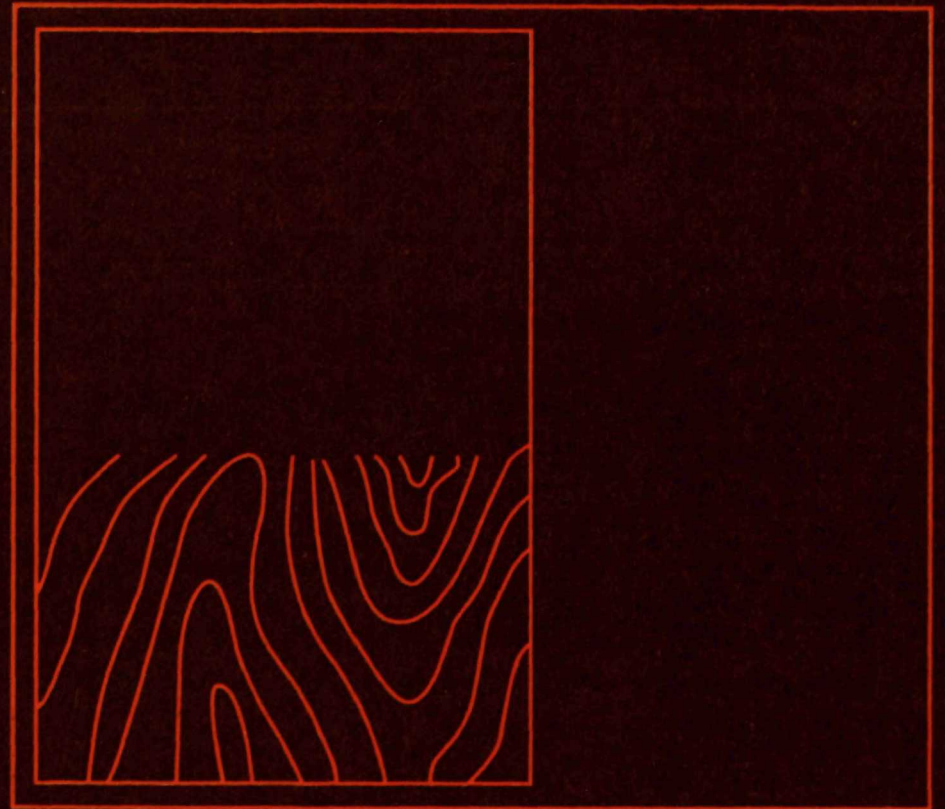


1 B 19 b

324/94

# GEOLOGICKE PRA'CE

CS ISSN 0433 - 4795



SPRÁVY 98

GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA, BRATISLAVA

GEOLOGICKE PRA'CE • SPRÁVY 98

1B19b  
správy 98 rev

Ústredná geologická knižnica SR  
ŠGÚDŠ



3902001016677



GEOLOGICKÉ  
PRÁCE  
SPRÁVY 98

VEDECKÝ REDAKTOR  
RNDr. DIONÝZ VASS, DrSc.

REDAKČNÝ OKRUH

RNDr. TIBOR ĐURKOVIČ, CSc., RNDr. MILOŠ RAKÚS, CSc., RNDr. ONDREJ FRANKO, DrSc., RNDr. ONDREJ SAMUEL,  
DrSc., RNDr. JÁN MELO, CSc., RNDr. JOZEF VOZÁR, CSc., RNDr. EDUARD KÖHLER, CSc., RNDr. IGOR MODLITBA, CSc.,  
RNDr. MILAN GARGULÁK, CSc., RNDr. PAVOL GRECUŁA, DrSc., RNDr. AUGUSTÍN BEGAN, CSc., doc. RNDr. RUDOLF  
MOCK, CSc.



GEOLOGICKÉ  
PRÁCE  
SPRÁVY 98



GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA, BRATISLAVA 1993

Geologický ústav D. Štúra  
KNIŽNICA, Bratislava

Signatúra : 13196

Inv. čís. : 324/94

Sk : 40,-

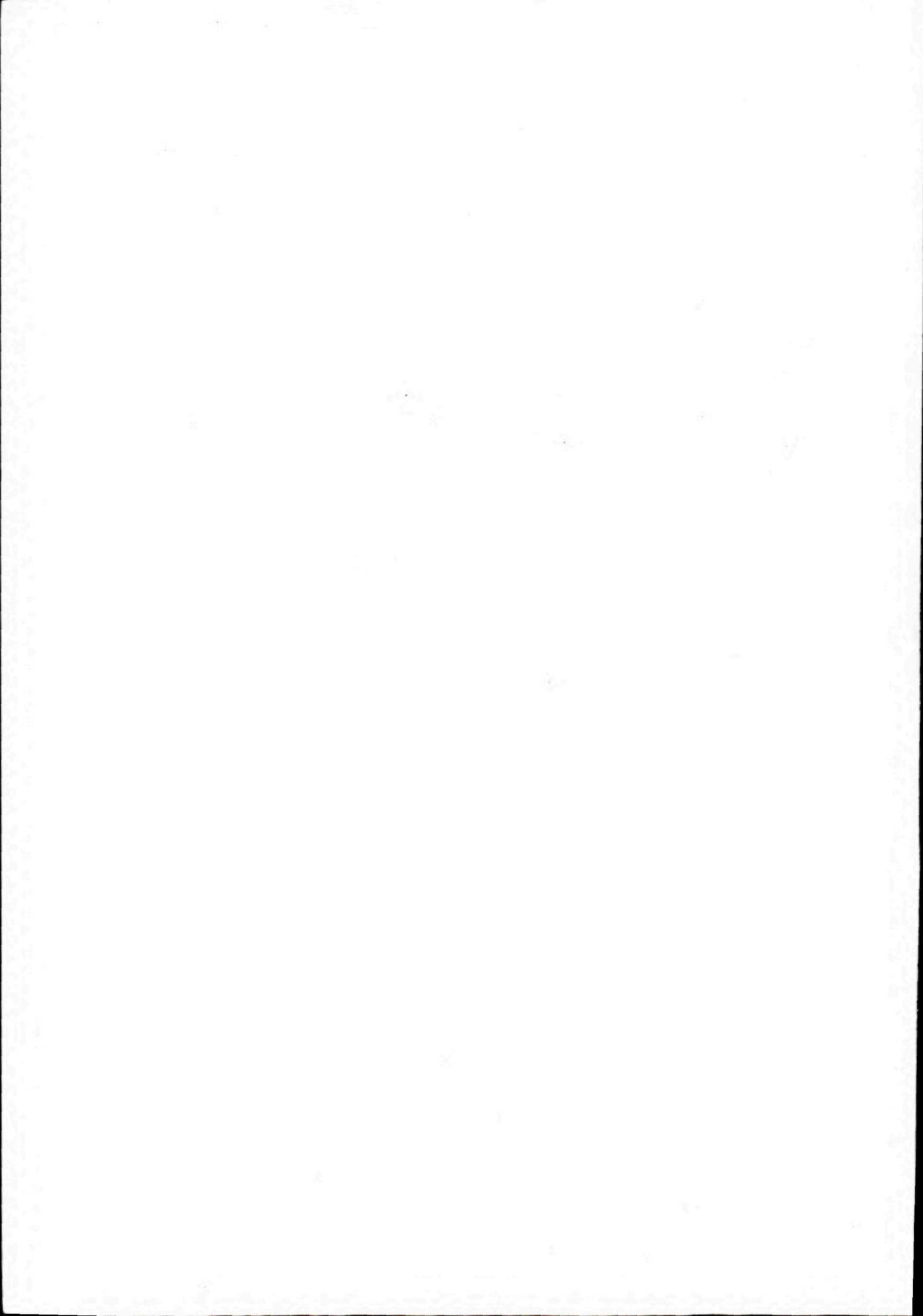
Získané : 7V

Prílohy : —



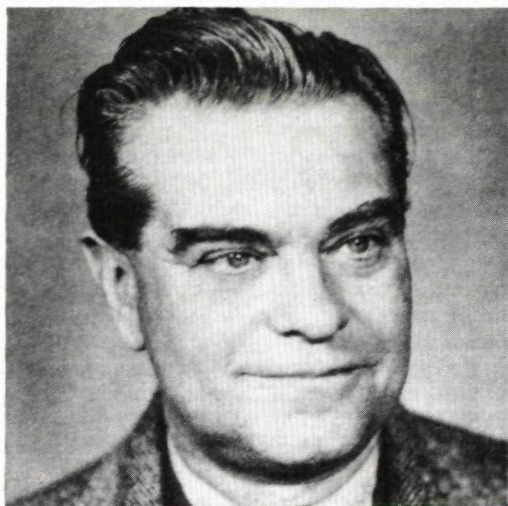
## Obsah – Contents

KONEČNÝ, V. – LEXA, J. : K nedožitým osemdesiatinám prof. RNDr. Miroslava Kuthana, CSc. .	7
✓ FENDEK, M.: Tlakové pomery v hydrogeotermálnej štruktúre centrálnej depresie podunajskej panvy – Pressure condition in hydrogeothermal structure of the Danube Basin central depression .....	9
VRANOVSKÁ, A.: Princípy výberu lokalít vhodných na exploataciu tepla suchých hornín – Principles of locality choice suitable for dry-rock heat exploitation .....	21
✓ REMŠÍK, A.: Geotermálna energia Košickej kotliny – Geothermal energy of the Košice Basin ..	29
✓ JETEL, J.: Priepustnosť a prietoknosť neovulkanitov v južnej časti Slanských vrchov – Permeability and transmissivity of the Neogene volcanic formations in the southern part of the Slanské vrchy Mts. (East Slovakia) .....	37
✓ BUJNOVSKÝ, A. – MARTINSKÝ, L. – FEJDIOVÁ, O. – SNOPKOVÁ, P. – KAROLI, S.: Geologické vyhodnotenie predneogénneho podložía vrtu Závod-93 (Viedenská panva) – Geologic evaluation of pre-Neogene basement in well Závod-93 (Vienna Basin) .....	45
✓ POTFAJ, M.: Postavenie bielokarpatskej jednotky v rámci flyšového pásma Západných Karpát – Position and role of the Biele Karpaty Unit in the Flysch Zone of the West Carpathians. ....	55
✓ NEMČOK, J.: Prosečňanský poruchový systém – Prošečno dislocation system. ....	79
✓ UHER, P. – KOVÁČ, M.: Asociácie ťažkých minerálov v neogénnych sekvenciách Malých Karpát – obraz paleogeografickej evolúcie znosových oblastí – Heavy mineral assemblages in Neogene sequences of the Malé Karpaty Mts. – reflection of the paleogeographic of the source areas .....	85
BAŇACKÝ, V.: Najnovšie výsledky výskumu fluviálnych sedimentov rieky Moravy medzi Kútmí a Holíčom – Latest results of investigation of Morava river fluvial sediments between and Holíč .....	101
BEŇKA, J. – ĎURŽA, O.: Termoelektrické vlastnosti pyritov z niektorých vrtov série RO pri Rochovciach – Thermoelectric properties of pyrites from some drillholes of the RO series near Rochovce .....	109
GAJDOŠ, V. – MELIORIS, L.: Príspevok k poznaniu výverových oblastí vybraných lokalít minerálnych vôd Západných Karpát. ....	117
MIKO, O. – SAMUEL, O.: Bibliografia Dionýza Štúra – práce z územia Slovenska. ....	125





## K nedožitým osemdesiatinám prof. RNDr. Miroslava Kuthana, CSc.



Dňa 13. septembra tohto roku by sa náš bývalý riaditeľ, učiteľ a kolega prof. RNDr. M. Kuthan, CSc., dožil osemdesiatich rokov. Pripomeňme si pri tejto príležitosti niektoré úseky jeho životnej, vedeckej a organizátorskej dráhy.

Prof. RNDr. M. Kuthan, CSc., sa narodil dňa 13. septembra 1913 v Horních Mokropsích pri Prahe. Po základnom vzdelaní v rodnom meste študoval na gymnáziu a potom na Karlovej univerzite, kde v roku 1938 získal doktorát prírodných vied v odbore geológia, petrografia a mineralógia. Po skončení štúdia pôsobil v rokoch 1938–1941 vo funkcii asistenta u prof. RNDr. D. Andrusova ako člen pedagogického zboru na Vysokej škole technickej v Košiciach. Neskôr, po premiestnení vysokej školy do Bratislavy, sa habilitoval v roku 1950 ako docent na Prírodovedeckej fakulte UK a následne získal hodnosť kandidáta geologických vied (1958). V roku 1964 bol vymenovaný za univerzitného profesora.

Prof. RNDr. M. Kuthan, CSc., bol jedným zo zakladateľov Štátneho geologického ústavu v Bratislave, kde od roku 1944 pracoval ako odborník

v oblasti regionálnej geológie a petrografie hornín a od roku 1945 vo funkcii riaditeľa ústavu. V dôsledku reorganizácie geológie a zmien v postavení ústavu začiatkom päťdesiatych rokov musel prof. Kuthan v roku 1951 ústav opustiť a do roku 1953 pracoval v Západoslovenskom rudnom prieskume a neskôr v Ústave pre výskum rúd v Bratislave. V roku 1953 sa vrátil späť do Geologického ústavu D. Štúra, kde založil a viedol oddelenie neovulkanitov. Jeho zásluhou bola vybudovaná aj terénna základňa v Banskom Studenci, pri jazere, ktoré mu osobitne prišlo k srdcu. Od roku 1963 prof. Kuthan opäť stál v čele ústavu ako riaditeľ až do roku 1969, keď odišiel do zahraničia ako vedúci projektu OSN v Zambii. Po návrate v roku 1974 viedol kolektív oddelenia neovulkanitov až do odchodu do dôchodku v roku 1978.

Odborná činnosť prof. RNDr. M. Kuthana, CSc., sa vyznačovala širokým záberom. Významným momentom pre jeho odborné zameranie bolo štúdium súčasného vulkanizmu Islandu, ktorý navštívil pri troch odborných expedíciách. Výsledky tohto štúdia zhrnul v monografickej práci „Die Oszillation, der Vulkanismus und die Tektonik von Reykjanes“ v roku 1943. Získané poznatky po návrate z Islandu užitočnosťou v výskume neogénneho vulkanizmu Slovenska, zostavil základnú geologickú mapu, list Zlatá Baňa. V tomto období rozpracoval na príklade Slanských vrchov koncepciu stratovulkanickej stavby neovulkanitov Slovenska a vývojovú koncepciu undačného vulkanizmu Karpát, vystihujúcu základné črty vývoja vulkanizmu v priestore a čase, ktorú neskoršie aplikoval aj na oblasť stredného Slovenska, a dopracoval ju do podoby koncepcie vulkanických fáz.

V období 1950–1953 sa prof. Kuthan zaoberal geologickou stavbou a surovinovým potenciálom Spišsko-gemerského rudohoria. Je autorom dnes už prekonaného členenia gelnickej série na dmovskú (sedimentárnu) a uhomiansku (vulkanogénnu) sériu. Pozoruhodnou prácou z tohto obdobia je aj spracovanie ložiska síry pri Kalinke, ktoré označil za pro-

dukt fumarolovo-solfatárovej činnosti (čo sa novšími prácami potvrdilo).

Po založení oddelenia neogénneho vulkanizmu v Geologickom ústave D. Štúra prof. Kuthan odborne a organizačne zabezpečil geologické mapovanie a spracovanie produktov neogénneho vulkanizmu stredného a východného Slovenska v mierke 1 : 200 000. Pod jeho vedením vznikol v oddelení neovulkanitov odborne zdatný kolektív pracovníkov, pomocou ktorého sa toto dielo v rokoch 1962–1964 zavŕšilo sériou geologických máp s vysvetľujúcim textom a neskôr bolo zhrnuté v práci „Neovulkanity československých Karpát“ v rámci Regionálnej geológie ČSSR (1967). Je to prvé syntetické spracovanie neovulkanitov Slovenska. Táto práca sa stala východiskom a bázou poznatkov pre ďalšie detailnejšie štúdium stavby vulkanických pohorí s mapovaním v podrobnejších mierkach. Sú v nej načrtnuté základné údaje o vývoji vulkanizmu v priestore a čase, ktorý prebiehal v podobe väčšieho počtu vulkanických fáz, ako aj základné stavebné prvky vulkanických pohorí.

Poznatky z tohto obdobia podnietili vypracovanie ideového projektu výskumu podložia stredoslovenských neovulkanitov, ktorý neskôr riešil široký kolektív špecialistov geológov a geofyzikov pod vedením prof. M. Kuthana, CSc., a RNDr. O. Fusána, DrSc. Realizácia tohto projektu priniesla pozoruhodné poznatky o stavbe predvulkanického podložia, o jeho štruktúrach a nerastných surovinách. Bola zostavená mapa reliéfu predterciérneho podložia a v nadväznosti na tieto výsledky aj geologická mapa predterciérneho podložia (Fusán et al.) Okrem praktických výsledkov ekonomického významu, ako je poznanie zákonitostí akumulácie nerastných surovín (najmä farebných rúd, uhlia a pod-

zemných vôd), boli získané významné teoretické poznatky, ktoré umožnili definovať vzťahy medzi vývojom vulkanizmu a vývojom štruktúr hlbokého podložia a načrtli nové možnosti a perspektívy vo výskume nerastných surovín.

Práca na projekte predterciérneho podložia stredoslovenských neovulkanitov bola posledným vedeckým dielom prof. M. Kuthana. Jeho veľkosť ako vedca a človeka však dokresľuje skutočnosť, že počas celej svojej kariéry sa nezištne venoval výchove nastupujúcej generácie, podporoval nás vo vedeckom napredovaní, a to aj v momente, keď sme prekonávali jeho predstavy zakotvené v niektorých jeho dielach. I v tejto skutočnosti treba vidieť zásluhu prof. Kuthana na ďalšej úrovni poznania neovulkanitov Slovenska.

Pri spomienke na prof. Kuthana nemôžeme zabudnúť na jeho pôsobenie vo funkcii riaditeľa ústavu. Nejde len o jeho zásluhy na rozvoji ústavu a jeho osamostatnení sa od Ústredného ústavu geologického v Prahe v roku 1965, ale aj o prvky demokracie a ľudskosti, ktoré dokázal uplatniť pri vedení ústavu aj napriek vtedy panujúcim vonkajším podmienkam.

Veľký prínos životného diela v odbornej aj organizačnej činnosti prof. RNDr. M. Kuthana, CSc., si vážia a oceňujú všetci tí, ktorí nadväzujú na jeho práce v štúdiu stavby a vývoja vulkanických pohorí a ich nerastných zdrojov. Pri príležitosti jeho nedožitých 80. narodenín považujeme za potrebné pripomenúť pamiatku a veľkosť životného diela tohto významného vedca, organizátora, pedagóga a ušľachtilého človeka.

RNDr. V. Konečný, CSc. – RNDr. J. Lexa, CSc.



MARIÁN FENDEK

## Tlakové pomery v hydrogeotermálnej štruktúre centrálnej depresie podunajskej panvy

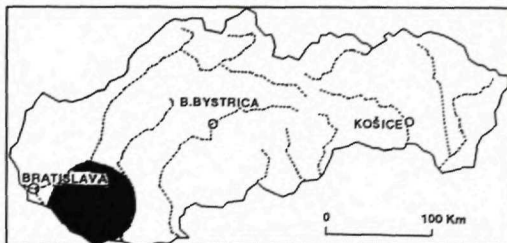
3 obr., 5 tab., angl. resumé

**Abstract.** 34 geothermal wells 500–2800 m deep have so far been drilled in the Danube Basin central depression. Geothermal aquifers intersected by these wells at different depths have been hydrodynamically tested. The obtained results have been used to assess pressure conditions in this hydrogeothermal structure.

### Úvod

Centrálna depresia podunajskej panvy patrí medzi najviac preskúmané hydrogeotermálne štruktúry Slovenska. Doteraz sa v nej realizovalo 34 geotermálnych vrtov hlbokých 500–2800 m. Tieto vrty boli použité na hydrodynamické odskúšanie kolektorov geotermálnych vôd.

Medzi základné merania, ktoré sa uskutočnili v rámci hydrodynamického odskúšania kolektorov geotermálnych vôd, patrí aj meranie hydrostatického tlaku v určitej hĺbke a na ústí vrtu. Poskytuje obraz o vytvorení tlakovej depresie pri jednotlivých odberových stupňoch a počas stúpacích skúšok približuje tlakové pomery v kolektore pred začiatkom odberu geotermálnych vôd. Meranie hydrostatického tlaku v geotermálnych vrtoch je vzhľadom na určité špecifiká geotermálnych vôd (vysoké teploty, prítomnosť plynu, agresivita prostredia, možnosť inkrustácie, požadované hĺbky jednotlivých zámerov) technicky veľmi náročné. Vyžaduje špeciálne prístrojové vybavenie zodpovedajúce vysokým požiadavkám na presnosť. Podľa GRANTA et. al. (1982) absolútna presnosť mechanických (fóliových) manometrov na meranie hlbinných tlakov je limitovaná presnosťou ich záznamu a možnosťou odčítania. To nie je lepšie ako  $\pm 0,1\%$  z celkového rozsahu. Absolútna presnosť pri konečnej interpretácii tlakov je lepšia ako  $\pm 0,5\%$  z celkového rozsahu. Pri opa-



kovanom meraní tým istým manometrom pri rovnakej teplote je absolútna presnosť  $\pm 0,2\%$ . Pri jednom zázname sú výsledky limitované presnosťou interpretátora záznamu a chyba medzi jednotlivými zámermi môže byť  $\pm 0,05\%$ . Údaje uvádzané týmito autormi sú v dobrej zhode s katalógovými údajmi pre mechanický manometer Leutert, kde sa udáva presnosť  $\pm 0,1\%$  z celkového rozsahu pri hĺbke zámeru do 2000 m a teplote prostredia do 85 °C. Elektronický manometer (digitálny) Leutert PTE, model 150, meria s presnosťou  $\pm 0,05\%$  pri maximálnej hodnote tlaku 200, 400, 600, 700 a 1000 bar a teplote prostredia do 150 °C. Systém PK 200 Leutert na automatickú registráciu tlakov vo vrtoch do hĺbky 2000 m meria pri teplote prostredia:

10–100 °C s presnosťou  $\pm 0,5\%$

20–120 °C s presnosťou  $\pm 1,5\%$

pri kalibrácii na danú teplotu s presnosťou  $\pm 0,1\%$ .

Firma Geoservices z Francúzska pre svoj elektronický manometer M. S. D. uvádza presnosť  $\pm 0,04\%$  z celkového rozsahu 0–70 MPa pri teplote prostredia do 150 °C.

