 600 °C a 12 kb vo fundamente (svorový komplex Ostrej), resp. 400 °C a 6 kb vo federatskom obale prebehla v spodnej kriede (140–110 Ma, berias – spodný alb). Strednokriedový výzdvih (110–90 Ma, spodný alb – vrchný turón) potom (90–80 Ma, vrchný turón – spodný kampán) vystriedal extenzný kolaps meta morfného jadra veporika a vo vrchnom kampáne (80–70 Ma) jeho rýchle odokrytie a vychladnutie. Až potom – pravdepodobne vo vrchnom kampáne, resp. až po ňom – boli na veporikum nasunuté (dosunuté ?) štruktúrne a metamorfne kontrastné trosky siliceika (muránska a stratenáská). Pozoruhodný je aj náhľad o pravdepodobnom „nesenom“ kreo- vaní gosauských panví, ktorý prináša nové podnety pre interpretáciu vrch nokriedového vývoja CZK.

V štruktúrnom vývoji sledovaneho časového intervalu veporika rozlišuje autor šesť deformačných štádií. Najstaršie – duktilné štádium AD₁ zaberá vrchnojursko – vrchnoturónske obdobie, t. j. vznik príkrovov v nadloží veporika, a duktilné „odstrešenie“ jednotiek v jeho nadloží. Odlišnú kinematiku „vrch na S i V“ vo väpčoch obalových jednotiek, prípadne len „vrch na V“ v siliciklastických ich podložia, resp. v horninách fundamentu vysvetľuje autor časovo-termálnym posunom duktilizácie karbonátových – kalcitických hornín (250 °C) a reológiou kremeňa kontrolovaných, podložných hornín.

Naložené deformačné štádium AD₂ vystrukturovalo vrásovo disjunktívnu štruktúru paragenézu smeru SZ–JV včítane sinistrálne transpresných strižných zón – osrblianskej, pohorelskej, muránskej, divínskej a zdychavskej. Vrchnokriedové štádium deformácie AD₃ generovalo presun chočského (s. 1.) a silicického superficiálneho príkrovu cez veporikum. Deformačné štádiá AD₄, AD₅ zrejme vznikali v spoločnom severojužnom kontraktívnom poli napätia. Obidve reaktivujú orientáciu protiahle paleoalpínske štruktúry fundamentu, a to AD₄ sinis- trálnou transpresiou zlomy smeru SV–JZ (napr. muránsky), AD₅ dex- trálnou transpresiou zlomy smeru SZ–JV (napr. mýtsko-tisovecký).

V osobitnej subkapitole autor interpretuje paleografickú pozíciu fatrika, litotektonickú problematiku jeho výplne, vzťahy k prechodným sukcesiam, mechanizmus a paleotektonickú schému skrátania jednotky. Po fundovanej analýze priestorových parametrov križňanského príkrovu i domovských oblastí jeho dvoch základných panví a dynamickej rekonštrukcii paleotektonickej výplne zliechovského žľabu predkladá modelovú interpretáciu príkrovovej delami- nácie profilu sukcesie kontrolovanej reológiou jej súvrství. Autor predpokladá kombinovaný mechanizmus presunu križňanského príkrovu. Najprv dorzálnym tlakom – násunom na rampu juhohorického elevácie sprevádzaným spätným (juhovegntným) násunom južných častí veľkobocých jednotiek, potom – v turóne – gravitačným sklzom do šípurskej sedi- mentačnej panvy fatrika a pribradlovej oblasti. Finálne umiestnenie príkrovu sprevádzala diverifikácia jeho domén s akceptovateľným objasne- ním zásadne odlišných typov bazálnych tektonitov na nespavenom aj litifikovanom substráte sunutých domén.

V sugestívne ilustrovanej tretej kapitole autor predkladá koherentný scenár paleotektonického a štruktúr- neho vývoja severného okraja fatrika v jursko-kriedovom období. Na základe dôkladného poznania litofaciálno- štruktúrnych relácií jednotiek Malých Karpát a Považského Inovca konštatuje zásadný vplyv dvoch diametrálne odlišných kinematických režimov – ex- tenzného a kontrakčného – na paleo- tektonický vývoj tohto úseku CZK v danom období. Prvý – na báze izo- lovaných polograbenov – podmienil litofaciálnu variabilitu jursko-spodno- kriedových sekvencií, druhý – vrchnokriedový, sčasti realizovaný na im- verzne reaktivovaných jurských ex- tenzných poklesoch, spôsobil vznik kolíznych štruktúr severného okraja CZK, podsunutie váhika pod severnú hranu fatrika a v najvrchnejšej kriede úplnú elimináciu váhika.

Hoci sa vyčlenenie infratrických jednotiek i vzhľadom na v práci ana- lyzované paleotektonické pozadie ich vývoja a pochopiteľnú zmenu PTX podmienok v profile sunutej jednotky neukazuje ako opodstatnené nesporene významným poznatkom celozápadokarpatského dosahu je zistenie sedimentov s váhikou pro- venienciou v belickej jednotke Po- važského Inovca. Osobitne dôležité je doloženie duktilnej strižnej zóny na rozhraní vrchnokriedových a tria- sových hornín, ktorá naznačuje – ako upozorňuje autor – potenciálny styk váhika s nadložnou megajednotkou.

Sumarizácii podstatných znakov mezozoického vývoja CZK je venovaná štvrtá kapitola monografie. Autor v nej chronostratigraficky – po vývojových intervaloch – počínajúc najvyšším triasom – spodným liasom a končiac vrchným senónom – spodným paleogénom uvádza zásadné údaje o komplexnom vývoji jednotlivých CZK. Ako je to v jeho prácach bežné, dôsledne oddeľuje dáta od interpretácie a dokonalými ilustráciami dokumentuje analyzované relácie. V tejto súvislosti sa žiada upozorniť hlavne na obr. 4.1, ktorý je zhrnutím autorovej koncepcie mezozoického vývoja CZK.

Recenzovaná monografia v dobrom výrazne poznamenala dlhodobú

výskumnú aktivitu a multidisciplinárne dokonalý prehľad autora v geológii ZK a príslušných jednotiek ALCAPA. Autor z autopsie pozná a v mnohých prípadoch ako prvý vyriešil geologické zásadné otázky styku veporika s gemerikom, štruktúrne exponovaných uzlov fatrika, resp. oblasti Malých Karpát a Považského Inovca. Po „severovergentnom trende“ odborných aktivít sa opäť vrátil do veporika s poznatkom, že podnety a dôvody formovania alpskej stavby CZK treba zrejme hľadať v ich južnejších pásmach.

Monografia je hodnotným a didakticky starostlivo spracovaným – v istých úsekoch, prirodzene, alternatívnym – scenárom kľúčového intervalu alpín-

ského curricula vitae CZK. Je postavená na konfrontácii exaktných či opakovaným výskumom objektivizovaných dát. Okrem autorovej koncepcie v nej čitateľ nájde aj množstvo odkazov na zásadné pramene o histórii CZK a o ich vzťahoch k susedným jednotkám ALCAPA. Isto posluží ako vhodný podklad pripravovanej učebnice geológie ZK. Možno ju plne odporučiť širokej geologickej verejnosti, postgraduantom a študentom geologických vied ako zrozumiteľný, koncentrovaný a objektívne utriedený pohľad na jursko-kríedový vývoj CZK.

Záverom uvádzam niektoré mottá diela, ktoré nie sú iba inšpiratívne. Na prelome ostatných desaťročí sa i v zá-

padokarpatskej geológii začal akceptovať tento názor R. L. Knippelha (1982): „Rocks do not suffer deformation: they enjoy it.“ Nazdávam sa, že v podmienkach ZK – ako na to upozorňujú posledné výsledky z vnútrokarpatských terciárnych sekvencií – ťažko hľadať príľahavejší výrok.

V posledných rokoch som sa pre svedčil, že aj naši „čistí“ špecialisti pochopili nasledujúcu myšlienku R. Trumphyho (1996) „Geological theories must keep their feet on the ground i. e. on solid regional geology, which is by no means and never be obsolete. No synthesis is complete if it disregards field relationships.“

S. Jacko

Potrebujeme vydávať slovenskú geologickú bibliografiu?

Vedy o Zemi u nás v posledných deceniách za svetovým pohybom zaostávali v niekoľkých oblastiach. Jednou z nich bola aj informatika. Keď odhliadneme od veľmi obmedzených možností kupovať odbornú literatúru, zaostávali sme najmä v používaní osobných počítačov a vo využívaní komunikačných a elektronických sietí. V napájaní sa na medzinárodné banky či bázy dát sa situácia v ostatných rokoch podstatne zlepšila. Finančné fondy na nákup odbornej literatúry naďalej chýbajú, ale je možnosť sledovať svetové odborné dianie na internete a v iných systémoch. Ale aká je situácia v informovanosti o odborných publikáciách domácej proveniencie?

Štátny geologický ústav v Prahe od svojho vzniku roku 1920 každoročne vydával Československú geologicko-mineralogickú bibliografiu. Objem publikovaných ročných výtlačkov bol úmerný podmienkam v spoločnosti. V „úrodných“ rokoch počet citácií výrazne prekročoval 1000, ale napríklad tesne po 2. svetovej vojne bolo citácií podstatne menej.

Základným hľadiskom spomenutej bibliografie bolo abecedné zoradenie kompletných citácií t. j. aj názov cudzojazyčných resumé za uplynulý kalendárny rok. V prvých deceniách sa „zatúlané“ (t. j. antdatované či neskoro publikované práce uvádzali v dodatkoch za predposledný rok. V posledných rokoch sa takéto omeškané citácie zaradovali v normálnom abecednom poradí za posledný rok, no boli viditeľne (hviezdíčkou) označené. Ich ďalšími – pre používateľa veľmi významnými časťami – boli registre: zemepisný, a tematický ai.

Uvedená štruktúra publikovanej geologicko-mineralogickej bibliografie mala aj rad ďalších výhod.

– Ak používateľ vedel meno autora citácie aj približný rok jej zverejnenia, príslušnú presnú (a to zdôrazňujem) citáciu našiel za niekoľko minút.

– Bibliografia sa vydávala nenáročnou technikou (ofset ai.), kvalita papiera bola druhoradá, a preto aj cena bola viac ako prijateľná (napr. bibliografia za rok 1987 stála 10 Kčs).

– Bibliografia zahŕňala aj práce autorov cudzincov dotýkajúcich sa problematiky štátneho územia, a to často naozaj len v hraničných alebo interdisciplinárnych oblastiach.

– V bibliografii bolo možno nájsť aj práce českých a slovenských autorov venované cudzím teritóriám.

– Posledným, ale nie menej významným bolo zverejňovanie citácií vedecko-popularizačných prác zo širokej oblasti vied o Zemi.

Listovanie najmä v prvých ročníkoch bibliografie čitateľa presvedčilo o dnes nepredstaviteľnom veľkom okruhu tém zverejnených v rozličných médiách, ktoré dokumentujú šírku všeobecného aj odborného vzdelania vtedajšej odbornej komunity.

Aký je súčasný stav?

Odbor informatiky Geologickej služby Slovenskej republiky (t. j. rezort Ministerstva životného prostredia SR, kam GS SR kompetenčne patrí) nepravideľne vydáva Informačného spravodajcu (doteraz päť čísiel). Konštatujem, že táto publikácia nespĺňa nároky na pravidelne vydávanú bibliografiu, a to najmä pre nasledujúce dôvody

– Obsahuje prírastkový zoznam knižných publikácií v knižnici GS SR, ale nie z ďalších knižníc, v ktorých sa geologická literatúra sústreďuje (Geologický ústav SAV, Univerzitná knižnica v Bratislave, knižnice fakúlt ai.).

– Druhou nosnou časťou Informačného spravodajcu sú „vybrané články“. Treba si povšimnúť, že ide naozaj o vybrané články (podľa akého kritéria?, prečo nie všetky?) a že nie sú zoradené do systému. Najčastejšie sú za sebou práce z jedného čísla časopisu/zborníka. Nedostatkom je aj to, že chýbajú aj názvy cudzojazyčných abstraktov či resumé. Potenciálny používateľ musí prácu hľadať (ak je v príslušnej kapitole vôbec zaradená) prezretím všetkých citácií v danom čísle.

– Treba súhlasiť s tým, aby odbor informatiky GS SR zverejňoval aj nepublikované archivované správy a posudky, ved' sústreďovať, spravovať a systematicky dopĺňať fyzické a písomné či na nosičoch uchovávané informácie o abióte štátneho územia je jednou zo základných úloh moderných geologických služieb európskych aj zámorských krajín. Nezverejnené informácie sa od publikovaných každého druhu (knihy, štúdie v periodikách a príležitostných zborníkoch, výtlačné listy geologických a odvodených máp a textové vysvetlivky k nim) zásadne odlišujú. V súvislosti s archivovanými nepublikovanými správmi je namieste otázka. Uvedomujú si používatelia nepublikovaných, no deponovaných správ, že eticky čisté je používanie ich údajov iba po predchádzajúcom súhlase ich autora?

V súvislosti s Informačným spravodajcom GS SR treba uviesť, že napríklad práce geologických katedrií už vyše 30 rokov každoročne publikuje Ročenka, a to najprv Geologického ústavu Prírodovedeckej fakulty UK, neskôr geologickej sekcii tej istej fakulty a v posledných dvoch rokoch Annual Report of the Faculty of Natural Sciences. Nejde však o profesionálne redigovanú a oficiálne vydávanú slovenskú geologickú bibliografiu.

Na potrebu vydávať slovenskú geologickú bibliografiu som upozornil pred vyše dvoma rokmi písomne a zároveň som o tom presvedčal ministra životného prostredia. Aj keď oficiálne informácie nemám, predpokladám, že sa vydávanie slovenskej geologickej bibliografie nepripravuje.

Blíži sa prelom milénia. Od vzniku Slovenskej republiky uplynulo viac ako šesť rokov. Medzera v bibliografii sa dá ešte pomerne ľahko vyplniť a zameškané dobehnúť. V čase počítačových báz dát nemôže vydávanie slovenskej geologickej bibliografie s približne 500–600 položkami (citáciami) ročne byť technickým, ani finančným problémom. Preto si ako odpoveď na akademickú otázku z úvodu tejto poznámky dovoľujem uviesť:

Vo vydávaní geologickej bibliografie máme dlhy, ktoré sa dajú pomerne rýchlo a ľahko vyrovnáť. Treba iba chcieť, či mať nevyhnutnú dávku koncepčného myslenia. Za bibliografiu budú vďační všetci, ktorí potrebujú už jestvujúce informácie, a tak čas strávený na pracovisku využijú na inú činnosť – napríklad sledovanie onoho magického svietiaceho obdĺžnika, a tí, ktorí útlu každoročne vydávanú bibliografiu listujú doma, a to v dni sviatočné, ale aj večer či vtedy keď sú knižnice pre sviatky alebo dovolenky zatvorené. Preto apelujem – nezaostávajme za susednými štátmi, vydávajme slovenskú geologickú bibliografiu aj klasickou tlačovou formou. Nasledujúce generácie nám isto budú vďačné tak, ako sme my vďační, že publikáciu napríklad z roku 1931 v bibliografii za uvedený rok nájdem za 1–2 minúty. Uvedené však neplatí o citácii napríklad z roku 1994. A to druhé nie je v poriadku.

D. Hovorka

Zdravica jubilantovi profesorovi Čechovi

Prof. Ing. František Čech, DrSc., sa v dobrom zdraví dožíva sedemdesiatky. S menom tohto skalického rodáka je spätý výskum a geológia uhľovodíkov, uhlia, ale aj panví a depresíí, na ktoré sa tieto energetické suroviny viažu. Míľniky jeho životnej dráhy opísal prof. D. Hovorka pri jubilančných šesťdesiatinách. Zdravica je aj jubilančovou bibliografiou, ale neúplnou, lebo profesor Čech vedecky tvoril aj po dovŕšení šesťdesiatky.

Profesor F. Čech začal svoju odbornú a vedeckú kariéru, keď po skončení štúdiá na Inštitúte ropy a plynu v Bukurešti nastúpil roku 1954 na vedeckú aspirantúru na Fakulte geologicko-geografických vied UK v Bratislave a skončil ju kandidátskou dizertáciou roku 1959. Jeho pedagogická a vedecká činnosť sa odvíjala v troch rovinách. Prvou bola pedagogická aktivita. Na Prírodovedeckej fakulte UK, kde sa najprv habilitoval (1965) a neskôr ho vymenovali za profesora (1981), prednášal nerastné suroviny, a najmä energetické suroviny, ale aj základy baníctva a vrtnej techniky. Viedol rad diplomantov, doktorandov a bol školiteľom viac ako desiatich vedeckých aspirantov. V spoluautorstve napísal dve vysokoškolské učebnice a pre študentov na Kube v španielčine dva učebné texty (skriptá).

Druhou rovinou, v ktorej profesor Čech využil svoje vedecké a odborné kvality, bola expertná činnosť v rozvojových krajinách Latinskej Ameriky. Pracoval ako prospekčný geológ pri vyhľadávaní nerudných surovín v Argentíne, v Chile i ako pedagóg na univerzite v Santiagu (Chile) a v Havane (Kuba).

Tretou rovinou pôsobnosti jubilanta bola veda. Výsledkom sú mnohé vedecké práce publikované v domácich aj zahraničných časopisoch a knižné publikácie. Prvé boli zamerané na geológiu podvihorlatského subbazéna s ohľadom na ložiská lignitu viažuce sa na túto oblasť. Neskôr sa zamerl na handlovské a novácke uhľové ložiská a hodnotil aj ostatné ložiská uhlia Slovenska v širších súvislostiach. Koncom 70. rokov sa tematicky orientoval na štúdium ložísk uhľovodíkov a na tektoniku ako jeden z určujúcich činiteľov ich vzniku. Tejto problematike popri početných menších prácach venoval tri monografie. Zhodnotil v nich vzťah ložísk palív k hĺbkovej stavbe panónskej panvy a karpatského horského oblúka (dizertačná práca, ktorou roku 1980 získal hodnosť doktora vied), zhrnul a slovenskej geologickej verejnosti tlmočil súveké predstavy o genéze, dynamike, klasifikácii sedimentárnych panví s ložiskami uhľovodíkov, načrtnol dynamiku neogénnych panví v Karpatoch a význam hlbokých zlomov, ako aj typu kôry pre vznik ložísk energetických surovín. Aj poznatky z ložiskovej prospekcie v Južnej Amerike zúročil vo viacerých vedeckých prácach. Zúčastnil sa aj na zostavovaní španielsko-slovenského a slovensko-španielskeho technického slovníka terminológiou z oblasti geológie ložísk nerastných surovín.

Po dovŕšení šesťdesiatky zhrnul prof. F. Čech svoje dlhoročné poznatky a skúsenosti do vedeckých prác, v ktorých sa vrátil ku klasifikácii sedimentárnych panví s ložiskami uhľovodíkov a opäť zdôraznil vzťah medzi ložiskami palív, charakterom a typom zemskej kôry. Zaoberal sa aj prognózami uhľovodíkov v bývalom

Česko-Slovensku, resp. v Západných Karpatoch. Bol spoluautorom práce hodnotiacej hĺbkovú zonálnosť tvorby uhľovodíkov ako východisko ich prognózovania v sedimentárnych panvách.

Bez povšimnutia nemožno nechať organizačnú činnosť jubilanta. Dlhobol prodekanom pre vedu a výskum Prírodovedeckej fakulty UK, podpredsedom Slovenskej geologickej spoločnosti a riaditeľom Geologického ústavu Prírodovedeckej fakulty UK. Okrem toho bol členom vedeckej rady Prírodovedeckej fakulty UK, komisií pre obhajobu rigorózných, kandidátskych a doktorských dizertačných prác, predsedom komisie pre vedu a výskum i knižničnej komisie.

Životné jubileum prof. Ing. Františka Čecha, DrSc., je príležitosťou pre jeho bývalých študentov a spolupracovníkov, aby si opäť pripomenuli nielen jeho prínos do slovenskej geológie, výučby slovenských geológov, ale aj jeho osobnostné vlastnosti, najmä priateľský vzťah k ľuďom, jeho dobré srdce, optimizmus, ktorým vždy prekypoval, a ochotu podeliť sa so svojimi vedomosťami a skúsenosťami.

Slovenská geologická obec a Slovenská geologická spoločnosť vyslovujú jubilantovi hlboké uznanie a obdiv za celoživotné vedecké a pedagogické dielo a želajú mu pevné zdravie a elán do ďalších rokov života.

D. Vass

Bibliografiu jubilujúceho prof. Ing. Františka Čecha, DrSc., od roku 1956 do roku 1989 uverejnil časopis *Geologica Carpathica*, 41, 1990, s. 70–72.

Vass, D. & Čech, F., 1989: Evolution of Sedimentation Rates in Alpine Molasse Basins of the West Carpathians. *Z. Geol. Wiss., Berlin*, 17, 9, 869–878.

Čech, F., 1990: Nové smery v klasifikácii sedimentárnych panví s ložiskami uhľovodíkov. *Ved. sympózium Aplikácia nových poznatkov v ložiskovej geológii v užitej geofyzike*. Bratislava, 135–141

Čech, F., 1990: Fuel Deposits and crustal Regimes. *Acta geol. geogr. Univ. Comen.*, 47, 5–14.

Čech, F., 1990: New prognostic areas for prospecting of hydrocarbon deposits in Czechoslovakia. *Acta geol. geogr., Univ. Comen.*, 45, 31–41

Čech, F. et al., 1990: Súčasný poznatky ropoplynosnosti Západných Karpat. In: *Zbor ref. V. celoslovenskej geologickej konferencie*. SGÚ Bratislava, 85–86.

Čech, F. et al., 1990: Nerastné suroviny Západných Karpat, ich genetické vzťahy ku geologickej stavbe. In: *Zbor referátov V celoslovenskej geologickej konferencie*. SGÚ Bratislava, 74–77

Franců, J., Čech, F. & Fomkin, V. K., 1991: Hĺbková zonálnosť tvorby uhľovodíkov – východisko prognózovania ropy a plynu v sedimentárnych bazénoch. *Mineralia Slov.*, 23, 333–338.

Zeman, J. & Čech, F., 1992: Geneza neoidných sedimentárnych panví v Českém masívu na alpsko-karpatském predpolí. *Acta Montana*, 1, 38–51

Čech, F., 1993: Typ kôry ako jedno z kritérií genézy uhľových ložísk. In: *Zbor VII. uhel. geologickej konferencie Přírod. fakulty Praha*, 47–50.

Jubilant RNDr. Jozef Vozár, CSc.

11 apríla 1999 sa v obdivuhodnom pracovnom elane významného jubilea – šesťdesiatich rokov dožil jeden zo súčasných najpoprednejších slovenských geológov RNDr. Jozef Vozár, CSc.