Pri hĺbkach 1500 m sa hodnoty hydrostatického tlaku v centrálnej depresii podunajskej panvy pohybujú v intervale 14,5–14,9 MPa. Keď na zmeranie takejto hodnoty tlaku použijeme manometer M. S. D.

fy Geoservices, ktorý je schopný merať tlak s presnosťou  $\pm 0,04\%$ , dostávame absolútne hodnoty tlaku zaťažené chybou samotného prístroja ( $\pm 5,80 - \pm 5,96$  kPa). Ak k tejto chybe pripočítame náhodné chyby, vznikajúce počas manipulácie s manometrom pri jeho vyťahovaní a spúšťaní do tej istej hĺbky vo vrtoch, chyba  $\pm 0,5\%$  pri určovaní absolútnej hodnoty tlaku je reálna. Táto chyba však už predstavuje rozdiel v absolútnych hodnotách hydrostatických tlakov  $\pm 72,5 - 74,5$  kPa. Na ilustráciu uvádzame, že hodnota tlaku 5,80 kPa u geotermálnych vôd väčšinou zodpovedá väčšej výške vodného stĺpca ako 0,58 m, čo umožňuje urobiť si predstavu o požiadavkách na presnosť merania tlakov geotermálnych vôd v porovnaní s presnosťou merania hladín obyčajných podzemných vôd a o porovnateľnosti ich absolútnych hodnôt v rámci väčšieho celku – štruktúry.

### Hodnotenie tlakových pomerov v hydrogeotermálnych štruktúrach

Hodnotenie tlakových pomerov v hydrogeotermálnych štruktúrach môže vychádzať z nameraných alebo vypočítaných hodnôt hydrostatických tlakov a predstavuje základ pre posúdenie možnosti pohybu (prúdenia) geotermálnych vôd v rámci skúmaných štruktúr. Porovnanie hodnoty hydrostatického tlaku  $p_1$  v bode 1 s hodnotou  $p_2$  v bode 2 umožňuje základnú rovnicu hydrostaticky, ktorá pre dve ľubovoľné častice toho istého objemu a tej istej homogénnej kvapaliny platí v tvare

$$z_1 + \frac{p_1}{\gamma} = z_2 + \frac{p_2}{\gamma}, \quad (1)$$

kde  $z_n$  – geodetická (polohová) výška [m] nad porovnávacou rovinou,

$p/\gamma$  – hydrostatická tlaková výška [m], zodpovedajúca výške stĺpca kvapaliny, ktorý vyvoláva hydrostatický tlak  $p$ ,

$\gamma$  – memná tiaž [ $N/m^3$ ], ktorá je definovaná ako sila, pôsobiaca na jednotku objemu kvapaliny v gravitačnom poli Zeme, čo vyjadruje vzťah

$$\gamma = \rho_p \cdot g \quad [N/m^3], \quad (2)$$

kde  $\rho_p$  – priemerná memná hmotnosť kvapaliny vo vrte [ $kg/m^3$ ]

$g$  – normálne tiažové zrýchlenie [ $m/s^2$ ].

Súčet oboch výšok – geodetickej a tlakovej – v hydrogeológii nazývame *piezometrickou výškou* ( $h$ ) s rozmerom výšky [m n. m.], ak za porovnávaciu rovinu zvolíme nulovú nadmorskú výšku. Z fyzikálneho hľadiska je piezometrická výška memnou potenciálnou energiou kvapaliny.

V tej istej homogénnej kvapaline je memná tiaž konštantná a v každej vodorovnej rovine preloženej touto kvapalinou je potom všade rovnaký tlak. *Plochy rovnakého hydrostatického tlaku nazývame hladiny*. Povrch kvapaliny je tzv. *voľná hladina*.

Pre nehomogénne kvapaliny, napr. geotermálne vody, ktoré v priestore menia svoju teplotu, mineralizáciu a obsah plynov, je potrebné *rovnici (1)* používať v tvare

$$z_1 + \frac{p_1}{\gamma_1} = z_2 + \frac{p_2}{\gamma_2}. \quad (3)$$

Ak *rovnici (3)* vynásobíme memnou tiažou, ktorú má kvapalina v danom bode, potom každý člen rovnice predstavuje tlak (NOSKIEVIČ et al., 1987), čo vyjadruje vzťah

$$z_1 \gamma_1 + p_1 = z_2 \gamma_2 + p_2. \quad (4)$$

Tab. 1 Porovnanie gravitačného potenciálu  $\Psi$  vybraných geotermálnych vrtoch

Vrt	Kóta [m n. m.]	$h_p$ [m]	$p$ [MPa]	$\gamma$ [ $N/m^3$ ]	$\Psi$ [MPa]	$h$ [m n. m.]	$h_0$ [m n. m.]	$\Delta\Psi$ [%]
FGGa-1	114,19	2000	19,627	9762,6	1,217	124,63	124,07	0,16
		1100	10,875	9799,1	1,215	123,98	123,87	
FGT-1	112,24	1000	9,945	9793,2	1,251	127,76	127,54	6,92
FGG-1	119,31	1000	9,992	9819,7	1,344	136,88	137,02	
FGDž-1	116,66	2500	24,625	10033,7	0,711	70,90	72,48	35,07
Č-1	111,44	2500	24,401	9757,3	1,095	112,26	111,63	



Vzťah (4) môžeme zjednodušene napísať v tvare

$$\Psi_1 = \Psi_2 = \text{konst.}, \quad (5)$$

ktorý vyjadruje gravitačný potenciál  $\Psi$  geotermálnych vôd v danej hydrogeotermálnej štruktúre. Ak rovnica (5) platí pre všetky body zvodnenej vrstvy, potom medzi týmito bodmi nedochádza k pohybu geotermálnych vôd a ich gravitačný potenciál je konštantný (tab. 1). Ak pre účely porovnávania vo vzťahu (2) nahradíme priemernú mernú hmotnosť kvapaliny vo vrte  $\rho_p$  referenčnou mernou hmotnosťou  $\rho_0 = 1000 \text{ kg/m}^3$ , ktorú má destilovaná voda pri teplote  $3,98 \text{ }^\circ\text{C}$  a tlaku  $101325 \text{ Pa}$ , potom rovnicu (5) môžeme prepísať do tvaru

$$\frac{\Psi_1}{\gamma_0} + \frac{\Psi_2}{\gamma_0} = \frac{z_1 \gamma_1}{\gamma_0} + \frac{p_1}{\gamma_0} = \frac{z_2 \gamma_2}{\gamma_0} + \frac{p_2}{\gamma_0}. \quad (6)$$

ktorý vyjadruje pomernú piezometrickú výšku (MUCHA – ŠESTAKOV, 1987)  $h_0$  [m n. m.].

Z tab. 1 vidíme, že gravitačný potenciál vo vrte FGGA-1 vypočítaný pre hĺbku 2000 m (perforovaný úsek 2503–2146 m) je takmer zhodný s gravitačným potenciálom vypočítaným pre hĺbku 1100 m (perforovaný úsek 1292–1122 m). Rozdiel je iba 0,16 %, čo je menej ako chyba, s ktorou môžeme merať skutočnú hodnotu tlaku v rôznych hĺbkových úrovniach. Na základe tejto skutočnosti môžeme konštatovať, že medzi týmito hĺbkovými úrovňami, ktoré reprezentujú separátne odskúšané intervaly, nedochádza k pohybu geotermálnych vôd. V ostatných príkladoch uvedených v tab.1 sa už rozdiely pohybujú v intervale 6,9–35,1 %, čo pre danú hĺbkovú úroveň svedčí o možnosti pohybu geotermálnych vôd medzi porovnávanými vrtni tej istej hydrogeotermálnej štruktúry. Reálna možnosť pohybu geotermálnych vôd však nezávisí iba od zmeny gravitačného potenciálu, ale aj od piezometrického (tlakového) gradientu, hydraulických parametrov a koeficientu účinnosti filtračného prierezu za predpokladu, že kolektor geotermálnych vôd je kontinuálne rozšírený v danej hydrogeotermálnej štruktúre.

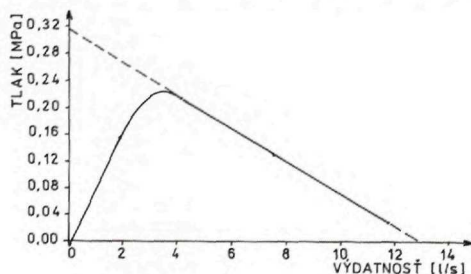
### Hodnotenie tlakových pomerov v geotermálnych vrtoch

Pri hodnotení tlakových pomerov v geotermálnych vrtoch realizovaných v rámci jednej hydrogeotermálnej štruktúry nevystačíme iba s nameranými

hodnotami hydrostatických tlakov. Získanie hodnoty tlaku pomocou gradientu hydrostatického tlaku vypočítaného z nameraných statických hodnôt hydrostatického tlaku pre požadovanú úroveň nie je veľmi vhodná metóda. Vo vertikálnom smere na väčšie vzdialenosti dochádza totiž k výrazným zmenám v teplote, mineralizácii i tlaku, čo má vplyv na zmenu mernej hmotnosti geotermálnej vody, ktorá podmieňuje zmenu gradientu hydrostatického tlaku pre rôzne hĺbkové intervaly. To by v konečnom dôsledku viedlo k chybným hodnotám tlaku. Uvedené skutočnosti jednoznačne hovoria o tom, že statické hodnoty hydrostatických tlakov pre rovnakú úroveň vo všetkých vrtoch hydrogeotermálnej štruktúry treba vypočítať pomocou jednotnej metodiky výpočtu hydrostatického tlaku, čím sa zabezpečí ich porovnateľnosť.

Hydraulické parametre hydrogeotermálnych štruktúr majú nízke hodnoty a po ukončení odberu geotermálnych vôd, v súvislosti s ich dopĺňaním sa, tlakový gradient v čase klesá. Na ustálenie tlakových pomerov po určitom hydraulickom zásahu je preto potrebný dlhý čas, čo sa priamo odráža napríklad aj v nameraných statických hodnotách hydrostatického tlaku, kde okrem už spomenutých vplyvov má významnú úlohu čas, t. j. trvanie hydrodynamickéj skúšky.

Jedným z príkladov atypického správania sa geotermálnych a preplnených vôd v porovnaní s obvyčajnými vodami viazanými na štruktúry s napätou hladinou podzemných vôd je vývoj tlaku na ústí vrtnu. Dochádza tu k takému paradoxu, že pri znížení hydrostatického tlaku v hĺbke (vytvorenie depresie pri určitej výdatnosti) hodnota tlaku na ústí vrtnu neklesá, ale stúpa, čo je spôsobené narastajúcim termoliftom a gazliftom. Vplyv teploty a vznosu plynu dokáže eliminovať depresiú hydrostatického tlaku v hĺbke po určitú hranicu spôsobujúcu tento paradox, ktorý zaniká až pri dostatočne veľkej depresii. Ná-



Obr. 1 Vývoj tlaku na ústí vrtnu FGTV-1 pri rôznej výdatnosti

Tab. 2 Vývoj tlaku na ústí vrtu FGTv-1 a v hĺbke 2004 m pri rôznych výdatnostiach

Výdatnosť [l/s]	Tlak na ústí [MPa]	Tlak v hĺbke [MPa]
0	-0,98 m	19,59
1,90	0,155	19,42
4,12	0,214	19,23
7,50	0,131	18,92
11,75	0,033	18,56

Tab. 3 Statické hodnoty hydrostatického tlaku vo vrte FGTv-1

Dátum	$p_{mer}$ (MPa)	$p_{vyp}$ (MPa)
19.2.78	13,492	13,463
1.4.78	13,535	13,462
12.4.78	13,409	13,435
9.9.79	13,373	13,429
26.11.80	13,440	13,372

zome to ukazujú namerané hodnoty vo vrte FGTv-1 Tvrdošovce, uvedené v tab. 2 a graficky znázornené na obr. 1.

Ako príklad zdanlivo chaotického vývoja statických hodnôt hydrostatického tlaku môžu poslúžiť hodnoty  $p_{mer}$  namerané v hĺbke 1350 m vo vrte FGTv-1 Tvrdošovce pre perforovaný úsek 1362 – 1637 m (tab. 3). Tieto hodnoty boli získané počas kontrolných hydrodynamických skúšok a ich rozptyl je dosť veľký (13,373–13,535 MPa, t. j. 0,162 MPa), pričom nepravidelne stúpajú a klesajú. Po prepočte hydrostatického tlaku (FENDEK, 1991) však vidíme, že statické hodnoty hydrostatického tlaku  $p_{vyp}$  (tab. 3) zaznamenávajú pravidelný pokles, ktorý z nameraných hodnôt nie je taký zreteľný.

Na základe vypočítaných statických hodnôt hydrostatického tlaku však môžeme konštatovať, že vo vrte FGTv-1 Tvrdošovce došlo za sledované obdobie k poklesu tlaku o 0,091 MPa, t. j. o 0,67%.

Z praktického hľadiska je meranie tlaku na ústí vrtu zatiaľ jednoduchšie a presnejšie ako v určitej hĺbkovej úrovni, keďže hydrodynamické skupiny realizujúce merania nie sú vybavené elektronickými hlbinnými manometrami, ktoré sú citlivejšie a presnejšie ako mechanické. Dobré to vidieť na príklade vrtu FGG-2 Galanta, kde pri prvej stúpajúcej skúške (6. – 9. 2. 1983), ktorá trvala zhruba 64 hodín, bola nameraná hodnota tlaku na ústí 0,305 MPa, pri tretej (20. – 25. 2. 1983), ktorá trvala 102 hodín, to bolo 0,302 MPa a po 365 hodinách bola nameraná hodnota 0,295 MPa. Pred začatím interferenčných skúšok medzi vrtmi FGG-2 a FGG-3 bola takmer po

1,5 roku (21. – 22. 7. 1984) nameraná hodnota tlaku na ústí vrtu 0,300 MPa, pričom vrt bol po celý čas uzavretý. Túto hodnotu považujeme za hodnovernú, nezaťaženú vplyvom teploty a voľného plynu. Hodnoty hydrostatického tlaku v hĺbke 1500 m uvádzané v rovnakom časovom poradí sú 14,881 MPa, 15,171 MPa a pred začatím interferenčných skúšok 15,022 MPa (tab. 4). Ak porovnáme absolútne hodnoty rozdielov medzi jednotlivými meraniami tlaku, vidíme, že diferencie medzi hodnotami tlaku nameranými na ústí vrtu sú takmer 30-krát menšie než medzi hodnotami tlaku nameranými v hĺbke 1500 m. Preto pri výpočte hydrostatického tlaku berieme do úvahy hodnoty namerané na ústí vrtu a počítame tlak pre danú hĺbku, a nie naopak. V tab. 4 sú pre vrtu FGG-2 a FGG-3 vyčíslené rozdiely medzi hodnotami hydrostatických tlakov získaných meraním a výpočtom.

Z tab. 4 vidieť, že rozdiely medzi nameranými a vypočítanými hodnotami sú tým menšie, čím sú pomery vo vrte viac stabilizované. Ak zoberieme do úvahy len hodnoty namerané po maximálnom čase prevádzky vrtov alebo ich uzavretia, rozdiely sú jednoznačne najmenšie, čo potvrdzuje správnosť výpočtov a porovnateľnosť výsledkov. Na namerané statické hodnoty hydrostatických tlakov v centrálnej depresii podunajskej panvy veľmi vplyva doba exploatacie pred stúpacou skúškou a dĺžka trvania stúpajúcej skúšky. Aj zdanlivý pokles statickej hodnoty hydrostatického tlaku vo vrte FGG-3 počas druhej stúpajúcej skúšky je odôvodniteľný rôznou dĺžkou trvania odberových a stúpacích skúšok. Kým pred



Tab. 4 Rozdiely medzi nameranými a vypočítanými hodnotami hydrostatických tlakov

Vrt	$P_{mer}$ [MPa]	$p_{vyp}$ [MPa]	$\Delta p$ [MPa]	$\Delta p$ [%]
FGG-2-01	14,881		-0,127	-0,85
FGG-2-03	15,171	15,008	0,163	1,07
FGG-2-04	15,022		0,014	0,09
FGG-2-1	14,794	14,907	-0,113	-0,76
FGG-2-2	14,770	14,851	-0,081	-0,55
FGG-2-3	14,655	14,700	-0,045	-0,31
FGG-2-4	14,509	14,473	0,036	0,25
FGG-3-01	15,017		0,072	0,48
FGG-3-02	14,973	14,945	0,028	0,18
FGG-3-1	14,888	14,883	0,005	0,03
FGG-3-2	14,787	14,728	0,059	0,40
FGG-3-3	14,691	14,628	0,063	0,42
FGG-3-4	14,595	14,533	0,062	0,42
FGG-3-5	14,551	14,517	0,034	0,23

Poznámka: 01 – 04 číslo stúpacej skúšky, 1 – 5 číslo stupňa výdatnosti

prvou stúpacou skúškou bol vrt v prevádzke 72 hodín a stúpacia skúška trvala 134 hodín (teda takmer 2-krát viac), pred druhou stúpacou skúškou to už bolo 626 hodín a stúpacia skúška trvala, naopak, len 236,6 hodiny (teda takmer 2,6-krát menej), čo prakticky znamená, že počas druhej stúpacej skúšky sa nemohla vyrovnáť tlaková depresia, ktorá vznikla odberom geotermálnej vody. Nasvedčujú tomu aj veľké rozdiely medzi dvoma zámermi tlaku v závere druhej stúpacej skúšky, ktoré sú porovnateľné s diferenciami z prvej stúpacej skúšky v časovom intervale okolo 36 hodín. Po 38 hodinách bola tiež nameraná hodnota statického tlaku počas prvej stúpacej skúšky len 14,933 MPa, čo už je porovnateľné s hodnotou 14,973 MPa získanou na konci druhej stúpacej skúšky. Z uvedeného vyplýva, že na základe doterajších meraní nemôžeme usudzovať o poklesávaní statických hodnôt hydrostatického tlaku v kolektoroch geotermálnych vôd v lokalite Galanta.

Maximálna hodnota tlaku nasýtenia (0,784 MPa) bola vypočítaná vo vrte FGG-2 pri výdatnosti 8,33 l/s a hĺbka bodu evázie 28 m pri výdatnosti 27,30 l/s. Vo vrte FGG-3 bola maximálna hodnota tlaku nasýtenia (1,417 MPa) vypočítaná pri výdatnosti 11,42 l/s, ktorá zároveň zodpovedá hĺbke bodu evázie 105 m (FENDEK, 1991). Súčet gazliftu a termoliftu pri poslednom stupni výdatnosti vo vrte

FGG-2 je 0,362 MPa, čo z nameranej depresie 0,371 MPa vyvolanej celkovým odberom predstavuje 97,5 %, a vo vrte FGG-3 je to 0,335 MPa, čo z nameranej depresie 0,466 MPa predstavuje 71,8 %. Okamžitá statická hodnota tlaku na ústí vrtu FGG-2 (FENDEK, 1989) je 0,660 MPa a na ústí vrtu FGG-3 je to 0,572 MPa. Ak od týchto hodnôt odpočítame hydraulické straty (prakticky znižujú dynamickú hodnotu hydrostatického tlaku na ústí vrtu), ktoré vo vrte FGG-2 predstavujú 0,063 MPa (6,6 m) a vo vrte FGG-3 0,048 MPa (5,1 m), dostaneme maximálne depresie, ktoré môžu v týchto vrtoch vzniknúť za rovnakých podmienok pri odbere geotermálnych vôd voľným prelivom. Na vrte FGG-2 je to 0,597 MPa a na vrte FGG-3 je to 0,524 MPa. Väčšie depresie na týchto vrtoch môžeme dosiahnuť už len pomocou čerpadiel (FENDEK, 1991).

#### Tlakové pomery v hydrogeotermálnej štruktúre centrálnej depresie podunajskej panvy

Počas výskumu geotermálnych zdrojov Slovenska bolo v rámci jednotlivých hydrogeotermálnych štruktúr zhromaždených najviac údajov o tlakových pomeroch v centrálnej depresii podunajskej panvy. Pri porovnaní nameraných statických hodnôt hy-



drostatického tlaku len v rámci priebehu jednotlivých stúpacích skúšok vidíme, že hodnoty tlaku sa zväčša zvyšujú s hodnotami času, ale neustália sa. Takýto príklad môžeme uviesť z vrtu FGHP-1 Horná Potôň pre perforovaný interval 1804–1394 m, kde ustálená hodnota tlaku nebola dosiahnutá ani za 77,22 dňa. Máme však viaceré príklady aj na to, že hodnota tlaku sa opakuje v dvoch po sebe idúcich časových intervaloch v závere stúpajúcej skúšky (napr. vrt FGV-1 Vlčany, hĺbkový interval 1575–1244 m). No máme aj také príklady, že po týchto dvoch rovnakých hodnotách tlaku nasleduje v poslednom časovom intervale opäť vyššia alebo aj nižšia hodnota tlaku (napr. vrt FGV-1, hĺbkový interval 2166–2032 m, FGČ-1 Čilistov, hĺbkový interval 1549–1195 m). Pri porovnaní tlakov nameraných v rámci jedného vrtu pre rovnakú hĺbkovú úroveň vidíme, že počas krátkodobých stúpacích skúšok bola väčšinou dosiahnutá nižšia statická hodnota hydrostatického tlaku. Napríklad vo vrtu FGČ-1 pre otvorený úsek v intervale 1731–1409 m bola získaná hodnota tlaku v hĺbke 1350 m za 1,8 dňa 13,253 MPa a za 5,4 dňa 13,294 MPa. Rozdiel medzi týmito hodnotami predstavuje 0,041 MPa (0,31 %). No existujú aj také prípady, kde je to práve naopak. Vo vrtu FGDŽ-1 Dvory nad Žitavou pre otvorený úsek v intervale 1607–1024 m bola hodnota tlaku v hĺbke 1000 m za 6 dní merania 10,194 MPa a za 26,2 dňa iba 10,057 MPa. Rozdiel medzi týmito nameranými hodnotami predstavuje 0,137 MPa (1,34 %).

Porovnávajúc statické hodnoty hydrostatických tlakov z dlhodobých stúpacích skúšok a zo stúpacích skúšok realizovaných počas kontrolných ročných hydrodynamických skúšok na jednotlivých vrtoch vidíme, že ich hodnoty klesajú (napr. vrt FGDŽ-1, kde bola r. 1981 nameraná hodnota 10,086 MPa, r. 1982 10,030 MPa a v r. 1983 10,008 MPa), alebo stúpajú (napr. vrt FGT-1 Topoľníky, kde bola r. 1985 nameraná hodnota 13,252 MPa, r. 1976 13,340 MPa a v r. 1977 13,435 MPa), či nepravidelne stúpajú a klesajú (napr. vrt FGHP-1, v ktorom bola r. 1978 nameraná hodnota 13,375 MPa, r. 1979 13,609 MPa, r. 1980 13,336 MPa a v r. 1981 13,422 MPa).

Uvedené skutočnosti nám nebránia konštatovať, že priebeh stúpacích skúšok charakterizuje odkúšané kolektory ako nekonečnú zvodnenú vrstvu, v ktorej by ku kváziustálenému stavu došlo až po čase dlhšom ako 150 dní. Na základe komplexného hodnotenia kontrolných hydrodynamických skúšok opakujúcich sa na vrtoch zhruba v intervale jedného roka môžeme povedať, že nikde nebolo zistené vý-

razné poklesnutie ložiskového tlaku, čo poukazuje na dobrú regeneračnú schopnosť celej hydrogeotermálnej štruktúry a signalizuje jej dlhodobú životnosť z hľadiska odberu termálnych vôd pri ich prerušovanom odbere. Rozptyl nameraných statických hodnôt hydrostatického tlaku považujeme za prejav rôznej dĺžky trvania hydrodynamických skúšok, systematických a náhodných chýb pri meraní.

Z uvedených príkladov vidieť, akou veľkou rozmanitosťou sa vyznačuje všetok zhromaždený materiál získaný z merania statických hodnôt hydrostatických tlakov v centrálnej depresii. Ak k tomu ešte pridáme skutočnosť, že v jednotlivých vrtoch máme zámery tlaku v rôznych úrovniach, potom je zrejmé, že tlakové pomery v hydrogeotermálnych štruktúrach nemôžeme hodnotiť iba na základe nameraných hodnôt.

V geotermálnych vrtoch realizovaných na území Slovenska neboli doposiaľ zistené žiadne tlakové anomálie, t. j. hodnoty tlakov výrazne väčšie alebo menšie ako hodnota hydrostatického tlaku. Táto skutočnosť sa zhoduje s výsledkami práce GUREVIČA et al. (1987), ktorý napísal, že všetky horniny, hoci s rôznou intenzitou, sú schopné prepúšťať tekutiny a prenášať tlak. Ak v hydrogeotermálnej štruktúre nie sú tlakové anomálie a tlak sú schopné prenášať všetky vrstvy, potom zmena statickej hodnoty hydrostatického tlaku závisí len od zmeny mernej tiaže kvapaliny. Pri splnení týchto podmienok môžeme statickú hodnotu hydrostatického tlaku pre požadovanú hĺbkovú úroveň vypočítať podľa vzťahu (FENDEK et al., 1988)

$$p_{u1} = p_{s1} + h_{p1} \gamma_i \text{ [Pa]}, \quad (7)$$

kde  $h_{p1}$  – požadovaná hĺbková úroveň [m] výpočtu statickej hodnoty hydrostatického tlaku,

$\gamma_i$  – memá tiaž [N/m<sup>3</sup>] zodpovedajúca požadovanej hĺbkovej úrovni,

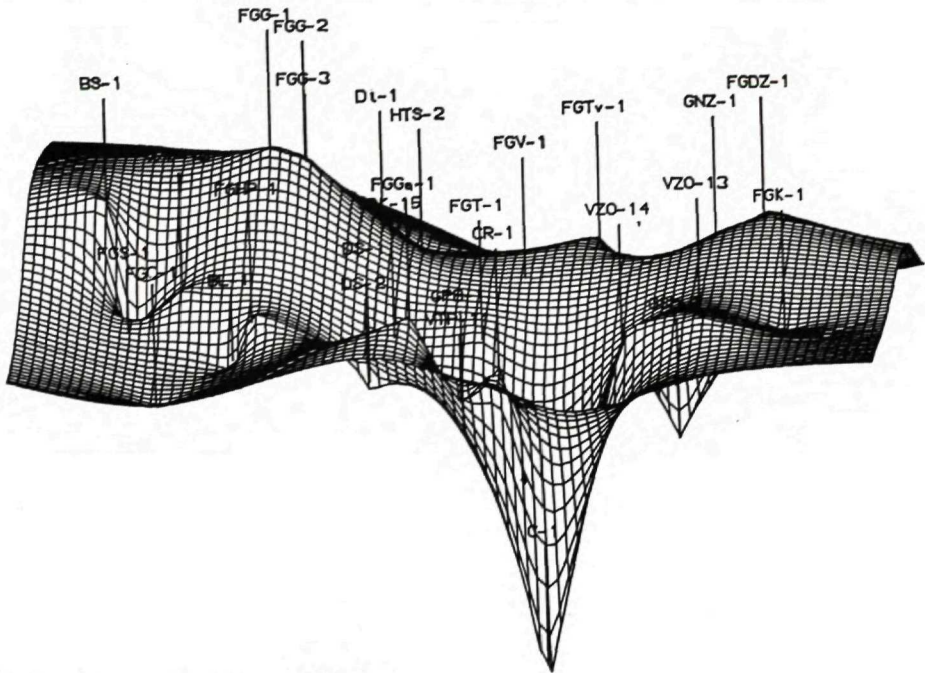
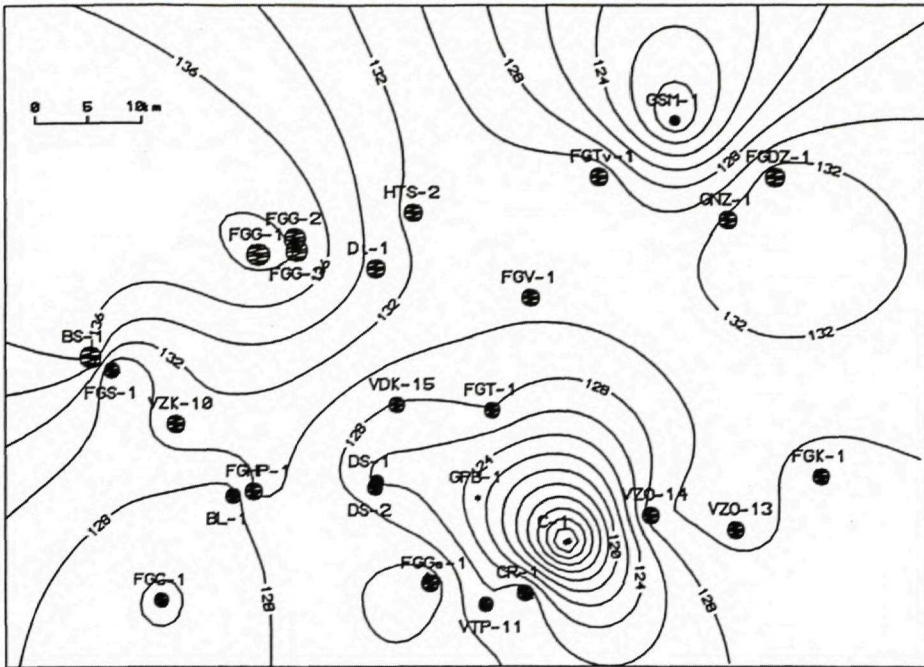
$p_{s1}$  – statická hodnota hydrostatického tlaku [Pa] na ústí vrtu pre požadovanú úroveň a vypočítame ju zo vzťahu

$$p_{s1} = (\gamma_z - \gamma_i)h_{p1} + p_{s0} \text{ [Pa]}, \quad (8)$$

kde  $\gamma_z$  – memá tiaž zodpovedajúca zvolenej hĺbkovej úrovni,

$p_{s0}$  – zvolená statická hodnota hydrostatického tlaku na ústí vrtu.

Týmto spôsobom môžeme prepočítať všetky statické hodnoty hydrostatických tlakov na zvolené



Obr. 2 Hydroizopiezy pre hĺbkovú úroveň 1500 m



hlbkové úrovne v geotermálnych vrtoch alebo v ľubovoľnom mieste hydrogeotermálnej štruktúry.

Reálnosť prepočtu statických hodnôt hydrostatického tlaku uvedeným spôsobom (vzťah 7, 8) potvrdzujú výsledky získané vrtom DS-2 Dunajská Streda (BONDARENKOVÁ et al., 1986), ktorý bol odvítaný do hĺbky 1600 m vo vzdialenosti asi 600 m na JZ od vrtu DS-1 Dunajská Streda. Na základe hodnôt zistených vrtom DS-1, ktorý má perforovaný úsek v hĺbke 2183–2432 m, bola týmto spôsobom vypočítaná statická hodnota hydrostatického tlaku 9,888 MPa pre hĺbku 1000 m (FENDEK in FRANKO et al., 1984). Počas stúpacích skúšok realizovaných roku 1985 vo vrtu DS-2, ktorý má perforovaný úsek v hĺbke 1201–1549 m, boli pre rovnakú hĺbku zistené statické hodnoty hydrostatického tlaku 9,875 a 9,883 MPa. Rozdiel medzi hodnotou nameranou a vypočítanou pre hĺbku 1000 m v prvom prípade predstavuje 0,13 % a v druhom iba 0,05%.

Na základe prepočtu statických hodnôt hydrostatického tlaku v geotermálnych vrtoch realizovaných v centrálnej depresii podunajskej panvy sme pomocou lineárneho modelu regresnej analýzy pre túto hydrogeotermálnu štruktúru získali regresný vzťah

$$p = 0,13535 + 9,78758 \cdot 10^{-3} h_p \text{ [MPa]}, \quad (9)$$

kde  $h_p$  je hĺbka meraná od terénu, v ktorej počítame statickú hodnotu hydrostatického tlaku [m]. Tento vzťah pri koeficiente 0,9999 charakterizuje statické hodnoty hydrostatického tlaku v závislosti od hĺbky pre hĺbkový interval 500–3000 m. Výpočet statických hodnôt hydrostatického tlaku pomocou tohto vzťahu je veľmi jednoduchý a môžeme ho používať predovšetkým pre územie centrálnej depresie podunajskej panvy, z ktorého nepoznáme reálne hodnoty vstupných údajov potrebných na výpočet statických hodnôt hydrostatického tlaku iným spôsobom. Takto určená hodnota tlaku je dostatočne presná napríklad pre potreby určenia mernej hmotnosti výplachu potrebného na vŕtanie geotermálnych (hlbokých) vrtov systémom ROTARY.

V centrálnej depresii podunajskej panvy bol uvedeným spôsobom urobený prepočet statických hodnôt hydrostatického tlaku pre hĺbkovú úroveň 1000, 1500, 2000, 2500 a 3000 m na základe podkladov získaných z geotermálnych vrtov realizovaných v tejto štruktúre. Výsledky pre hĺbkovú úroveň 1500 m sú uvedené v tab. 5.

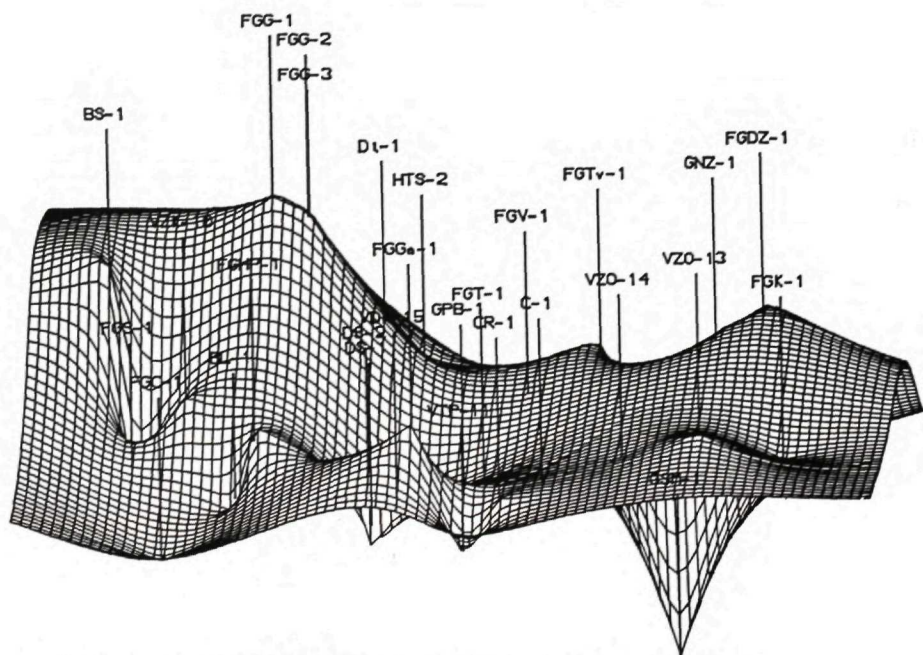
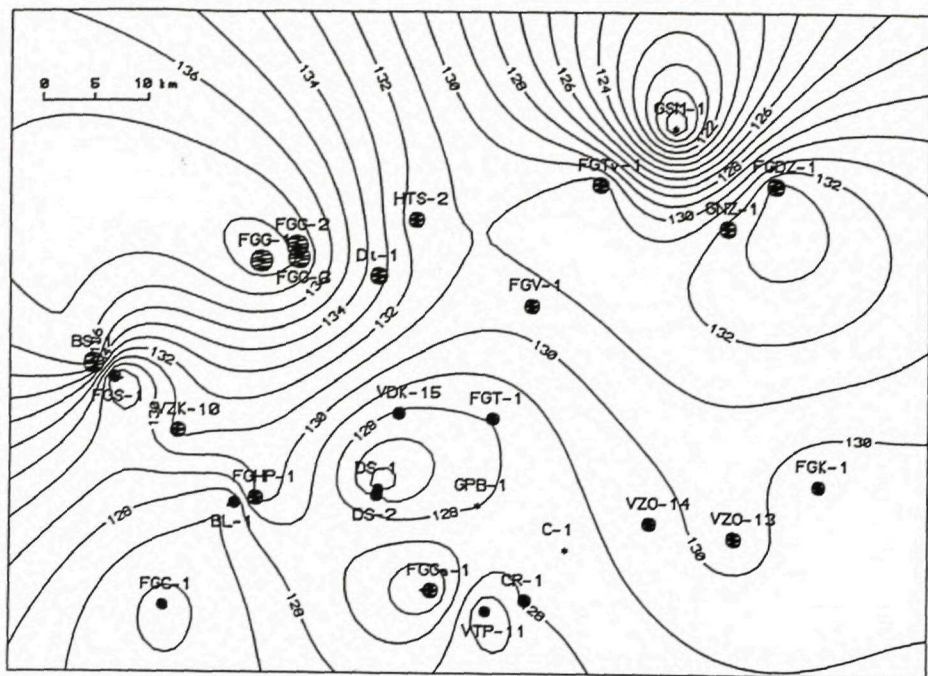
Pre možnosť porovnania uvádzame v tab. 5 aj hodnoty piezometrickej výšky, ktorá sa vo väčšine prípadov od pomernej piezometrickej výšky nelíši o viac ako 0,48 %. Najvyššia pomerná piezometric-

ká výška v celej centrálnej depresii je v oblasti Galanty (obr. 2, 3, vrty FGG-1, 2, 3). Vo východnej časti tejto štruktúry je najvyššia pomerná piezometrická výška v oblasti Dvorov nad Žitavou (vrt FGDŽ-1). Najnižšia pomerná piezometrická výška je v oblasti Čalova (vrt Č-1). Z obr. 2 vidíme, že v tejto oblasti dochádza ku koncentrácii hydroizopiez v dôsledku najväčšej anomálie v centrálnej depresii, ktorá môže byť spôsobená buď dlhodobou exploataciou geotermálnych vôd od r. 1972, alebo nesprávne určenou statickou hodnotou hydrostatického tlaku. Vzhľadom na to, že táto hodnota nezapadá do regionálneho trendu, prikláňame sa k druhej alternatíve. Na obr. 3 sú znázornené hydroizopiezy pre hĺbkovú úroveň 1500 m bez uvažovania hodnoty určenej pre vrt Č-1 Čalovo. Vidíme, že v západnej časti centrálnej depresie je generálny smer prúdenia SZ–JV. Sklon piezometrickej hladiny je veľmi mierny. Pohybuje sa od úrovne okolo 136–138 m n.m. na sz. okraji po 125–127 m n.m. na jz. okraji. Vo východnej časti tejto štruktúry je generálny smer prúdenia SV–JZ pri veľmi miernom sklone piezometrickej hladiny od 131–133 m n.m. na sv. okraji po 128–129 m n.m. na jv. okraji.

Piezometrický gradient sa v tejto hydrogeotermálnej štruktúre pohybuje v intervale  $1,2 \cdot 10^{-4}$ – $5,9 \cdot 10^{-4}$ , pričom nižšie hodnoty sú charakteristické pre východnú časť štruktúry. Pre hĺbkovú úroveň 1500 m je priemerná hodnota koeficientu filtrácie  $9,7 \cdot 10^{-6}$  m/s, ktorej pri uvedenom piezometrickom gradiente zodpovedá filtračná rýchlosť v intervale  $1,2 \cdot 10^{-9}$ – $5,7 \cdot 10^{-9}$  m/s. Ak odhadneme koeficient účinnosti filtračného prierezu kolektorov geotermálnych vôd ako hodnotu rovnú 0,10, potom uvedeným hodnotám filtračnej rýchlosti budú zodpovedať odhadnuté priemerné efektívne rýchlosti prúdenia geotermálnych vôd v intervale  $1,2 \cdot 10^{-8}$ – $5,7 \cdot 10^{-8}$  m/s, t. j. 0,3 – 1,8 m za rok. Tieto hodnoty aj napriek svojej približnosti svedčia o značnej stagnácii geotermálnych vôd v centrálnej depresii podunajskej panvy za takých prírodných podmienok, aké boli dokumentované realizovanými geotermálnymi vrtmi.

## Záver

Na charakterizovanie tlakových pomerov v hydrogeotermálnej štruktúre centrálnej depresie podunajskej panvy boli použité výsledky hydrodynamickej skúšky realizovaných v geotermálnych vrtoch. Pri hodnotení nameraných hodnôt hydrostatických tlakov sa kládol dôraz na presnosť, s akou sme schopní ich merať. Ukázalo sa, že absolútna pres-



Obr. 3 Hydroizopie pre hĺbkovú úroveň 1500 m bez uvažovania hodnoty vrtu Č-1



Tab. 5 Statické hodnoty hydrostatického tlaku pre hĺbkovú úroveň 1500 m

Vrt	Piezometrická výška [m n.m.]	Hydrostatický tlak [MPa]	Gravitačný potenciál [MPa]	Pomerná pie- zometrická výška [m n.m.]
FGS-1	126,780	14,825	1,249	127,322
FGT-1	128,608	14,824	1,256	128,045
FGK-1	129,523	14,867	1,266	129,065
FGG-1	138,832	14,902	1,361	138,750
FGG-2	137,676	14,892	1,350	137,628
FGG-3	138,254	14,902	1,355	138,130
FGTv-1	132,317	14,826	1,293	131,817
FGHP-1	130,786	14,793	1,280	130,492
FGČ-1	125,282	14,741	1,232	125,598
FGDŽ-1	133,851	14,842	1,309	133,448
FGV-1	131,043	14,835	1,280	130,492
FGGa-1	131,803	14,845	1,289	131,409
DS-1	125,314	14,790	1,227	125,089
DS-2	127,433	14,802	1,262	127,231
Č-1	106,732	14,629	1,044	106,433
BS-1	136,367	14,859	1,340	136,609
Di-2	133,768	14,847	1,308	133,347
GNZ-1	132,700	14,838	1,299	132,429
HTŠ-2	131,775	14,819	1,288	131,308
BL-1	127,135	14,748	1,245	126,924
ČR-1	129,284	14,773	1,258	128,249
VZK-10	131,152	14,840	1,289	131,409
VTP-11	126,607	14,750	1,234	125,803
VZO-13	130,932	14,863	1,281	130,594
VZO-14	130,094	14,826	1,270	129,470
VDK-15	127,360	14,804	1,245	127,842
GŠM-1	118,090	14,625	1,155	117,749

nosť mechanických (fóliových) manometrov, ktoré sa u nás na tieto účely bežne používajú, je okolo  $\pm 0,5\%$  z ich celkového rozsahu. Pri opakovanom meraní tým istým manometrom pri rovnakej teplote je absolútna presnosť  $\pm 0,2\%$ . V rámci jedného záznamu sú výsledky limitované presnosťou interpretátora záznamu a chyba medzi jednotlivými zámermi môže byť  $\pm 0,05\%$ . Absolútna presnosť elektronických manometrov (digitálnych) sa pohybuje v intervale  $0,04-0,05\%$ , čo v podmienkach centrálnej depresie podunajskej panvy pre hĺbkovú úroveň

1500 m predstavuje chyby v absolútnych hodnotách hydrostatických tlakov  $\pm 5- \pm 6$  kPa.

Porovnanie gravitačného potenciálu pre rôzne hĺbkové úrovne vrtu FGGa-1 Gabčíkovo (tab. 1) ukázalo, že medzi týmito hĺbkovými úrovňami, ktoré reprezentujú separátne odskúšané intervaly (perforovaný úsek 2503–2146 m a 1292–1122 m), nedochádza k vertikálnemu prúdeniu geotermálnych vôd. Ostatné príklady poukazujú na možnosť existencie kvázihorizontálneho prúdenia geotermálnych vôd v centrálnej depresii podunajskej panvy.



Na príklade vrtu FGTv-1 Tvrdošovce (tab. 2, obr. 1) sme dokumentovali, že nie je možné počítať depresiu (zníženie) na exploatačných geotermálnych vrtoch z hodnôt hydrostatických tlakov (hladín) nameraných na ústí vrtov. Tieto hodnoty sú na exploatačných geotermálnych vrtoch ovplyvňované hlavne teplotou a voľným plynom. Termolift a gazlift dokáže pri menšej výdatnosti eliminovať vytvorenú depresiu vo vrte, a preto počas exploatacie geotermálnych vôd môžeme na ústí vrtu namerať vyššie hodnoty tlaku (hladín) ako pri uzavretom vrte, t. j. dynamické hodnoty hydrostatického tlaku (hladín) sú vyššie ako statické, čo sa nemôže stať v prípade obyčajných podzemných vôd.

Rozbor hodnôt nameraných na vrtoch FGG-2 a FGG-3 Galanta ukázal, že meranie tlaku na ústí vrtu je v súčasnosti jednoduchšie a presnejšie ako v určitej hĺbkovej úrovni. Z tohto dôvodu pre výpočet hydrostatického tlaku berieme do úvahy hodnoty tlaku namerané na ústí vrtu a počítame hydrostatický tlak pre danú hĺbku. Hodnoty hydrostatických tlakov vypočítané metódou zostavenou FENDEKOM (1991) sú porovnateľné s nameranými hodnotami (tab. 4), čo vytvára dobrý predpoklad pre regionálne hodnotenie tlakových pomerov v hydrogeotermálnych štruktúrach.