Jubilant sa narodil v Dobšinej v rodine obchodníka. Základné školské vzdelanie ukončil v rodisku roku 1954, stredoškolske roku 1957 v Rožňave. Vysokoškolské štúdiá v odbore geológie zavŕšil roku 1962 na Prírodovedeckej fakulte UK v Bratislave. Už ako univerzitný študent pracoval v Geologickom ústave Dionýza Štúra, kam po skončení štúdiá nastúpil do zamestnania a pracuje tam doteraz (od roku 1996 sa tento vedecký ústav stal súčasťou Geologickej služby SR).

Na samom začiatku svojej praxe jubilant spracúval permské vulkanity a neskôr aj sedimenty chočského príkrovu v Malých Karpatoch, Nízkych Tatrách a v Tribeči. V rokoch 1971–1975 sa venoval výskumu mladšieho paleozoika z vrtných profilov v podloží stredoslovenských neovulkanitov a zásadne ním prispel do novej koncepcie o geologickej stavbe podložia. Kladom bolo, že už ako mladý geológ výsledky každej etapy výskumu priebežne zverejňoval v odbornej tlači. Komplexným spracovaním permských vulkanitov v Nízkych Tatrách z kartografickej, petrografickej, vulkanologickej a geochemickej stránky sa vyznačuje jeho kandidátska dizertačná práca, ktorú obhájil roku 1971. Vulkanity definoval ako bazalty andezity líniového typu s viacfázovou aktivitou v spodnom a vrchnom perme.

V ďalšej etape (1974–1990) Dr. J. Vozár postupne spracúval všetky výskyty mladšieho paleozoika v Západných Karpatoch. Charakteristickým preňho bol komplexný výskum vždy s cieľom zostaviť geologickú mapu. Osobitne treba spomenúť úspešné riešenie stavby antiklinály Kozla, obalovej sekvencie Ľubietovského pásma, vrt BRU-1 v antiklinálnej štruktúre pri Brusníku, ktorým sa definitívne potvrdila severná vergencia príkrovov silicika a tumai-ka. Mladšie paleozoikum študoval v spolupráci s manželkou doc. RNDr. Annou Vozárovou, DrSc., keď sa pri práci veľmi vhodne odborne dopĺňali. Výsledkom bol rad spoločných publikácií, prezentácia výsledkov na medzinárodnej úrovni, ale najmä vydanie spoločnej monografie *Late Paleozoic in West Carpathians* (1988). V tomto diele vymedzili a definovali podstatnú časť litostratigrafických jednotiek mladšieho paleozoika Západných Karpát, predložili syntézu paleogeografického a paleotektonického vývoja neskorovariskkej etapy, vymedzili a definovali variské terány. Spoločné výsledky boli podkladom pre mnohé exkurzie, aj medzinárodné. Medzi najvýznamnejšie patrilo sympóziu *Permian of the West Carpathians* (1979) v rámci asociácie CEP (Central European Permian), *Molasové bazény a vulkanity v medzinárodnom projekte AV* (1983, 1984) v rámci projektu UNESCO-IGCP 5 (1985), a najmä v rámci 13. medzinárodného kongresu karbónu a permu (ICCP) roku 1995 (Krakov, exkurzia v Západných Karpatoch).

Osobitná etapa výskumu Dr. J. Vozára patrila spolupráci s geofyzikmi, v rámci ktorej sa najvyššie hodnotí aktivita v oblasti paleomagnetizmu (spolupráca s Dr. Muškom) a seizmiky (s Dr. Tomekom, Dr. Szalaiovou a Mgr. Šantavým). Jej výstupom bol *Atlas hlbinných seizmických profilov Západných Karpát* (1995–1998). V tom istom období jubilant v rámci medzinárodného projektu



DANREG (Danube Region) spracoval predterciérne podložie podunajskej panvy a predstavil novú koncepciu stavby podložia, a to aj v spojení na územie Maďarska a Rakúska.

V rámci projektu *Vyhľadávame lokality vhodných na výstavbu uložísk rádioaktívneho odpadu* (RAO) Dr. J. Vozár spracoval viac lokalít a v rokoch 1996–1998 koordinoval práce regionálnogeologického charakteru pre MŽP SR a Slovenských elektrární, a. s., Bratislava. V rámci slovenskej časti Medzinárodnej tunelárskej asociácie (ITA) sa zúčastnil na štúdiách súvisiacich s výstavbou cestných tunelov na Slovensku (Branisko, Višňové v Malej Fatre, Sityny pri západnom vstupe do Bratislavy) a výsledky s viacerými odborníkmi z tejto oblasti zverejnil aj na medzinárodných kongresoch.

RNDr. Jozef Vozár, CSc., je vedúcim vedeckým pracovníkom, úspešne vykonáva funkciu vedúceho odboru regionálneho geologického výskumu (v rokoch 1981–1990 a 1996–1998),

ako aj vedúceho mnohých čiastkových výskumných úloh (*Výskum mladšieho paleozoika Západných Karpát, Paleogeografický výskum Západných Karpát, Regionálny geologický výskum, časť Geologické mapy mierky 1:25 000, Geodynamický vývoj Západných Karpát, časť Hlbinná stavba*), ale najmä štátnych výskumných úloh vedecko-technického charakteru: Regionálny geologický výskum SR, III. etapa, 1985–1988, Regionálny geologický výskum SR, IV. etapa, 1989–1992, Atlas hlbinných seizmických profilov Západných Karpát a ich interpretácia, 1994–1999. V súčasnom období rovnako aktívne predkladá výskumný projekt *Seizmické transeky geologickými jednotkami strednej Európy*, ktorý je časťou medzinárodného projektu CELEBRATION 2000 a RISK 2000, zameraných na výskum litosféry na základe nových refrakčných seizmických profilov.

V medzinárodnej spolupráci bol vedúcim slovenskej časti medzinárodných projektov: *Problémová komisia IX spolupráce AV-3.4 Molasový vulkanizmus, paleozoikum*; UNESCO-IGCP – 5, časť, *Paleomagnetizmus*; UNESCO-IGCP – 276, časť geologické mapy teránov: projekt DANREG, časť *Predterciérne podložie podunajskej panvy*.

Od roku 1962 výsledky svojej výskumnej činnosti jubilant predložil vo viac ako 250 záverečných a čiastkových záverečných výskumných správach a zverejnil vo viac ako 220 publikáciách, z ktorých šesť má povahu monografie (jedna v zahraničí), časti alebo kapitoly vo viacerých monografických dielach aj v zahraničí, kde publikoval okolo 70 prác. Je autorom a spoluautorom 17 geologických máp regiónov v mierke 1 : 50 000, troch republikových máp, z ktorých hodno spomenúť aspoň prvú *Geologickú mapu karbónu a permu Československa* (Holub a Vozár, edit., 1981), *Geologickú mapu Slovenskej republiky* 1 : 500 000 (in Biely et al., 1996) a *Geologickú mapu Slovenska* 1 : 1 000 000 (Vozár a Káčer, edit., 1998), ako aj štyri mapy zostavené v medzinárodnej spolupráci – *Mapa magmatických formácií oblastí KBGA* (vydaná v Bulharsku), *Mapa predterciérneho podložia podunajskej panvy* – DANREG 1 : 200 000 (Császár, Matura, Vozár a Wessely, 1998; vydaná v Maďarsku), *Geologická mapa oblastí Podunajska* – DANREG 1 : 200 000 (in Császár, edit., 1999, in press, v Maďarsku), *Mapa variských teránov v severotetýdnej oblasti* (Vozárová a Vozár in Ebner a Papanikolaou, edits., 1997; vydaná v Grécku).

Vysoká odborná erudícia a koncepcnosť sa u Dr. Vozára prejavila aj vo vedení redakčných a edičných rád. Bol vedeckým redaktorom časopisu *Západné Karpaty*, séria petrografia, mineralógia, geochemia, ložiská (1981–1984), *Vysvetliviek ku geologickým mapám mierky 1 : 50 000 (1985–1990)* a v súčasnosti je vedeckým redaktorom periodika *Slovak Geological Magazine*, ktoré roku 1995 aj založil. Bol predsedom edičnej rady Geologického ústavu Dionýza Štúra (1994–1995) a Geologickej služby SR (1996–1997). Je členom redakčnej rady *Geologica Carpathica*.

Bol členom vedeckej rady Geologického ústavu Dionýza Štúra (1981–1995), spoločnej vedeckej rady Geologického ústavu Dionýza Štúra a Ústredného geologického ústavu Praha (1981–1990), vedeckej rady Geologickej služby SR (1996–1998), Národného geologického komitétu Česko-Slovenska (1981–1992) a Národného geologického komitétu Slovenska (1993–1995).

Z medzinárodných asociácií pracoval v rokoch 1981–1995 ako člen Slovenského komitétu Karpatsko-balkánskej geologickej asociácie, od roku 1995 ako jeho predseda a ako prezident medzinárodného komitétu KBGA od roku 1998, keď ho do tejto funkcie zvolili na 16. kongrese tejto asociácie vo Viedni.

RNDr. Jozef Vozár, CSc., sa vyznačuje priamosťou, otvorenosťou a jeho prvoradým ľudským princípom je zmysel pre spravodlivosť. Svoje skúsenosti, priateľstvo a optimizmus naplno odovzdáva okoliu, najmä s cieľom ďalšieho rozvoja slovenskej geológie.

Milý Jozef,

k významnému životnému jubileu Ti v mene spolupracovníkov bývalého Geologického ústavu Dionýza Štúra a súčasnej Geologickej služby SR, ako aj v mene kolegov a priateľov z iných geologických inštitúcií srdečne blahoželáme. Daj Boh, aby ďalšie roky Tvojho života sprevádzalo pevné zdravie, doterajší pracovný elán a úspechy vo vedeckej práci, takej užitočnej pre slovenskú geológiu. Veľa zdraru a pohody Ti želáme aj v súkromí. Nech Ti sviežosť šesťdesiatky ešte dlho-dlho vydrží!

J. Ivanička a M. Elečko

Pôvodné publikované vedecké a odborné práce

Monografie

- Mahel, M. & Vozár, J., 1973: Geologická a litologická charakteristika štruktúrnych vrstov SM-1 a SM-2 (Smižany). *Region. Geol. Západ. Karpát*, 1, 3–81
- Vozár, J., 1973: Chemismus der Permischen Vulkanite der Choč-Einheit in den Westkarpaten. *Nauka o Zemi, Sér. geol.*, 7, 7–84.
- Žukov, F. J., Vozár, J. & Janev, S. N., 1976: Osadočno-vulkanogennye i rudnyje mestoroždenija v permii Karpato-Balkánskoj oblasti (v ruskom jazyku). *Izd. AN SSSR, Kiev*, 1–175.
- Vozárová, A. & Vozár, J. et al., 1979: Permian of the West Carpathians-Symposium 1979. *GÚDŠ, Bratislava*, 7–80
- Vozárová, A. & Vozár, J., 1988: Late Paleozoic in West Carpathians (Mladšie paleozoikum v Západných Karpatoch). *Monogr. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava*, 7–314.
- Ilavský, J., Vozárová, A. & Vozár, J., 1994: Lubietová – štruktúrno-vyhľadávacie vrty LU 1, 2, 3. *Region. Geol. Západ. Karpát*, 29, 1–77

Monografie – vysvetlivky ku geologickým mapám

- Bajaník, Š., Hanzel, V., Ivanička, J., Mello, J., Pristaš, J., Reichwalder, P., Snopko, L., Vozár, J. & Vozárová, A., 1983: Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenského rudohoria – východná časť, 1 : 50 000. *GÚDŠ, Bratislava*, 14–15, 27–49.

- Baňacký, V., Elečko, M., Kaličiak, M., Straka, P., Škvarka, L., Šucha, P., Vass, D., Vozárová, A. & Vozár, J., 1989: Vysvetlivky ku geologickej mape južnej časti Východoslovenskej nížiny a Zemplínskych vrchov 1 : 50 000. *GÚDŠ, Bratislava*, 7–143.
- Kaličiak, M., Baňacký, V., Jacko, S., Janočko, J., Karolí, S., Molnár, J., Petro, L., Priečhodská, Z., Syčev, V., Škvarka, L., Vozár, J., Zlinská, A. & Žec, B., 1991: Vysvetlivky ku geologickej mape severnej časti Slanských vrchov a Košickej kotliny, 1 : 50 000, časť: Čierna hora. *GÚDŠ, Bratislava*, 7–196.
- Vass, D., Elečko, M., Bodnár, J., Pristaš, J., Konečný, V., Lexa, J., Molák, B., Straka, P., Stankovič, J., Stolár, M., Škvarka, L., Vožár, J. & Vozárová, A., 1992: Vysvetlivky ku geologickej mape Lučárskej kotliny a Cerovej vrchoviny 1 : 50 000. *GÚDŠ, Bratislava*, 7–231
- Biely, A., Bezák, V., Elečko, M., Gross, P., Kaličiak, M., Konečný, V., Lexa, J., Mello, J., Nemčok, J., Poffaj, M., Rakús, M., Vass, D., Vozár, J. & Vozárová, A., 1996: Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenska 1 : 500 000. *Geol. služba SR, Vyd. D. Štúra, Bratislava*, 6–87
- Biely, A., Bezák, V., Elečko, M., Gross, P., Kaličiak, M., Konečný, V., Lexa, J., Mello, J., Nemčok, J., Poffaj, M., Rakús, M., Vass, D., Vozár, J. & Vozárová, A., 1996: Explanation to geological map of Slovakia 1 : 500 000. *Geol. Surv. Slovak Republic, Dionýz Štúr Publishers Bratislava*, 6–76.
- Dublan, L., Bezák, V., Biely, A., Bujnovský, A., Halouzka, R., Hraško, L., Köhlerová, M., Marcin, D., Onačila, D., Scherer, S., Vozárová, A., Vozár, J. & Žáková, E., 1997: Vysvetlivky ku geologickej mape Poľany 1 : 50 000. *Geol. služba SR, Vyd. D. Štúra, Bratislava*, 7–238.
- Biely, A., Bujnovský, A., Vozárová, A., Klinec, A., Miko, O., Halouzka, R., Vozár, J., Beňuška, P., Bezák, V., Hanzel, V., Kubeš, P., Liščák, P., Lukáčik, E., Maglay, J., Molák, B., Pulec, M., Putiš, M. & Slavkay, M., 1997: Vysvetlivky ku geologickej mape Nízkych Tatier 1 : 50 000. *Geol. služba SR, Vyd. D. Štúra, Bratislava*, 7–232.
- Polák, M., Jacko, S., Vozárová, A., Vozár, J., Gross, P., Harčár, J., Zacharov, M., Baláž, B., Liščák, P., Malík, P., Zakovič, M., Karolí, S. & Kaličiak, M., 1997: Vysvetlivky ku geologickej mape Braniska a Čiernej hory 1 : 50 000. *Geol. služba SR, Vyd. D. Štúra, Bratislava*, 7–201
- Polák, M., Bujnovský, A., Kohút, M., Pristaš, J., Filo, I., Havrila, M., Vozárová, A., Vozár, J., Kováč, P., Lexa, J., Rakús, M., Malík, P., Liščák, P., Hojstričová, V., Žáková, E., Siráňová, Z., Boorová, D. & Fejdiová, O., 1997: Vysvetlivky ku geologickej mape Veľkej Fatry 1 : 50 000. *Geol. služba SR, Vyd. D. Štúra, Bratislava*, 7–204.
- Šimon, L., Elečko, M., Lexa, J., Kohút, M., Halouzka, R., Gross, P., Pristaš, J., Konečný, V., Mello, J., Polák, M., Vozárová, A., Vozár, J., Havrila, M., Köhlerová, M., Stolár, M., Jánová, V., Marcin, D. & Szalaiová, V., 1997: Vysvetlivky ku geologickej mape Vtáčnika a Hornonitrianskej kotliny 1 : 50 000. *Geol. služba SR, Vyd. D. Štúra, Bratislava*, 7–281
- Ivanička, J., Hók, J., Polák, M., Határ, J., Vozár, J., Nagy, A., Fordinál, K., Pristaš, J., Konečný, V., Šimon, L., Kováčik, M., Vozárová, A., Fejdiová, O., Marcin, D., Liščák, P., Macko, A., Lanc, J., Šantavý, J. & Szalaiová, V., 1998: Vysvetlivky ku geologickej mape Tribeča 1 : 50 000. *Geol. služba SR, Vyd. D. Štúra, Bratislava*, 7–247
- Konečný, V., Lexa, J., Halouzka, R., Hók, J., Vozár, J., Dublan, L., Nagy, A., Šimon, L., Havrila, M., Ivanička, J., Hojstričová, V., Miháliková, A., Vozárová, A., Konečný, P., Kováčiková, M., Filo, M., Marcin, D., Klukanová, A., Liščák, P. & Žáková, E., 1998: Vysvetlivky ku geologickej mape Štiavnických vrchov a Pohronského Inovca (štiavnický stratovulkán) 1 : 50 000, I. a II. časť. *Geol. služba SR, Vyd. D. Štúra, Bratislava*, 9–473.
- Nagy, A., Halouzka, R., Konečný, V., Lexa, J., Fordinál, K., Havrila, M., Vozár, J., Liščák, P., Stolár, M., Benková, K. & Kubeš, P., 1998: Vysvetlivky ku geologickej mape Podunajskej nížiny, východná časť, 1 : 50 000. *Geol. služba SR, Vyd. D. Štúra, Bratislava*, 7–187
- Gross, P., Buček, S., Ďurkovič, T., Filo, I., Maglay, J., Halouzka, R., Karolí, S., Nagy, A., Spišák, Z., Žec, B., Vozár, J., Borza, V., Lukáčik, E., Janočko, J., Jetel, J., Kubeš, P., Kováčik, M., Žáková, E., Mello, J., Polák, M., Siráňová, Z., Samuel, O., Snopková, P., Raková, J., Zlinská, A., Vozárová, A. & Žecová, K., 1999: Vysvetlivky ku geologickej mape Popradskej kotliny, Hornádskej kotliny, Levočských vrchov, Spišsko-šarišského medzihoria, Bachurne a Šarišskej vrchoviny, 1 : 50 000. *Geol. Služba SR, Vyd. D. Štúra, (v tlači)*.

Pôvodné vedecké práce – články publikované v zahraničí

- Vozár, J., 1974: Comment on Spilization of the Permian Eruprive Rocks of the Choč Nappe in the West Carpathians, Slovakia. In: G. C. Amstutz (Ed.), *Spilites and Spilitic Rocks. IUGS, Series A. No 4, Springer-Verlag, Berlin – Heidelberg – New York, 359–362.*
- Bajaník, Š., Ilavský, J., Štohl, J. & Vozár, J., 1976: Volcanism and metallogeny of the West Carpathians (Czechoslovakia). *4th IAGOD-Symposium, Varna 1974, Vol. I., Sofia, 199–207*
- Vozár, J. & Muška, P., 1979: Proposals concerning the paleomagnetic research within the IGCP. Project 5. In: F. P. Sassi (Ed.): *IGCP. Project 5, Newsletter, 1. Univ. Padova, 193–199.*
- Grecula, P., Varga, I. & Vozár, J., 1980: The Czechoslovak part of Geotraverse "C". In: F. P. Sassi (Ed.), *IGCP Project 5, Newsletter, 2. Univ. Padova, 67–78.*
- Vozár, J., 1980: Study on Permian volcanics of the West Carpathians (contribution to geotraverse "C"). In: F. P. Sassi (Ed.), *IGCP Project 5, Newsletter, 2. Univ. Padova, 79–81*
- Vozár, J., 1980: Permian volcanics rocks in the West Carpathians. *Proc. of the XI th Congr. of CBGA, Magmatism and metamorphism. Izd. Naukova dumka, Kiev, 53–58.*
- Vozárová, A. & Vozár, J., 1980: Paleogeography of the Permian of the Western Carpathians. *Proc. of the XI th Congr. of CBGA, Stratigraphy, Kiev, 33–42.*
- Grecula, P., Vozárová, A. & Vozár, J., 1981: Characteristic of lithotectonic profiles in Geotraverse "C", West Carpathians. *Newsletter, 3 (Beograd), 77–79.*
- Vozárová, A. & Vozár, J., 1981: Division of the Permian in the West Carpathians. *Proc. of Inst. Symposium on Central European Permian, Jablonna, April 27–29, 1978. Geol. Institute, Warszawa, 95–103.*
- Muška, P. & Vozár, J., 1982: Paleomagnetic characterization of the Late Paleozoic in lithological profiles of Geotraverse "C" (West Carpathians, Czechoslovakia). In: F. P. Sassi & I. Varga (Eds.): *IGCP Project 5, Newsletter 4. Univ. Padova, 52–55.*
- Vozár, J., 1983: Position and characteristics of Permian volcanism in palinspastic profile of Geotraverse "C" (West Carpathians). In: F. P. Sassi & T. Szederkényi (Eds.), *IGCP Project 5, Newsletter 5. Univ. Padova – Univ. Szeged, 187–191*
- Vozár, J. & Muška, P., 1983: Results of paleomagnetic research in the NW zone of the Veporicum (West Carpathians, Geotraverse "C"). In: F. P. Sassi & T. Szederkényi (Eds.), *IGCP Project 5, Newsletter 5. Univ. Padova – Univ. Szeged, 194–197*
- Grecula, P., Karamata, S., Szederkényi, T., Varga, I. & Vozár, J., 1983: Correlation of pre mesozoic units along the geotraverse Dubrovnik – Novi Sad – Bükk Mountains and High Tatra Mts. *Annarul institutului de geologie si geofizica. Vol. LXI (Bucuresti), 31–36.*
- Vozárová, A. & Vozár, J., 1983: Subdivision and stages of development of Variscan molasse of the Czechoslovakian West Carpathians. *Akad. d. Wissensch. d. DDR. Veröff. Zentralinst. Physik d. Erde, 77, Berlin – Potsdam, 49–57*
- Vozár, J., 1984: Permian volcanism of the West Carpathians (extension in tectonic units and position in relation to palinspastic subdivision of the Late Paleozoic). In: M. Borcos (Ed.), *Magmatism and assoc. metallogenesis during Molasse formation. Acad. Rep. Soc. Romania, Bucuresti, 37–42.*
- Vozár, J., 1984: Petrochemical characterization of Permian Volcanics in the West Carpathians and some Question of the Origin of Magma. *Proceeding reports of the XIIIth Congr. of CBGA, Part. I., section 3. Publ. by Geol. Inst. Cracow, 405–408.*
- Muška, P. & Vozár, J., 1985: Different Directions of Remanent Magnetic Polarization of Crystalline Rocks in the West Carpathians. *Proceeding reports of the XIIIth Congr. of CBGA, Part II., section 6. Publ. by Geol. Inst. Cracow, 230–235.*
- Vozár, J., 1985: Petrochemical characterisation of Permian Volcanism in the West Carpathians and some Questions of the Origin of Magma. *Proc. reports of the XIIIth Congress KBGA, part I, Krakow, 405–407*
- Vozárová, A. & Vozár, J., 1985: Characteristics of the Upper Carboniferous and Permian in the West Carpathians, Czechoslovakia. *Dix. Congr. Int. de Stratig. et de géol. du Carbonifère. 12–17 September 1983, 3. Madrid, 85–94.*
- Vozár, J. in Lialin, J. I., Benek, R., Röllin, G., Vozár, J. & Vozárová, A., 1986: Vrchnepaleozojskije vulkanogenyje komplexy Centralnogo Kazachstanu i Centralnoj Evropy. In: *Magmat i metam. formacii Kazachstanu. Izd. Nauka Kazach. SSR, Alma-Ata, 63–72.*
- Vozárová, A. & Vozár, J., 1988: West Carpathians Late Paleozoic in Alpine Structures and its Paleotectonic Development Problems. *Z. geol. Wiss., 16, 1145–1154.*
- Grecula, P., Vozárová, A. & Vozár, J., 1989: Characteristics of lithotectonic profiles in geotraverse C. West Carpathians (Czechoslovakia). *Rend. Soc. Geol. It., 12, 275–282.*
- Ebner, F., Vozárová, A., Straka, P. & Vozár, J., 1989: Carboniferous conodonts from Brusník anticline (South Slovakia). In: *Thirty years of geological cooperation between Austria and Czechoslovakia. Praha, UUG, 249–252.*
- Muška, P. & Vozár, J., 1989: Characteristic Paleomagnetic directions of the West Carpathians Late Paleozoic Units from the Viewpoint of Alpine Nappe Tectonic. *Proc. of Symp. KAPG, Sopron, 36–38.*
- Muška, P. & Vozár, J., 1989: New Paleomagnetic results from the Late Paleozoic Units of the West Carpathians. *Proc. of 14th Congr. CBGA, Sofia, 1021*
- Muška, P. & Vozár, J., 1989: Relationship between Paleomagnetic Results of east Alps and West Carpathians – discussion. *Festive Vol. Thirty years of Geol. Coop. between Austria and Czechoslovakia, Fed. Geol. Surv. Vienna, Geol. Surv. Prague, 64–67*
- Vozárová, A. & Vozár, J., 1989: Late Paleozoic paleotectonic evolution of West Carpathians (Czechoslovakia). *Proc. of XIth Intern. Congr. of Carbon. Stratigr. and Geol., Beijing, China, sect. Tecton. and Geoph. II, 1987, Compte Rendu 4 (1989), 319–327*
- Vozár, J., 1991: Kontinentale Tholeite im Perm der Hronikum-Decken einheiten (Westkarpaten) und ihre paläotektonische Interpretation. *Symposium – Mönchenfrei. Paläovulkanismus im Östlichen Deutschland. Z. Physik d. Erde, Potsdam, 24–25.*
- Gnojek, I. & Vozár, J., 1992: Interpretation of aeromagnetic investigation in the eastern part of the Slovenské rudohorie Mts. The knowledge and problems. *Geol. Carpath., 43, 2, 69–84.*
- Vozárová, A. & Vozár, J., 1992: Tornaicum and Meliaticum in borehole Brusník, BRU-1, Southern Slovakia. *Acta geol. Acad. Sci. hung. 35/2, 97–116.*
- Vozárová, A. & Vozár, J., 1993: The Variscides of the West Carpathians: a collision-type orogeny. *Contr. Eurasian Geology, papers presented at the Int. Congr. on the Permian System of the World, Perm, Russia, 1991 – Part II. Occas. Publ. ESRI, New Series No 9A-B, 1993, Univ. of South Carolina, 133–138.*
- Gnojek, I. & Vozár, J., 1994: Interpretation of buried magnetic anomalous sources in the Transcarpathian Depression (Eastern Slovakia). *Acta geol. Acad. Sci. hung., 37/1–2, 67–75.*
- Vozár, J., 1995: Permian riftogenic volcanics in Western Carpathians (Slovakia). *Terra Nostra. Schr. d. Alfred-Wegener-Stiftung 7/95, Proc. of 11th Meeting on Geodynamics of the European Variscides, 27–29. Oct 1995, Geo-Forschungs Zentrum (GFZ), Potsdam, 143–146.*
- Vozár, J., Tomek, Č., Vozárová, A. & Dvořáková, V., 1995: Deep seismic profile G: Geological interpretation (Inner Western Carpathians, Slovakia). *Spec. publ. of the Geol. Soc. of Greece, 4/1, XV Congr. CBGA, Athens 1995, 34–37*
- Vozárová, A. & Vozár, J., 1995: Carboniferous-Permian sequences in the Western Carpathians (Slovak republic). In: *13th Intern. Geol. Congress, Guide to excursion A1 Krakow 1995. Polish Geol. Inst. Warszawa, 5–33.*
- Vozárová, A. & Vozár, J., 1996: Terranes of the West Carpathian – North Pannonian Domain. In: *IGCP Project 276. Terrane Maps and Terrane Descriptions, Ann. géol. Pays hellén. (Athens), 245–269.*
- Jacko, S. & Vozár, J., 1996: Variscan and Alpine tectonometamorphic events in the eastern part of the Western Carpathian internides (Slovakia). In: V. Knežević-Dordević & B. Krstić (Eds.), *Terranes of Serbia – The Formation of the Geologic Framework of Serbia and the Adjacent Regions. Univ. of Belgrade, 59–64.*
- Szalaiová, V., Šantavý, J. & Vozár, J., 1996: Gravity map of the Western Slovakia and its possible interpretation. *Österr. Beitr. Meteor., Geophys. Heft 14, Wien, 39–54.*
- Vozár, J. in P. Scharek, (Edit.), 1997: DANREG programme. Exc. Guide (May 28–30, 1997), part Slovakia, loc. Devín. *Geol. Inst. of Hungary (MÁFI), Budapest, 3–56.*
- Vozárová, A. & Vozár, J., 1997: Terranes of the West Carpathian – North

Pannonian domain. In: D. Papanikolaou (Ed.): *IGCP Project 276 Terrane maps and Terrane descriptions*. Ann. géol. Pays hellén. (Athens), 37, 245–270.

Publikované v SR

- Vozár, J., 1964: Predbežná správa o výskume melafýrov Malých Karpát. *Správy geol. Výsk. z R. 1963. GÚDŠ, Bratislava*, 68–70.
- Vozár, J., 1965: Permské diabázy južne od Hranovnice v Nízkych Tatrách. *Čas. Mineral. Geol.* 10, 2, 139–142.
- Vozár, J., 1965: Metamorfované mezozoikum západnej časti veporíd. *Geol. Práce, Spr.*, 35, 33–40.
- Vozár, J., 1965: Niektoré výsledky vulkanologického štúdia v tzv. melafýrovej sérii Nízkych Tatier. *Správy geol. Výsk. z R. 1964. GÚDŠ, Bratislava*, 57–59.
- Vozár, J., 1966: O výskyte melafýrov v mezozoiku krížňanskej jednotky Malých Karpát. *Geol. Práce, Spr.*, 39.
- Vozár, J., 1966: Melafýrové pyroklastiká Malých Karpát. *Geol. Práce, Spr.*, 40, 87–92.
- Vozár, J., 1967: Petrografická charakteristika melafýrov Malých Karpát. *Geol. Práce, Spr.*, 41, 153–165.
- Vozár, J., 1967: Der permische Vulkanismus in der Choč-Decke (Westkarpaten). *Geol. Práce, Spr.*, 42, 79–84.
- Vozár, J., 1967: In: Biely, A. et al., Mesozoic of the Inner West Carpathians and the Klippen Belt. Loc. Malužianka valley – Melaphyre Formation of Choč Nappe. In: *23th Intern. Geol. Congress, Guide to excursion 15 AC. Session-Prague 1968. GÚDŠ, Bratislava*, 28–29.
- Vozár, J., 1968: Der perm-mezozoische Vulkanismus in der Westkarpaten und Ostalpen. *Geol. Práce, Spr.*, 44–45, 149–162.
- Vozár, J., 1969: Vulkanoklastický materiál v mezozoiku v podloží neovulkanitov južne od Banskej Štiavnice. *Geol. Práce, Spr.*, 48, 47–52.
- Vozár, J., 1969: O výskyte vulkanoklastického materiálu v strednom triase severogemeridného mezozoika. *Geol. Práce, Spr.*, 49, 141–148.
- Vrána, S. & Vozár, J., 1969: Minerálna asociácia pumpelyitovo-prehnitovo-kremennej fácie z Nízkych Tatier. *Geol. Práce, Spr.*, 49, 91–99.
- Vozár, J., 1971: Viacfázový charakter permského vulkanizmu chočskej jednotky v Nízkych Tatrách. *Geol. Práce, Spr.*, 55, 131–137.
- Mahel', M. & Vozár, J., 1971: Príspevok k poznaniu permu a triasu v severogemeridnej synklinále. *Geol. Práce, Spr.*, 56, 47–66.
- Klinec, A. & Vozár, J., 1971: Diskusia k tektonike veporidného kryštalinika, chočskej jednotky a tzv. helpianskeho mezozoika. *Geol. Práce, Spr.*, 56, 221–226.
- Vozár, J., 1971: Zlomy a ich vzťah k permskému vulkanizmu chočskej jednotky Západných Karpát. *Geol. Práce, Spr.*, 57, 231–237.
- Rojkovič, I. & Vozár, J., 1972: Contribution to the relationship of the Permian volcanism in the Northern Gemerides and Choč-unit. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 23, 1, 87–98.
- Vozár, J., 1973: Petrograficko-litologická charakteristika chočskej jednotky a gemeridného mezozoika v podloží neovulkanitov severne od Levíc. *Geol. Práce, Západ. Karpaty*, 18, 183–214.
- Sitár, V. & Vozár, J., 1973: Die ersten Makroflora-Funde in dem Karbon der Choč-Einheit in der Niederen Tatra (Westkarpaten). *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 24, 2, 441–448.
- Vozár, J. in Mahel', M., et al., 1973: Tectonical structures of the West Carpathians. *Guide to excurs A. Localities: Permian of the Lubietová zone in the valley Bystrô near Dubová; Veporide crystalline of the Permian and Mesozoic of the Struženik unit near Helpa, Dobšinský potok brook, Veporide crystalline and its Mesozoic envelope – Struženik unit. proc. of the Xth Congr. CBGA, Bratislava*.
- Vozár, J., 1973: Spodný perm v Západných Karpatoch (diskusia). *Geol. Práce, Spr.*, 61, 327–329.
- Karolus, K. & Vozár, J., 1974: Morphotektonischer Plan des Untergrunds der mittelslowakischen Neovulkanite. *Sbor. geol. Věd, Geol.*, 26, 227–232.
- Vozár, J., 1974: O gemeridách v podloží stredoslovenských neovulkanitov. *Materiály z III. celoslov. geol. konf. r. 1971 – sekcia geologická stavba. Slov. geol. úrad, Bratislava*, 152–153.
- Vozár, J., 1974: Doplnky k mladšiemu paleozoiku chočskej jednotky. *Materiály z III. celoslov. geol. konf. r. 1971 – sekcia geologická stavba. Slov. geol. úrad, Bratislava*, 154–156.
- Vozár, J., 1975: Diskusia o zastúpení karbónu a permu chočského príkrovu v pohorí Považský Inovec. *Geol. Práce, Spr.*, 63, 227–229.
- Vozárová, A. & Vozár, J., 1975: Základné črty paleogeografie mladšieho paleozoika Západných Karpát. *Geol. Práce, Spr.*, 64, 81–96.
- Ilavský, J., Bajaník, Š., Štohl, J. & Vozár, J., 1975: Vulkanizmus a metalogenéza v Západných Karpatoch. In: *Hlavné problémy a klasifikácia ložísk. Geol. Práce, Spr.*, 64, 97–134.
- Karolus, K. & Vozár, J., 1975: Beitrag zur Kenntnis des Tiefenbaues der mittelslowakischen Neovulkanite und ihres Liegenden. *Tectonics. Proc. of the Xth Congr. of CBGA, 1973 Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava*, 188–203.
- Vozárová, A. & Vozár, J., 1975: Das jüngere Paleozoikum der Gemeriden und Veporiden – seine Beziehung zu dem variszischen und alpidischen orogen-zyklus. *Tectonics. Proc. of the Xth Congr. CBGA, 1973. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava*, 326–335.
- Vozár, J., 1975: Permské vulkanity chočskej jednotky v pohorí Tribeč. *Západ. Karpaty, Sér. Mineral. Petrogr. Geochem. Lož.* 2, 151–187.
- Vozárová, A. & Vozár, J., 1976: Poznámky k mladšiemu paleozoiku Spišsko-gemerského rudohoria. *Zbor referátov Geológia, metalogenéza a prognózy surovín Spišsko-gemerského rudohoria. GP, Spišská Nová Ves – Košice*, 154–160.
- Vozár, J., 1977: Magmatické horniny TH-série v perm chočského príkrovu Západných Karpát. *Mineralia Slov.*, 9, 4, 241–258.
- Vozárová, A. & Vozár, J., 1977: The Upper Carboniferous of the West Carpathians. Materiály predložené na VIII. medzinárodnom kongrese o geológii a stratigrafii karbónu (ICC-Moskva 1975). *Geol. Práce, Spr.*, 67, 141–152.
- Vozárová, A. & Vozár, J., 1978: Palinspastický obraz vrchného karbónu a permu Západných Karpát. In: J. Vozár (Ed.): *Paleogeografický vývoj Západných Karpát. Zbor materiálov – konferencie, sympóziá, semináre. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava*, 235–256.
- Muška, P. & Vozár, J., 1978: Paleomagnetizmus mladšieho paleozoika chočského príkrovu v Západných Karpatoch. *Mineralia Slov.*, 10, 3, 193–200.
- Chovanec, V. & Vozár, J., 1978: Predbežná správa o geochemickom výskume sedimentov mladšieho paleozoika chočského príkrovu v Malých Karpatoch. *Mineralia Slov.*, 10, 4, 276–277.
- Vozár, J., 1979: Príspevok k objasneniu stavby a korelácií obalovej série v severnej časti veporika. *Geol. Práce, Spr.*, 72, 19–30.
- Vozár, J., 1979: Príspevok k tektonickej stavbe podložia terciéru stredného Slovenska. In: M. Mahel' (Ed.): *Tektonické profily. Sborník materiálov – konferencie, sympóziá, semináre. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava*, 129–137.
- Vozár, J., 1979: Kryštalinikum v bazálnej časti chočského príkrovu. *Geol. Práce, Spr.*, 72, 195–198.
- Kullmanová, A. & Vozár, J., 1980: Hyaloklastitové lávy v spodnom albe krížňanskeho príkrovu na strednom Považí. *Mineralia Slov.*, 12, 1, 53–62.
- Vozár, J. in Gašparik, J. & Pulec, M. et al., 1980: Štruktúrne vrty južnej časti Kremnických vrchov. Štruktúrny vrt JP-1 Jastrabá (časť mladšieho paleozoikum). *Region. Geol. Západ. Karpaty*, 12, 13, 21–24, 30–32, 46–49.
- Vozárová, A. & Vozár, J., 1980: Late Paleozoic of West Carpathians. In: *Permian of the West Carpathians. GÚDŠ, Bratislava*, 11–23.
- Muška, P. & Vozár, J., 1980: Different degrees of paleodeclination in the lower part of the Hronic unit in the Ipolitca valley (Nízke Tatry Mts. Northern slope). *Mineralia Slov.*, 12, 5, 409–420.
- Hanáček, J., Polák, S. & Vozár, J., 1980: Niektoré významné suroviny Západného Slovenska. Sprievodca ku geol. ex. Materiály XXIII. celoštát. geol. konf. SGS. Konferencie, sympóziá, semináre. *Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava*, 187–204.
- Vozárová, A. & Vozár, J., 1981: Litostratigrafická klasifikácia mladšieho paleozoika hronika. *Mineralia Slov.*, 13, 5, 385–403.
- Bujnovský, A., Kantor, J. & Vozár, J., 1981: Radiometric dating of Mesozoic basic eruptive rocks of the Krížna nappe in the NW part of the Low Tatra. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 32, 2, 221–230.
- Bajaník, Š., Hovorka, D., Miko, O. & Vozár, J., 1981: Predterciárny vulkanizmus Západných Karpát. In: Š. Bajaník & D. Hovorka (Eds.): *Paleovulkanity Západných Karpát 1979. GÚDŠ, Bratislava*, 27–40.
- Vozárová, A. & Vozár, J., 1982: Nové litostratigrafické jednotky v južnej časti veporika. *Geol. Práce, Spr.*, 78, 169–194.

- Vozárová, A. & Vozár, J., 1983: Nové poznatky o mladšom paleozoiku v Malej Fatre. *Geol. Práce, Spr.*, 79, 27–54.
- Vozár, J. in D. Andrusov & O. Samuel et al., 1983: Stratigrafický slovník Západných Karpát. 1. A-K. Stratigrafická tabuľka č. 7. *GÚDŠ, Bratislava*.
- Vozár, J., 1984: K řešeníju otáženija fatrikuma k severnej časti veporikuma na osnove korelácii verchnevo paleozoja (v ruskom jazyku). *Geol. Práce, Spr.*, 80, 175–184.
- Vozár, J., 1984: Permian volcanic activity in the variscan molasse evolutions in the West Carpathians. In: *Migmatism of the molasse-forming epoch. GÚDŠ, Bratislava, 147–156*.
- Muška, P. & Vozár, J., 1984: Nekotoryje novejšie rezultaty paleomagnetického isledovania verchnevo paleozoja gemicurkuma (v ruskom jazyku). *Geol. Práce, Spr.*, 80, 153–156.
- Vozár, J. in Rakús, M. et al., 1984: Guide to geological excursion in the West Carpathians Mts. *Project IGCP 198. Part 5-1. Nízke Tatry Mts. Publ. by the Geol. Inst. of D. Štúr, Bratislava, 95*.
- Vozár, J. in Reichwalder, P. et al., 1984: Guide-book f exc. 107A. Intern. Geol. Congr XXVII session, Moscow 1984. The West Carpathian Mountains. Part 8-1 Nappe structure of the northern slopes of the Nízke Tatry Mts. *Publ. by the Geol. Survey, Prague in Academia. Publ. House of the Czechoslovak Academy of Sci., Prague, 102–105*.
- Vozárová, A. & Vozár, J., 1985: Czechoslovak Working Group, IGCP No. 5, Exc. Guide 1985, Košice. Parts: The Hronic Unit. The Veporic Unit 20–27 The South Veporic zone 29–30, 31. *Publ. by Geol. Survey, Spišská Nová Ves, 11–17, 20–27, 29–31*
- Vozárová, A., Vozár, J. in Samuel, O., Franko, O., edit., 1985: Sprievodca k XXV celošt. geol. konferencii SGS, Žilina, 27.–29.8.1985. Časť: Geologická stavba severných svahov Nízkyh Tatier (79–80); lokalita Dolina Ipolitica (90–91). *Konferencie, symp., semin., Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 79–80, 90–91*
- Vozárová, A. & Vozár, J., 1986: Korelácia tektonických jednotiek v Branisku na základe poznania kryštalinika a mladšieho paleozoika. *Region. Geol. Západ. Karpát, 21, 21–26*.
- Vozárová, A. & Vozár, J., 1986: Mladšie paleozoikum v Zemplínskych vrchoch a niektoré problémy tektonickej stavby podložia Východoslovenskej nížiny. *Abstrakty, 1. celostát. konf. Uhlonosné formace Československa. Ústř. Úst. geol., Praha, 60–61*.
- Muška, P. & Vozár, J., 1987: In: H. Flügel, F., P., Sassi & P. Greclua (Eds.): The paleomagnetic character of the Late Paleozoic of the West Carpathians in relation to solution of palinspastic problems. *Mineralia Slov., Alfa, Bratislava, 361–366*.
- Muška, P. & Vozár, J., 1987: In: H. Flügel, F., P., Sassi & P. Greclua (Eds.): The Significance of Remanent Magnetic Polarization Values in Determining Paleozoic Events in the West Carpathians. *Mineralia Slov., Alfa, Bratislava, 367–370*.
- Vozárová, A. & Vozár, J., 1987: In: H. Flügel, F., P., Sassi & P. Greclua (Eds.): West Carpathians Late Paleozoic and its Paleotectonic Development. *Mineralia Slov., Alfa, Bratislava, 469–487*
- Vozárová, A. & Vozár, J., 1988: Late Paleozoic in the structure of Zemplínske vrchy hills and some problems of its development. In: J. Pešek & J. Vozár (Eds.): Coal Bearing Formations of Czechoslovakia. *GÚDŠ, Bratislava, 383–393*.
- Vozárová, A., Vozár, J., Horská, A., Faryad, S., W., Gerhardt, S. & Kubulský, J., 1989: Mladšie paleozoikum Zemplínskych vrchoch a východnej časti Slovenského rudohoria. *Ex. sprievodca XI. ex. uhoľno-geolog. sem. kat. lož. geol., PFUK, Praha, Tisk Geoindustria, Praha, 1–46*.
- Vozárová, A. & Vozár, J., 1992: Strednokarboňský flyš v Západných Karpatoch – príspevok k tektonike južnej časti Slovenského rudohoria na základe výsledkov vrtu BRU-1, Brusník. *Mineralia Slov., 1–2, 53–62*.
- Vozárová, A. & Vozár, J., 1992: Variscan terranes and evolution of Late Paleozoic sedimentary basins (Western Carpathians). *Spec. Vol. IGCP Project 276. GÚDŠ, Bratislava, 147–154*.
- Broska, I., Vozár, J., Uher, P. & Jakabská, K., 1993: Typológia zirkónu z permských ryolitov dacitov a ich pyroklastík (Západné Karpaty). *Konferencie, sympóziá, semináre. In: Rakús, M. & Vozár, J. (Eds.): Geodynamický model a hlbinná stavba Západných Karpát. GÚDŠ, Bratislava, 151–158*.
- Vozárová, A. & Vozár, J., 1993: Prealpínske terény v Západných Karpatoch: rekonštrukcia kolízneho a postkolízneho štádia variského orogénu. *Konferencie, sympóziá, semináre. In: Rakús, M. & Vozár, J. (Eds.): Geodynamický model a hlbinná stavba Západných Karpát. GÚDŠ, Bratislava, 129–143*.
- Vozárová, A. & Vozár, J., 1993: Variscan terranes and evolution of Late Paleozoic sedimentary basins (Western Carpathians). *Spec. vol IGCP Project 276. GÚDŠ, Bratislava, 147–154*.
- Vozár, J. in Plašienka, D. et al., 1995: Excursion Guide for EUROPROBE-Workshops-PANCARDI. 21.–25. Oct. 1995, Stará Lesná, Slovakia. *Loc. Kvetnica, 17*
- Vozárová, A. & Vozár, J., 1996: Terranes of the West Carpathian - North Panonian Domain. *Slov. Geol. Mag., 1/96, 65–85*.
- Jacko, S., Sasvári, T., Zacharov, M., Schmidt, R. & Vozár, J., 1996: Contrasting styles of Alpine deformations at the eastern part of the Veporicum and Gemicuric units, Western Carpathians. *Slov. Geol. Mag., 2/96, 151–164*.
- Vozár, J. in Vozár, J., Juhász, E., (Eds.), 1996: Guide to Excursion FOREGS Western Carpathians. Northern Hungary – Central Slovakia. *Sept. 1996. Dionýz Štúr Publish., Bratislava, 41*
- Vozár, J. in Vozár, J., Juhász, E., (Eds.), 1997: Rift-related volcanics in the Permian of the Western Carpathians. In: P. Greclua & D. Hovorka (Eds.): *Geological evolution of the Western Carpathians. Mineralia Slov – Monogr., Bratislava, 225–234*.
- Vozár, J., Szalaiová, V. & Šantavý, J., 1998: Interpretation of the Western Carpathian deep structures on the basis of gravimetric and seismic sections. In: Rakús, M. (Ed.): *Geodynamic Development of Western Carpathians. Dionýz Štúr Publish., Bratislava, 241–257*