Ak v hydrogeotermálnej štruktúre nie sú tlakové anomálie a tlak sú schopné prenášať všetky vrstvy, potom prepočet statickej hodnoty hydrostatického

tlaku pre požadovanú úroveň možno v geotermálnych vrtoch a hydrogeotermálnych štruktúrach uskutočniť podľa vzťahu (7). Opodstatnenosť použitia tohto vzťahu potvrdili statické hodnoty hydrostatického tlaku namerané r. 1985 vo vrte DS-2 Dunajská Streda, ktoré sa odlišovali od vypočítanej hodnoty (FENDEK in FRANKO et al., 1984) len o 0,05–0,13 %, čo predstavuje menšiu odchýlku, ako je chyba pri meraní tlaku fóliovým manometrom.

Závislosť statických hodnôt hydrostatického tlaku od hĺbky bola pre centrálnu depresiu podunajskej panvy definovaná regresným vzťahom (9), ktorý umožňuje veľmi jednoduchým a rýchlym spôsobom získať statickú hodnotu hydrostatického tlaku pre toto územie v hĺbkovom intervale 500–3000 m. Takto určená hodnota tlaku je dostatočne presná napríklad pre potreby určenia mernej hmotnosti výplachu potrebného na vrtanie geotermálnych (hlbokých) vrtov systémom ROTARY.

Vzhľadom na nízke hodnoty piezometrického gradientu a priemerné priepustnosti kolektorov, na ktoré sú viazané geotermálne vody v centrálnej depresii podunajskej panvy, je efektívna rýchlosť pohybu geotermálnych vôd v priemere okolo 0,3–1,8 m za rok, čo svedčí o značnej stagnácii geotermálnych vôd v centrálnej depresii podunajskej panvy za takých prírodných podmienok, aké boli dokumentované realizovanými geotermálnymi vrtmi.

## Literatúra

- BONDARENKOVÁ, Z. – MOTLÍKOVÁ, H. – DRAHOŠ, M., 1986: Dunajská Streda – termálny vrt DS-2. Záverečná správa. Manuskript – Geofond, Bratislava.
- FENDEK, M., 1989: Okamžitá statická hodnota tlaku na ústí vrtu GRP-1. Správy o výskumoch Geologického ústavu Dionýza Štúra, Region. Geol. Západ. Karpát (Bratislava), 25, 269–272.
- FENDEK, M., 1991: Metodika hodnotenia tlakových pomerov v geotermálnych vrtoch. Písomná práca k odbornej kandidátskej skúške. Manuskript – archív Kated. podzem. vôd PF UK, Bratislava.
- FENDEK, M. – FRANKO, O. – REMŠÍK, A., 1988: Členenie nádrže geotermálnych vôd a hodnotenie hydrogeologických údajov v centrálnej depresii podunajskej panvy z hľadiska ich výskytu. Zborník príspevkov 9. celoštátnej hydrogeologickej konferencie, Pardubice, 8–18.
- FRANKO, O. – REMŠÍK, A. – FENDEK, M. – BODIŠ, D. – PRIECHODSKÁ, Z. – VASS, D. – KRÁL, M. – JANČI, J., 1984: Geotermálna energia centrálnej depresie podunajskej panvy – prognózne zásoby. Čiastková záverečná správa. Manuskript – Geofond, Bratislava.
- GRANT, M. A. – DONALDSON, I. G. – BIXLEY, P. F., 1982: Geothermal Reservoir Engineering. New York, Academic Press.
- GUREVIČ, A. E. et al., 1987: Davlenie plastovych fluidov, Leningrad, Nedra.
- MUCHA, I. – ŠESTAKOV, V. M., 1987: Hydraulika podzemných vôd. Bratislava, Alfa.
- NOSKIEVIČ, J. – ČUPKA, F. – FLEISCHNER, P. – JEŽEK, J. – OLEHLA, J. – SÚKUP, J. – ŠEBESTA, S., 1987: Mechanika tekutín. Praha, SNTL.

## Pressure conditions in hydrogeothermal structure of the Danube Basin central depression

### Summary

The results of hydrodynamic tests in geothermal wells have been used to characterize pressure conditions in the hydrogeothermal structure of the Danube Basin central depression. In the evaluation of the measured hydrostatic loads we paid much attention to the measurement accuracy. It has turned out that the absolute accuracy of mechanic (foil) manometers, which are commonly used for this purpose in Slovakia, is about 0.5 % of their total range. If a reading is repeated using the same manometer at equal temperature, the absolute accuracy is 0.2 %. In a single reading, the results depend upon the accuracy of reading interpreter, and the difference between individual readings may be 0.05 %. The absolute accuracy of electronic (digital) manometers ranges from 0.04 to 0.05 %, which in the Danube Basin central depression at a depth of 1500 m corresponds to errors 5–6 kPa in the absolute values of hydrostatic pressures.

A comparison between gravity potentials at different depths of well FGGa-1 at Gabčíkovo (Tab. 1) has shown that there is no vertical flow of geothermal waters from one aquifer to another (perforated intervals 2503–2146 m and 1292–1122 m were tested separately). Other examples, however, suggest possible nearly-horizontal flows of geothermal waters in the Danube Basin central depression.

With the example of well FGTv-1 situated at Tvrdošovec (Fig. 1) we have proved that it is impossible to calculate depression in production geothermal wells from hydrostatic pressures (levels) measured at wellheads. These characteristics in production geothermal wells are affected mainly by temperature and free gas. By small yields, depression in the well is eliminated by thermolift and gaslift and therefore the pressure (levels) at wellhead is higher during the exploitation of thermal waters than in a closed well, i.e. dynamic values of hydrostatic pressure (levels) are higher than static ones, the case which cannot take place in cold groundwaters.

The analysis of values measured in wells FGG-2 and FGG-3 has shown that pressure measurements at wellhead are currently simpler and more accurate than those at a certain depth. That is why our calculations of hydrostatic pressure at a given depth are based on pressures measured at wellhead. Hydrostatic pressures calculated by a methods introduced by FENDEK (1991) are comparable with measured values (Fig. 4), which allows to assess regional pressure conditions in hydrogeothermal structures.

If there are no pressure anomalies in the hydrogeothermal structure and all layers are able to transfer pressure, then the static value of hydrostatic pressure at a given depth in a geothermal well of hydrogeothermal structure can be calculated according to equation (7). The application of this equation is fully justified as was confirmed by the static values of hydrostatic pressure measured in 1985 in well DS-2 at Dunajská Streda. The difference between the calculated and measured values (FENDEK IN FRANKO et al., 1984) was a mere 0.05–0.13 %, which is less than the error of pressure measurements using a foil manometer.

The relationship between the hydrostatic pressure static values and depth in the Danube Basin central depression was defined through a regressive equation (9) which is a very simple and fast means to calculate the static value of hydrostatic pressure in this region at depths from 500 to 3000 m. Pressures calculated in this way were sufficiently accurate for the determination of specific gravity of drilling fluid needed for the ROTARY drilling of deep geothermal wells.

Because of the low piezometric gradient and low mean permeability of geothermal aquifers in the Danube Basin central depression, the effective flow of thermal waters averages only about 0.3–1.8 m a year. The thermal waters here are therefore very stagnant under conditions documented by geothermal wells.



ANDREA VRANOVSKÁ

## Princípy výberu lokalít vhodných na exploatáciu tepla suchých hornín

4 obr., 1 tab., angl. resumé

**Abstract.** The principle of the method of energy extraction from hot dry rock (HDR) which is at present in the research stage arises from the fact that heat could be recovered from low-permeability hot rock by drilling two deep drills, connecting them at depth through large cracks produced by hydraulic fracturing and then utilization of hot water circulating through the cracks under sufficient pressure to prevent boiling. The new methodology was verified for the first time in 1977 at Fenton Hill (New Mexico, USA). The simultaneous investigation continues at Soultz (France), Rosemanowes (Great Britain) and Bad Urach (Germany). By the end of 1994 one of the mentioned sites in Europe will be selected and the European HDR prototype is expected to start working. On experiences of HDR projects in the world the criteria for appointing the most suitable locality for extraction HDR were chosen.

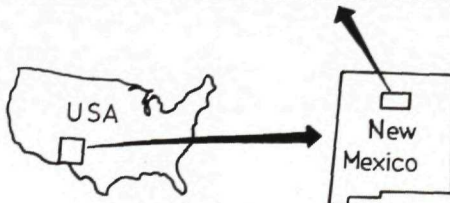
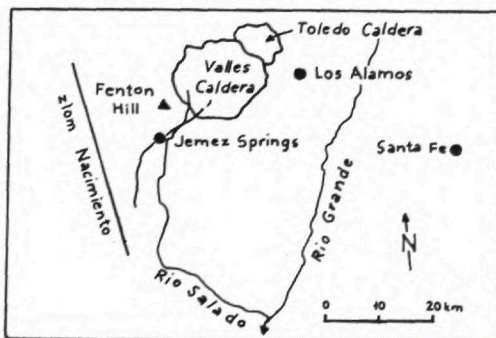
Súčasná energetická situácia a stav znečistenia životného prostredia donútili odborníkov, aby svoje úsilie zamerali na výskum a získavanie nových bezodpadových zdrojov energie. Jedným z takmer nevyčerpatelných zdrojov energie sa javí vrchná časť zemského kôry, v ktorej je akumulovaných viac ako  $10^{13}$  MW geotermálnej energie za rok.

Geotermálnu energiu možno získavať prostredníctvom prirodzených médií, ako sú voda a para, ale aj extrakciou tepla suchých hornín (HDR – hot dry rock). Nová metóda bola vynájdená začiatkom 70-tych rokov v USA v laboratóriu v Los Alamos (Nové Mexiko). Jej podstata spočíva v hydraulickom prepojení dvoch vrtov, pričom jedným sa do horninového prostredia pod tlakom vháňa povrchová voda, ktorá sa pri prechode umelo vytvoreným „tepelným výmenníkom“ zohreje, a na povrch sa čerpá už horúca, vhodná na využitie.

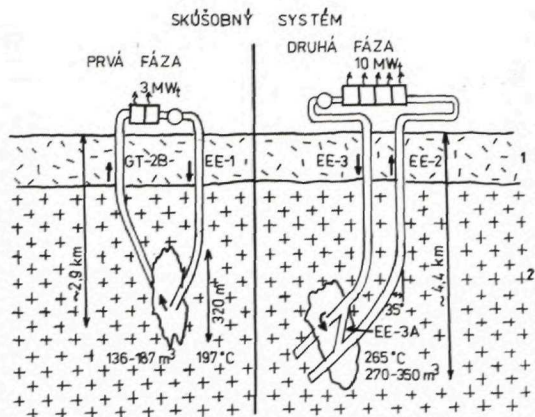
Systém získavania tepla suchých hornín bol po



prvýkrát uvedený do prevádzky v roku 1977 vo Fenton Hill (Nové Mexiko), (obr. 1). Prvá fáza prác sa



Obr. 1 Situačná mapka Fenton Hill (Nové Mexiko)



Obr. 2 Porovnanie skúšobných systémov prvej a druhej fázy  
1 – vulkanické a sedimentárne horniny, 2 – kryštalické podložie

začala odvrátaním ťažobného vrtu GT-2 do hĺbky 2,6 km a neskôr vrtu EE-1 do hĺbky 2,9 km, vzdialeného od GT-2 75 m. Geotermálny rezervoár bol vytvorený v granitických horninách hydraulickým štiepením, jeho ložisková teplota dosahovala 176°C. V roku 1979 bola efektívna plocha výmenníka tepla zväčšená z pôvodných 8000 na 50 000 m<sup>2</sup> a objem rezervoáru z 11 na 255 m<sup>3</sup>. Napriek tomuto nárastu strata vody pri vŕhaní do umelo vytvoreného rezervoáru vzrástla len o 30 % oproti pôvodnej pri podobných pT podmienkach a odpor rezervoáru (t. j. tlakový rozdiel medzi injektáznym a produk-

čným vrtom) zostal takmer nezmenený. Nízka mineralizácia cirkulujúcej vody (asi 2 g/l) a veľmi slabá seizmicita územia nekomplikovali funkčnosť celého systému (DASH et al., 1983). Počas 9-mesačného testu sa v dôsledku tepelnej kontrakcie hornín HDR rezervoár zväčšil asi o 25 %, čím sa proporcionálne zväčšila aj teplovýmenná plocha. Získané teplo bolo použité v binárnom cykle na výrobu elektriny v elektrárni s výkonom 5 MW (SMITH, 1983). V roku 1981 bol vrt GT-2 prehĺbený do hĺbky 2,93 km, čím sa pôvodný rezervoár zväčšil. Vertikálny rozsah nového rezervoáru bol 320 m, ložisková teplota 197°C, teplota na ústí vrtu 189°C (obr. 2). Stopovacie skúšky preukázali, že rezervoár je 9-krát väčší ako pôvodný, straty vody 0,46 l/s sú len o 30 % vyššie ako pôvodné. Odpor rezervoáru voči pretekajúcej vode bol 1,6 GPa.s.m<sup>3</sup>, seizmická aktivita zanedbateľná (ZYVOLOVSKI et al., 1981). Po úspechu pokusov prvej fázy boli počas roku 1982 odvrátané 2 uklonené vrt EE-2 a EE-3, ktoré predstavujú druhú fázu prác HDR programu. Hydraulické štiepenie z vrtu EE-2 v hĺbke 3500 m a neskôr z vrtu EE-3 vytvorilo 2 paralelné elipsoidné útvary puklín vzdialené asi 180 m, avšak hydraulicky neprepojilo obidva vrt (SMITH et al., 1985). Po odstránení technických nedostatkov vo vrtoch EE-2 a EE-3 sa úsilie odborníkov sústredilo na hydraulické prepojenie existujúcich vrto. Umožnilo ho bočné vŕtanie z vrtu EE-3, kde bol do hĺbky 3660 m dovŕtaný vrt EE-3A. 84-dňová prietoková skúška dokázala prepojenie v hĺbke 3650 m s teplotou 265°C. Koncom roku 1985 sa uskutočnili pokusy na stimuláciu malých puklinových spojení. Počas testu v roku 1986

Tab. 1 Porovnanie charakteristík HDR rezervoárov

	Fenton Hill (USA)		Rosemanowes (Veľká Británia)	
	Dokončená 1. fáza prác	Súčasný stav 2. fáza prác	Dokončená 1. fáza prác	Súčasný stav 2. fáza prác
priemerná hĺbka rezervoáru [m]	2840	3550	100	2100
počiatočná teplota rezervoáru [°C]	190	232	15	80
priemerná vzdialenosť vrto [m]	300	150–300	40	200–300
objem rezervoáru [m <sup>3</sup> ]	136–187	270–350	50	153–780
produkované množstvo [L.s <sup>-1</sup> ]	6–8	12–14	1–10	12–24
celková prevádzková doba [dni]	305	31	42	1000
odpor rezervoáru (GPa.s.m <sup>3</sup> )	1,56	2,1	0,03	0,6
% straty vody z injektovaného množstva	15–10	35–19	1–5	25–15
výkon (MW)	3	10	<1	1–4



bola do injektážneho vrtu EE-3A vháňaná voda pod tlakom 26,9 MPa (18,5 l/s) a z vrtu EE-2 sa získavalo 6,3 l/s vody, tlak na ústí vrtu bol 3,5 MPa. Tlak na počve injektážneho vrtu ostal konštantný, nezávislý od prietokového množstva. Teplota získavanej vody stúpala počas testu až na 192°C, výkon na 10 MW. Výdatnosť produkčného vrtu EE-2 mala stúpajúci trend v dôsledku poklesu odporu rezervoáru. Straty vody poklesli z pôvodných 70 % na 26 % po ukončení testu (KELKAR, 1987). Tridsaťdňový test rezervoáru je príliš krátky čas na vypracovanie prognóz jeho budúceho správania sa počas kontinuálnej prevádzky, preto bol rozpracovaný dlhodobý 1-ročný test. Kompletná oprava vrtu EE-2 oddialila realizáciu 1-ročného testu na rok 1988.

Pri využívaní tepla produkovanej vody pri zmene tepelno-tlakových podmienok, dĺžky interakcie voda–hornina, ako aj pri doplnení systému povrchovou vodou sa neustále menia chemické rovnováhy rozpustených minerálnych fáz. Preto je potrebné venovať zvýšenú pozornosť vyžrádzaniu tuhých foriem, ktoré spôsobujú inkrustáciu prevádzkových zariadení. Chemicky reaktívne stopovače, ktoré sú mimoriadne citlivé na teplotu, sa hojne využívajú na určenie rozloženia teploty v rezervoári, ako aj na modelovanie jeho ochladzovania. Na tento účel boli odskúšané estery, amíny, arylhalidy... Výsledky pokusov arylhalidovej hydrolyzy umožňujú predpovedať jej rýchlosť v neutrálnych tlmiacich roztokoch, akými sú podzemné a geotermálne vody (BIRSELL – ROBINSON, 1988). Sú to cenné poznatky na určenie životnosti geotermálneho rezervoáru.

Pomocou matematických a fyzikálnych modelov doplnených dátami získanými z pokusov boli upresnené poznatky o veľkosti rezervoáru vytvoreného hydraulickým štiepením, o geotermálnych a tlakových podmienkach prenosu tepla, geochemii a množstve fluida, ktoré sa stali základom na určenie životnosti celého systému. Napríklad model vytvárania rezervoáru preukázal, že s rastom produkčného intervalu bol zaznamenaný výrazný rast jeho energetickej produkcie, kým zväčšenie vzdialenosti medzi vrtmi malo za následok len veľmi malú zmenu k lepšiemu (BIRSELL–ROBINSON, 1988). Modelovanie optimálneho prietokového množstva poukazuje na fakt, že znižovanie tlaku v rezervoári vedie v dôsledku stlačenia puklín oveľa častejšie k celkovému zníženiu prietokového množstva ako k očakávanému rastu produkovaného množstva. Tento jav bol pozorovaný nielen v blízkom okolí vrtu, ale aj v širšej oblasti (BROWN, 1989). Rast prietokového množstva pri konštantnom tlaku na injektážnom vrte spôsobí rast tlaku na produkčnom vrte, čo redukuje

energiu potrebnú na čerpanie vody, t. j. so zvyšovaním spätného tlaku klesá množstvo energie potrebnej na čerpanie vody (SWENSON et al., 1989).

Na vykonávanie týchto netradičných vrtov a meraní bolo vyvinutých množstvo nových technických zariadení a technologických postupov.

Ekonomické aspekty projektov sú veľmi podstatnou zložkou ich realizácie. Preto je dôležité vybrať najvhodnejšiu lokalitu s vysokým geotermickým gradientom, vysokým prietokovým množstvom v rezervoári a jeho nízkym odporom, nízkym poklesom teploty v čase, vybudovanou elektrickou sieťou a dostatočným počtom spotrebiteľov v dostupnej vzdialenosti. Ak je takýto systém vybudovaný v oblasti s geotermickým gradientom 40–60 K/km s prietokovým množstvom 75 l/s a počíta sa s 20 % stratou účinnosti za 10 rokov, pričom vrt na získavanie tepla suchých hornín je 2,5-krát drahší ako ropný do rovnakej hĺbky, je cena takto vyrobenej elektrickej energie 5–7 USD/kWh (v USA 1986) (TESTER et al., 1989). Kombináciou výroby elektriny a vykurovania sa odpadové teplo po výrobe elektriny využije na vykurovanie, čím sa fluidum zároveň schladí a je vhodné na injektáž. Taktiež cena takto získanej tepelnej energie je minimálna.

Vzhľadom na to, že rozvoj technológie získavania tepla suchých hornín sa spája s množstvom ťažkostí a problémov a v snahe zabrániť tomu, aby všetky riziká znášala jedna krajina, pod ochranou Európskeho spoločenstva a s podporou ministerstiev Francúzska, Nemecka, Veľkej Británie a Švajčiarska boli v Európe určené tri lokality vhodné na získavanie tepla suchých hornín. Aktivity na vybraných lokalitách – Bad Urach (Nemecko), Rosemanowes (Veľká Británia) a Soultz (Francúzsko) – v rokoch 1992 – 1993 sú zjednotené v Európskom programe získavania tepla suchých hornín a na koordináciu činnosti sa vytvorila skupina organizácií pod názvom Európska asociácia tepla suchých hornín (EHDRA). Najneskôr do konca roka 1994 sa na základe výsledkov pokusov uvedie do prevádzky jedna vybraná lokalita ako prototyp získavania tepla suchých hornín v Európe (BAUMGÄRTNER et al., 1992).

Vo Francúzsku prebehli pokusy na lokalite v Soultz, ktorá sa nachádza asi 50 km severne od Štrasburgu v mladom grabenovom prostredí s vysokým teplotným gradientom. Boli tu odvrtné dva vrty GPK-1 a EPS-1 do hĺbky 2200 a 2000 m, ktoré zachytili kryštalické podložie v hĺbke 1400 m. Teplota na báze sedimentárneho nadložia tvoreného pestrými pieskovecami je 124°C, geotermický gradient v sedimentoch je 83 K/km. Účelom hydraulické-



ho štiepenia bolo spriechodniť a prepojiť existujúce pukliny s blízkyim zlomom. Počas hydraulického štiepenia boli otvorené subvertikálne pukliny pri relatívne nízkom tlaku – 3–5 MPa na ústí vrtu. Šírenie frakturácie bolo pozorované tromi vrtmi vo vzdialenosti 0,5–1,5 km od vrtu GPK-1 (JUNG, 1992). Výsledky čerpacích skúšok ukazujú, že vertikálne pukliny sa rozšírili a prepojili vrt s neďalekou zlomovou zónou. Zavedením ponorných čerpadiel je možné zvýšiť čerpané množstvo na 10 l.s<sup>-1</sup>, čo je ekonomicky zaujímavé (BARIA, 1992). V rokoch 1992–1993 sa aktivita odborníkov sústredila na prehĺbenie vrtu z 2000 m na 3500 m. Cieľom je získanie kompletných údajov na vypracovanie „feasibility study“ a zodpovedajúceho modelu. Ak budú výsledky výskumu priaznivé, môžu rozhodnúť o prevádzke projektu získavania tepla suchých hornín v rámci Európy práve vo Francúzsku.