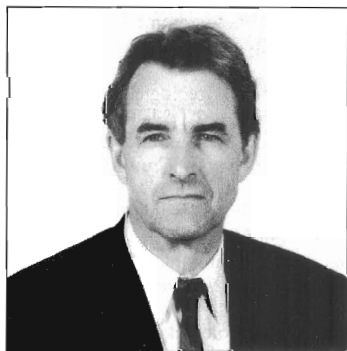
Geologické mapy

- Mahel, M., Cambel, B., Buday, T., Halouzka, R., Matějka, A., Peržel, M., Sabol, A. & Vozár, J., 1972: Geologická mapa Malých Karpát, 1 : 50 000. *GÚDŠ, Bratislava*.
- Kolektív autorov (za SSR – Snopko, L., Lexa, J., Konečný, V. & Vozár, J., 1980: Mapa magmatických formácií krajín KBGA, 1 : 1 000 000. *AV BLR, Soňa*.
- Holub, V., M., Vozár, J., Tásler, R., Vozárová, A. & Bajanič, Š., 1980: Geologická a paleogeografická mapa karbónu a permu ČSSR, 1:1 000 000. *Vyd. Ústř. Úst. geol., Praha*.
- Bajanič, Š., Ivanička, J., Mello, J., Pristaš, J., Reichwalder, P., Snopko, L., Vozár, J. & Vozárová, A., 1984: Geologická mapa Slovenského rudohoria – východná časť, 1:50 000. *GÚDŠ, Bratislava*.
- Vozár, J. red., Biely, A., Miko, O., Vaškovský, I. & Vozárová, A., 1987: Geologická mapa 1 : 25 000, list Nemecká. *GÚDŠ, Bratislava*.
- Bañacký, V., Elečko, M., Lexa, J., Kaličiak, M., Straka, P., Vass, D., Vozár, J. & Vozárová, A., 1987: Geologická mapa južnej časti Východoslovenskej nížiny a Zemplínskych vrchoch, 1 : 50 000. *GÚDŠ, Bratislava*.
- Kaličiak, M. red., Baňacký, V., Jacko, S., Janočko, J., Karolí, S., Molnár, J., Petro, L., Spišák, Z., Vozár, J. & Žec, B., 1991: Geologická mapa Slanských vrchoch a Košickej kotliny – severná časť, 1 : 50 000. *GÚDŠ, Bratislava*.
- Vass, D., Cverčko, J., Elečko, M., Kaličiak, M., Mořkovský, M. & Vozár, J., 1991: Odokrytá geologická mapa Východoslovenskej nížiny, 1 : 100 000. *GÚDŠ, Bratislava*.
- Vass, D. red., Bezák, V., Elečko, M., Konečný, V., Lexa, J., Pristaš, J. & Vozár, J., 1992: Geologická mapa Lučenskej kotliny a Cerovej vrchoviny, 1:50 000. *GÚDŠ, Bratislava*.
- Biely, A. red., Beňuška, P., Bezák, V., Bujnovský, A., Halouzka, R., Ivanička, J., Kohút, M., Klinec, A., Lukáčik, E., Maglay, J., Miko, O., Pulec, M., Putiš, M. & Vozár, J., 1992: Geologická mapa Nízkyh Tatier, 1 : 50 000. *GÚDŠ, Bratislava*.
- Rakús, M. red., Elečko, M., Gašparik, J., Gorek, J., Halouzka, R., Havrila, M., Horniš, J., Kohút, M., Kysela, J., Miko, O., Pristaš, J., Pulec, M., Rakús, M., Vozár, J., Vozárová, A. & Wunder, D., 1993: Geologická mapa Lučenskej Malej Fatry, 1 : 50 000 – časť: Mladšie paleozoikum. *GÚDŠ, Bratislava*.
- Biely, A. red., Bezák, V., Elečko, M., Kaličiak, M., Konečný, V., Lexa, J., Mello, J., Nemčok, J., Potfaj, M., Rakús, M., Vass, D., Vozár, J. & Vozárová, A., 1996: Geologická mapa Slovenskej republiky 1 : 500 000. *Vyd. Geol. služba SR, Bratislava*.
- Polák, M., Jacko, S. (Eds.), Vozár, J., Vozárová, A., Gross, P., Harčár, J., Sasvári, T., Zacharov, M., Baláz, B., Karolí, S., Nagy, A., Buček, S., Maglay, J., Spišák, Z., Žec, B., Filo, I. & Janočko, J., 1996: Geologická

- mapa Braniska a Čiernej hory. Region. geol. mapy Slovenska 1 : 50 000. Vyd. Geol. služba SR, Bratislava.
- Vozárová, A. & Vozár, J., 1996: Terrane map of the Alpine Himalayan Belt. Scale 1 : 2 500 000. Sheet 1 Southern and Southeastern Europe. Part: Western Carpathians. Project IGCP No 276, Leader: D. Papanikolaou, Univ. of Athens. *Anuales Géol. des Pays Helleniques le Series, T XXXVII-1996*.
- Kaličiak, M. red., Baňacký, V., Janočko, J., Karolí, S., Petro, L., Spišák, Z., Vozár, J. & Zec, B., 1996: Geologická mapa Slanských vrchov a Košickej kotliny – južná časť. Region. geol. mapy Slovenska 1 : 50 000. Geol. služba SR, Bratislava.
- Polák, M., Bujnovský, A., Kohút, M. (Eds.), Filo, I., Pristaš, J., Havrila, M., Vozár, J., Mello, J., Rakús, M., Buček, S. & Lexa, J., 1997: Geologická mapa Veľkej Fatry. Region. geol. mapy Slovenska 1 : 50 000. Geol. služba SR, Bratislava.
- Dublan, L. red., Bezák, V., Bujnovský, A., Halouzka, R., Hraško, L., Vozárová, A. & Vozár, J., 1997: Geologická mapa Poľany. Region. geol. mapy Slovenska 1 : 50 000. Geol. služba SR, Bratislava.
- Šimon, L. red., Elečko, M., Lexa, J., Pristaš, J., Halouzka, R., Konečný, V., Gross, P., Kohút, M., Mello, J., Polák, M., Havrila, M. & Vozár, J., 1997: Geologická mapa Vtáčnika a Hornonitrianskej kotliny. Region. geol. mapy Slovenska 1 : 50 000. Geol. služba SR, Bratislava.
- Ivanička, J. red., Polák, M., Hók, J., Határ, J., Greguš, J., Vozár, J., Nagy, A., Fordinál, K., Pristaš, J., Konečný, V. & Šimon, L., 1998: Geologická mapa Tribeča. Region. geol. mapy Slovenska 1 : 50 000. Geol. služba SR, Bratislava.
- Wessely, G., Kröll, A., Czászár, G. & Vozár, J., 1998: Pre-tertiary basement 1 : 200 000. Danube Region: Vienna – Bratislava – Budapest, A. matura (Edit.). Publ. by Geol. Inst. of Hungary (MÁFI), Budapest.
- Vozár, J., Bezák, V., Elečko, M., Gross, P., Konečný, V., Lexa, J., Mello, J., Polák, M., Poffaj, M., Rakús, M., Vass, D. & Vozárová, A., 1998: Geologická mapa Slovenskej republiky 1 : 1 000 000. J Vozár a Š. Káčer (Eds.). Geol. služba SR, Bratislava.
- Konečný, V. red., Lexa, J., Halouzka, R., Dublan, L., Šimon, L., Stolar, M., Nagy, A., Polák, M., Vozár, J., Havrila, M. & Pristaš, J., 1998: Geologická mapa Štiavnických vrchov a Pohronskeho Inovca (štiavnický stratovulkán). Region. geol. mapy Slovenska 1 : 50 000. Geol. služba SR, Bratislava.
- Gross, P. red., Buček, S., Filo, I., Maglay, J., Halouzka, R., Karolí, S., Nagy, A., Zec, B., Vozár, J., Janočko, J., Mello, J., Polák, M. & Vozárová, A., 1999: Geologická mapa Popradskej kotliny, Hornádskej kotliny, Levočských vrchov, Spišsko-šarišského medzihoria, Bachurne a Šarišskej vrchoviny, 1 : 50 000. Geol. služba SR, Bratislava.
- Prednášky – abstrakty*
- Vozár, J., 1977: Paleogeography of the Permian in the West Carpathians. *Abstr. proc. of the XIth Congr. of CBGA, Naukova dumka (Kiev)*, 20–21.
- Vozárová, A. & Vozár, J., 1979: Nižnobarokské a maluzinské súvrstvie – nové litostratigrafické jednotky v ml paleozoiku. *Mineralia Slov.*, 11, 5, 477–478.
- Vozár, J., 1977: Permian volcanic rocks of the West Carpathians. *Abstr. proc. of the XIth Congr. of CBGA, Naukova dumka (Kiev)*, 245–246.
- Vozárová, A. & Vozár, J., 1981: Palinspastic profile of the Late Paleozoic in the West Carpathians. *Abstr. proc. of the XII. Congr. of CBGA, 1981 Bucarest. Publ. by the Inst. of Geol. and Geophys., Bucharest*, 149–150.
- Muška, P. & Vozár, J., 1981: Some paleomagnetic data on the Late Paleozoic of the Hronic (West Carpathians). *Abstr. proc. of the XII. of Geol. and Geophys., Bucharest*, 456–457.
- Vozár, J., 1981: Príspevok k poznaniu magmatickej aktivity v mladšom paleozoiku Západných Karpát. Materiály 4. Slovenskej geol. konf. *Dom techniky, ČSVTS, zv. 2, Bratislava*, 150–153.
- Muška, P. & Vozár, J., 1984: Rozdielne smery remanentnej magnetickej polarizácie kryštalinika Západných Karpát. In: *Fyzikální vlastnosti hornin. ČSAV, Geofyz. ústav, Liblice*, 5.–9.3.1984.
- Vozárová, A. & Vozár, J., 1987: Das Jungpaläozoikum im Deckenbau der Westkarpaten und einige aktuelle Probleme der Paläogeographischen Rekonstruktion. *Abstr. Symposium on Rotliegendes in Central Europe. Erfurt*, 56–57.
- Vozárová, A. & Vozár, J., 1987: Alpine granitoids in southern part of Veporicum on its contact with Gemericum. *Abstr. konferencie: Štruktúrný vývoj KBGA. Ed.: M. Mahel, ČS VTS, Vyd. Dom techniky, Bratislava*, 45–46.
- Vozárová, A. & Vozár, J., 1987: Late Paleozoic paleotectonic evolution of West Carpathians (Czechoslovakia). *Proc. of XIth Intern. Congr. on Carboniferous stratigr. and geology (ICC), Beijing 1987, Abstracts*, 96–97.
- Vozárová, A. & Vozár, J., 1987: Mladšie paleozoikum v Zemplýnskych vrchoch a niektoré problémy tektonickej stavby podložia Východoslovenskej nížiny 1. *Celostát. konf. Uhlonosní formace Československa, Praha, Abstrakty*, 60–61.
- Jacko, S., Vozár, J. & Sasvári, T., 1987: Remarks to an emplacement mechanism of the subatatic nappes. *Abstrakty konferencie Štruktúrný vývoj KBGA ... Ed.: M. Mahel, ČS VTS, Vyd. Dom techniky, Bratislava*, 104–105.
- Vozár, J., 1987: Úlohy petrológie pri zostavovaní geologických máp regiónov SSR. *Sbor ref. II: celost. konf. petrologů a mineralogů, Blansko 13.–14.4.1987 Geofyzika, Brno*, 51–53.
- Határ, J. & Vozár, J., 1987: Minerály permských vulkanitov maluzinského súvrstvia štúrekeho príkrovu v Nížkych Tatrách. *Sbor ref. II. celost. konf. petrologů a mineralogů, Blansko 13.–14.4.1987 Geofyzika, Brno*, 156–162.
- Vozár, J., 1989: Riftogenetic magmatites in the Late Paleozoic of the West Carpathians. *Extended Abstracts, XIV Congress CBGA, Sofia*, 242–245.
- Muška, P. & Vozár, J., 1990: Review charakteristických paleomagnetických smerov na území Západných Karpát. *V celoslov. geol. konf., Abstrakty referátov, Slov. geol. Úrad*, 44–45.
- Varga, I., Grecula, P., Vozárová, A. & Vozár, J., 1990: Variské a predvariské udalosti v Západných Karpatoch. *V. Slov. geol. konf. Abstrakty referátov, Slov. geol. Úrad, Bratislava*, 18–19.
- Vozár, J., Lexa, J., Samuel, O. & Suk, M., 1990: Hlavné výsledky a smery regionálneho výskumu. *V slov. geol. konf. Abstrakty referátov, Slov. geol. Úrad, Bratislava*, 10–12.
- Vozár, J., 1990: Regionálny geologický výskum Slovenska – stav spracovania, hlavné výsledky a prínosy. Prínos 50-ročnej činnosti GÚDŠ k rozvoju slovenskej geológie. *GÚDŠ, Bratislava*, 115–111.
- Vozárová, A. & Vozár, J., 1990: Olistostromové telesá a prekrotná sedimentácia v horninových sekvenciách vrtu BRU-1 (brusnícka antiklinála). *Mineralia Slov.*, 22, 4, 381–382.
- Muška, P., Vozár, J., Husák, L. & Franko, J., 1991: Interpretácia fyzikálnych vlastností a karotážnych meraní horninových súborov dvoch tektonických jednotiek v profile vrtu BRU-1. *Fyzik. vlastnosti hornin a ich využitie v geológii IV Jednota čl. mat. a fyzikov Zbor prác z konf. Stará Lesná 1991*, 71–74.
- Vozárová, A. & Vozár, J., 1991: The Variscides of the West Carpathians: A collision type orogeny. *Intern. Congr. on the Permian System of the World, Perm 1991*, A-47.
- Vozárová, A. & Vozár, J., 1991: Variscides of West Carpathians - orogeny of collision type. *Proc. IGCP Project 276, 4th Annual Meeting, Univ. de Granada*, 7.
- Dvořáková, V., Tomek, Č. & Vozár, J., 1992: Late Cretaceous intra-Aistropalae collisional events as evidenced in the Veporic and Gemeric terranes in Slovakia. *ALCAPA, Terra Nova abstr. Suppl.*, 2, 4, 19.
- Vozárová, A. & Vozár, J., 1992: The tectonic relation between the Meliata zone and Turňa nappe. Southern Slovakia. *ALCAPA, Terra Nova abstr. Suppl.*, 2, 4, 69.
- Vozár, J., Tomek, Č. & Vozárová, A., 1993: Reinterpretácia predneogénneho podložia východoslovenskej panvy. *Mineralia Slov., Geovestník*, 6, 1–3.
- Vozár, J. & Tomek, Č., 1993: Predbežné výsledky hlbinného seizmického profilu G-1 v Spišsko-gemerskom rudohorí. *Mineralia Slov., Geovestník*, 1, 4.
- Vozár, J., Tomek, Č. & Vozárová, A., 1995: Deep Seismic Profile G Geological Interpretation (Western Carpathians, Slovakia). *Abstr., EURO-PROBE-Workshops-PANCARDI*, 21.–25. Oct. 1995, Stará Lesná, Slovakia, 8–12.
- Vozár, J. & Vozárová, A., 1995: Deep Seismic Profile G-1 Geological Interpretation (Inner Western Carpathians). *Poster 302, Abstr. XIII Intern. Congr. on Carboniferous-Permian (XIII, ICC-P), August 28.–September 2, 1995, Krakow. Publ. by Polish Geol. Inst. Warszawa*, 147–148.
- Jacko, S., Vozár, J. & Polák, M., 1995: Nové poznatky o geologickej stavbe Braniska a Čiernej hory. *Mineralia Slov.*, 27, 417–418.
- Vozár, J., 1996: Riftogenic Basalts in the Permian of the Hronicum Unit

- (Western Carpathian). In: *Magmatic Events in Rifted Basins, IGCP 369. Eötvös Loránd Univ., Budapest*, 3.
- Vozár, J., 1996: Map of Pre-Tertiary basement of the Danube region of the territory of the Slovak Republic. 6. *Symposium. Tektonik – Strukturgeologie – Kristallingeologie, Salzburg, Facultas Universitätsverlag*, 455.
- Vozár, J., 1996: Pre-Tertiary basement of Danube basin – slovak part. 6. *Symp. Tektonik – Strukturgeologie – Kristallingeologie, Salzburg, Facultas Universitätsverlag*, 457
- Jacko, S. & Vozár, J., 1996: Variscijski i alpski tektonometamorfní događaji u istočnom delu zapadnokarpatiskih internida (Slovačka). Terranes of Serbia. *Symp. The Formation of the Geologic Framework of Serbia and Adjacent Regions. Abstr., Beograd-Brezovica, Sept. 1996, Univ. of Belgrade*, 24.
- Vozár, J. in Vass, D. & Elečko, M. et al., 1996: The Pretertiary sequences of the Lučenec basin and the Cerová Hills – explanation notes to the geologic and tectonic maps. *Geol. Práce, Spr., 101, 19*.
- Vozár, J., Vozárová, A. & Tomek, Č. et al., 1996: Reinterpretation of the basement of the Eastern Slovakian basin and its correlation with the Carpathian units. *Geol. Práce, Spr., 101, 19*.
- Vozár, J., Tomek, Č. & Vozárová, A., et al., 1996: Seismic section G-1. *Geol. Práce, Spr., 101, 32*.
- Vozárová, A. & Vozár, J., 1996: Reconstruction and paleogeography of the Late Paleozoic basins of the Western Carpathians. *Geol. Práce, Spr., 101, 37*
- Broska, I., Uher, P. & Vozár, J., 1996: Characteristics of Permian Volcanics based on zircon typology. *Geol. Práce, Spr., 101, 38*.
- Vozár, J., 1996: Riftogenic basalts in the Permian of the Hronicum Unit (Western Carpathians). Workshop Magmatic events in rifted basins, IGCP Proj. No. 369, Budapest.
- Vozár, J., Tomek, Č. & Vozárová, A., 1998: Meliata, Hronic and fatric orogenies of the West Carpathians revealed by the reflection seismics in the East Slovakia. *Annales Geophysicae, Part I, Society Symposia, Solid Earth Geophysics & Geodesy, Supplement 1 to Volume 16, 1998, C 114*.
- Vozárová, A. & Vozár, J., 1998: The Variscan Terrane collage in the Western Carpathians Domain. *Abstr. Carpathian-Balkan Geological Association, XVI Congress, Geol. Surv. of Austria*, 627
- Szalaiová, V., Šantavý, J. & Vozár, J., 1998: Geological interpretation of gravity data and deep seismic profiles of the western part of Slovakia (Western Carpathians). *Abstr. Carpathian-Balkan Geological Association, XVI Congress, Geol. Surv. of Austria*, 591
- Vozár, J., 1998: Rift-related volcanics in the Permian of the Western Carpathians. *Abstr. Carpathian-Balkan Geological Association, XVI Congress, Geol. Surv. of Austria*, 624.
- Recenzie a iné odborné publikácie
- Vozár, J., 1978: International symposium on Central European Permian (Warszawa, 27.4.–29.4.1978). *Mineralia Slov., 10, 4*.
- Vozár, J., 1979: Recenzia knihy M. Mahela: Geotectonic position of magmatites in the Carpathians, Balkan and Dinarides. *Geol. Práce, Spr., 72*.
- Vozár, J., 1981: Recenzia knihy Geológia Liptovskej kotliny. *Mineralia Slov., 12, 5*.
- Vozár, J., 1981: Recenzia knižného diela: I. M. Varentsov, Grasselly (Ed.): Geology and Geochemistry of Manganese. *Geol. Práce, Spr., 75*.
- Vozár, J., 1982: Recenzia knihy D. Vassa, V. Konečného, J. Šefaru, M. Fila, J. Pristaša a L. Škvarku: Geologická stavba Ipělskej kotliny a Krupinskej planiny. *Geol. Práce, Spr., 77*
- Vozár, J., 1987: Recenzia knihy D. Hovorku et al., 1985: Ultramafic rocks of West Carpathians. *Geol. Zbor Geol. carpath.*
- Vozár, J. in Bobříková, K. & Csáderová, L. (Eds.) 1993: Nemecko-slovenský technický prekladový slovník (Deutsch-slowakisches technisches Wörterbuch). Prekladové heslá. geológia, petrografia. *Vyd. Alfa Bratislava, diely I. - 1-564, II. - 565-1035*.
- Vozár, J., 1994: Donovaly – návrh projektu na zaradenie do programu PHARE. *Technické noviny (Bratislava), 11/94, 1–3*.
- Polák, M., Vozár, J. & Malík, P., 1995: Geologická stavba Braniska a výstavba diaľničného tunela. *Zbor. Slov. tunel. komitétu, Medzinár. konf. Tunelmi k zlepšeniu životného prostredia, 23.–25.10.1995, Poprad, 10*.
- Ratkovský, K., Keleši, J., Vozár, J., Koniarová, J. & Seidl, K. R., 1995: Diaľničný obchvat Bratislavy s tunelovým riešením pri križovatke Patrónka. *Zbor. Slov. tunel. komitétu, Medzinár. konferencia, Tunelmi k zlepšeniu životného prostredia, 23.–25.10.1995, Poprad, 8*.
- Ratkovský, K. & Vozár, J., 1995: Cestný tunel Donovaly – riešenie problémov dopravy a ekológie krajiny na rozhraní Nízkyh Tatier a Veľkej Fatry. *Zbor. Slov. tunel. komitétu, Medzinárodná konferencia Tunelmi k zlepšeniu životného prostredia, 23.–25.10.1995, Poprad, 5*.
- Vozár, J. & Wagner, P., 1996: Geologické riziká výstavby diaľničných tunelov na Slovensku. In: *Tunely pre tretie tisícročie, Zbor. prisp. konfer., november 1996, Prievidza, 1–5*.
- Vozár, J. in Polák, M. & Filo, I. et al., 1996: Geologická stavba Braniska a jej vplyv na výstavbu diaľničného tunela. In: *Tunely pre tretie tisícročie, Zbor. prisp. konfer., november 1996, Prievidza, 6–13*.
- Vozár, J., 1997: Geologické mapy Slovenska – história, vývoj, súčasný stav. Kartograf spol. SR, Slo. národný archív. *Historické mapy, Zbor z vedec. konf., apríl 1997, Bratislava, 208–214*.