Vo Veľkej Británii sa program získavania tepla suchých hornín zaviedol v roku 1976. Podporovalo ho Ministerstvo energetiky. Na tento účel bola vybraná lokalita Rosemanowes v jz. Anglicku. Prvá fáza prác sa začala v roku 1977, keď sa podarilo hydraulicky prepojiť dva plytké vrty (hĺbka 300 m) situované v granitoch s geotermickým gradientom 30–35 K/km. Po ôsmich rokoch nasledovala druhá fáza prác, a to vytvorenie HDR rezervoáru, ktorý mal spĺňať ekonomické požiadavky. Boli odvítané dva uklonené vrty pod uhlom 35° do hĺbky 2–3 km, vzdialené od seba 300 m, s teplotou 80°C. V granitoch sa nachádza prirodzený systém kolmých, takmer vertikálnych a horizontálnych puklín, ktorý sa snažili pomocou hydraulického štiepenia otvoriť. Vytvorený rezervoár mal veľké straty vody a vysoký odpor (napr. pri výdatnosti 75 l/s bolo potrebné na prekonanie odporu rezervoáru a tlakových strát v pažení vyvinúť tlak 7,5 MPa). Objem tohto rezervoáru bol odhadnutý na 1/3 km<sup>3</sup> s výkonom 4 MW, avšak po odpočítaní energie potrebnej na čerpanie vody a prekonanie odporu rezervoáru je jeho konečný produkt 2 MW elektrickej energie. Výsledky pokusov preukázali, že pod každým z vrtov sa nachádza ešte veľký vertikálny rezervoár (čo vysvetľuje vysoké straty vody), avšak ich vzájomné prepojenie je minimálne. Nový 2600 m hlboký vrt zabezpečil prepojenie len v malom okruhu, čo spôsobilo pokles teploty produkovanej vody z 80°C na 55°C. V tretej fáze prác sa v roku 1988 začali zaoberať predovšetkým ekonomickou stránkou projektov (SYMONS – CLARKE, 1989). Ukazuje sa, že na výrobu elektrickej energie je vhodné použiť organický Rankinov cyklus a binárny cyklus výroby elektriny za použitia pary. Z analýz posudzujúcich geologic-

ké, technické podmienky a cenu vyrobennej energie vyplýva, že ekonomicky zaujímavé sú vysokoteplotné zdroje (geotermický gradient 80 K/km), kým strednoteplotné zdroje (geotermický gradient 50 K/km) zodpovedajú cenám energie len čiastočne a nízko-teplotné zdroje (geotermický gradient 30 K/km) nie sú vhodné na výrobu elektrickej energie. Na základe existujúcich podmienok v Rosemanowes bola cena energie vy kalkuloaná na 17 GBP/kWh, čo je oproti konvenčne vyrobenej energii naozaj veľa (HARRISON – SYMONS, 1991). V rokoch 1992–1993 sa má zrevidovať existujúca „feasibility study“ a pomáhať pri meraniach v Soultz a Bad Urachu. Na základe doterajších výsledkov sa Rosemanowes nejaví ako perspektívna lokalita pre európsky HDR projekt.

Bad Urach sa nachádza v centre geotermálnej anomálie, kde boli namerané najvyššie podpovrchové teploty v Nemecku (obr. 3). V rokoch 1977–1982 prebehli práce prvej fázy výskumu. Výskumný vrt do kryštalického podložja tvoreného rulami (hĺbka 3334 m) prevrval jurské sedimenty (do 1602 m) s teplotou 143°C. V tomto vrte bol umelo vytvorený systém cirkulácie vody medzi perforovanými (tri 5-metrové úseky) a nezapaženými úsekmi (3259–3298 m a 3320–3334 m) nazvaný Model Urach. Maximálne injektované množstvo

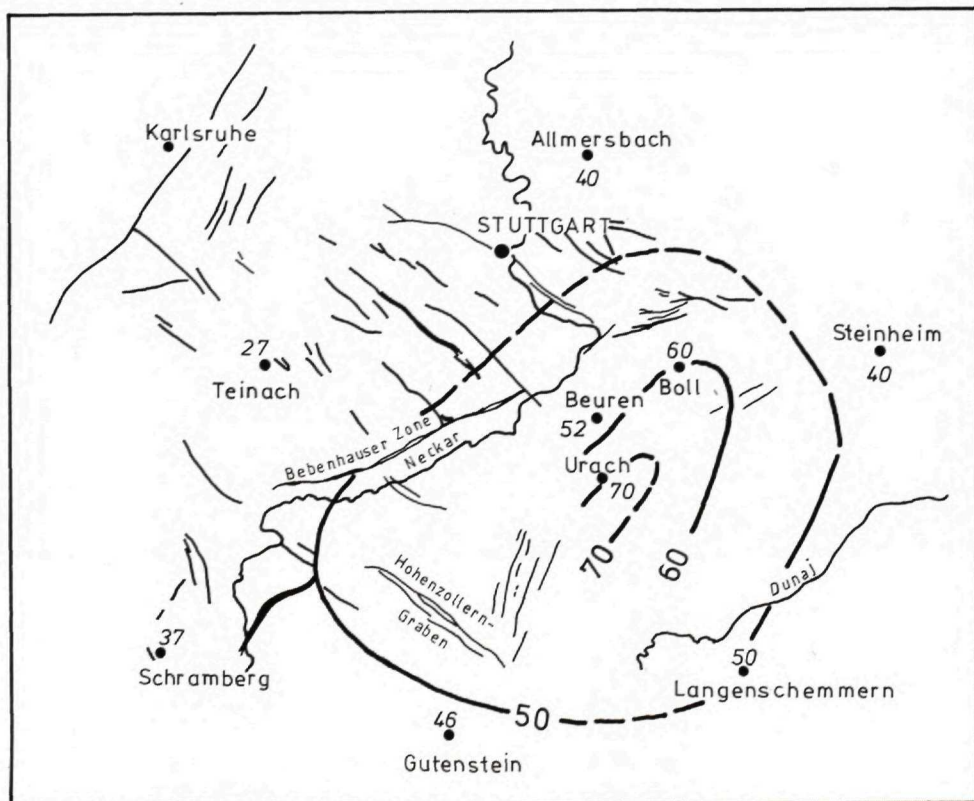


Obr. 3 Situačná mapa Bad Urachu (Nemecko)

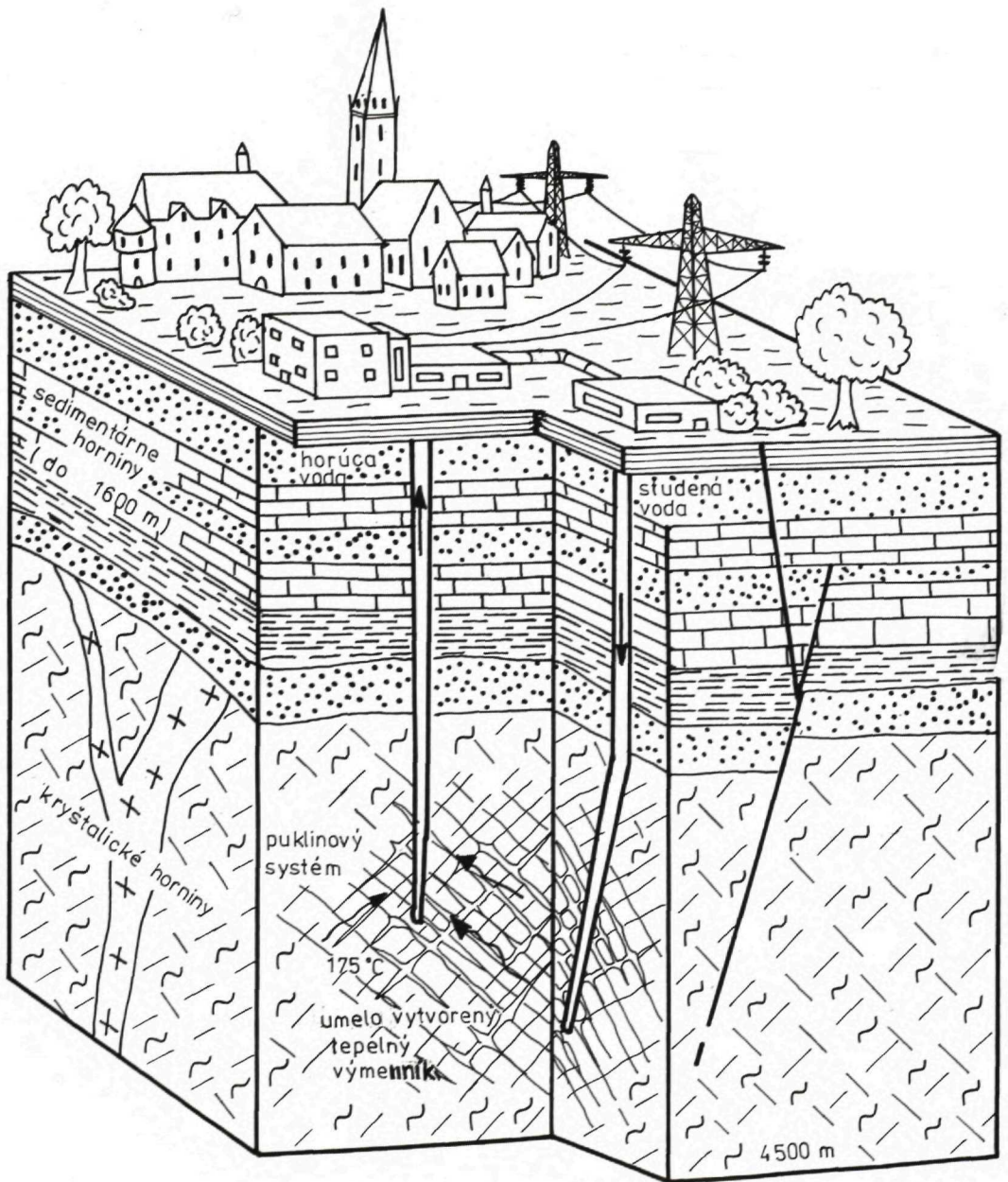
bolo vyššie ako 20 l/s, čím bol vytvorený tepelný výmenník s plochou asi 100 000 m<sup>2</sup>. Proti uzatváraniu puklín bola do vrtu zavedená podporná substancia (bauxit) udržiavajúca pukliny otvorené. Vzdialenosť medzi bodom injeckáže a čerpania je asi 25 m, dráha cirkulujúcej vody v horninách 40–50 m a maximálne prietochné množstvo 0,5–1 l/s. V rokoch 1982–1986 prebehla druhá fáza prác, keď bol existujúci vrt prehĺbený o 154 m; maximálna teplota rezervoáru dosiahla 147°C. Napriek tomu, že systém výmeny tepla bol zväčšený na viac ako 400 000 m<sup>2</sup>, nebolo spozorované výrazné zlepšenie cirkulácie vody (RUMMEL – KAPPELMEYER, 1992). Do konca roku 1992 bola naplánovaná tretia fáza prác, ktorej cieľom bolo prehĺbenie existujúceho vrtu do hĺbky 4500 m s predpokladanou teplotou 175°C (obr. 4). Na základe doterajších výsledkov sa táto lokalita javí ako perspektívna pre úspešnú funkciu európskeho projektu získavania tepla suchých hornín.

Napriek tomu, že v súčasnosti je výroba energie systémom získavania tepla suchých hornín ekono-

micky nerentabilná, zhoršujúci sa stav znečistenia životného prostredia a znižovanie zásob fosílnych palív prinúti ľudstvo využívať v budúcnosti netradičné zdroje energie. Z hľadiska stavby a prevádzky podobných projektov v podmienkach Slovenska je potrebné uvažovať o viacerých faktoroch, ktoré určujú vhodnosť vyčlenenej lokality. Aby bola vyrobená energia čo najlacnejšia, musia sa zosúladiť geologicko-geochemické podmienky, dostupná technika a technológie, ako aj vybudovať rozvodovú sieť a dodávanie energie spotrebiteľom. A priori možno z potenciálnych lokalít vylúčiť chránené krajinné oblasti a národné parky, blízke okolie zdrojov minerálnych a termálnych vôd, lomy, oblasti s intenzívnou banskou činnosťou a oblasti s ložiskami uhľovodíkov a bitúmenov, kde by stavba systému získavania tepla suchých hornín mohla spôsobiť vážne ťažkosti v prevádzke skôr získavaných surovín. Pri určovaní vhodnosti lokalít treba zohľadniť nasledujúce kritériá, podľa ktorých sa budú jednotlivé tektonické jednotky hodnotiť a zaraďovať do







Obr. 4 Modelový blokdiagram Bad Urachu

troch skupín – vhodné, menej vhodné, nevhodné:

– geotermický gradient (nad 40 K/km; 30–40 K/km; do 30 K/km),

– tepelný tok (nad 90 mWm<sup>-2</sup>; 60–90 mWm<sup>-2</sup>; do 60 mWm<sup>-2</sup>),

– hĺbka s teplotou 130°C (do 3000 m; 3000–4000 m; nad 4000 m),

– hĺbka s teplotou 180°C (do 4000 m; 4000–5000 m; nad 5000 m),

– tvrdosť hornín (skalné; poloskalné; nespevnené),

– kvázihomogenita telies (homogénne; sčasti homogénne; nehomogénne),

– rozpukanosť masívu (sieť puklín je orientovaná šikmo ku smeru vrtu; sieť puklín je orientovaná v smere a kolmo na smer vrtu; sieť puklín je orientovaná paralelne so smerom vrtu),

– prítomnosť tektonických línií (výrazné tektonické línie sú vzdialené; lokálne zlomy sa priamo napájajú na tektonické línie; v oblasti tektonických línií),

– seizmická aktivita (neaktívna; občasne aktívna; aktívna),

– mineralogicko-petrologické zloženie hornín (granity, kryštálické bridlice, andezity, ryolity, karbonáty, ílovce, pieskovce, vulkanoklastiká; íly, piesky),

– prítomnosť výronov CO<sub>2</sub> (bez CO<sub>2</sub>; CO<sub>2</sub> v malom množstve; veľké výrony CO<sub>2</sub>),

– dostupnosť dostatočne veľkých zdrojov povrchových vôd s mineralizáciou pod 1 g/l,

– ustálené straty vody do 20 %,

– vzdialenosť vrtov do 300 m,

– rozsah otvoreného úseku 100 až 1000 m,

– tlak potrebný na vytvorenie puklín max. 50 MPa,

– odpor rezervoáru do 1 GPa.s.m<sup>3</sup>.

Tieto kritériá môžeme brať len ako orientačné pri vyčlenení lokality. Až pri prevádzke takéhoto systému sa ukáže množstvo problémov, ktoré treba operatívne riešiť. Z doterajších skúseností vyplýva, že injektovaná voda môže síce spôsobiť seizmickú aktivizáciu oblasti, ale intenzita otrasov je takmer zanedbateľná. Úniky injektovanej vody do podzemných priestorov, tlak potrebný na hydraulické štiepenie hornín, modelovanie optimálnej veľkosti vytvoreného rezervoáru, optimálneho prietokového množstva, zmeny chemizmu vody po interakcii voda – hornina a s tým spojených problémov s inkrustáciou a koróziou zariadení a rýchlosť poklesu teploty v rezervoári možno síce na základe vytvorených modelov pomerne presne predpovedať, avšak len experimentálne skúšky môžu potvrdiť správnosť

riešení. V prípade zostavovania podobného projektu je potrebné nadväzne vypracovať ekonomickú štúdiu rentability výroby energie spomenutým spôsobom. Na výrobu elektrickej energie je nevyhnutné získať vodu s teplotou 150°C, voda s nižšou teplotou ako 150°C je vhodná na vykurovanie a priemyselné využitie.

Systémom získavania tepla suchých hornín na Slovensku sa zaoberal ZEMBIK (1989), ktorý vyčlenil štruktúru Beša–Čičarovce tvorenú andezitmi a ich pyroklastikami s tepelným tokom 110 mWm<sup>-2</sup> a geotermickým gradientom 52 K/km ako najperspektívnejšiu oblasť na prípadnú lokalizáciu HDR systému. V budúcnosti treba rozhodnúť celé územie Slovenska na základe uvedených kritérií a výskum zamerať na vyčlenené oblasti, ako aj na spomenutú štruktúru Beša–Čičarovce.

## Literatúra

- BARIA R., 1992: The European HDR Project. Geothermal Energy Symposium 1992, Erding, Germany.
- BAUMGÄRTNER, J. – GÉRARD, A. – BARIA, R., 1992: The European Hot Dry Rock Programme. Geothermal Energy Symposium 1992, Erding, Germany.
- BIRDSELL, S. A. – ROBINSON, B. A., 1988: A Three Dimensional Model of Fluid, Heat and Tracer Transport in the Fenton Hill, HDR Reservoir. 13<sup>th</sup> Annual Workshop of Geothermal Reservoir Engineering, Stanford University, CA.
- BIRDSELL, S. A. – ROBINSON, B. A., 1988: Kinetics of Aryl Halide Hydrolysis Using Isothermal and Temperature – Programmed Reaction Analysis. I & EC Research, 28, 511–516.
- BROWN, D. W., 1989: Reservoir Modeling for Production Management. Los Alamos National Laboratory, New Mexico.
- DASH, Z. V. – MURPHY, H. D., et al. 1983: HDR Geothermal Reservoir Testing: 1978 to 1980. J. Volcanol geotherm. Res. (Amsterdam, New York), 15, 59–99.
- HARRISON, R. – SYMONS, G. D., 1991: HDR Economics: A Review of the U.K. Geothermal Hot Dry Rock R & D Programme. Geothermal Resources Council TRANSACTIONS, Vol. 15.
- JUNG, R., 1992: Geothermal Energy from Fracture Zones at Great Depth. Geothermal Energy Symposium 1992, Erding, Germany.
- KELKAR, S., 1987: Hydraulic and Thermal Behavior of a Hot Dry Rock Reservoir During a 30-Day Circulation Test. Geothermal Resources Council, TRANSACTIONS, Vol. 11.
- RUMMEL, F. – KAPPELMAYER, O., 1992: Geothermal Energy an energy form with a future; brochure for the Federal Ministry for Research and Technology, Bochum University.



- SMITH, M. C., 1983: Major Accomplishments of Hot Dry Rock Program 1970–1982. Los Alamos Nat. Labor. New Mexico.
- SMITH, M. C. – NUNZ, G. J. – WILSON, M. G., 1985: Hot Dry Rock Geothermal Energy Development Program. A. Rep. Fiscal Year 1983. Los Alamos Nat. Labor., New Mexico.
- SWENSON, D. – MARTINEAU, R. – JAMES, M. – BROWN, D., 1989: A Coupled Model of Fluid Flow in Jointed Rock. Los Alamos Nat. Labor., New Mexico.
- SYMONS, G. D. – CLARKE, J., H., 1989: Review of the U.K. Geothermal Hot Dry Rock R & D Programme.
- TESTER, J. W. – BROWN, D. W. – POTTER, R. M., 1989: A New Energy Agenda for 21st Century. Los Alamos Nat. Labor., New Mexico.
- ZEMBJAK, O. 1989: Možnosti ťažby tepla suchých hornín, Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 88, 137–146.
- ZYVOLOVSKI, G. A. et al., 1981: Evaluation of the Second Hot Dry Rock Geothermal Energy Reservoir: Results of Phase I, Run Segment 5. Los Alamos Nat. Labor., New Mexico.

ANDREA VRANOVSKÁ

### Principles of locality choice suitable for dry-rock heat exploitation

#### Summary

At present, the exploitation of energy extracted from hot dry rock is on the research stage. The methodology is based on the artificial connection of two deep drills created by hydraulic fracturing in the low-permeability rocks. The injected water into this heat-extraction loop is after reaching the production well pumped to the surface. The heat of the water could be used for production electricity and district heating. The first such system was completed in 1977 at Fenton Hill (New Mexico). Within Phase I operated two drills GT-2B and EE-1 (depth about 2,9 km) with the reservoir temperature 197°C during 9 months testing. In 1982 the inclined wells EE-2 and EE-3 were drilled to depth 3,5 km within Phase II. The first hydraulic fracturing did not connect the drills, so EE-3A redrilled well intersected several major fractures providing good flow convection between them. The output efficiency of Phase I was 3 MW and 10 MW of Phase II. The problems with hydrogeochemical conditions in reservoir, modelling, used techniques, economic aspects and utilization of heat are mentioned. Under the auspices of CEC, France, Germany and UK the research programme of extraction HDR is existing in Europe, one of the suitable sites for HDR prototype should be selected in 1994. At Soultz (France) two wells GPK-1 and EPS-1 to depth of 2,2 km were drilled, the measurements of the geothermal reservoir were done to obtain data for completion of feasibility study. At the Rosemanowes site (UK) since 1977 Phase I started and

hydraulic connection of two 300 m wells was created. In 1985 Phase II was completed by drilling two inclined wells to the depth of 3,5 km and the feasibility study was worked out. At Bad Urach (Germany) the deep well was drilled and the geothermal reservoir was formed just in one well. At the future, the existed well at Urach is intended to be deepened. The coming program is concerned with revising of feasibility studies and choosing the best site. For selection of the most suitable locality for possible establishment of the HDR system in Slovakia the following criteria were appointed:

- geothermic gradient over 40 K/km,
- heat flow over 90 mWm<sup>-2</sup>,
- temperature of 180°C to the depth of 4000 m,
- homogeneous hard rock,
- primary fissures orientated diagonally to direction of drill far away from the tectonic lines,
- seismicly inactive area,
- vicinity of the surface water sources,
- steady-state of water loss up to 20 %,
- well distance to 300 m,
- hydraulic fracturing pressure maximally to 50 MPa,
- reservoir impedance to 1 GPa.s.m<sup>-1</sup>.

According to the preliminary studies the Beša–Čičarovce structure (East Slovakia) was considered the best potential site for realization of HDR system.

ANTON REMŠÍK

## Geotermálna energia Košickej kotliny

5 obr., 1 tab., angl. resumé

**Abstract.** Based on several exploratory and structural wells, the article deals with the geological structure, geothermal field, geothermal waters and thermal-energetic potential of the Košice Basin. The author also suggests possible ways to exploit the geothermal energy including electricity generation.

### Úvod

Na Slovensku je vymedzených 25 perspektívnych oblastí alebo štruktúr na získanie geotermálnej energie (FRANKO, 1985). Jednou z nich je i Košická kotlina, ktorá sa rozprestiera medzi Slanskými vrchmi a Slovenským rudohorím, resp. Šarišskou vrchovinou. Jej územie má pretiahnutý tvar v smere S–J (v južnej časti sa stáča na JZ) a zaberá plochu cca 868 km<sup>2</sup>. Nosičom geotermálnej energie sú geotermálne vody a tie sú viazané predovšetkým na triasové dolomity a vápence, ktoré sa nachádzajú v podloží terciérnych hornín. V príspevku sa zameriavame na charakteristiku a hodnotenie týchto geotermálnych vôd, ako aj horninového prostredia, v ktorom sa vody vyskytujú.