Jubilant doc. RNDr. Rudolf Holzer, CSc.



V apríli v plnom pracovnom nasadení oslávil významné životné jubileum popredný predstaviteľ slovenskej inžinierskej geológie, vedecký a pedagogický pracovník doc. RNDr. Rudolf Holzer, CSc.

Narodil sa 11. apríla 1939 v Brne, základnú a strednú školu absolvoval v Bratislave a tam roku 1956 aj zmaturoval. V rokoch 1956 až 1961 študoval na Prírodovedeckej fakulte UK (do roku 1958 na Fakulte geologicko-geografických vied UK) inžiniersku geológiu a hydrogeológiu.

Po skončení univerzitného štúdia sa profesionálna dráha jubilanta začala v Štátnom projektovom ústave Lignoprojekt v Bratislave, kde v rokoch 1961 až 1964 pracoval ako inžiniersky geológ zodpovedný za geologický

prieskum. Roku 1964 nastúpil na vedecké miesto vo vtedajšom oddelení inžinierskej geológie Geologického ústavu UK a o niekoľko rokov neskôr prešiel na Katedru inžinierskej geológie a hydrogeológie Prírodovedeckej fakulty UK v Bratislave. Od rozdelenia pracoviska doteraz pracuje na katedre inžinierskej geológie.

Vedecké a vedecko-pedagogické hodnoty získal R. Holzer na Prírodovedeckej fakulte UK. Roku 1971 obhájil rigoróznú prácu (RNDr.) a roku 1975 kandidátsku dizertačnú prácu *Inžinierskogeologický výskum skálnych svahov z hľadiska ich stability*. Po obhajobe habilitačnej práce *Horninové masívy, ich stabilita a modely* roku 1995 sa stal docentom pre inžiniersku geológiu. V rokoch 1983–1985 absolvoval postgraduálne štúdium v odbore teoretická a jazyková príprava (angličtina) československých expertov na Právnickej fakulte UK v Bratislave.

Mimoriadne bohatá je medzinárodná profesionálna činnosť jubilanta. V rokoch 1969–1970 si zvyšoval vedeckú kvalifikáciu na 11-mesačnom študijnom pobyte na Univerzite v Karlsruhe (Nemecko) u významného vedca profesora L. Müllera. Roku 1989 absolvoval mesačný pobyt na Univerzite v Mexico City a v rokoch 1996 a 1998 na univerzitách v Japonsku (Kjóto, Niigata a Tokio, resp. vo vedeckovýskumných ústavoch v Tsukube).

v rámci ktorých prednášal o geodynamických javoch a správaní horninových masívov Slovenska. Okrem toho na pozvanie predniesol výsledky vedeckého výskumu z typológie horninových masívov na Poľnohospodárskej univerzite vo Viedni (1990) a vo Švajčiarsku na Univerzite v Bazileji (1996), kde sa sústredil hlavne na stabilitné problémy zárezov v skalných masívoch.

V inžinierskogeologickej praxi na ŠPÚ Lignoprojekt sa zaoberal prieskumom súvisiacim najmä s výstavbou objektov orientovaných na oblasť dreárskeho priemyslu. Na katedre inžinierskej geológie sa od roku 1964 aktívne zapojil do plnenia celoštátnych úloh základného výskumu, ktoré katedra koordinovala v rámci celej republiky. Posledných pätnásť rokov (1976–1990) tohto výskumu bol tajomníkom koordinačnej rady inžinierskogeologického programu.

Vedeckovýskumne sa R. Holzer zamerával na analýzu vlastností a správania masívov hornín (najmä skalných), stabilitné riešenia skalných svahov, inžinierskogeologické mapovanie a využívanie metód diaľkového prieskumu Zeme, najmä metód pozemnej fotogrametrie v rade praktických stabilitných úloh. Mnohé z výsledkov majú povahu aplikovaného výskumu s priamym výstupom do praxe, najmä v súvislosti s posudzovaním vplyvov stavebnej činnosti človeka na životné prostredie. Vedeckým výsledkom práce jubilanta je aplikácia teoretických poznatkov v geologicko-stavebnej praxi, typologická klasifikácia (v spoluautorstve) horninových masívov, ktorá sa uplatnila nielen v priamych aplikáciách, ale je aj súčasťou štátnych technických noriem. Z teoreticko-praktického hľadiska sú dôležité poznatky o správaní skalných masívov pri umelých zásahoch človeka do horninového prostredia. Táto problematika sa jubilant systematicky venoval od príchodu na katedru inžinierskej geológie. Jedným z jeho vedeckých výstupov bola príručka *Inžinierskogeologické hodnotenie diskontinuít horninových masívov* (v spoluautorstve roku 1983), rigorózná práca *Geomechanické pokusy na reálnych schematických modeloch* (1971), ako aj publikácia *Engineering Typology of Rock Masses* (Matula a Holzer, 1978) v medzinárodnom zborníku. Výsledky týchto prác vyústili do klasifikácie masívov hornín slovenských Karpát, bežne používané v inžinierskogeologickej praxi. Táto problematika bola tiež obsahom kandidátskej dizertačnej práce jubilanta *Inžinierskogeologický výskum skalných svahov z hľadiska ich stability* (1975), v ktorej autor okrem inžinierskogeologických postupov hodnotenia skalných svahov využil aj moderné metódy pozemnej fotogrametrie, najmä interpretáciu prvkov a javov v masíve na obrazovom trojrozmernom modeli. Táto metóda sa dnes aplikuje v bežnej inžinierskogeologickej praxi ako výnimočne prospešná pri stabilitných úlohách vo vysokých skalných stenách. Jedným z prvých metodických výstupov a ukážok praktického použitia v tomto smere bola prezentácia moderných postupov na medzinárodnom fóre v Rakúsku prednáškou *Photogrammetrische Messungen bei der Bewertung eines Felsgesteinsverbandes*, ktorá bola neskôr publikovaná v medzinárodnom zborníku (Adler a Holzer, 1982).

Okrem tejto činnosti jubilant mimoriadne aktívne spolupracoval pri zostavovaní *Atlasu hornín Slovenska*. Súborným výsledkom bola knižná publikácia *Inženerno-geologičeskaja tipizacija i izučenie skalnych massivov* (v spoluautorstve, 1987). V publikácii je jubilant spoluautorom kompletného dokumentačného atlasu typických zástupcov horninových masívov Slovenska s ich výstižnými inžinierskogeologickými charakteristikami. Výsledky získal autor systematickým niekoľkoročným terénnym a laboratórnym výskumom.

Od začiatku svojho pôsobenia na Prírodovedeckej fakulte UK venoval jubilant značnú pozornosť aj inžinierskogeologickému mapovaniu a v ňom predovšetkým využívaniu leteckých snímok ako cenného podkladu na mapovanie. Popri publikácii *Synoptickéj inžinierskogeologickej mapy Slovenska* viacerých autorov sa roku 1965 zúčastnil na spracúvaní tlačou vydaného atlasu máp *Prehľadná inžinierskogeologická mapa Slovenska* (1984–1988) v mierke 1 : 200 000. Okrem toho zostavil tlačou vydané dva listy mapy v rámci úlohy *Mapa svahových porúch Blžskej a Pokoradzkej tabule* v mierke 1 : 10 000. Metodiku typologickej rajonizácie geologického prostredia rozpracovanú na katedre inžinierskej geológie (Hrašna, 1991) aplikoval s ostatnými odborníkmi praxe na mapy vhodnosti územia na ukladanie odpadu, ktoré vznikli a boli publikované pre celé územie Slovenska v mierke 1 : 50 000 v rokoch 1992 až 1994.

Vo vedeckej činnosti jubilant spolupracoval medzinárodný projekt v rámci programu TEMPUS č. 4363 *Application of Engineering and Natural Science Methods for Environmental Protection and Regional Planning* (1992–1995), ďalej riešil niekoľko výskumných úloh a dva domáce granty *Inžinierskogeologická typizácia a monitorovanie cestných zárezov ako pro-*

striedok prognózy ich stability (1992–1994) a *Geologické prostredie, jeho vhodnosť a ochrana pri budovaní komunikačných stavieb* (1995–1997). Významným prínosom pre pracovisko bola koordinácia a riešenie medzinárodného projektu Európskej únie EROSIPE č. ERB-CIPD-CT 93-0031 PECO *Vývoj porušovania a nestability svahov ako výsledok geologickej stavby územia* (1994–1996). Tento projekt (v spolupráci s Geologickým ústavom Dionýza Štúra) okrem vedeckovýskumného úspechu rozšíril obzor medzinárodnej spolupráce s akademickými pracoviskami v Nemecku, Taliansku, Švajčiarsku, Francúzsku, Slovinsku, Rumunsku a Albánsku, ktoré boli priamymi riešiteľmi čiastkových úloh projektu.

Doc. R. Holzer bol mimoriadne aktívny pri navrhovaní a riešení medzinárodných grantov v rámci akcie Rakúsko–Slovensko. V spolupráci s ústavom ťžitkovej geológie Poľnohospodárskej univerzity vo Viedni (prof. Müller) riešil projekt *Vlastnosti horninových stavebných blokov na Dóme sv. Martina v Bratislave a Stavebné kamene na chránených historických objektoch* (1997 a 1998). Na práci na projektoch sa pod vedením jubilanta zúčastnil aj diplomant a doktorand.

Z úloh riešených v rámci výskumu a pre prax publikoval jubilant 80 vedeckých a odborných prác, z toho 16 v zahraničí. Výsledky výskumnej práce prezentoval aj na viacerých domácich a zahraničných konferenciách.

Doc. RNDr. R. Holzer, CSc., je členom Slovenskej geologickej spoločnosti a od roku 1975 predsedom jej odbornej skupiny inžinierskej geológie. Aktívne pracuje aj v Slovenskej asociácii inžinierskych geológov ako člen výboru. Je členom Medzinárodnej asociácie inžinierskej geológie (tajomníkom slovenskej národnej skupiny) a členom komisie VEGA č. 3 pre vedy o Zemi a vesmíre. V rokoch 1992–1997 bol v dvoch volebných obdobiach prodekanom Prírodovedeckej fakulty UK, najprv pre vedu a výskum, v druhom období prvým prodekanom a prodekanom pre hospodársku činnosť.

V pedagogickej práci jubilant zužitkúva výsledky a bohaté poznatky z vedeckého výskumu a riešenia aplikačných úloh. Zameriava sa najmä na využitie diaľkového prieskumu Zeme v inžinierskej geológii, stavebné kamene a ich vlastnosti a na terénne hodnotenie horninových masívov a geodynamických javov. Zabezpečuje domáce a zahraničné terénne cvičenia študentov 3. až 5. ročníka. Je školiteľom doktorandov.

Pri významnom životnom jubileu želajú doc. RNDr. Rudolfovi Holzerovi, CSc., kolegovia z Katedry inžinierskej geológie Prírodovedeckej fakulty UK, ako aj celá obec inžinierskych geológov pevné zdravie, šťastie, spokojnosť v osobnom živote a ďalšie úspechy v práci.

Zoznam najdôležitejších publikovaných prác

Publikácie monografického charakteru

- Ondrášik, R., Holzer, R., Wagner, P. & Ingr, M., 1983: Inžinierskogeologické hodnotenie diskontinuít horninových masívov *Príručka IGHP Žilina*, 71.
- Matula, M., Šaumjan, L. V., Rumjanceva, N. A., Holzer, R. & Hyánková, A., 1987: Atlas masívov gorných porod. In: inženerno-geologičeskaja tipizacija i izučenie skalnych massivov. *MGU Moskva*, 120–265.
- Vedecké publikácie v domácich časopisoch a zborníkoch*
- Adler, E., Holzer, R. & Ondrášik, R., 1974: Photogrammetry Applied to Mountain Zoning and Typology in Detailed Engineering Geological Maps. *KBGA, Bratislava*, 117–121
- Holzer, R. & Hušek, J., 1976: Metodika inžinierskogeologického výskumu skalných svahov. *Acta geol. geogr. Univ. Comen.*, 29, 59–78.
- Matula, M. & Holzer, R., 1976: Návrh metodiky inžinierskogeologickej typizácie horninových masívov *Acta geol. geogr. Univ. Comen.*, 29, 29–55.
- Ondrášik, R., Holzer, R. & Hyánková, A., 1980: Sledovanie puklinovosti horninových masívov. *Intergeotechnika*, 1–17
- Adler, E. & Holzer, R., 1981: Fotogrametrické hodnotenie horninového masívu. *Zbor. konf. Inžinierskogeologické probl. hornin. a krajín. prostr. v inv. výst. Dom techniky, Košice*, 77–82.
- Holzer, R. & Hyánková, A., 1981: Inžinierskogeologické vlastnosti metamorfovaných hornín. *Zbor. Konf. Inžinierskogeologické probl. hornin. a krajín. prostr. v inv. výst. Dom techniky Košice*, 45–52.
- Novotný, M. & Holzer, R., 1984: Drsnosť a pevnosť povrchu diskontinuít. *Mineralia Slov.*, 16, 4, 359–370.

- Ondrášik, R., Holzer, R., Hyánková, A. & Wagner, P., 1984: Model horninového masívu pre riešenie odrezu cestnej komunikácie Veľká Stráž. *Acta polytechn. (Praha), Ř. staveb., 4/1, 103–108.*
- Zemanová, A. & Holzer, R., 1984: Stabilita vysokých skalných svahov projekovanej zátopovej oblasti nádrže PVE Hoskora. *Zbor Inžinierskogeologické symp., Bratislava, 128–141*
- Holzer, R., Hrušková, A., Kováčik, M., Modlitba, I. & Turan, J., 1985: Fyzikálno-mechanické vlastnosti výplní puklín. *Západ. Karpaty, Sér Hydrogeol. inž. Geol., 6, 127–156.*
- Holzer, R. & Vlčko, J., 1985: Inžinierskogeologické hodnotenie podmienok výstavby PVE na území Plešivskej planiny. *Zbor konf. Inžinierska geológia a hydrotechnická výstavba, Brno, 21–27*
- Holzer, R. & Novotný, M., 1986: Šmyková pevnosť na plochách diskontinuity. *Zbor ved. konf. Progressívne metódy inžinierskogeol. výsk., Bratislava, 107–115.*
- Holzer, R., 1986: Interpretácia leteckých snímok pri rajonizácii územia bratislavského urbanizačného regiónu. *Zbor ved. konf. Progressívne metódy inžinierskogeol. výsk., Bratislava, 255–264.*
- Hyánková, A. & Holzer, R., 1986: Inžinierskogeologická pasportizácia hornín Slovenska. *Zbor ved. konf. Progressívne metódy inžinierskogeol. výsk., Bratislava, 117–130.*
- Holzer, R., Ondrášik, R. & Gregor, V., 1988: Skúsenosti z budovania odrezu Veľká Stráž. *Zbor ved. konf., VŠDS, Žilina, 21–24.*
- Holzer, R. & Hyánková, A., 1988: Možnosti využitia výsledkov inžinierskogeologického výskumu hornín v stavebnej praxi. *Zbor symp. Kameň a kamenivo pre stavebné účely, Bratislava, 17–25.*
- Holzer, R., 1991: Stabilita horninového prostredia a úloha modelových riešení. *Zbor ved. konf. Inžinierska geológia – výskum a prax, Bratislava, 18–22.*
- Holzer, R. & Vlčko, J., 1991: Karst-Tectonic Analysis for Pumped Storage Plant Project on Plešivská planina Plateau. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., 47/11., 93–103.*
- Holzer, R., Wagner, P. & Liščák, P., 1991: Engineering Geological Factors Limiting the Hydrotechnical Use of the Upper Part of Hornád River. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., 45, 265–276.*
- Hrašna, M., Holzer, R. & Letko, V., 1993: Gravitational Deformations of the Pokoradzská tabuľa Plateau. *In: Landslides – 7th ICFL Conference Bratislava, Balkema Rotterdam, 237–242.*
- Krcho, J. & Holzer, R., 1993: Využitie DPZ, GIS a komplexného digitálneho modelu georeliéfu pri modelovaní krajiny Podunajskej nížiny. *Zbor ved. konf. Dunaj-tepna Európy, Bratislava, 28–39.*
- Holzer, R. & Jacko, S., 1994: Stabilita lomovej steny a obytného objektu Železníky-Košice. *Mineralia Slov., 26, 212–222.*
- Holzer, R. & Letko, V., 1994: Inžinierskogeologické hodnotenie príčiny porušenia prívádzača Bystrá-Piesok. *Zbor ved. konf. Výsledky, problémy a perspektívy inžinierskej geológie v SR, Bratislava, 73–77*
- Vlčko, J., Holzer, R. & Hyánková, A., 1996: Engineering Geology and the Preservation of Some Medieval Castles in Slovakia. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., 51, 17–22.*
- Liščák, P. & Holzer, R., 1997: Dynamics and Mode of Deterioration of Mesozoic Carbonate Rocks in the Head of the Jánska dolina Valley. *Proc. Conf. Protection and Medical Utilisation of Karst Environment, Banská Bystrica, Slovak Environmental Agency, 46–50.*
- Vedecké publikácie v zahraničných časopisoch a zborníkoch*
- Matula, M. & Holzer, R., 1978: Engineering Geological Typology of Rock Masses. *Felsmech. Koll., Karlsruhe, Trans Tech Publ., 107–121*
- Adler, E. & Holzer, R., 1982: Photogrammetrische Messungen bei der Bewertung eines Felsgesteinverbandes. *Rock Mech. Suppl., Springer Wien, 97–105.*
- Matula, M., Ondrášik, R., Wagner, P., Holzer, R. & Hyánková, A., 1985: Evaluation of Rock Mass Conditions for Pumped Storage Plants. *Bull. IAEG, 31, Paris, 89–94.*
- Holzer, R. & Vlčko, J., 1990: Special Zoning for Pumped Storage plant on Plešivská planina Plateau. *Proc. 6th Congr IAEG Amsterdam, Balkema Rotterdam, 135–140.*
- Halměšová, S., Holzer, R., Marušáková, D. & Pospíšil, L., 1990: Geodynamic Analysis of the Nízke Tatry Mts. in West Carpathians Based on Remote Sensing. *Geophysical and Geomorphological Data. Proc. 6th Congr. IAEG Amsterdam, Balkema Rotterdam, 835–842.*
- Holzer, R., 1991: Ingenieurgeologische Probleme bei der Beurteilung der Standsicherheit von Felsböschungen in der Slowakei. *Mitt. Inst. Bodenforsch. u. Baugew., 2, BOKU Wien, 38–50.*
- Letko, V., Hrašna, M. & Holzer, R., 1993: Waste Disposals Problems in Slovakia: Inventory, Land Suitability Maps and Soil Material as Geobarriers. *Symp. Entsorgung gefährl. Abfälle, Wien-Seibersdorf, 71–76.*
- Krcho, J. & Holzer, R., 1993: Applikation der Fernerkundung, GIS und ein komplexes digitales Geländemodell der Donauebene. *Zbor Symp. Wasser im pannonschen Raum, Sopron, 226–234.*
- Holzer, R. & Jacko, S., 1994: The Structural Model of the Rock Mass in Rock Slope Stability Assessment. *Proc. 7th Congr IAEG, Lisboa, Balkema Rotterdam, 3, 1691–1701*
- Wagner, P., Hyánková, A., Holzer, R. & Matejček, A., 1994: Lab Shear Tests in Rock Slope Stability Assessment. *Proc. 7th Congr IAEG, Lisboa, Balkema Rotterdam, 2, 951–956.*
- Pospíšil, L., Holzer, R., Pavlíková, S. & Nosko, V., 1995: Tectonics of Plešivská planina Plateau. *Explor., geophys., remote sensing and environment, II, 1, Geofyzika Brno, 24–33.*
- Holzer, R. & Vlčko, J., 1997: Návrh stabilizačných a protieróznych opatrení na bratislavskom hradnom vrchu. *Zbor Geotech. symp. SvF VUT Brno, 44–47*
- Holzer, R., Pazdírek, O. & Pospíšil, L., 1997: Tectonic Structure and its Reflection in Karst Hazardous Phenomena. *Proc. Symp. IAEG Athens Balkema Rotterdam, 1, 701–706.*
- Holzer, R., Vlčko, J. & Mikita, M., 1998: Rock Fall – A Phenomenon Endangering the Security of the Chemical Waste. *Proc. 8th Congr IAEG Vancouver, Balkema Rotterdam-Brookfield, 2., 1187–1193.*
- Liščák, P., Holzer, R. & Jánová, V., 1998: High Mountain Catchments – Deterioration, Solid Material Transport and Deposition in Carbonate Rock Massif in Low Tatra Mountains. *Proc. 8th Congr IAEG Vancouver, Balkema Rotterdam-Brookfield, 4, 2681–2686.*
- Publikované odborné práce a geologické mapy*
- Matula, M., Böhm V., Holzer, R., Mucha, I., Ondrášik, R. & Píkna, V., 1965: Synoptical engineering-geological map of Slovakia 1 : 500 000. Bratislava.
- Ondrášik, R., Hyánková, A. & Holzer, R., 1988: Inžinierskogeologická mapa Slovenska 1 : 200 000, list Liptovský Mikuláš, SGÚ-GÚDŠ-KIG PRIF UK.
- Ondrášik, R., Hyánková, A. & Holzer, R., 1989: Inžinierskogeologická mapa Slovenska 1 : 200 000, list Rimavská Sobota, SGÚ-GÚDŠ-KIG PRIF UK.
- Holzer, R., Letko, V. & Wagner, P., 1989: Inžinierskogeologická mapa Slovenska 1 : 200 000, list Košice, SGÚ-GÚDŠ-KIG PRIF UK.
- Holzer, R., Letko, V. & Wagner, P., 1989: Inžinierskogeologická mapa Slovenska 1 : 200 000, list Bardejov, SGÚ-GÚDŠ-KIG PRIF UK.
- Ondrášik, R., Hyánková, A. & Holzer, R., 1989: Inžinierskogeologická mapa Slovenska 1 : 200 000, list Lučenec, SGÚ-GÚDŠ-KIG PRIF UK.
- Holzer, R., 1990: Mapa svahových porúch Bižskej a Pokoradzskej tabule 1:10 000, list 37-33-02. SGÚ-IGHP-KIG PRIF UK.
- Holzer, R., 1990: Mapa svahových porúch Bižskej a Pokoradzskej tabule 1 : 10 000, list 37-31-27 SGÚ-IGHP-KIG PRIF UK.
- Holzer, R. & Letko, V., 1991: Mapa vhodnosti územia pre skládky odpadov 1 : 50 000, list Prievidza, MŽP a Geofond Bratislava.
- Letko, V. & Holzer, R., 1991: Mapa vhodnosti územia pre skládky odpadov 1 : 50 000, list Topoľčany, MŽP a Geofond Bratislava.
- Zatko, M. & Holzer, R., 1993: Faculty of Natural Sciences, Comenius University Bratislava. Q 111 Publishers, 64.
- Holzer, R. & Žúrková, L., 1994: Faculty of Natural Sciences, Comenius University Bratislava. Q 111 Publishers, 63.