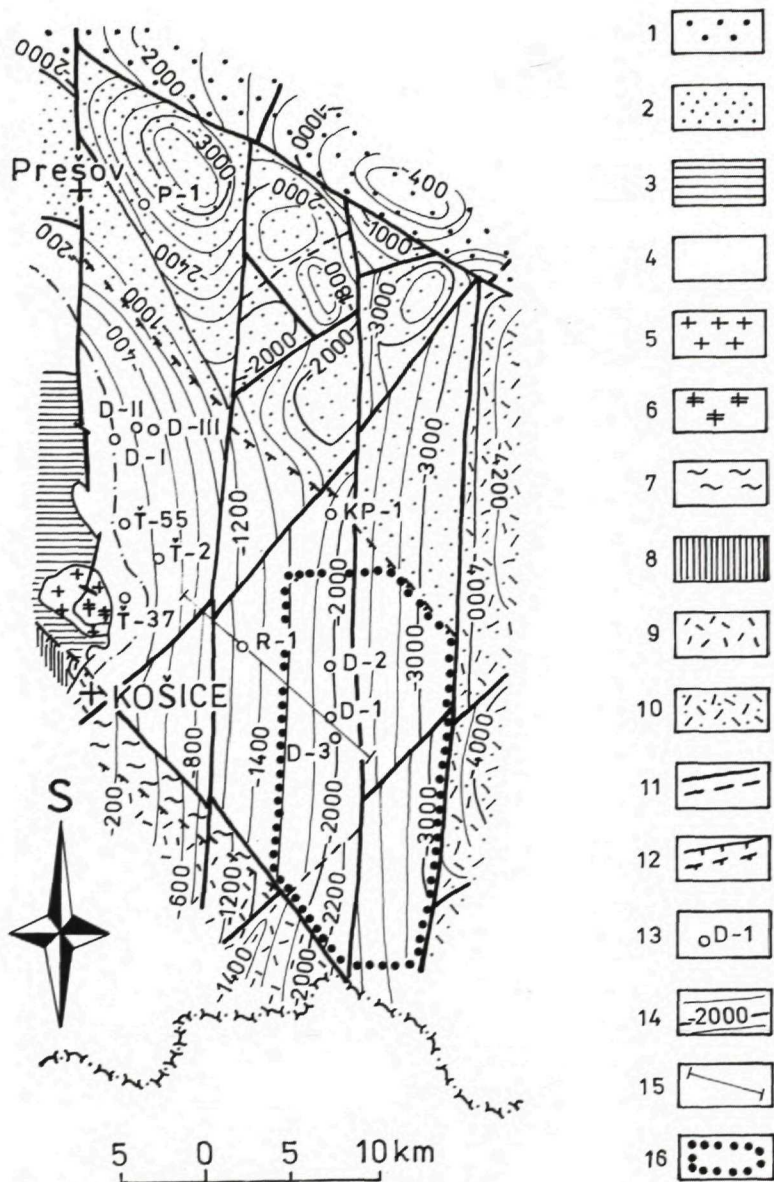
Údaje a poznatky o geologickej stavbe, teplotnom poli a geotermálnych vodách pochádzajú z prieskumných, resp. štruktúrmogeologických vrtov, napr. Ďurkov-1, 2, 3 (ČVERČKO, 1969, 1970; RUDINEC, 1969, 1973; SMETANA, 1972), Rozhanovec-1 (ČVERČKO, 1971; RUDINEC, 1973), Kecerovské Pekľany-1 (ČVERČKO, 1974), Prešov-1 (ŘEŘIČKA, 1975) a ďalšie. Výsledky výskumu geotermického poľa priniesli najmä práce LIZOŇ et al. (1980), LIZOŇ (1984), KRÁL et al. (1985), KRÁL (1991), JANČÍ (1992), geotermálnou problematikou sa zaoberajú i ďalšie práce, napríklad RUDINEC (1976, 1982, 1989) a iné.



### Geologicko-tektonická stavba

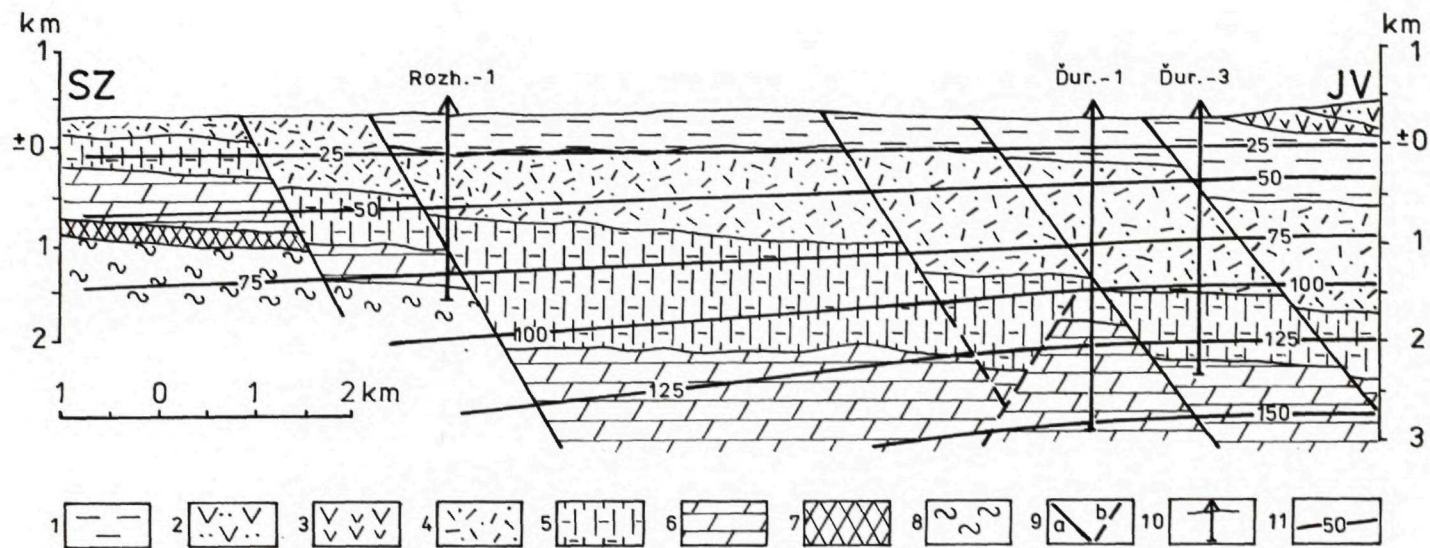
Kotlina je vyplnená paleogénnymi a neogénnymi horninami, v ktorých podloží (obr. 1) sa nachádzajú paleozoicko-mezozoické horniny viacerých tektonických jednotiek (FUSÁN et al., 1987; KALIČIAK, 1992). Vnútrokarpatský paleogén v podloží neogénu sa vyskytuje v severnej časti kotliny a jeho rozšírenie sa podľa RUDINCA (1973) predpokladá až po priečnu drienovsko-hanušovskú hrasť. V jeho podloží boli vrtom Prešov-1 zistené triasové dolomity a vápence tatrika (FUSÁN et al., 1987; RUDINEC (1989) ich považuje za ekvivalent mezozoika humenskej hrasti, a teda za súčasť krížňanského príkrovu. V centrálnej časti kotliny boli mezozoické horniny zistené v širšom plošnom i vertikálnom rozsahu (obr. 1, 2). Ide najmä o dolomity a vápence, ktoré podľa FUSÁNA, et al. (1987) patria k veporiku, RUDINEC (1973, 1989) ich považuje za ekvivalent obalového mezozoika Čiernej hory. Ich hrúbka smerom na východ narastá z 300 m až nad 1000 m (vrty Ďurkov) a je predpoklad, že tento komplex pokračuje i pod Slanské vrchy (RUDINEC, 1989). V južnej a juhozápadnej časti kotliny boli v podloží neogénu zistené paleozoické a triasové horniny gemerika (FUSÁN et al., 1987) ako i meliatika, silicika a turnaika (KALIČIAK, 1992).





Obr. 1 Tektonická mapa podložja terciéru Košickej kotliny  
(FUSÁN – PLANČÁR – IBRMAJER, 1987)

1 – mezozoikum, miestami perm fatrika v podloží; 2 – mezozoikum, miestami i vrchné paleozoikum tatrika v podloží; 3 – mezozoikum a vrchné paleozoikum veporika na povrchu; 4 – mezozoikum a vrchné paleozoikum veporika v podloží; 5 – granitoidy veporika na povrchu; 6 – kryštalické bridlice veporika na povrchu; 7 – kryštalické bridlice veporika v podloží; 8 – paleozoikum gemerika na povrchu; 9 – paleozoikum gemerika v podloží; 10 – paleozoikum a mezozoikum potiského bloku v podloží; 11 – zlomy a prešmyky zistené a predpokladané; 12 – príkrovové línie zistené a predpokladané; 13 – vrty s dosiahnutým útvarom v podloží; 14 – izohypsy reliéfu predterciérmeho podložja od hladiny mora; 15 – línia rezu; 16 – perspektívna oblasť na získanie geotermálnych vôd vhodných na výrobu elektriny



Obr. 2 Hydrogeotermálny rez Košickou kotlinou (REMŠÍK, 1991 s použitím podkladov ZAKOVIČA – FRANKA, 1979 a ČVERČKA, – RUDINCA, 1974)

1–3 – sarmat–pliocén: 1 – sivozelené slienité fly, 2 – pyroklastiká pyroxenických andezitov, 3 – pyroxenické andezity; 4 – báden: vápniťo–piesčité fly, podradne štrky, piesky, tufity; 5 – karpát: vápnité fly; 6–7 – trias: 6 – sivé dolomity (kolektory geotermálnych vôd), 7 – kremence, kremité zlepenky; 8 – devón (predmezozoické útvary – nečlenené); 9 – zlomy (zistené, predpokladané); 10 – štruktúrnogeologický vrt; 11 – geozoterma (°C)



## Hydrogeotermické pomery

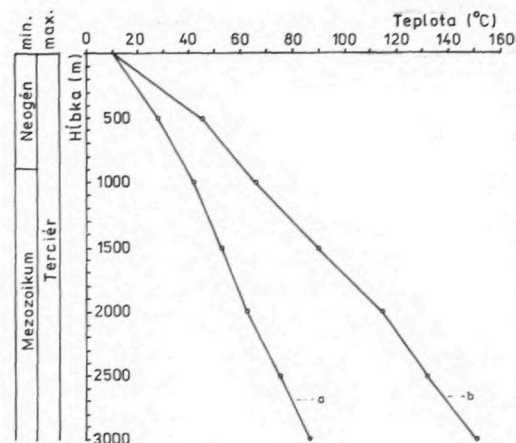
Geotermálne vody sú viazané hlavne na triasové dolomity veporika (obr. 1, 2). Triasové dolomity, menej vápence, ako kolektory geotermálnych vôd sa nachádzajú v hĺbke od niekoľko sto metrov do viac ako 3000 m. Ich hĺbka sa zvyšuje v smere zo západu na východ – od Slovenského rudohoria k Slanským vrchom.

Rovnakým smerom stúpa aj geotermická aktivita územia – hustota zemského tepelného toku (JANČÍ, 1992) sa pohybuje od 75 mW/m<sup>2</sup> (západná časť) do 105 mW/m<sup>2</sup> (najvýchodnejšia časť kotliny). Hodnoty teplôt v rôznych hĺbkových úrovniach sú tieto:

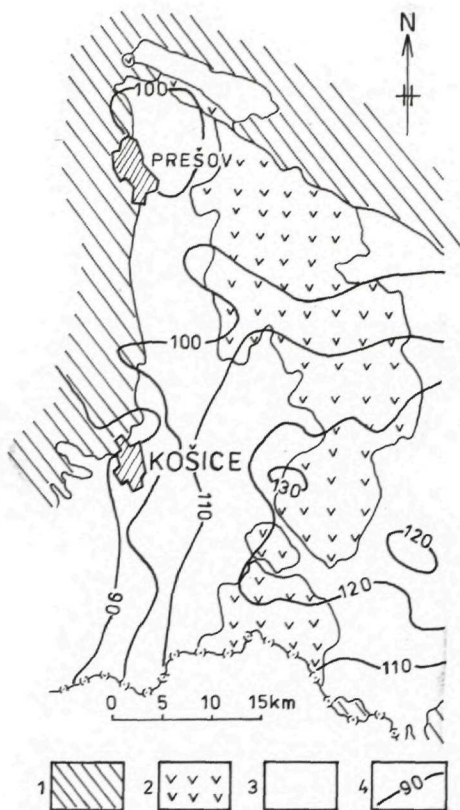
Hĺbka v m: 1000 2000 3000 4000  
Teplota v °C: 42–66 63–115 88–152 96–178

Značná variabilita teplôt súvisí s tým, že Košická kotlina tvorí prechodnú oblasť medzi vysoko geotermicky aktívnou oblasťou východoslovenského neogénu a menej geotermicky aktívnymi okolitými oblasťami. Nízke hodnoty teplôt charakterizujú západnú časť kotliny (obr. 3, 4), východnú časť charakterizujú najvyššie teploty (napr. oblasť Ďurkova). Najnižšie teploty sú v juhozápadnej časti kotliny.

Geotermálne vody vo východnej časti kotliny viazané na triasové dolomity a vápence v hĺbke 2000–2500 m dosahujú teplotu 115–130°C, v hĺbke 2500–3000 m 130–150°C a hlbšie ako 3000 m teplotu nad 150 °C (REMŠÍK in FRANKO – REMŠÍK et al., 1991). Jednorazová neustálená výdatnosť jednotlivých prítokov počas testerovej skúšky (vrty Ď-1, 3; P-1) sa pohybovala v rozmedzí 0,5–8,5 l/s



Obr. 3 Teploty v Košickej kotline  
a – minimálne, b – maximálne



Obr. 4 Mapa geozoterm v hĺbke 2500 m od úrovne terénu (KRÁL, 1991)

1 – predneogénne útvary, 2 – neogénne vulkanity, 3 – neogénne molasové sedimenty, 4 – geozoterma (°C)

(tab. 1). Doba trvania prítokov sa pohybovala v rozmedzí 18–90 min., prevažne však 30–68 min.

Podstatne nižšie teploty majú vody v západnej časti kotliny, čo súvisí s relatívne malou hĺbkou uloženia triasových karbonátov ako kolektorov geotermálnych vôd v podloží terciérnych hornín. Napríklad vody s teplotou 26 °C boli zistené vrtom G-4 v Ťahanovciach (HALUŠKA – PETRIVALSKÝ, 1982) v triasových dolomitoch a permských horninách v hĺbke 72–273 m (výdatnosť 4,9 l.s<sup>-1</sup> pri znížení 18,5 m). Vody s nižšou teplotou ako v Ťahanovciach (G-4), a to 18,0 až 21,4°C, boli zistené aj v iných oblastiach (napr. Valalíky – KAH-3 – KAH-5; Šebastovce – KAH-6 a ďalšie), no tie sú viazané na horniny neogénu (klastiká).

Z hľadiska rozdelenia geotermálnej energie podľa teploty (AFME-BRGM-GEOCHALEUR, 1983) sú

Tab.1 Údaje o geotermálnych vodách z vrtov

Lokalita Vrt	Perforácia od-do (m)	Horniny a vek	Výdatnosť prítoku (l/s)	Teplota vody na povrchu (°C)	Minerali- zácia vody (g/l)	Chem. typ vody (viac ako 20 ekv. % zo 100% sumy iónov)		
Prešov P-1	2889–2922	triasové dolomity	0,7	129 127	10,8	Na-Cl		
	2923–2964		0,7		10,9	Na-Cl		
	2989–3009				10,6	Na-Cl		
Kecerovské Pekľany KP-1	2168–2237	triasové dolomity a vápen- ce triasové kremence			25,6	Na-Cl		
	2490–2565				32,2	Na-Cl		
	2594–2635				33,4	Na-Cl		
	2645–2705				39,2	Na-Cl		
	2763–2777				12,9	Na-Cl-HCO <sub>3</sub> -SO <sub>4</sub>		
Ďurkov Ď-1	2150–2176	triasové dolomity a vápen- ce	8,5	119 125 128 134 130 138 145	22,8	Na-Cl		
	2302–2345				26,8	Na-Cl		
	2459–2517				18,9	Na-Cl		
	2668–2700				22,8	Na-Cl		
	2750–2780				1,5	134		
	2817–2875				1,9		19,3	Na-Cl
	2971–3012					130	22,9	Na-Cl
	3050–3117				0,9	138		
3125–3200		0,5	145					
Ďurkov Ď-3	2520–2559	triasové dolomity	2,3	137	28,5	Na-Cl		
Ďahanovce G-4	72–273	triasové dolomity a perm- ské fylo- nity	4,9 čerp. množstvo	26	4,5	Na-Ca-Mg-HCO <sub>3</sub> -Cl		

tu zastúpené nízkoteplotné, stredoteplotné a vysokoteplotné zdroje (pod 100°C, 100–150°C, nad 150°C).

Po chemickej stránke sa v Košickej kotline vyskytujú geotermálne vody hlavne Na-Cl typu s mineralizáciou 10,6–39,2 g.l<sup>-1</sup> (tab. 1); z plynov dominuje CO<sub>2</sub>. Na základe klasifikácie podľa mineralizácie (FRANKO – GAZDA – MICHALÍČEK, 1975) sú to hlavne silno a v jednom prípade (KP-1 – tab. 1) i veľmi silno mineralizované vody. Geneticky ide o marinogénne vody (viac alebo menej degradované), t. j. morské vody, ktoré počas neogénu (egen-

burg-karpat) vsiakli do dna sedimentačného bazénu (triasové dolomity a vápence) a tam sa zachovali a metamorfovali v systéme hornina–voda. V západnej časti kotliny (oblasť Ďahanoviec) sa nachádzajú vody Na-Ca-Mg-HCO<sub>3</sub>-Cl typu (viac ako 20 ekv. % iónov) s mineralizáciou okolo 4,5 g.l<sup>-1</sup>, s obsahom CO<sub>2</sub> cca 1400 mg.l<sup>-1</sup> a H<sub>2</sub>S okolo 11 mg.l<sup>-1</sup>. Sú to zmiešané karbonátovo-marinogénne vody.

Geologická stavba (obr. 2), chemické zloženie a vysoká mineralizácia naznačujú, že geotermálne vody (okrem vôd v západnej časti kotliny) sa nachádzajú pravdepodobne v zatvorenej hydrogeologickej



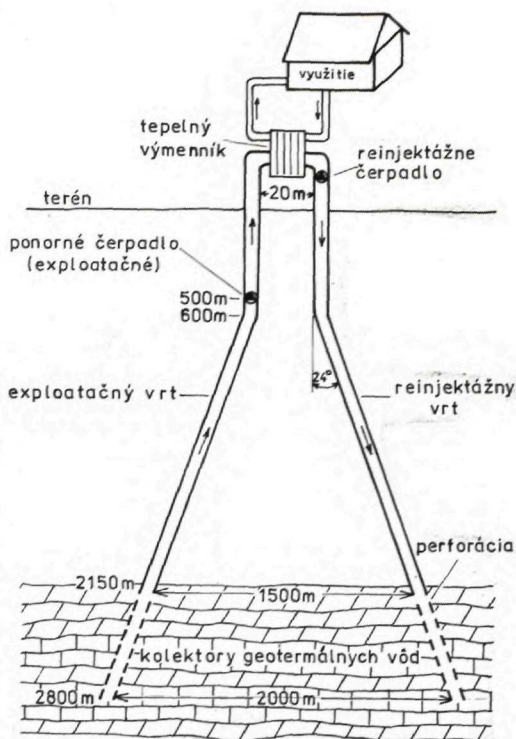
štruktúre, t. j. v štruktúre, ktorá má len akumulačnú oblasť. Z tohto pohľadu geotermálne vody tvoria prírodné zásoby, ktoré sú v čase a priestore vyčerpaťelné.

Perspektívny tepelno-energetický potenciál (TEP) zásob geotermálnej energie Košickej kotliny bol hodnotený pre exploatáciu systémom reinjektáže a predstavuje 1276 MW (pre teplotný spád zo 119 °C na referenčnú teplotu 15 °C (FENDEK – FRANKO, 1989).

### Exploatácia a využitie geotermálnej energie

Výskyt nízko - až vysokoteplotných zdrojov geotermálnej energie dáva priestor pre široké možnosti ich využívania. Nízkoteplotné zdroje je možné využiť klasickým spôsobom, napr. na vykurovanie objektov (skleníky, fóliovníky a hospodárske budovy v poľnohospodárstve; byty a iné účelové zariadenia v urbanistických celkoch), na kúpanie, rekreáciu a pod. Strednoteplotné a vysokoteplotné zdroje sú vhodné na výrobu elektrickej energie. Pre nevhodné chemické zloženie geotermálnych vôd a vysokú mineralizáciu nie je možná likvidácia vôd zbavených tepla do povrchových tokov, resp. do kanalizačnej siete. Vzhľadom na druh hydrogeologickej štruktúry a ochranu životného prostredia treba geotermálne vody exploatovať pomocou geotermálnych dubletov (systémom reinjektáže) obr. 5.

Perspektívna oblasť Košickej kotliny, kde je možné získať geotermálne vody vhodné na výrobu elektrickej energie, zaberá cca 200 km<sup>2</sup> (obr. 1). Ide o plošné územie vymedzené na základe hydrogeotermálnych pomerov v rezervoári geotermálnych vôd (rozšírenie triasových karbonátov ako kolektorov geotermálnych vôd, rozšírenie geotermálnych vôd s teplotou minimálne cca 115 °C). Ak toto územie pokryjeme štvorcovou sieťou, v ktorej uzloch budú lokalizované exploatáčny a reinjektážne vrty vzdialené od seba 2000 m (v úrovni perforovaných úsekov), tak tu vznikne 25 geotermálnych dvojíc (dubletov). Vzdialenosť 2 km medzi exploatáčnym a reinjektážnym vrtom je stanovená analogicky, a to na základe výsledkov modelového riešenia reinjektáže z iných oblastí (parížska panva, levicá kryha – Podhájska), kde táto vzdialenosť predstavuje 1–2 km a súvisí so životnosťou exploatácie 25–35 rokov. Na jeden dublet, t. j. exploatáčny a reinjektážny vrt, je vymedzená plocha 8 km<sup>2</sup>. Ide o vrty hlboké 2500–3500 m, ktorými je možné získať geotermálne vody s teplotou vody v rezervoári 115–165 °C. Z jedného vrtu je možná exploatácia



Obr. 5 Schéma geotermálneho dubletu v oblasti Ďurkova

vody v množstve 50–60 l.s<sup>-1</sup> (ponorným čerpadlom) a vzhľadom na vyššie uvedenú teplotu vody je možné vyrobiť zariadením firmy ORMAT cca 1,0–1,2 MW elektrickej energie. V Košickej kotliny je teda za pomoci 25 exploatáčnych vrtov, resp. dubletov perspektíva získať cca 25–30 MW elektrickej energie. Realizácia 25 geotermálnych dubletov (tento počet slúžil na hodnotenie perspektívy získania elektrického potenciálu) v krátkom období je prakticky neuskutočniteľná. Reálnejšia predstava, i so zreteľom na ekonomický aspekt, je realizovať projekt s menším počtom geotermálnych dubletov a možnosťou získať 5–13 MW elektrickej energie. S návrhom najprv na realizáciu inštalácie s výkonom 13 MW uvažuje vo svojej štúdií aj izraelská firma ORMAT TURBINES (ORMAT INC, 1991). Na ilustráciu exploatovaného množstva geotermálnej vody z vrtov z prostredia vápencov a dolomitov možno uviesť príklady z parížskej panvy (AFME-BRGM-GEOCHALEUR, 1983a), kde tieto množstvá predstavujú 28–70 l/s (prevažne 42–70 l/s), alebo z levickej kryhy (Po-1), Liptovskej kotli-



ny (ZGL-1, ZGL-2/A) či Oravíc (OZ-2), kde výdatnosť vrtov pri voľnom prelive dosahuje 30–100 l/s.