Významné životné jubileum prof. RNDr. Stanislava Jacka, CSc.

Uprostred čínorodej vedeckovyskumnej a pedagogickej práce medzi kolegami a študentmi Katedry geológie a mineralógie Fakulty baníctva, ekológie, riadenia a geochemológie Technickej univerzity v Košiciach sa v plnom pracovnom elane dožil šesťdesiatich rokov prof. RNDr. Stanislav Jacko, CSc., jedna z osobností, ktorej každodenný program je naplno podriadený vedeckovyskumnej aktivite a odovzdávaniu odborných vedomostí a životných skúseností študentom i mladým vedeckým pracovníkom.

Prof. RNDr. Stanislav Jacko, CSc., sa narodil 10. decembra 1939 v Miklušovciach v Prešovskom okrese a tam prežil aj detstvo. Stredoškolské vzdelanie a lásku k prírode získal na Vyššej priemyselnej škole geologickej a banickej v Spišskej Novej Vsi, ktorú skončil roku 1957. Tento záujem ho priviedol aj na Prírodovedeckú fakultu Univerzity Komenského, kde študoval geológiu. Tam po rigorózných skúškach a obhajobe práce *Vývoj a problémy výskumu diafritov* získal roku 1963 doktorát prírodných vied (RNDr.).

Na cestu univerzitného učiteľa jubilant nastúpil roku 1963 ako asistent a neskôr bol odborným asistentom Katedry geológie a mineralógie Banickej fakulty VŠT v Košiciach. V rámci výskumu sa venoval prevažne litológii a štruktúrnemu vývoju veporika Čiernej hory, ktorého časť spracoval v kandidátskej dizertácii roku 1976. V rokoch 1975/1976 a 1978/1979 absolvoval jazykovú a všeobecno-teoretickú prípravu československých expertov na Právnickej fakulte UK v Bratislave. Roku 1982 ho vymenovali za docenta, roku 1992 obhájil habilitačnú prácu a roku 1993 sa stal univerzitným profesorom. V rokoch 1988–1996 bol expertom UNESCO na štruktúrnú geológiu a geologické mapovanie. Vynikajúce vedecko-pedagogické schopnosti jubilanta mali možnosť oceniť študenti aj v Ugande (Makarere University), kde pôsobil v rokoch 1976–1978.

Prof. S. Jacko nie je iba významným vedcom a pedagógom, ale aj organizátorom vedeckého výskumu. V rokoch 1989–1991 bol vedúcim Katedry geológie a mineralógie Banickej fakulty VŠT v Košiciach, v rokoch 1994–1996 prodekanom FBERG Technickej univerzity v Košiciach pre vedeckovyskumnú činnosť a zahraničné styky. Od roku 1997 je vedúcim oddelenia regionálnej a štruktúrnej geológie katedry, garantom doktorandského štúdia vedného odboru 21-21-9 banská geológia a geologický prieskum, ako aj bakalárskeho štúdia odboru cestovný ruch a krajinná geopropagácia.

Výsledky výskumu prof. Dr. Stanislava Jacka, CSc., sa premietli aj do uznania vedeckou komunitou. Bol tajomníkom košickej pobočky Slovenskej geologickej spoločnosti, aktívne sa zúčastňoval na riešení projektov IGCP č. 5, resp. 276 a komisie pre geologickú mapu Karpatko-balkánskej geologickej asociácie. V rokoch 1987–1989 bol členom koordinačnej rady regionálneho geologického výskumu SSR–III. etapa pri Geologickom ústave D. Štúra v Bratislave. Pracoval v geologickej a banickej sekcii komisie pre komplexný výskum rozvojových krajín rady Prezídia ČSAV pre medzinárodnú spoluprácu a bol členom Slovenskej geologickej rady. V rokoch 1991–1995 pôsobil v Česko-slovenskom a Slovenskom národnom geologickom komitáte a v grantových agentúrach pre vedu a techniku. Od roku 1995 je podpredsedom Asociácie geológov Slovenska a predsedom jej východoslovenského klubu.

Ako člen komisie pre obhajoby kandidátskych dizertačných prác vo vednom odbore 12-01-9 geológia pri Geologickom ústave SAV, Geologickom ústave D. Štúra a Prírodovedeckej fakulte UK, vo vednom odbore 12-04-9 ložisková geológia a úžitková geofyzika pri Banickej fakulte VŠT v Košiciach a Hornícko-geologickej fakulte Vysoké školy banskej v Ostrave a činnosťou v pracovnej skupine akreditačnej komisie vlády SR pre geológiu sa systematicky zúčastňoval na zvyšovaní úrovne postgraduálnej prípravy v oblasti geologických vied. Výchovou doktorandov v spoločnej odborovej komisii doktorandského štúdia vo vednom odbore 12-26-9 tektonika, 12-01-9 geológia a 12-21-9 banská geológia a geologický prieskum v tomto úsilí pokračuje.



Charakteristickou črtou prof. RNDr. Stanislava Jacka, CSc., je obsahovo aj metodicky komplexný zaber jeho vedeckovyskumnej činnosti. Celozitvne dielo jubilanta dokumentuje výsoku odbornú úroveň tvoriveho vedca i organizátora vedeckého výskumu a obetavú prácu vedomiteho univerzitného pedagoga geologických vied. Samostatne, s česko-slovenskými aj zahraničnými autormi publikoval vyše 70 pôvodných vedeckých prac, monografií, geologických máp podrobných mierok, recenzií a vysokoškolských učebných textov. Riešil niektoré základné problémy terciérnych vulkanitov stredného Slovenska, permských vulkanitov a staropaleozoických plutonitov veporika Čiernej hory. Podstatnú časť svojej vedeckej aktivity venoval prof. Dr. Stanislav Jacko, CSc., štruktúrnogeologickému a petrologickému výskumu tektonometamorfného vývoja predterciérnych jednotiek jeho rodného regiónu – veporika Čiernej hory a priľahlému gemeriku. Ako prvý v Západných Karpatoch s použitím štruktúrnogeologických a petrografických metód výskumu riešil vývoj stavby kryštalinika, obalových aj príkrovových jednotiek. Tento metodický prístup mu umožnil už v kandidátskej dizertácii roku 1976 vypracovať a doložiť koncepciu polyštádiálneho vývoja variskej a alpínskej stavby územia, ktorá sa úspešne aplikovala i v ďalších segmentoch interníd Západných Karpát.

Po definovaní litostratigrafických jednotiek kryštalinika Čiernej hory (1985), potvrdení prítomnosti karpatského keupuru v jej mezozoickom obale (1987) a analýze vzťahov hydrotermálnej mineralizácie k stavbe a geologickému prostrediu jednotiek územia (1982) riešil jubilant petrologiu granitoidov Čiernej hory (1987, s Dr. Petříkom), teplotno-tlakové parametre variskej metamorfózy kryštalinika regiónu, alpínskej metamorfózy vrchného karbónu (1989, 1990 s Dr. Korikovským a Dr. Boronichinom), resp. trosiek príkrovu gemerika (1992, s Dr. Korikovským, Dr. Boronichinom a Dr. Šuchom). Koherentný model magmatického a tektonometamorfného vývoja veporika Čiernej hory predložil vo Vysvetlivkách ku geologickej mape Braniska a Čiernej hory (1997), prvej regionálnej mape tohto územia vôbec, zostavenej v spolupráci s Geologickou službou Slovenskej republiky roku 1996.

Značnú pozornosť venoval prof. Dr. S. Jacko, CSc., problematike diafritrezy západokarpatského kryštalinika (1970, 1979, 1988). Roku 1990 s doc. Sasvárim analyzoval mechanizmus transportu paleoalpínskych príkrovov, poukázal na synergickú úlohu fluíd a teleskopického zaťaženia fundamentu superfičálnymi príkrovmi v iničiálnej fáze ich presunu a vyššiel objem obidvoch fáz v rámci Západných Karpát. V ostatnom čase (1995, 1997) sa so spolupracovníkmi venoval štúdiu predalpínskej stavby kryštalinika Západných Karpát. Doložil penetratívny vývoj predgranitoidných silne stlačených vrás smeru V-Z v metamorfitech tatrika a veporika a zhodu bridlíčanosti metamorfítov s klivážou osovej roviny týchto vrás, do ktorej intrudovali telesá granitoidov.

Jubilant sa úspešne venoval aj aplikovanej geológii. Roku 1981 pre Geologický ústav D. Štúra v Bratislave spracoval geologicko-tektonickú štúdiu PVL Malá Vieska. Štruktúrnometalogenetické štúdie Braniska a Čiernej hory spracoval roku 1984 pre n. p. Geologický prieskum Spišská Nová Ves a v tom istom roku spolu s doc. Zacharovom predložil Slovenskému geologickému úradu v Bratislave náležovú správu o barytovom zrudnení pri Kluknave. V rokoch 1989–1990 s doc. R. Holzerom riešil sanáciu objektov na sídlisku Železníky v Košiciach.

Po expertíznom pobyte v Ugande a študijnom pobyte v Indii napísal súborné referáty o geologickej stavbe a nerastných surovinách Ugandy a o stavbe Himalájí. Zúčastnil sa na zahraničných konferenciách v Poľsku, Rakúsku, Bulharsku, Maďarsku, Rumunsku a v Juhoslávii.

Za vedeckú a organizačnú činnosť prof. Dr. Stanislava Jacka, CSc., poctili viacerými vyznamenaniami, napr. Najlepší pracovník Geologickej služby, Zlatou a striebornou Medailou VŠT v Košiciach, Medailou D. Štúra, Plakétou Jána Sláviky a i.

Pri významnom životnom jubileu želajú prof. Stanislavovi Jackovi, CSc., kolegovia z Katedry geológie a mineralógie FBERG Technickej univerzity v Košiciach, ako aj celá slovenská geologická obec pevné zdravie, spokojnosť a šťastie v osobnom živote a ďalšie úspechy v tvorivej práci.

S. W. Faryad

Zoznam publikovaných prác

Monografické práce

Jacko, S., 1969: Tektonometria a tektonografické metódy drobnej tektoniky. *VŠT Košice*, 1–36.

Jacko, S., 1984: Geológia ČSSR I. *Bratislava, Alfa*, 1–158.

Kaličiak, M., Baňacký, V., Jacko, S., Janočko, J., Karoli, S., Molnár, J., Petro, L., Priečhodská, Z., Syčev, V., Škvarka, L., Vozár, J., Zlinská, A. & Žec, B., 1991: Vysvetlivky ku geologickej mape severnej časti Slanských vrchov a Košickej kotliny, 1 : 50 000. *GÚDŠ, Bratislava*, 1–231.

Kaličiak, M., Bodnár, J., Dubéciová, A., Jacko, S., Janočko, J., Karoli, S., Petro, L., Spišák, Z., Syčev, V., Zlinská, A. & Žec, B., 1996: Vysvetlivky ku geologickej mape Slanských vrchov a Košickej kotliny – južná časť, 1 : 50 000. *Vyd. D. Štúra, Bratislava*, 1–206.

Marko, F. & Jacko, S., 1999: Štruktúrna geológia I *Harlequin, Košice*, 1–180.

Polák, M., Jacko, S., Vozárová, A., Vozár, J., Gross, P., Harčár, J., Sasvári, T., Zacharov, M., Baláz, B., Liščák, P., Malík, P., Zakovič, M., Karoli, S. & Kaličiak, M., 1997: Vysvetlivky ku geologickej mape Braniska a Čiernej hory, 1 : 50 000. *Vyd. D. Štúra, Bratislava*, 1–201

Geologické mapy

Jacko, S., Polák, M., Vozár, J., Vozárová, A., Gross, P., Harčár, J., Sasvári, T., Zacharov, M., Baláz, B., Kaličiak, M., Karoli, S., Nagy, A., Buček, S., Maglay, J., Spišák, Z., Žec, B., Filo, I. & Janočko, J., 1996: Geologická mapa Braniska a Čiernej hory, 1 : 50 000. *Min. ŽP SR, GS SR, Fakulta BERG TU Košice, Bratislava*.

Kaličiak, M., Baňacký, V., Jacko, S., Janočko, J., Karoli, S., Molnár, J., Petro, L., Vozár, J. & Žec, B., 1991: Geologická mapa severnej časti Slanských vrchov a Košickej kotliny 1 : 50 000. *GÚDŠ, Bratislava*.

Karoli, S., Jacko, S., Vozárová, A., Oslanec, J., Vozár, J., Molnár, J., Janočko, J., Petro, L., Sasvári, T. & Baláz, B., 1988: Základná geologická mapa ČSSR, 1 : 25000, list 37-224 Drienov. *GÚDŠ, Bratislava*.

Vedecké práce v domácich periodikách a zborníkoch

Jacko, S., 1967: Poznámky k alpínskej tektonike a diaforéze bujanovských svorových rúl. *In: Zbor ref. ved. ban. konf., sekcia geol., Košice*, 219–228.

Jacko, S., 1968: Pyroklastiká pyroxenických andezitov východne od Hodrušských rybníkov. *Geol. Práce, Spr.*, 46, 84–96.

Jacko, S., 1971: Niektoré osobitosti tektonického vzťahu gemeríd s kryštalinikom Čiernej hory. *Geol. Práce, Spr.*, 57, 111–219.

Jacko, S., 1972a: Kvalitatívne vzťahy retrográdnych premien metamorfovaných hornín. *Zbor ref. ved. ban. konf., sekcia geol., Košice*, 46–66.

Jacko, S., 1972b: Vzťah zrudnenia a tektonických štruktúr v centrálnej a západnej časti Čiernej hory. *In: Zbor ref. ved. geol. konf. abs. geol. špec., Bratislava*, 35–47.

Jacko, S., 1975: Pásmo Čiernej hory – základné črty stavby. *Mineralia Slov.*, 7, 4, 53–60.

Jacko, S., 1978: Litologicko-štruktúrna charakteristika centrálnej časti pásma Čiernej hory. *Západ. Karpaty, Sér. Geol.*, 3, 59–80.

Jacko, S., 1979a: Geologický profil pásmom Čiernej hory. *In: M. Mahel (Ed.) Geologické profily Západných Karpát. GÚDŠ, Bratislava*, 185–193.

Jacko, S., 1979b: K problematike diaforitov v kryštaliniku Západných Kar-

pát. *In: M. Mahel (Ed.): Vážnejšie problémy geologického vývoja a stavby Československa. GÚDŠ, Bratislava*, 315–326.

Jacko, S., 1981a: Permský vulkanizmus pásma Čiernej hory. *In: Š. Bajanič & D. Hovorka (Eds.): Paleovulkanizmus Západných Karpát. GÚDŠ, Bratislava*, 105–114.

Jacko, S., 1981b: Typy a sukcesia štruktúr v kryštaliniku Západných Karpát. *In: Zbor ref. IV. slov. geol. konferencie, zv. 2. Bratislava*, 105–114.

Jacko, S., 1982a: Stavba Himalájí. *Mineralia Slov.*, 14, 6, 553–572.

Jacko, S., 1982b: Prehľad tektonometamorfného vývoja a hydrotermálnej mineralizácie centrálnej časti pásma Čiernej hory. *In: Zbor ref. z ved. tech. konf., Košice*, 143–154.

Jacko, S., 1983: Vplyv geologického prostredia na vývoj zrudnenia v pásme Čiernej hory. *In: J. Gubač (Ed.), Vplyv geologického prostredia na zrudnenie. GÚDŠ, Bratislava*, 125–133.

Jacko, S., 1985a: Litostratigrafické jednotky kryštalinika Čiernej hory. *Geol. Práce, Spr.*, 82, 127–133.

Jacko, S., 1985b: Štruktúrne a genetické problémy hydrotermálnej mineralizácie v Čiernej hore a Branisku. *In: Zbor ref. z celoštát. seminára Akcesorické minerály a ich význam. VŠT Košice*, 176–193.

Jacko, S., 1987: Nové oblasti vrchnotriasových súvrství v mezozoiku Čiernej hory. *Geol. Práce, Spr.*, 87, 19–25.

Jacko, S., 1988: Postavenie Braniska a Čiernej hory v kontexte centrálnych Západných Karpát. *In: Zbor ved. prác VŠT v Košiciach*, 175–185.

Jacko, S., 1992a: Some problems of the Pre-Alpine structure of the West Carpathians. *Conf. Symp. Sem., Spec. Vol. of the Paleozoic geodynamic domains of the W. Carpathians. E. Alps and Dinarides. IGCP Project No. 276 (J. Vozár, Ed.). D. Štúr Geol. Inst., Bratislava*, 67–77.

Jacko, S., 1992b: Typ a sukcesívne vzťahy variskej stavby a metamorfizmu veporika Čiernej hory. *In: Zbor. geol. sekcie 8. BVTK, Košice*, 179–183.

Jacko, S., 1995: Niektoré problémy neskorovariského a alpínskeho skrátania kôry pri východnom okraji Interníd Západných Karpát. *Konf., Symp., Sem., GÚDŠ, Bratislava*, 91–95.

Jacko, S., 1996: Významné geologické lokality veporika Čiernej hory. *Acta Mont. Slov., Košice*, 1, 3, 209–213.

Jacko, S., 1997a: Polyštádiálny vývoj SZ–JV zlomov pri východnom okraji interníd Západných Karpát. *In: Zbor. ref. 9. medzinár. banickej konf., sekcia I, Košice*, 15–18.

Jacko, S., 1997b: Niektoré uzávery z geologickej mapy Braniska a Čiernej hory, 1 : 50 000. *In: Zbor ref. 9. medzinár. banickej konf., sekcia I, Košice*, 11–14.

Jacko, S., 1998a: Tectonometamorphic evolution of the Branisko and Čierna hora Mts. *Slov. Geol. Mag.*, 4, 2, 137–142.

Jacko, S., 1998b: Tektonometamorfný vývoj Braniska a Čiernej hory. *Mineralia Slov.*, 30, 1, 31–38.

Jacko, S., 1999: Some consequences of the Branisko and Čierna hora structure to evolution of adjoining units of the Western Carpathians. *Acta Mont. Slov., Košice*, 4, 2, 204–205.

Jacko, S. & Baláz, B., 1993: Nové poznatky o metalogenéze Čiernej hory. *Mineralia Slov.*, 25, 5, 323–326.

Jacko, S. & Fulín, M., 1984: Výsledky metalogenetického prognózovania v pásme Čiernej hory. *In: Zbor ref. Tretie banicko-geologické dni Zlatá Idka*, 318–329.

Jacko, S., Hók, J. & Madarás, J., 1997: Pre- and syn-granitoid deformations of the Western Carpathian metamorphic complexes. *In: P. Grecula, D. Hovorka & M. Puiš (Eds.), Geological evolution of the Western Carpathians. Mineralia Slov. – Monogr., Bratislava*, 359–370.

Jacko, S., Korikovskij, S. P. & Boronichin, V. A., 1990: Rovnovážne asociácie rúl a amfibolitov komplexu Bujanovej/Čierna hora 3. *Mineralia Slov.*, 22, 231–239.

Jacko, S. & Plašienka, D., 1990: Úlohy a ciele štruktúrneho výskumu v Západných Karpatoch. *Abstr. ref. V. slov. geol. konf., Bratislava*, 21–22.

Jacko, S. & Petrik, I., 1987: Petrology of the Čierna hora Mts. granitoid rocks. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 38, 5, 515–544.

Jacko, S. & Rajlich, P., 1973: The Alpine and pre-alpine folds of the Čierna hora crystalline complex. *Sbor. geol. Věd. Ř. G. Praha*, 149–158.

Jacko, S. & Sasvári, T., 1990: Some remarks to an emplacement mechanism of the West Carpathian Paleo-Alpine nappes. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 41, 3, 179–197.

Jacko, S., Sasvári, T. & Baláz, B., 1987: Sukcesívne vzťahy disjunktívnych

- štruktúr medzi M. Lodinou a Kysakom. In: *Zbor ref. 7 BVTK. sekcia geol., Košice*, 57–63.
- Jacko, S., Sasvári, T., Zacharov, M., Schmidt, R. & Vozár, J., 1986: Contrasting styles of Alpine deformations at the Eastern part of the Veporicum and Gemicum units, Western Carpathians. *Slov. Geol. Mag.*, 2, 96, 151–164.
- Jacko, S., Zacharov, M., Radzo, V. & Fulín, M., 1984: Nález barytového zrudnenia v Čiernej hore. *Mineralia Slov.*, 16, 3, 277–282.
- Jacko, S. & Zelman, J., 1978: Geológia a nerastné suroviny Ugandy. *Mineralia Slov.*, 10, 2, 167–186.
- Jacko, S., Vozár, J. & Polák, M., 1995: Nové poznatky o geologickej stavbe Braniska a Čiernej hory. *Mineralia Slov.*, 27, 6, 417–418.
- Bezák, V., Jacko, S., Janák, M., Ledru, P., Petrik, J. & Vozárová, A., 1997: Main Hercynian tectonic units of the Western Carpathians. In: *P. Grecula, D. Hovorka & M. Putiš (Eds.): Geological evolution of the Western Carpathians. Mineralia Slov. – Monogr., Bratislava*, 261–268.
- Holzer, R. & Jacko, S., 1994: Stabilita lomovej steny a obytného objektu Železníky – Košice. *Mineralia Slov.*, 3, 26, 212–22.
- Korikovskij, S. P., Jacko, S. & Boronichin, V. A., 1989: Alpine anchimetamorphism of Upper Carboniferous sandstones from the sedimentary mantle of the Čierna Hora Mts. Crystalline complex (Western Carpathians). *Geol. Zbor Geol. carpath.*, 40, 5, 579–598.
- Korikovskij, S. P., Jacko, S. & Boronichin, V. A., 1990: Faciálne podmienky variskej prográdnej metamorfózy v lodinskom komplexe kryštalinika Čiernej hory. *Mineralia Slov.*, 22, 3, 225–230.
- Korikovskij, S. P., Jacko, S., Boronichin, A. A. & Šucha, V., 1992: Illiteparagonite layer intergrowths from the Gemicum nappe in the SE part of the Čierna hora Mts. Veporicum (Western Carpathians). *Geol. J., Geol. carpath.*, 43, 1, 49–55.
- Korikovskij, S. P., Putiš, M., Plašienka, D., Jacko, S. & Ďurovič, V., 1997: Cretaceous very-low-grade metamorphism of the Infratatic and Supratatic domains: an indicator of thin – skinned tectonics in the Central Western Carpathians. In: *P. Grecula, D. Hovorka & M. Putiš (Eds.): Geological evolution of the Western Carpathians. Mineralia Slov. – Monogr., Bratislava*, 89–106.
- Rozložník, L., Samuel, O. & Jacko, S., 1973: Prejavy eocénneho vulkanizmu pri Banskej Štiavnici. *Geol. Práce, Spr.*, 61, 143–153.
- Rozložník, L., Zorkovský, V., Zábranský, F., Slavkovský, J., Srnka, R. & Jacko, S., 1967: Vývoj geologickej stavby štiavnického ostrova. In: *Zbor ref. ved. ban. konferencie, sekcia geol., Košice*, 153–177
- Vedecké práce v zahraničných periodikách a zborníkoch*
- Jacko, S., 1983: Some problems in solving the pre-Alpine structure in the Tatro-Veporicid crystalline complexes. *IGCP Project No. 5, Newsletter 5, Padova*, 51–53.
- Jacko, S. & Faryad, W. S., 1998: An overview of tectonometamorphic evolution of the Branisko and Čierna hora Mts. (Western Carpathians). *Abstr. of XVI. CBGA Congress, Vienna, Austria*, p. 241
- Jacko, S. & Sasvári, T., 1989: Margecany upthrust zone - its structural and genetical relationships. *Ext. Abstr. of the IV CBGA Congress, Sofia*, 521–524.
- Jacko, S. & Vozár, J., 1996: Variscan and Alpine tectonometamorphic events in the eastern part of the Western Carpathian Internides (Slovakia). In: *V. Knežević, Dordevič & B. Krstič (Eds.). Terranes of Serbia. Belgrade*, 59–64.
- Jacko, S. & Zacharov, M., 1992: Main structural features of the eastern part of the Veporicum unit – Čierna hora Mts. (West Carpathians). *ALCAPA Conf. Terra Nova. abstr. Suppl.*, 4, 34–35.
- Holzer, R. & Jacko, S., 1994: The structural model of the rock masses in rock slope stability assessment. *Proceed. of 7th Int. IAEG Congr., Lisboa, Portugal, Balkema, Rotterdam*, 1691–1701
- Hrouda, F., Jacko, S. & Hanák, J., 1988: Parallel magnetic fabric in metamorphic, granitoid and sedimentary rocks of the Branisko and Čierna hora Mts. (E. Slovakia) and their tectonometamorphic control. *Phys. Earth and Planet. Interiors*, 51, Elsevier, Amsterdam, 271–289.
- Korikovskij, S. P., Boronichin, V. A., Ďurovič, V., Putiš, M., Jacko, S. & Šucha, V., 1991: Anchimetamorphic transformations and detrital micas in Upper Paleozoic metasediments, Western Carpathians. Criteria of distinction between metamorphism and real metamorphism. *29th. Int. Geol. Congress Kyoto Japan. Abstr. Vol. 1/3, 1-3-21, 0-10, 78, p. 1463.*
- Korikovskij, S. P., Putiš, M., Plašienka, D. & Jacko, S., 1998: Cretaceous collisional low- to very low-grade metamorphism of the Tatro-Veporic cover complexes (W. Carpathians): Phase relations and T-P conditions. *Abstr. of XVI. CBGA Congress, Vienna, Austria*, p. 285.
- Odborné a bibliografické práce*
- Jacko, S., 1981. Čs. experti na vysokých školách v rozvojových krajinách. Sbor. VII sympózia: Metodika geologickej činnosti v zahraničí. *Ústř. Úst. Geol. (Praha)*, 117–121
- Jacko, S., 1983: Thrust and nappe tectonics. (K. R. Mc Clay a N. J. Price, 1981, Blackwell, Oxford, 1–323). *Mineralia Slov.*, 15, 6, 572.
- Jacko, S., 1983: Introduction to geological maps and structures. (J. L. Roberts 1982, Pergamon press, Oxford, 1–323). *Mineralia Slov.*, 15, 6, 572.
- Jacko, S., 1990: K šesťdesiatinám Prof. Ing. Ladislava Rozložníka. *DrSc. Geol. Práce, Spr.*, 91, 13–14.
- Jacko, S., 1999: Tektonochronológia a paleotektonický model jursko-kriedového vývoja centrálnych Západných Karpát (D. Plašienka, 1999, Veda Bratislava, 1–125). *Mineralia Slov.*, 1–4 (v tlači).
- Autorské osvedčenia*
- Jacko, S. & Zacharov, M., 1984: Hydrotermálna barytová mineralizácia v západnej časti Čiernej hory – Kluknava. Nálezová správa. *Slov. Geol. Úrad, Bratislava*, 1–43, 2 mapové prílohy (Zverejnené roku 1984).

Nikolaj Ivanovič Andrusov

(19.12.1861–24.4.1924)

Uplynulo už sedemdesiatpäť rokov od chvíle, keď v Prahe zomrel významný vedec, predstaviteľ ruskej klasickej geológie, člen Akadémie vied Ruska a univerzitný profesor Nikolaj Ivanovič Andrusov. V ňom nie iba ruská, ale aj celá európska geológia stratila všestranného geológa, paleontológa i oceánológa.

N. I. Andrusov sa venoval najmä geologickým otázkam pontsko-kaspickej panvy, štúdiu vývoja organizmov v závislosti od podmienok prostredia a ďalších faktorov. Podrobná stratigrafická schéma, ktorú zostavil – Andrusovská – sa pri vyhľadávaní ložísk ropy v Krymsko-kaukazskej oblasti v Zakaspiaku aj inde využíva do dnešných dní. Touto schémou podložil základy paleogeografického smeru v stratigrafii v Rusku. Geológovia v Kazachstane, Turkménsku a Azerbajdžane pokladajú N. I. Andrusova za prvoobjaviteľa nevyčísľiteľného bohatstva hlbín zeme – ropy u nich.

Jeho práce v juhoruskom neogéne sa stali východiskom ďalšieho stratigrafického a paleontologického bádania aj mimo Ruska a Ukrajiny, napr. v Rumunsku. Ako vynikajúci paleontológ určil a opísal mnoho nových druhov fosílií neogénu. N. I. Andrusov s mimoriadnym nadšením riešil oceánologické otázky a organizoval oceánologické expedície po Čiernom mori. Jedným zo zistení expedície roku 1890 bolo sírovodíkové zameranie väčšej hĺbky Čierneho mora. Počas pôsobenia na Univerzite v Kyjeve založil geologickú školu – Andrusovskú – a mnohí študenti po skončení univerzity s ním pracovali a zúčastňovali sa na geologických expedíciách v Zakaspiaku. Nikolaj Ivanovič Andrusov roku 1920 pre zlý zdravotný stav opustil aj s rodinou Rusko, no veľmi bolestne prežíval, čo sa v Rusku dialo, a bol v ustavičnom písomnom kontakte s mnohými svojimi spolupracovníkmi. Jeho náhle úmrtie prekvapilo a hlboko zarmútilo všetkých, nie iba rodinu a príbuzných. Pozostalí dostali množstvo oficiálnych aj neoficiálnych sústrastných listov – od Akadémie vied Ruska, Geologického komitétu Ruska, Geologického ústavu Univerzity v Tartu – aj od Dr. Trtoilihu z Mníchova, od profesora Woitestiho z Kluža v Rumunsku, profesora Laskareva z Belehradu, pracovníkov Biologickej stanice vo Villefrance vo Francúzsku, ktorá patrila Kyjevskej univerzite.

Významný ruský petrograf F. J. Levinson-Lessing v liste spomína ich dlhoročné spoločné pôsobenie aj spoluprácu s N. I. Andrusovom. Okrem iného napísal „... Iba nedávno som hovoril aj tu (t. j. v Petrohrade), aj v Moskve s niektorými kolegami o želaní Nikolaja Ivanoviča vrátiť sa do Ruska a veľmi som sa tomu potešil...“

Osobitne chcem citovať z listu M. V. Baharunasa, odchovanca a spolupracovníka Nikolaja Ivanoviča, adresovaného Dimitrijovi Andrusovovi.

„Drahý Dima!

... Nemôžem nájsť slová, aby som vyjadril hĺbku zármutku, ktorý ma ovládol po tom, čo som dostal Váš telegram. Akosi sa mi

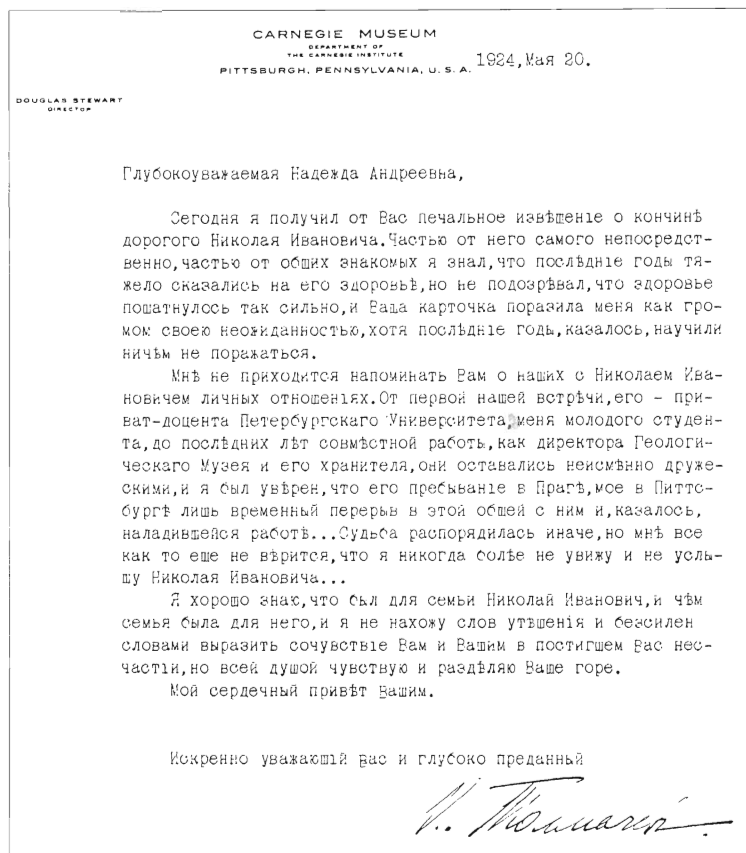
nechce veriť, že Nikolaja Ivanoviča už niet. Len myšlienka na možnosť jeho návratu do Múzea nás nútila zabúdať na útrapy a ťažkosti súčasného života. Nútila nielen mňa, žiaka a spolupracovníka Nikolaja Ivanoviča, ale tiež nových ľudí, ktorí ho poznali z rozprávania, vypät všetky sily na prospech Múzea. Nehľadiac na hlboký pesimizmus, ktorý bolo cítiť v listoch Nikolaja Ivanoviča, som bol presvedčený, že ešte nejdenné rok budem s ním pracovať ... A teraz sa mi nechce veriť, že ho niet medzi živými a že sa k nám nikdy nevráti ...“
„List končí: „Vedzte, že nikto tu na Nikolaja Ivanoviča nezabudol, všetci si ho hlboko vážia a jeho meno je späté aj s dejinami Múzea ...“

Ďalší žiak a spolupracovník Nikolaja Ivanoviča S. Gatujev píše: „... Je to strašné, nečakane, nepochopiteľné, čo sa stalo. Je to pre mňa už tretie úmrtie mne blízkeho človeka – otec, sestra a teraz Nikolaj Ivanovič, ktorý bol pre mňa ani nie tak učiteľom geológie ako človekom, na ktorého som preniesol, po otcovej smrti, väčšiu časť synovských citov ... Dozvedieť

sa o úmrtí, keď čakáš jeho príchod, zmeriť sa s tým, že ho nikdy neuvidíš? „Aj ďalší jeho žiaci, spolupracovníci, kolegovia, ruskí vedci a univerzitní profesori žijúci mimo Ruska vyjadrili nad touto stratou hlboký žiaľ.“

„... súčasne je to nenahraditeľná strata pre Rusko aj pre svetovú vedu. Nikolaj Ivanovič Andrusov sa nahradíť nedá. Nesmiernosť tejto straty cítime skôr v tom, že ten, kto ho osobne poznal, si ho cenil nielen ako veľkého vedca, ale ako dobrého, láskavého a mimoriadne staročného človeka ...“ (V. Agaťonov).

Dr. Galina Andrusovová-Vičeková, CSc.



Významné životné jubileá členov Slovenskej geologickej spoločnosti v roku 2000

Päťdesiatroční jubilanti

RNDr. Bartko Ján
RNDr. Bartková Eleonóra
RNDr. Bjelik Miroslav, CSc.
RNDr. Ďurža Ondrej, CSc.
RNDr. Hašková Anna
RNDr. Hroncová Zuzana, CSc.
RNDr. Lipovská Monika, CSc.
Mgr. Olosová Anna
P.g. Rovňáková Mária
Ing. Rybár Pavol
RNDr. Šucha Peter
RNDr. Tirpák Ján

Šesťdesiatroční jubilanti

P.g. Čajka Otto
RNDr. Činčurová Emília, CSc.
Ing. Matuška Milan
Ing. Medved Juraj
Ing. Okruhlica Milan
P.g. Rapoš Miloš
RNDr. Tózsér Juraj, CSc.
P.g. Takáčová Jarmila
RNDr. Tkáčová Helena
Ing. Tréger Milan, CSc.
Ing. Vídenský Jindřich
Ing. Zlocha Jozef, CSc.

Šesťdesiatpäťroční jubilanti

RNDr. Beješová Oľga, CSc.
Doc. RNDr. Čabalová Darina, CSc.
RNDr. Ďuriančík Milan
RNDr. Ďurkovič Tibor, CSc.
RNDr. Gross Pavol, CSc.
RNDr. Jetel Ján, CSc.
Ing. Konečný Stanislav, CSc.
RNDr. Konečný Vlastimil, CSc.

Ing. Kortman Rudolf
Prof. RNDr. Kraus Ivan, DrSc.
RNDr. Matula Ivan
RNDr. Nahálka Anton
RNDr. Ondrejčková Anna, CSc.
RNDr. Ondrejkovič Karol
RNDr. Papšová Jarmila, CSc.
RNDr. Pevný Jozef, CSc.
Doc. Ing. Rudinec Rudolf, DrSc.
RNDr. Trtílek Osvald
Ing. Tulis Ján
RNDr. Vedejová Marta

Sedemdesiatroční jubilanti

RNDr. Antaš Juraj
RNDr. Baňacký Vladimír, CSc.
RNDr. Biely Anton, CSc.
Ing. Fides Jozef
Ing. Furel Tomáš
Ing. Gavora Svetozár
RNDr. Kubíny Dušan, CSc.
Prof. Matherný Mikuláš, DrSc.
Doc. Dr. Scháleková Anna, CSc.
Doc. Ing. Smolko Mikuláš, CSc.
Ing. Štohl Jaroslav, CSc.
RNDr. Tkáčik Pavel
Ing. Žabka Jozef

Sedemdesiatpäťroční jubilanti

RNDr. Gašparik Ján, CSc.
Prof. RNDr. Krist Ernest, CSc.
Ing. Kuráň Ján, CSc.
RNDr. Ončáková Nella

Osemdesiatroční jubilanti

RNDr. Brestenská Edita
RNDr. Kochanová Mária, CSc.

V mene celej geologickej verejnosti všetkým jubilantom srdečne blahoželáme a do ďalších rokov želáme veľa tvorivých síl a dobré zdravie.

*doc. RNDr. Peter Reichwalder, CSc.
predseda SGS*

O publikovaní v čase internetu

V ostatnom decéniu sme si aj v našej zemepisnej šírke uvedomili, že jednou zo základných podmienok úspechu v tvorivej činnosti akéhokoľvek druhu je mať informácie či, ako sa niekedy hovorí, „byť v obraze diania“. Nejednoznačne zodpovedanou otázkou však stále zostáva, ako sa dostať k potrebným informáciám, ako ich získať a nestratiť pritom priveľa času potrebného na niečo iné. Má vôbec význam zverejňovať nové zistenia klasicky v časopisoch a zborníkoch, strácať čas hľadaním peňazí napr. na vydanie pripraveného rukopisu knihy?

Zverejňovanie nových myšlienok i subjektívnych pocitov jednotlivca alebo skupiny ľudí klasicky – t. j. na papieri vytlačenou formou – sa v druhej polovici 20. stor. výrazne diferencovalo. Pri hľadaní odpovede na otázku, aké sú základné kategórie publikovaných textov, sa pokúsim zhrnúť problematiku vo sfére vedy, resp. v jej blízkych oblastiach.

Pred charakteristikou rozličných kategórií publikácií si treba uvedomiť, že ich takpovediac „klasifikácia“, akú uvádzam ďalej, v podstate kopíruje triedenie zaužívané vo svetovej vedeckej komunite a akceptujú aj medzinárodné agentúry pre vedu.

Základnou formou zverejňovania nového vedeckého poznatku (poznatku, ktorý vyplynul z vedeckého bádania) je jeho publikovanie v *karentovanom časopise*. Karentovaný je časopis zaradený medzi časopisy, ktorých obsah sa pravidelne (týždenne) zverejňuje v periodiku *Current contents*.

Po viacročnom sústreďenom úsilí sa tam podarilo dostať aj jediný stredoeurópsky geologický časopis, a to *Geologica Carpathica*. Význam časopisov zaradených do bázy dát *Current contents* je výrazne nerovnaký, čo sa vyjadruje „impaktovým faktorom“ časopisu. Najvýznamnejšie svetové geologické časopisy majú impaktový faktor medzi 2,0 a 3,0, *Geologica Carpathica* 0,271, čo nie je najvyššie, no ani zanedbateľné číslo, ak sa vezme do úvahy, že sa dosiahlo po prvých dvoch hodnotených ročníkoch. Je všeobecným úsilím a povinnosťou redakčnej rady a hlavného redaktora, aby urobili všetko, aby impaktový faktor tohto časopisu rástol. Dôležitá je v prvom rade kvalita publikovaných prác, ale aj súbor technických kritérií (pravidelnosť vydávania, technická úroveň, pestrosť, aktuálnosť prác a i.).

V niektorých dotazníkoch sa karentované časopisy členia na zahraničné a domáce, čo je principiálne nesprávne a časom sa stane bezvýznamným, lebo každý karentovaný časopis je otvorený (teda medzinárodný) a práce sa v ňom uverejňujú len vo svetových jazykoch. Aktuálnosť a vedecká úroveň prác sú pri stanovovaní impaktového faktora časopisu rozhodujúce. Impaktový faktor je premenlivá hodnota a mení sa po každom ročnom hodnotení časopisu.

Z hľadiska uvedeného je želateľné, a/ aby si časopis *Geologica Carpathica* udržal štatút karentovaného časopisu, b/ aby jeho impaktový faktor stúpал, c/ aby sa všetko najlepšie z geológie o Západných Karpatoch publikovalo práve v tomto periodiku.

Uvedomujem si, že zodpovední redaktori ďalších vedeckých periodík so mnou nebudú súhlasiť, veď aj oni chcú publikovať vynikajúce práce v časopise, ktorý vedú, ale záujem celku, t. j. udržanie jediného slovenského geologického časopisu v CC by malo byť na prvom mieste.

Významovo druhou kategóriou sú *vedecké časopisy* (vychádzajú pravidelne, majú pridelené číslo ISSN, všetky predložené práce pred zverejnením prechádzajú recenzným pokračovaním) vydávané v zahraničí a doma. Do tejto kategórie patria napr. všetky geologické periodiká vydávané v Rakúsku, Česku, Poľsku, Maďarsku, a i. Fakt, že kolegovia v Budapešti robia všetko pre to, aby sa *Acta Geologica Hungarica* dostali do skupiny najvýznamnejších, t. j. karentovaných časopisov, silu našich argumentov na podporu *Geologica Carpathica* ešte presnejšie podopierajú.

Ďalšiu – dosť heterogénnu – kategóriu tvoria *zborníky z konferencií, tematické a príležitostné zborníky*. Z nich iba tie, ktoré uvádzajú editora, majú ISBN číslo a ich príspevky prešli recenzným pokračovaním, majú nádej byť pri evaluácii jednotlivca alebo inštitúcie „plnohodnotné“. Stálym problémom pritom je overiteľnosť recenzného pokračovania zborníka.

Druhú základnú skupinu tvoria publikácie, ktoré neprezentujú výsledky výskumu autora, ale poskytujú *súhrn aktuálnych poznatkov*

na istú tému. Zaujímavý príspevok o nich je z pera prof. R. Mialla (Univerzita v Toronte, Kanada) v marcovom čísle časopisu *Geotimes*. Autor v ňom argumentmi obhajuje nevyhnutnosť písať aj učebnice a práce, ktoré sa u nás označujú ako *súborné referáty*. Tie totiž nešpecialistovi približujú stav poznania v istej oblasti hutne a s uvedením základných literárnych prameňov. S potrebou písať aj kompilačné práce a zverejňovať ich sa stotožňujem.

Istou alternatívou súborných referátov by mali byť vysokoškolské učebné texty – skriptá. Kondicionál používam preto, lebo sa to nie vždy takto chápe. Nevyhnutnosť zverejňovať prehľadné práce vyniká, najmä ak sa berie do úvahy, že jednotlivec nemôže zvládnuť všetky informácie v každom vednom odbore. A nikto z nás nie je schopný obsiahnuť publikované informácie zverejnené z dvoch-troch príbuzných vedných disciplín. V tejto oblasti je treba u nás zmeniť postoje píšucich autorov ako celku.

Uvedomujem si, že akýkoľvek kritický postoj k získavaniu údajov prostredníctvom obrazovky počítača nevyhnutne vedie k označeniu nositeľa takýchto myšlienok za ignoranta pokroku, nemoderného či antitechnického autora. Ale uvažujte so mnou.

– Koľko hodín denne vydržíte sedieť pred obrazovkou počítača? Máte osobný počítač aj doma? Je napojený na internet? Ako odpoveď na tieto otázky uvádzam, že nad dobrým vytlačeným textom vydrží väčšina z nás v prípade potreby sedieť hoci aj 12 hodín denne, najmä ak si zároveň občas môžeme vyložiť nohy na stól či popíjať kávu. Navyše si v písanom texte môžeme čo-to označiť, graficky zvýrazniť myšlienku, tabelárne alebo graficky ponúkané údaje a pod.