Pri využití geotermálnych vôd s povrchovou teplotou 120°C iba na vykurovanie (využitie teplotného spádu vody zo 120°C na 40°C) je tu možné získať 10 MW pomocou jedného geotermálneho dubletu pri čerpanom množstve 30 l.s<sup>-1</sup>; pri zvýšení čerpaného množstva na dvojnásobok, t. j. na 60 l.s<sup>-1</sup>, je to 20 MW. Ak sa využije teplotný spád vody zo 120°C na 15°C (referenčná teplota), potom tepelný výkon stúpne na 13 MW, resp. 26 MW. Teda minimálny, resp. maximálny tepelný výkon geotermálneho dubletu môže predstavovať 10 MW, resp. 26 MW. Ekonómiu využívania možno zvýšiť použitím termočerpadiel vo vykurovacom systéme.

Na značnú výhodnosť využitia geotermálnej energie poukázala štúdia *Energoprojektu Košice* (1991), podľa ktorej pri kombinovanom energetickom využití geotermálnej energie (vykurovanie a výroba elektriny) pri dodávke tepla 4401 TJ/rok je hrubá reprodukčná návratnosť investícií do geotermálnej sústavy 8,1 roka (4,3 roka na vykurovanie), resp. priemerná hodnota memého zisku z dodávky energie 61,2 Sk/GJ alebo 220,31 Sk/MWh, rentabilita vlastných nákladov je 1,126 Sk/Sk (použitie Sk vyplýva z hodnotenia v r. 1991).

Skôr než sa pristúpi k projektovaniu, resp. uskutočneniu projektových cieľov, treba realizovať jeden overovací geotermálny vrt hlboký 3000 m (priestor pri severnom okraji obce Ďurkov), ktorý zistí kvalitatívno-quantitatívne údaje o hominách a geotermálnych vodách (REMŠÍK – FENDEK, 1992) a až na ich základe sa bude projektovať energetické dielo na báze geotermálnej energie, pričom overovací geotermálny vrt bude jeho súčasťou.

## Záver

Podľa vysokej hodnoty TEP-u zásob geotermálnej energie (1276 MW), ako aj relatívne vysokých teplôt geotermálnych vôd, je Košická kotlina jednou z najperspektívnejších oblastí na získanie geotermálnej energie na Slovensku. Preto je potrebné z hľadiska geotermálneho výskumu alebo vyhľadávania geotermálnych vôd venovať tejto oblasti mimoriadnu a prvoradú pozornosť.

Geotermálne vody vzhľadom na chemické zloženie (Na-Cl typ), mineralizáciu (10,6–39,2 g.l<sup>-1</sup>) a nadväzne na ochranu životného prostredia treba exploatovať systémom reinjektáže (geotermálnymi dubletmi). Vo východnej časti kotliny je možné vrtmi hlbokými 2500–3500 m zachytiť geotermálne

vody s rezervoárovými teplotami 115–165°C (oblasť Ďurkova).

Tieto vody okrem klasického spôsobu ich využitia (na vykurovanie a pod.) sú vhodné aj na výrobu elektrickej energie. Pri využívaní geotermálnych vôd na vykurovanie v závislosti od čerpaného množstva a využitého teplotného spádu je možné získať jedným geotermálnym dubletom tepelný výkon 10 až 26 MW. Výroba elektrickej energie je možná v zariadení firmy ORMAT TURBINES LTD., ktoré spĺňa i najprísnejšie ekologické požiadavky (systém pracuje v uzavretom okruhu, využíva sa reinjektáž tepla zbavených vôd, nepoužíva sa freón). Pre širšiu oblasť Ďurkova (200 km<sup>2</sup>) je perspektíva získať cca 25–30 MW elektrickej energie. Geotermálna energia tak zostáva verná svojej povesti ako čistý druh energie a vzhľadom na relatívne skorú návratnosť investícií (8,1 roka – vykurovanie a výroba elektriny, 4,3 roka – len vykurovanie) či rentabilitu vlastných nákladov (1,126 Sk/Sk), aj ako ekonomicky výhodný zdroj energie.

## Literatúra

- AFME–BRGM–GEOCHALEUR, 1983: LA GEOTHERMIE, une énergie nationale directement utilisable pour le chauffage. Paris.
- AFME–BRGM–GEOCHALEUR, 1983a: Guide du maître d'ouvrage en géothermie. Manuels et méthodes, n. 8. Ed. du BRGM, Orléans, Cedex, 192.
- ČVERČKO, J., 1969: Záverečná správa. Hlboký štruktúrny prieskum v oblasti Ďurkov. Manuskript – Geofond, Bratislava.
- ČVERČKO, J., 1970: Záverečná geologická správa o pionierskom vrte Ďurkov-2. Manuskript – Geofond, Bratislava.
- ČVERČKO, J., 1971: Výročná správa za rok 1970. Plytký a stredne hlboký prieskum v Košickej kotline. Manuskript – archív Nafta, n. p., Michalovce.
- ČVERČKO, J., 1974: Záverečná geologická správa o hlbokom štruktúrnom vrte Kecerovské Pekfany-1. Manuskript – Geofond, Bratislava.
- ENERGOPROJEKT Košice, 1991: Možnosti využitia geotermálnej energie v Košickej kotline. Štúdia.
- FENDEK, M. – FRANKO, O. 1989: TEP zdrojov geotermálnych vôd. In: FRANKO, O., et al., 1990: Vysvetlivky ku geotermálnej mape ČSFR 1 : 500 000. Geofond, Bratislava.
- FRANKO, O., 1985: Výskyt geotermálnych vôd ako zdrojov energie v SSR. Zborník referátov z 1. konferencie „Komplexné využitie geotermálnych vôd SSR“. Výsk. Úst. vod. Hospod., Bratislava.
- FRANKO, O. – GAZDA, S. – MICHALIČEK, M., 1975: Tvorba a klasifikácia minerálnych vôd Západných Karpát. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 230.



- FRANKO, O. – REMŠÍK, A. et al., 1991: Geotermálna energia Slovenska na roky 1991–1994. Vedecko-technický projekt Manuskript – archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- FUSÁN, O. – PLANČÁR, J. – IBRMAJER, J., 1987: Tektonická mapa podložia terciéru Západných Karpát. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- HALUŠKA, M. – PETRIVÁSKÝ, P., 1982: Košice – areál PKO Anička – hydrogeologický prieskum minerálnych vôd (VP). Manuskript – Geofond, Bratislava.
- JANČÍ, J., 1992: Termofyzikálne parametre hornín východoslovenskej panvy, metódy ich merania a využitie v geotermickom výskume. Kand. diz. práca – Geocomplex, a. s., Bratislava.
- KALIČIAK, M., 1992: Štruktúro-tektonická schéma predterciérneho podložia. In: KALIČIAK, M. et al., 1992. Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 50 000 Slanské vrchy a Košická kotlina – južná časť. Čiast. záver. správa. Manuskript – archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- KRÁL, M., 1991: Neogénne panvy Západných Karpát – geotermálny model východoslovenskej panvy. Manuskript – archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- KRÁL, M. – LIZOŇ, I. – JANČÍ, J., 1985: Geotermický výskum SSR. Záver. správa za roky 1981–1985. Manuskript – Geofond, Bratislava.
- LIZOŇ, I., 1984: Geotermické pole Západných Karpát. Kand. diz. práca. Manuskript – Geofond, Bratislava.
- LIZOŇ, I. – JANČÍ, J. – KRÁL, M., 1980: Základný výskum priestorového rozloženia zemského tepla v Západných Karpatoch. Záver. správa za roky 1976–1980. Manuskript – Geofond, Bratislava.
- ORMAT INC., 1991: 13 MW geotermálna elektrárna v Košickej kotline. Technický popis a rozpočtové údaje (výťah z angl. rozšif. orig.).
- REMŠÍK, A. – FENDEK, M., 1992: Geologický projekt overovacieho geotermálneho vrtu RGK-1 v Košickej kotline. Manuskript – archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- RUDINEC, R., 1969: Záverečná geologická správa o hlbokom štruktúrnom vrte Ďurkov-1. Manuskript – Geofond, Bratislava.
- RUDINEC, R., 1973: Vzťah neogénnej výplne a predneogénneho podložia v centrálnej časti Košicko-prešovskej kotliny. Manuskript – Geofond, Bratislava.
- RUDINEC, R., 1976: Neogénny vulkanizmus na východnom Slovensku a geotermická energia. Geol. Průzk. (Praha), 18,8.
- RUDINEC, R., 1982: Východné Slovensko a jeho perspektívne možnosti výstavby geotermálnych elektrární. Geol. Průzk. (Praha), 24,1.
- RUDINEC, R., 1989: Zdroje ropy, zemného plynu a geotermálnej energie na východnom Slovensku. Bratislava, ALFA.
- ŘEŘIČKA, M., 1975: Záverečná geologická správa o hlbokom štruktúrnom vrte Prešov-1. Manuskript – Geofond, Bratislava.
- SMETANA, J., 1972: Záverečná geologická správa o pionierskom vrte Ďurkov-3. Manuskript – Geofond, Bratislava.

ANTON REMŠÍK

## Geothermal energy of the Košice Basin

### Summary

The Košice Basin is one of Slovakia's most favourable areas for the exploitation of geothermal energy. The heat sources here are low- to high-temperature ones.

The geothermal waters are bound to Triassic dolomites and limestones which underlie Neogene and/or Paleogene rocks at depths ranging from several hundreds of meters to more than 3000 m (Fig. 1, 2). Their thickness increases from some 300 m in the west to more than 1000 m in the east. The geothermic activity of the area increases in the same direction as well. The temperature pattern is very variable (Fig. 3, 4). The heat flow density varies from 75 to 105 mW.m<sup>-2</sup> (JANČÍ, 1992). Geothermal waters in the eastern tract of the basin at a depth of 2000–2500 m attain temperatures of 115–130 °C, at 2500–3000 m 130–150 °C and at greater depths the temperature exceeds 150 °C. Elsewhere in the Košice Basin the groundwater temperatures are below 100 °C. The wells yielded 0.5 to 8.5 l/s water from depths 2150–3200 m. The waters are largely of marine origin, and from a chemical point of view they can be

classified as Na-Cl-type waters, with their T.D.S. amounting to 10.6–39.2 g/l (Tab. 1). The gases are dominated by CO<sub>2</sub>.

The possible thermal-energetic potential in the Košice Basin (exploitation through pairs of wells) is 1276 MW (the water will be cooled from 119 °C to the reference temperature 15 °C; FENDEK – FRANKO, 1989).

Because of its chemistry, high T.D.S. and related environmental constraints, the geothermal energy here can only be exploited through pairs of wells using reinjection (Fig. 5). In the eastern tract of the basin (Fig. 1, 2), 2500–3500 m-deep wells can recover waters 115–165 °C warm suitable for electricity generation by means of the equipment manufactured by the ORMAT Company (OEC – Ormat Energy Converter). The 200 km<sup>2</sup> area (Fig. 1) can supply some 25 to 30 MW of electricity. One pair of wells can yield 10–26 MW for heating purposes.

The investment in the exploitation of the geothermal energy here is economically justified as the payback period is fairly short (8.1 year for heating and electricity generation, 4.3 year for heating only) and the revenue cost ratio is also acceptable (1.126).

JÁN JETEL

## Priepustnosť a prietochnosť neovulkanitov v južnej časti Slanských vrchov

(3 obr., 2 tab., angl. resumé)

**Abstract.** Regional assessment of transmissivity and permeability of Neogene volcanic formations in the southern part of the Slanské vrchy Mts. (East Slovakia) is based on the data of 35 aquifer tests. Mean permeability and transmissivity of tested intervals reflects mainly exogene and/or tectonic fracturing without any closer relation to the ratio of extrusive to volcanoclastic rocks.

Pri príprave vysvetliviek k novej geologickej mape južnej časti Košickej kotliny a Slanských vrchov (KALIČIAK et al., 1992) boli v rámci regionálneho zhodnotenia hydrogeologických pomerov spracované aj všetky dostupné údaje o hydraulických parametroch neovulkanitov v južnej časti Slanských vrchov. Podľa súčasného geologického členenia Slanských vrchov (KALIČIAK et al., 1991; ŽEC – ĎURKOVÍČOVÁ, 1993) bolo predmetom tohto zhodnotenia územie stratovulkánov Veľký Milič, Bradlo, Hradisko, Bogota, vulkánu Košický Klečenov a j. časti stratovulkánu Strehový vrch. Ide teda o j. časť Slanských vrchov zhruba na J od spojnice s. okolia Svinice a Košického Klečenova so s. okolím Bačkova. Hydrogeologické zhodnotenie tohto územia podali HALUŠKA et al. (1980) a BAJO – BUJALKA – HALUŠKA (1983); výsledky neskorších prieskumných akcií prezentovali najmä CANGÁR (1989) a ŠĎASTNÝ (1989).

### Použité údaje a metódy ich spracovania

Na stanovenie charakteristík priepustnosti a prietochnosti hornín neovulkanických formácií skúmaného územia bolo možné pri našom rozbere použiť údaje z hydrodynamických skúšok v 35 úsekoch 24 hydrogeologických vrtov hlbokých 51–300 m (pri strednej hĺbke vrtov 190 m). Podstatnú časť údajov



poskytla dokumentácia vrtov vyhľadávacieho hydrogeologického prieskumu (HALUŠKA et al., 1980). Pri rozbere jestvujúcich podkladov sa ukázalo, že hodnoty hydraulických parametrov odvodené inými autormi sú v rade prípadov poznačené chybami pri ich stanovení. Pre potreby nášho hodnotenia sme preto dôsledne vychádzali z vlastnej reinterpretácie dát uvedených v archívnej dokumentácii hydrodynamických skúšok, z ktorých sme jednotným spôsobom odvodili hodnoty hydraulických parametrov spracovaných v našej štúdii. Keďže iba menšia časť hydrodynamických skúšok vyhovovala požiadavkám na stanovenie reprezentatívnych hodnôt koeficientov filtrácie a prietochnosti s využitím rovníc neustáleného prúdenia, použili sme v záujme využitia maximálneho množstva jestvujúcej informácie na zhodnotenie hydraulických parametrov aproximatívne logaritmické parametre – index priepustnosti  $Z$  a index prietochnosti  $Y$ , odvodené z hodnôt mernej (špecifickej) výdatnosti pri odberových skúškach (JETEL, 1985a, b).

Spracované údaje možno podľa pomeru efuzív (prevažne andezitov) k vulkanoklastikám v jednotlivých skúšaných úsekoch rozčleniť na údaje 9 úsekov, kde podiel efuzív na celkovej dĺžke otvoreného úseku dosahuje 81–100%, 11 úsekov s podielom



efuzív 51–80%, 11 úsekov s podielom efuzív 21–50% a 4 úseky s podielom efuzív 0–20%.

### Všeobecná hydrogeologická charakteristika územia

Z hydrogeologickoštruktúrneho hľadiska možno komplexy neovulkanitov pokladať do určitej miery za hydrogeologický masív, t. j. za horninový komplex bez výrazných vrstvových kolektorov, so sústredením obehu podzemných vôd do pripovrchovej zóny s výrazne vyššou priepustnosťou oproti hlbším partiám horninového masívu (JETEL, 1990) a s hlbším obehom hlavne po otvorených puklinových pásmach. Charakter hydrogeologického masívu však v rôznej miere narušuje výskyt výraznejšie priepustných telies vnútri masívu. Zvýšená puklinová priepustnosť sa spravidla prisudzuje vrchným a čelným partiám lávových prúdov a telesám brekciovitých andezitov.

V jednotlivých vrtoch sa pri odberových skúškach zo skúšaných úsekov dosahovala maximálna výdatnosť 0,30–85 l.s<sup>-1</sup> s mediánom 6,0 l.s<sup>-1</sup>. Najvyššou výdatnosťou sa vyznačovali tektonicky porušené andezitové lávové prúdy v severo-južnom my-

šlianskom zlomovom pásme – vo vrte HŠ-19 medzi Bohdanovcami a Vyšnou Myšľou (85 l.s<sup>-1</sup>, krátkodobá až 120 l.s<sup>-1</sup> – ŠKVARKA et al., 1972), vo vrte NHJ-1 pri Nižnej Myšli (70 l.s<sup>-1</sup>; HALUŠKA, 1979) a vo vrte HŠ-20 na j. okraji Vyšnej Myšle (15 l.s<sup>-1</sup>; ŠKVARKA et al., 1972). Vysoké hodnoty maximálnej výdatnosti sa dosahovali aj z andezitov a vulkanoklastík vo vrte SHB-6 na s. okraji Bogoty pri Košickom Klečenove (30 l.s<sup>-1</sup>, CANGÁR, 1989), z pripovrchovej zóny vulkanoklastík vo vrte SHJ-23 pri Kalši na severovýchodnom okraji Veľkého Miliča (16 l.s<sup>-1</sup>; HALUŠKA, 1985) a z vulkanickosedimentárneho komplexu vo vrte SHJ-9 na j. okraji Bogoty pri Slanskom Novom Meste (15,6 l.s<sup>-1</sup>, HALUŠKA et al., 1980).

### Rozdelenie hodnôt indexu prietochnosti Y a indexu priepustnosti Z

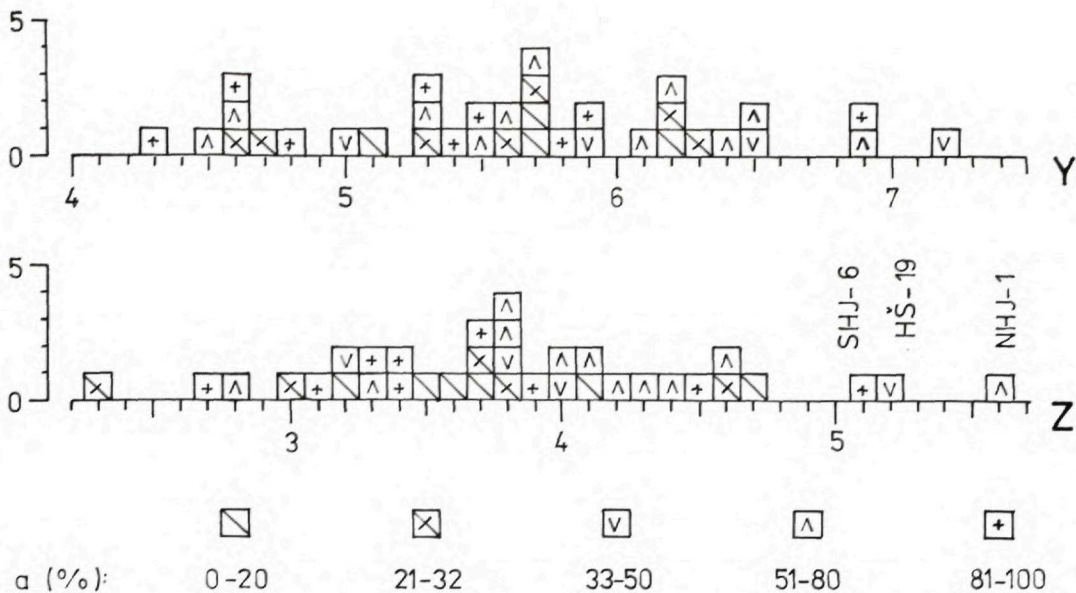
Pri posudzovaní hydrogeologických vlastností jednotlivých typov hornín neovulkanických formácií sa tradične predpokladá vyššia priemerná priepustnosť efuzív oproti nižšej priemernej priepustnosti vulkanoklastík. V skutočnosti však nie je tento vzťah jed-

Tab. 1 Rozdelenie charakteristík prietochnosti a priepustnosti v skúšaných úsekoch neovulkanitov južnej časti Slanských vrchov

a(%)	n	R(Y)	Md(Y)	M(Y)	s <sub>Y</sub>	R(T)	Md(T)	G(T)
0–20	4	5,08–6,16	5,70	5,66	0,443	2.10 <sup>-4</sup> – 4.10 <sup>-3</sup>	1.10 <sup>-3</sup>	9,8.10 <sup>-4</sup>
21–50	11	4,58–7,17	5,74	5,73	0,782	6.10 <sup>-5</sup> – 5.10 <sup>-2</sup>	1.10 <sup>-3</sup>	1,2.10 <sup>-3</sup>
50–80	11	4,51–6,86	5,65	5,75	0,755	5.10 <sup>-5</sup> – 2.10 <sup>-2</sup>	1.10 <sup>-3</sup>	1,3.10 <sup>-3</sup>
81–100	9	4,34–6,87	5,36	5,38	0,768	3.10 <sup>-5</sup> – 2.10 <sup>-2</sup>	5.10 <sup>-4</sup>	4,7.10 <sup>-4</sup>
Spolu	35		5,65	5,64	0,727		1.10 <sup>-3</sup>	9,4.10 <sup>-4</sup>

a(%)	n	R(Z)	Md(Z)	M(Z)	s <sub>Z</sub>	R(k)	Md(k)	G(k)
0–20	4	3,45–4,67	3,65	3,85	0,558	5.10 <sup>-6</sup> – 1.10 <sup>-4</sup>	1.10 <sup>-5</sup>	1,5.10 <sup>-5</sup>
21–50	11	2,25–5,21	3,77	3,71	0,804	3.10 <sup>-7</sup> – 6.10 <sup>-4</sup>	1.10 <sup>-5</sup>	1,1.10 <sup>-5</sup>
51–80	11	2,81–5,56	4,12	4,08	0,699	1.10 <sup>-6</sup> – 1.10 <sup>-3</sup>	3.10 <sup>-5</sup>	2,7.10 <sup>-5</sup>
80–100	9	2,65–5,10	3,43	3,69	0,739	7.10 <sup>-7</sup> – 4.10 <sup>-4</sup>	5.10 <sup>-6</sup>	9,8.10 <sup>-6</sup>
Spolu	35		3,77	3,84	0,720		1.10 <sup>-5</sup>	1,5.10 <sup>-5</sup>

a(%) = podiel andezitov a iných efuzív na celkovej dĺžke skúšaného úseku, n = počet údajov. Zistené hodnoty indexu prietochnosti Y a indexu priepustnosti Z: R(Y), R(Z) = rozpätie; Md(Y), Md(Z) = mediány; M(Y), M(Z) = aritmetické priemery; s<sub>Y</sub>, s<sub>Z</sub> = odhady smerodajných odchýlok základného súboru. Odhady koeficientu prietochnosti T a koeficientu filtrácie k: R(T), R(k) = rozpätie; Md(T), Md(k) = mediány; G(T), G(k) = geometrické priemery.