– Dlhoročná pedagogická práca ma presvedčila, že ak má univerzitný študent alebo kolega začínajúci profesionálnu vedeckú kariéru k dispozícii priveľa neutriedených údajov, v požadovanej štruktúre ich nezvládne. To o množstve informácií v plnom rozsahu platí napr. aj o internetovej adrese www/worldwideweb/. Je na nej enormné množstvo údajov poukladaných za sebou, a preto si záujemca nemôže rýchlo vybrať tie najhodnotnejšie. Ak sa aj prepracuje k niečomu, čo naozaj stojí za to, nájde napr. odkaz, aby do počítača vložil číslo svojej kreditovej karty. A to je zámok, do ktorého môže, no aj nemusí mať kľúč. Preto zdôrazňujem, nebojkotujme internet, ani iné informácie získavané prostredníctvom počítača, ale nemali by byť jedinými, ktoré sledujeme. Dobrá kniha, štúdia alebo článok v odbornom časopise nestrácajú význam ani na prelome milénia.

Ďalšou zo základných skupín publikácií sú *recenzie odborných prác*, oznamy o vedeckých konferenciách, sympóziách, zdravotníckych jubileách, historické prehľady, diskusné príspevky, kritiky a i. Tie sú spravidla významné iba pre domácu odbornú komunitu, preto sa u nás píše a tlačia spravidla v slovenčine (príspevky tejto kategórie so všeobecnou vedeckou problematikou sa môžu zverejňovať aj vo svetových jazykoch, ale to závisí od autorových ambícií). Aj v súvislosti s touto kategóriou treba apelovať na odborníkov, aby verejne vyjadrovali svoje názory, návrhy, zistenia alebo aj polemické postoje. Ak budú mať redaktori súbory takýchto príspevkov, bez fažkostí urobia naše odborné periodiká zaujímavými, pestrými, a zároveň využijú prázdne polostrany alebo aj takmer celé strany kvalitného papiera užitočne.

Na záver sa ešte dotknem vedecko-popularizačnej publikačnej činnosti. Otázka znie, či je potrebná a kto ju má robiť. Podľa môjho náhľadu a skúsenosti je odpoveď jednoznačná. Pôsobí v oblasti vzdelávania, výchovy, čiže dvíhať latku poznania celej populácie je jedna z najdôležitejších a najnaliehavejších úloh našej inteligencie. Ak majú byť jednotlivci v rozhodovacom konaní (od pracovníka na miestnom zastupiteľstve po poslanca parlamentu) nadštandardnou vzorkou našej populácie, potom so súčasným stavom v sledovanej oblasti rozhodne nemôžeme byť spokojní. Ale konštatovať to nestačí. Konštatácia sa musí stať odrazovým mostíkom na koncepčnú, zmysluplnú, pestrú i pritažlivú praktickú činnosť. A o to ide v prvom rade.

D. Hovorka

2000

Bude upresnené

Cape Town, Južná Afrika

IAH 2000: 30th congress of the International Association of Hydrogeologists.

— International Association of Hydrogeologists, PO Box, 9 Kenilworth CV8 1JG, UK.

Telefax: (+44 1926) 856561

E-mail: ecolvin@csir.co.za

16.–21. január 2000

Sydney, Austrália

3rd international conference on geoscience education.

— GeoSciEdIII Administration, AGSO

Geoscience Awareness Unit, GPO

Box 378, Canberra, ACT 2601,

Australia. Tel.: +61 2 6249 9570

Fax: +61 2 6249 9982

http://www.agso.gov.au/geoscied/

22.–26. január 2000

Denver, USA

China & East Asia 2000 Mineral and Energy Resources Symposium.

US. http://china-resources.net or call

Expomasters on (+1 303) 771 2000

1.–4. február 2000

Moscow, Rusko

3rd international conference on advances of computer methods in geotechnical and geoenvironmental engineering.

— Prof. Sergey Yufin or Dr. Olga Postol'skaya, Center of underground and special engineering, Moscow State University of Civil Engineering, Yaroslavskoye Shosse

26, 129337 Moscow, Russian Federation.

Tel.: (+7) (095) 261 3885

Fax: (+7) (095) 261 3885

16.–19. február 2000

Pattaya, Thajsko

New venue for Oil & Gas trade show.

— World Wide Agents, Miss Heather Edkins, Overseas exhibition services

Ltd, 11 Manchester Square, London,

W1M, 5AB, UK.

Tel.: +44 171 862 2073

Fax: +44 171 862 2078

E-mail: heathere@montnet.com

http://www.montnet.com

8.–9. marec 2000

Londres, UK

The nature ans tectonic significance of fault zone weakening.

— R. E. Holdsworth, Dpt of geological sciences, University of Durham, Durham DH1 3LE, UK. Fax: +44 0191 374 2510;

E-mail: R.E.Holdsworth@durham.ac.uk;

http://www.dur.ac.uk/~dgl1ms/reh.htm

14.–17. marec 2000

Mar del Plata, Argentína

2nd latin american congress & th argentinian meeting of sedimentology.

— Centro de investigaciones geológicas, Facultad de ciencias naturales y museo, universidad nacional de LA

Plata, Calle 1 n°644, 1900 La Plata,

Argentina. Tel.: +54 21 21 5677

Fax: +44 171 862 2078

E-mail: ajones@montnet.com

27.–30. marec 2000

Egham, UK

Volcanic rifted margins, GSA's Penrose conferences.

— Edma Collis, Geological Society of America, 3300 penrose place, P.O. Box

9140, Boulder co 80301

Tel. (303) 447 2020

Fax: (303) 447 1133

E-mail: ecollis@geosociety.org

2.–7. april 2000

Santa Fe, New Mexico, USA

Remote sensing and hydrology 2000.

— Laura O'Hara, USDA ARS Hydro-

logy Lab, Rm 104 Bldg 007 BARC

West Beltsville, MD 20705-2350.

Fax: 301 504 8931; Fax: 301 504 8931

E-mail: lohara@hydrolab.arsusda.gov

6.–9. april 2000

Orlando, Floride, USA

National earth science teachers association.

— NESTA, 2000 Florida avenue, NW,

Washington, DC 20009 USA.

Tel 1 202 462 6910; Fax: 1 202 328 0566

E-mail: fireton@kosmos.agu.org

10.–15. april 2000

Lille, Francúzsko

L'Europe, 125^e congrès des sociétés historiques et scientifiques.

— Comités des travaux historiques et scientifiques, Ministère de la Recherche,

1 rue Descartes, 75005 Paris.

In n° 71

16.–19. april 2000

New Orleans, Louisiane, USA

American Association of Petroleum Geologists.

— AAPG Conventions Dept., PO Box

979, 1444S, Boulder Ave. Tulsa, OK

74101-0979, USA. Tel.: 1 918 560 2679

Fax: 1 918 560 2684

E-mail: dkeim@aapg.or

17.–20. april 2000

Manchester, Veľká Británia

Geoscience 2000.

— The conference Office, the geological

Society, Burlington House, Picadilly,

London W1V 0JL.

Tel.: 0171 434 9944

Fax: 0171 434 0579

E-mail: geo2000@geolsoc.org.uk

http://www.geolsoc.org.uk

7.–11. máj 2000

La Hague, Pays-Bas, Holandsko

Salt Symposium.

— Secretariat Organizing Committee,

8th world Salt Symposium, P.O. Box 25,

7550 GC Hengelo Ov, The Netherlands.

Tel.: 31 74 2443908; Fax: 31 74 2443272

E-mail: salt.2000@inter.NL.net

12.–14. máj 2000

Galway, Írsko

Europe's major base metal deposits.

— Leo Fusciardi, Irish association for

economic geology, c/o Minorco Services

Ireland, Ltd., Killoran, Moyne, Thurles,

Co., Tipperary, Ireland.

Tel.: + 353 504 45369

Fax: + 353 504 45344

E-mail: lfusciardi@minorco.ie

15.–18. máj 2000

Reno-Spark, Nevada, USA

Geology and ore deposits 2000: the great basin and beyond.

— Geological Society of Nevada, P.O.Box

12021, Reno, Nevada 89510, USA.

Tel.: + 1 702 323 3500

Fax: + 1 702 323 3599

E-mail: gsnyp@nbgm.unr.edu

http://www.seismo.unr.edu/GSN

15.–19. máj 2000

Flagstaff, Nevada, USA

Early vertebrates – lower vertebrates.

— Dr. D. K. Elliott, Dpt. of geology,

Box 4099, Northern Arizona University,

Flagstaff Arizona 86011-4099.

Tel.: (520) 523 7188

Fax: (520) 523 9220

E-mail: davidElliott@nau.edu

18.–19. máj 2000

Singapour

Asian conference on unsaturated soils.

— Er John S. Y. Tan, Cl-Premier Pte Ltd,

150 Orchard road #07-14, Orchard plaza,

Singapore 238841 Tel.: +65-733 2922

Fax: + 65-235 3530

E-mail: cipremie@singnet.com.sg

23.–25. máj 2000

Liège Belgicko

Tracers and modelling in contaminant hydrology.

— TraM'2000, LGIH, Université de

Liège, B19 Sart-Tilman, 40000

Liège, Belgique.

Tel.: +32 4 366 2216; Fax: +32 4 366 2817

E-mail: adassarg@lgih.ulg.ac.be

23.–26. máj 2000

Gold Coast, Austrália

GPR 2000: International conference on ground penetrating radar.

— University of Queensland, dept.

of Computer Science and Electrical

Engineering, Dr D. Noon, St. Lucia

Brisbane, QLD 4072, Australia.

Telefax: + 61 7 3365 3684

E-mail: noon@csee.uq.edu.au

30. máj – 3. jún 2000

Washington, DC, USA

American geophysical union.

— AGU Meetings department, 2000

Florida avenue, NW, Washington, DC

20009 USA.

Tel: 1 202 462 6900

Fax: 1 202 328 0566

E-mail: meetinginfo@kosmos.agu.org

http://www.agu.org

1.–10. jún 2000

Prague, Česká republika

Excursions to the lower Paleozoic, upper Cretaceous and Cenozoic of the bohemian massif.

— M. Jeffries, Geophysical institute,

Université d'Alaska Fairbanks, 903

Koyukuk Dr., PO Box 757320,

Fairbanks, Alaska 99775-7320, USA.

18.–24. jún 2000

Fairbanks, Alaska, USA

International glaciological society: sea ice and its interactions with the ocean, atmosphere, and biosphere.

— M. Jeffries, Geophysical institute,

Université d'Alaska Fairbanks, 903

Koyukuk Dr., PO Box 757320,

Fairbanks, Alaska 99775-7320, USA.

Tel: + 1 907 474 5257

Fax: + 1 907 474 7290

E-mail: martin.jeffries@gi.alaska.edu

http://www.gi.alaska.edu/

24.–30. jún 2000

Nanjing, Čína

International palynological congress.

— Secretary of the organizing committee

for 10th international palynology conference,

Nanjing institute of geology and

palaeontology, Academia Sinica, 39 east

Beijing road, Nanjing 210008, China.

Http://members.spreed.com/sip/spore/ind

ex.htm

27.–20. jún 2000

Tokyo, Japonsko

Western pacific geophysics meeting.

— AGU Meetings department, 2000

Florida avenue, NW, Washington,

DC 20009 USA.

Tel: 1 202 462 6900

Fax: 1 202 328 0566

E-mail: meetinginfo@kosmos.agu.org

http://www.agu.org

12.–14. júl 2000

Barcelona, Španielsko

Geofluids - III 2000.

— http://www.ub.es/geoquimi/geofluids

18.–23. júl 2000

Bandung, Indonézia

International association of volcanology and chemistry of the earth interior (IAVCEI) general assembly 2000.

— Secretariat, Volcanological Survey

of Indonesia, Jalan Diponegoro 57

Bandung 40122, Indonésie.

Tel.: +62 22 772606; Fax: +62 22 702761

E-mail: iavcei@vsi.dpe.go.id

http://www.vsi.dpe.go.id/iavcei.html

31. júl – 4. august 2000

Fortaleza, Brazília

Joint world congress on groundwater.

— ABAS, Cerea Chapter, Avienda

Santos Dumont, 7700 Papicu, Fortaleza,

CEP 60 150-163, Brazil.

Tel.: +55 85 265 1288

Fax: +55 85 265 2212

31. júl – 4. august 2000

Puerto Varas, Čile

Chilean geological congress.

— Secretaria comite organizador IX

congreso geologico chileno, Servicio

nacional de geología y minería, Avda.

Santa Maria 0104, Providencia,

Santiago, Chile.

Tel.: +56 737 5050

Fax: 56 777 8310

E-mail: geocongreso@sernageomin.cl

http://tamarugo.ccc.uchile.cl/~geocongre/

6.–17. august 2000

Rio de Janeiro, Brazília

31st congrés géologique international (31st IGC).

— Hermani Chaves, Président Prepara

tory Commission for the 31st IGC Av

Pasteur, 404 URCA: Cep 22290204

Rio de Janeiro, Brésil.

Rady autorom

Každý autor sa usiluje, aby jeho článok bol nielen obsahovo, ale aj graficky na vysokej úrovni. Vaše ilustrácie budú kvalitné, ak presne dodržíte naše inštrukcie.

Už pri príprave obrázka treba zvážiť, či sa umiestni na jeden stĺpec alebo na dva stĺpce, resp. na celú tlačennú stranu. Vhodne upravený obrázok (veľkosť písmen, hrúbka čiar) možno reprodukovat aj v pomere 1:1 alebo odporúčame urobiť kresby (perovky) väčšie, ako sa predpokladá ich veľkosť po vytlačení. Perovky majú byť zhotovené sýtmym čiernym tušom. Pri obrázkoch urobených na počítači treba redakcii poslať originálne obrázky (nie xeroxové kópie) vytlačené na pauzovacom papieri - *tlač laserovou tlačiarňou v kamerálnej podobe pri vysokom rozlíšení (min. 300 DPI)*. Pri zostavovaní obrázkov redakcia odporúča pracovať s programami vo vektorovom zobrazení (napr. Corel Draw — TIFF). Neodporúčame používať veľmi tenké čiary (tzv. vlasovej hrúbky) ani na obrýsy, ani vo výplni.

Úmerne k predpokladanému zmenšeniu treba zvoliť hrúbku čiar, veľkosť písma, čísiel, hustotu šrafovania a pod. Text možno napísať väčším aj menším písmom (nie verzálkami - veľkými písmenami), a to podľa toho, čo sa má zvýrazniť. Optimálna veľkosť písma v časopise po zmenšení je pri veľkých písmenách a číslach 2 mm a pri malých písmenách 1.6 mm.

Všeobecne

1. Rukopis v dvoch exemplároch a originál obrázkov s jedným odtlačkom musia byť vyhotovené podľa inštrukcií pre autorov časopisu Mineralia Slovaca. V opačnom prípade redakcia článok vráti autorovi pred jeho zaslaním recenzentovi
2. Ak je možnosť, pošlite text článku na diskete 3.5", spracovaný v editore T602 (WinText602, Ami Pro, MS Word, WordPerfect; PC) alebo MS Word, QuarkXPress (Mac) v norme Kamenických alebo Latin2. S disketou zašlite aj jeden výtlačok textu na papieri.
3. Rozsah článku je najviac 20 rukopisných strán včítane literatúry, obrázkov a vysvetliviek. Uverejnenie rozsiahlejších článkov musí schváliť redakčná rada a ich zaradenie do tlače bude zdĺhavé.
4. Články sa uverejňujú v slovenčine, češtine, angličtine, resp. ruštine. Abstrakt a skrátené znenie článku (resumé) je obvyčajne anglické (ak je článok v angličtine, potom résumé je v slovenčine).
5. Súčasne s článkom treba redakcii zaslať autorské vyhlásenie. Obsahuje meno autora (autorov), akademický titul, rodné číslo, trvalé bydlisko.

Text

1. Úprava textu včítane zoznamu literatúry prispôbte súčasnej úprave článkov v časopise.
2. Text sa má písať s dvojitou linkovou medzerou (riadkovačom 2), na strane má byť 30 riadkov, šírka riadku je asi 60 znakov
3. Abstrakt aj s nadpisom článku sa píše na samostatný list. Obsahuje hlavné výsledky práce (neopakovať to, čo je už vyjadrené nadpisom), nemá obsahovať citácie a jeho rozsah nemá byť väčší ako 200 slov. (Abstraktu treba venovať náležitú pozornosť, lebo slúži na zostavovanie anotácií.)
4. Text má obsahovať úvod, charakteristiku (stav) skúmaného problému, resp. metodiku práce, zistené údaje, diskusiu a záver
5. Zreteľne treba odlišiť východiskové údaje od interpretácií.
6. Neopakovať údaje z tabuliek a obrázkov, iba ich komentovať a odvolať sa na príslušnú tabuľku, resp. obrázok.
7. Text treba členiť nadpismi. Hlavné nadpisy písať do stredu, vedľajšie na ľavý okraj strany. Voliť najviac tri druhy hierarchických nadpisov. Ich dôležitosť autor vyznačí ceruzkou na ľavom okraji strany: 1 - hierarchicky najvyšší, 2 - nižší, 3 - najnižší nadpis.
8. V texte sa uprednostňuje citácia v zátvorke, napr. (Dubčák, 1987; Hrubý et al., 1988) pred formou ... podľa Dubčáka (1987). Ani v jednom prípade sa neuvádzajú krstné mená.
9. Umiestnenie obrázkov a tabuliek sa označí ceruzkou na ľavom okraji rukopisu, resp. stĺpcového obsahu.
10. Grécke písmená použité v texte treba identifikovať na ľavom okraji slovom (napr. sigma).
11. Pri písaní starostlivo odlišujte pomlčku od spojovníka.
12. Symboly, matematické značky, názvy skamenelín, slov a pod., ktoré treba vysádzať kurzívou, autor v rukopise podčiarkne vlnkou.
13. K článku treba pripojiť kľúčové slová.
14. Abstrakt, résumé, vysvetlivky k obrázkom a názvy tabuliek predloží autor redakcii aj v angličtine.

Ilustrácie

1. Musia byť vysokej kvality. Majú dokumentovať a objasňovať text. Originál (pred zmenšením) môže mať rozmer najviac 340 x 210 mm. Maximálny rozmer ilustrácie vytlačenej v časopise je 170 x 230 mm. Skladacie ilustrácie treba úplne vylúčiť.
V prípade ilustrácií vytvorených na počítači prosíme o ich zaslanie na diskete 3.5" vo formáte CorelDraw (PC), Adobe Illustrator (PC, Mac) alebo Aldus FreeHand (Mac).
2. Ilustrácie pripravovať s vedomím, že sa budú zmenšovať (zvyčajne o 50 %) na šírku stĺpca (81 mm) alebo strany (170 mm). Podľa toho pripravovať ich veľkosť a formou, resp. ich zoskupenie.
3. Voliť takú veľkosť písma a čísel, aby najmenšie písmená po zmenšení boli veľké aspoň 1,2 mm. Úmerne zmenšeniu voliť aj hrúbku čiar
4. Obrázky popisovať šablónou, nie voľnou rukou.
5. Všetky ilustrácie včítane fotografií musia obsahovať grafickú (metrickú) mierku.
6. Zoskupené obrázky, napr. fotografie, diagramy, musia byť pripravené (nalepené) ako jeden obrázok a jeho časti treba označiť písmenami (a, b, c atď.). Takto zoskupené obrázky sa citujú ako jeden obrázok. Zoskupené fotografie treba starostlivo upraviť a nalepiť na biely kriedový papier
7. Fotografie musia byť ostré, čiernobiele, kontrastné a vyhotovené na lesklom papieri. Je vhodné, aby sa zmenšovali minimálne o 50 %.
8. Na všetkých obrázkoch sa na okraji (na fotografiách na zadnej strane) ceruzkou uvedie číslo obrázku a meno autora. Na fotografiách sa šípku doplní aj orientácia obrázku.
9. Na mapách a profiloch voliť jednotné vysvetlivky, ktoré sa uvedú pri prvom obrázku.
10. Názvy obrázkov a vysvetlivky sa píše strojom na osobitný list.
11. Všetky ilustrácie sa musia citovať v texte.
12. Ilustrácie sa zasielajú redakcii už imprimované, teda pri korektúre ich už nemožno opravovať a dopĺňať.
13. Farebné ilustrácie sú vítané, ale náklady na ich tlač hradí autor

Tabuľky

1. Tabuľky sa píše na osobitný list. Ich rozsah a vnútornú úpravu treba voliť tak, aby sa tabuľka umiestnila do stĺpca alebo na šírku strany. Rozsiahlejšie tabuľky sa neprijímajú.
2. Údaje zoradíte do tabuľky iba vtedy, ak sa nedajú uviesť v texte.
3. Nadpis tabuľky a prípadný sprievodný text sa píše strojom na osobitný list (úpravu nadpisov pozri v časopise).
4. Vertikálne čiary v tabuľkách nepoužívajte.
5. Tabuľky sa číslojú priebežne a uverejňujú sa v číselnom poradí.

Literatúra

1. V zozname literatúry sa v abecednom poriadku uvádza iba literatúra citovaná v danom článku. Citácia označená „v tlači“ sa môže uviesť v zozname, len ak je z citovaného článku aspoň stĺpcová korektúra. Citácie s doplnkom „v prípade“, „zadané do tlače“ sú neplohodnotné a nemajú sa používať ani v texte. Citácia „osobná informácia“ sa cituje iba v texte (Zajac, os. informácia, 1988).
2. Používať nasledujúci spôsob uvádzania literatúry:
Kniha
Gazda, L. & Čech, M., 1988: Paleozoikum medzevského príkrovu. Alfa Bratislava, 155.
Časopis
Vrba, P., 1989: Strižné zóny v komplexoch metapelitov Mineralia Slov., 21, 135 - 142.
Zborník
Návesný, D., 1987: Vysokodraselné ryolity In: Romanov, V (red.): Stratiformné ložiská gemerika. Špec. publ. Slov. geol. spol., Košice, 203 - 215.
Manuskript
Radvanský, F., Slivka, B., Viktor, J. & Srnka, T., 1985: Žilné ložiská jedloveckého príkrovu gemerika. Záverečná správa z úlohy SGR-geofyzika. Manuskript—archív GP Spišská Nová Ves, 28.
3. Pri článku viac ako dvoch autorov sa v texte cituje iba prvý autor s dodatkom et al., ale v zozname literatúry sa uvádzajú všetci.
4. Ak sa v článku (knihe) cituje názov, údaje a pod. iného autora, ktorý nie je spoluautorom publikácie, potom sa v texte cituje vo forme (Gerda in Kubka, 1975), ale v zozname literatúry sa uvádza iba Kubka, J., 1975.