Obr. 1 Histogramy hodnôt indexu prietočnosti Y a indexu priepustnosti Z zistených v skúšaných úsekoch neovulkanitov j. časti Slanských vrchov.  $a(\%)$  = podiel andezitov a iných efuzív v skúšanom úseku vrtu.

Tab. 2 Intervaly spoľahlivosti vypočítaných charakteristík priemernej prietočnosti a priemernej priepustnosti v skúšaných úsekoch neovulkanitov j. časti Slanských vrchov

(a) Charakteristiky priemernej prietočnosti

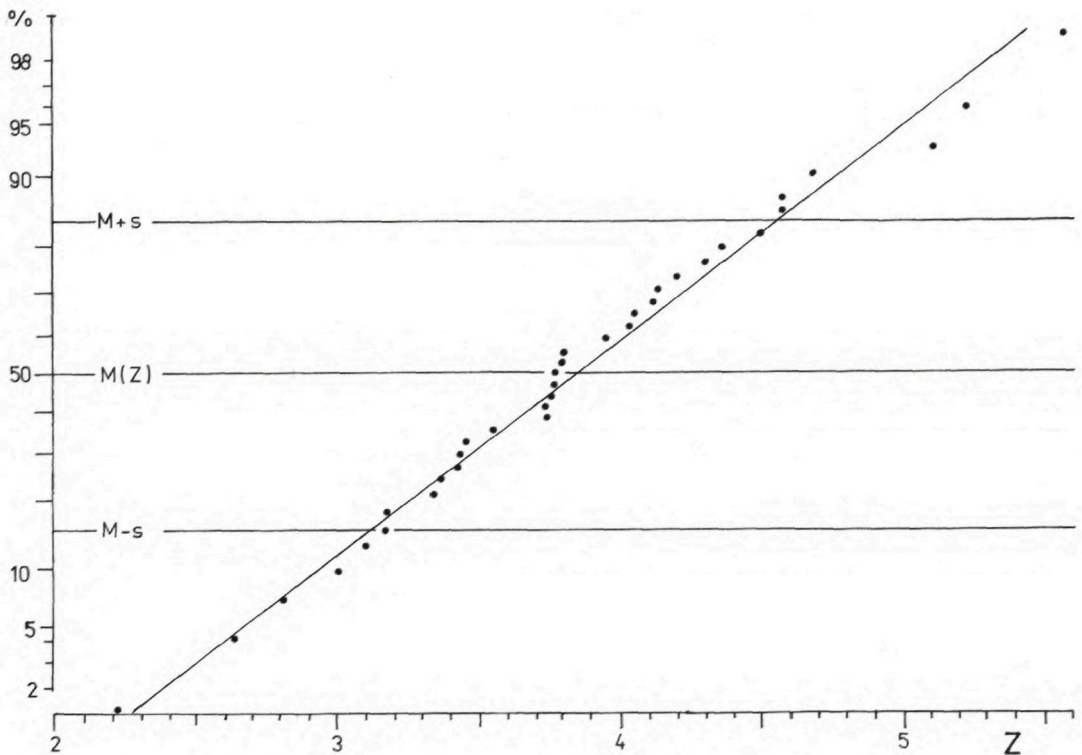
$a(\%)$	$M(Y)$	$M_1 - M_2$	$G_1 - G_2$	$G(T)$
0-20	5,66	5,14-6,18	$2,5 \cdot 10^{-4} - 3,8 \cdot 10^{-3}$	$9,8 \cdot 10^{-4}$
21-50	5,73	5,30-6,16	$3,9 \cdot 10^{-4} - 3,6 \cdot 10^{-3}$	$1,2 \cdot 10^{-3}$
51-80	5,75	5,34-6,17	$4,3 \cdot 10^{-4} - 3,7 \cdot 10^{-3}$	$1,3 \cdot 10^{-3}$
81-100	5,38	4,90-5,85	$1,4 \cdot 10^{-4} - 1,6 \cdot 10^{-3}$	$4,7 \cdot 10^{-4}$
Spolu	5,64	5,43-5,85	$5,5 \cdot 10^{-4} - 1,6 \cdot 10^{-3}$	$9,4 \cdot 10^{-4}$

(b) Charakteristiky priemernej priepustnosti

$a(\%)$	$M(Z)$	$M_1 - M_2$	$G_1 - G_2$	$G(k)$
0-20	3,85	3,20-4,51	$2,9 \cdot 10^{-6} - 8,2 \cdot 10^{-5}$	$1,5 \cdot 10^{-5}$
21-50	3,71	3,27-4,14	$3,6 \cdot 10^{-6} - 3,5 \cdot 10^{-5}$	$1,1 \cdot 10^{-5}$
51-80	4,08	3,69-4,46	$9,6 \cdot 10^{-6} - 7,2 \cdot 10^{-5}$	$2,7 \cdot 10^{-5}$
80-100	3,69	3,24-4,15	$3,0 \cdot 10^{-6} - 3,3 \cdot 10^{-5}$	$9,8 \cdot 10^{-6}$
Spolu	3,84	3,63-4,04	$8,6 \cdot 10^{-6} - 2,5 \cdot 10^{-5}$	$1,5 \cdot 10^{-5}$

$M_1, M_2$  = dolná a horná hranica 90 % -ného intervalu spoľahlivosti stanovenia aritmetického priemeru  $M(Y)$  alebo  $M(Z)$ ;  
 $G_1, G_2$  = dolná a horná hranica 90 % -ného intervalu spoľahlivosti odhadu geometrického priemeru  $G(T)$  alebo  $G(k)$ ;  
 ostatné symboly ako v tab. 1





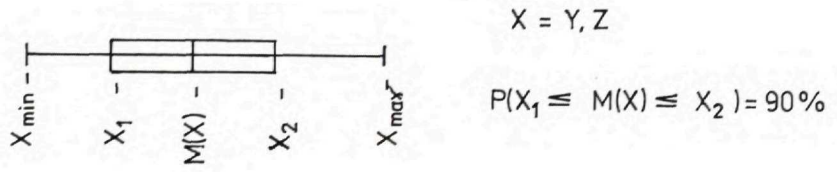
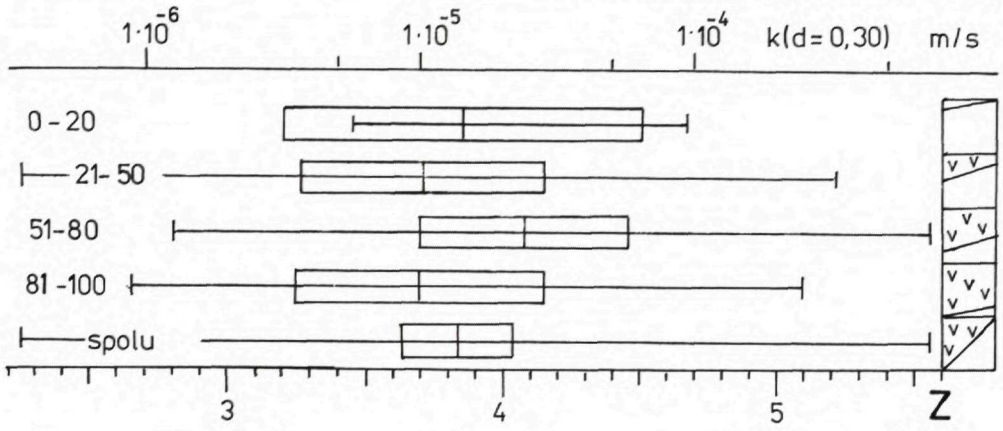
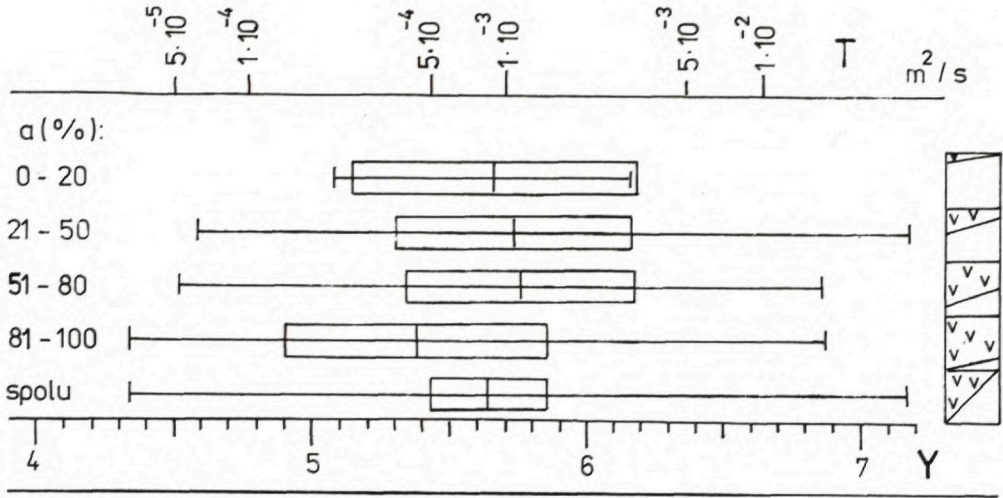
Obr. 2 Kvantilový graf rozdelenia hodnôt indexu priepustnosti  $Z$  v skúšaných úsekoch neovulkanitov j. časti Slanských vrchov. Na vertikálnej osi kumulované relatívne početnosti.

nozračný, lebo sa komplikuje ďalšími faktormi determinujúcimi celkovú priepustnosť horninového masívu. Naznačujú to sčasti aj poznatky, ktoré uvádzajú BAJO et al. (1983). Na posúdenie existencie tejto závislosti sme skúmané úseky v neovulkanitoch hodnotili v členení do 4 podsúborov podľa podielu andezitov (resp. iných efuzív) na celkovej dĺžke otvoreného skúšaného úseku vo vrte.

Charakteristiky distribúcie hodnôt indexu  $Y$  a  $Z$  v takto diferencovaných podsúboroch, uvedené v tab. 1 a 2 a na obr. 1 a 3, nepotvrdzujú predstavy o význame vyššej priemernej priepustnosti andezitov v porovnaní s vulkanoklastikami. Absenciu korelácie medzi priemernou priepustnosťou horninového masívu a zastúpením andezitov preukázala aj korelačná analýza. Je to spôsobené tým, že na efekt rozdielov v priepustnosti efuzív a vulkanoklastík sa v rôznej miere superponuje rôzny stupeň sekundárneho zvýšenia priepustnosti horninového masívu tektonickým aj exogénnym porušením.

Na rozdiel od iných skúmaných jednotiek (JETEL

in KALIČIAK et al., 1992) nebolo možné v skúmanom súbore údajov z neovulkanitov jednoznačne vymedziť podsúbor údajov charakterizujúcich vrty v poruchových zónach. Napriek nespornému efektu tektonického porušenia totiž kvantitatívne prejavy tohto efektu rastú v skúmanom súbore údajov viac-menej kontinuálne od minimálneho do maximálneho stupňa. Ako ukazuje obr. 1, za extrémne maximálnu priepustnosť a prietočnosť jednoznačne viazané na tektonické porušenie možno pokladať iba údaje z 3 skúšaných úsekov – z dvoch spomenutých vrtov v myšlianskom zlomovom pásme – HŠ-19 ( $Y = 7,17$ ;  $Z = 5,21$ ) a NHJ-1 ( $Y = 6,86$ ;  $Z = 5,56$ ) a ďalej z vrchného intervalu vrtu SHJ-6 na s. okraji Bogoty pri Svinici ( $Y = 6,87$ ;  $Z = 5,10$ ). Ostatné hodnoty  $Z$  i  $Y$  sú rozložené v spoločnom súbore viac-menej rovnomerne v súlade s modelom normálneho rozdelenia (obr. 2). Model normálneho rozdelenia hodnôt indexov  $Y$  a  $Z$  zodpovedá lognormálnemu modelu rozdelenia hodnôt koeficientu prietočnosti  $T$  a koeficientu filtrácie  $k$ , pretože inde-



Obr. 3 Intervaly spoľahlivosti určenia aritmetického priemeru  $M$  indexu prietochnosti  $Y$  a indexu priepustnosti  $Z$  a rozpätia zistených hodnôt  $Y$  a  $Z$  v skúšaných úsekoch neovulkanitov j. časti Slanských vrchov.  $a(\%)$  = ako na obr. 1;  $X_{min}$ ,  $X_{max}$  = minimálna a maximálna zistená hodnota  $Y$  alebo  $Z$ ;  $X_1$ ,  $X_2$  = dolná a horná hranica intervalu spoľahlivosti, v ktorom leží s pravdepodobnosťou 90 % skutočná hodnota aritmetického priemeru  $M(Y)$  alebo  $M(Z)$ ;  $M(X)$  = výberový aritmetický priemer zistených hodnôt  $Y$  alebo  $Z$ ;  $T$  = koeficient prietochnosti;  $k$  = koeficient filtrácie pri diferencii  $d = 0,30$ .



xy Y a Z predstavujú logaritmické transformácie hodnôt koeficientov T a k (JETEL, 1985a, b).

Zhodu zistenej empirickej distribúcie hodnôt indexu priepustnosti Z v skúmaných úsekoch s modelom normálneho (Gaussovho) rozdelenia ilustruje kvantilový graf (graf kumulovaných početností) na obr. 2, kde možno sledovať aj odchýlenie troch spomenutých extrémnych hodnôt od normálneho rozdelenia ostatných 32 bodov.

Spojený súbor všetkých hodnotených údajov z neovulkanitov j. časti Slanských vrchov charakterizuje rozpätie hodnôt indexu prietočnosti  $Y = 4,34 - 7,17$  s aritmetickým priemerom  $M(Y) = 5,64$  a rozpätie hodnôt indexu priepustnosti  $Z = 2,25 - 5,56$  s aritmetickým priemerom  $M(Z) = 3,84$ . Variabilitu spoločného súboru charakterizujú hodnoty odhadu smerodajnej odchýlky v základnom súbore  $s_Y = 0,727$  a  $s_Z = 0,720$ .

### Odhad koeficientov prietočnosti a koeficientov filtrácie

Na odvodenie odhadov príslušných charakteristík rozdelenia hodnôt koeficientu prietočnosti T a koeficientu filtrácie k sme použili prepočtové vzťahy (JETEL, 1985a, b):

$$T = \text{antilog}(Y + d - 9) = 10^{(Y + d - 9)} \quad (1)$$

$$k = \text{antilog}(Z + d - 9) = 10^{(Z + d - 9)}, \quad (2)$$

kde T = koeficient prietočnosti v  $\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ , k = koeficient filtrácie v  $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ , d = logaritmická prepočtová diferencia.

Z dokumentácie hydrodynamických skúšok v niektorých vrtoch bolo možné okrem indexu Y stanoviť aj reprezentatívnu hodnotu koeficientu prietočnosti T priamym vyhodnotením podľa princípov neustáleného prúdenia (napr. pomocou Jacobovej transformácie závislosti zníženia od času). Po transformácii takto stanovených hodnôt T na hodnoty

$$Y_T = 9 + \log T \quad (3)$$

boli pre vybrané vrty stanovené skutočné hodnoty prepočtovej diferencie

$$d = Y_T - Y. \quad (4)$$

Štatistickým spracovaním takto priamo stanovených skutočných hodnôt d bol potom pre úseky v neovulkanitoch skúmaného územia odvodený zovšeobecnený (priemerný) odhad prepočtovej diferencie

$$d = 0,13 Y - 0,40. \quad (5)$$

Po dosadení diferencie z rovnice (5) do vzťahov (1) a (2) boli napokon z aritmetických priemerov  $M(Y)$  a  $M(Z)$  odvodené podľa vzťahov

$$G(T) = \text{antilog}[M(Y) + d - 9] = 10^{[M(Y) + d - 9]}$$

$$G(k) = \text{antilog}[M(Z) + d - 9] = 10^{[M(Z) + d - 9]} \quad (6)$$

odhady geometrických priemerov koeficientu prietočnosti  $G(T)$  a koeficientov filtrácie  $G(k)$  pre jednotlivé skúmané podsúbory (tab. 2). Pre spojený súbor všetkých úsekov (bez ohľadu na podiel andezitov) vychádza  $G(T) = 9,4 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$  a  $G(k) = 1,5 \cdot 10^{-5} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ .

Uvedené hodnoty predstavujú výberové charakteristiky skúmaných súborov a podsúborov. Intervaly spoľahlivosti, vnútri ktorých leží s pravdepodobnosťou 90 % skutočný aritmetický priemer  $M(Y)$  a  $M(Z)$  indexu Y a indexu Z základného súboru, uvádza tab. 2 a obr. 3. Po prevedení na príslušné hodnoty T a k podľa vzťahov (1) a (2) intervalu spoľahlivosti aritmetického priemeru  $M(Y)$  a  $M(Z)$  zodpovedá interval spoľahlivosti stanovenia geometrického priemeru  $G(T)$  a  $G(k)$  (tab. 2, obr. 3).

Vzhľadom na dobrú zhodu empirických rozdelení odhadov koeficientu prietočnosti T a koeficientu filtrácie k s lognormálnym modelom bola okrem geometrických priemerov  $G(T)$  a  $G(k)$  odvodená aj stredná hodnota  $E(T)$  a  $E(k)$  lognormálne rozdelených hodnôt T a k. S použitím Aitchisonovej a Brownovej funkcie  $\Psi$  (AITCHISON - BROWN, 1957; JETEL, 1985a) vychádzajú pre skúmaný spoločný súbor dát ( $n = 35$ ) odhady  $E(T) = 3,5 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$  a  $E(k) = 5,4 \cdot 10^{-5} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ .

V zmysle klasifikácie KRÁSNEHO (1986) skúmané úseky v neovulkanitoch zodpovedajú podľa priemernej prietočnosti zvodencom strednej aj vysokej prietočnosti (trieda III d - II d) s veľkou variabilitou (značne nehomogénnym). V priaznivých podmienkach sú tieto zvodenence vhodné na sústredené odbery podzemných vôd menšieho významu (menšie skupinové vodovody, väčšie obce a závody).

Priemerná priepustnosť zaraďuje skúšané úseky v neovulkanitoch v osemstupňovej klasifikácii priepustnosti (JETEL, 1982) do triedy IV d; ide o mierne priepustné kolektory s veľkou variabilitou priepustnosti.

### Záver

Regionálne zhodnotenie údajov hydrodynamických skúšok vo vrtoch v horninách neovulkanických formácií j. časti Slanských vrchov umožnilo vyčísliť kvantitatívne charakteristiky distribúcie priepustnosti a prietočnosti v skúmaných horninových komplexoch spolu s pravdepodobnostnou interpretáciou vyčíslených priemerných charakteristík. Preukázalo sa, že nejestvuje závislosť priemernej priepustnosti

v skúšaných úsekoch vrto v od podielu andezitov a iných efuzív na celkovej otvorenej hrúbke horninového komplexu. Nepotvrdila sa tak predstava o vyššej priemernej priepustnosti andezitov v porovnaní s vulkanoklastikami. Priemerná prietočnosť a priepustnosť v skúšaných úsekoch odráža predovšetkým exogénne a tektonické porušenie bez vzťa-

hu k pomernému zastúpeniu efuzív a vulkanoklastík. Získané poznatky poslúžia pri vyhľadávaní využiteľných zdrojov podzemných vôd a pri riešení ich ochrany a sú objektívnym podkladom pre komplexné hodnotenie hydrogeologických pomerov územia a ekologické prognózy.

## Literatúra

- ATCHISON, J. – BROWN, J. A. C., 1957: The lognormal distribution. Univ. Press Cambridge.
- BAJO, I. – BUJALKA, P. – HALUŠKA, M., 1983: Hydrogeológia neovulkanitov Slanských a Vihorlatských vrchov. Miner. slov. (Bratislava), 1, 126.
- CANGÁR, P., 1989: Záverečná správa z predbežného hydrogeologického prieskumu Svinica – Košícký Klečenov. Manuskript – Geofond, Bratislava.
- HALUŠKA, M., 1979: Vyšná Myšľa – hydrogeologický prieskum. Manuskript – Geofond, Bratislava.
- HALUŠKA, M. et al., 1980: Slanské pohorie – hydrogeológia. Záverečná správa z vyhľadávacieho hydrogeologického prieskumu. Manuskript – Geofond, Bratislava.
- HALUŠKA, M., 1985: Záverečná správa z predbežného hydrogeologického prieskumu Dargov – Bačkov. Manuskript – Geofond, Bratislava.
- JETEL, J., 1982: Určovanie hydraulických parametrov hornin hydrodynamickými zkouškami ve vrtech. Kniha. Ústf. Úst. geol. (Praha), 58, 248 s.
- JETEL, J., 1985a: Metody regionálního hodnocení hydraulických vlastností hornin. Metod. Příruč. Ústf. Úst. geol. (Praha), 1, 147 s.
- JETEL, J., 1985b: Využití vztahu mezi specifickou vydatností a koeficientem průtočnosti při hydrogeologických výpočtech. Geol. Průzk. (Praha), 27, 2, 42–45.
- JETEL, J., 1990: Praktické důsledky priestorovej neuniformity prietočnosti pripovrchovej zóny v hydrogeologickom masíve. Geol. Průzk. (Praha), 32, 2, 42–46.
- KALIČIAK, M. et al., 1991: Vysvetlivky ku geologickej mape severnej časti Slanských vrchov a Košíckej kotliny v mierke 1:50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 231 s.
- KALIČIAK, M. et al., 1992: Vysvetlivky ku geologickej mape 1:50 000 Slanské vrchy a Košícká kotlina – južná časť. Manuskript – archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- KRÁSNÝ, J., 1986: Klasifikace transmissivity a její použití. Geol. Průzk. (Praha) 28, 6, 177–179.
- ŠKVARKA, L. et al., 1972: Doterajšie poznatky o hydrogeologických pomeroch Slanského pohoria. Manuskript – Geofond, Bratislava.
- ŠŤASTNÝ, V., 1989: Masív Miliča – hydrogeologický prieskum. Manuskript – Geofond, Bratislava.
- ŽEC, B. – ĐURKOVIČOVÁ, J., 1993: Chronostratigrafické zaradenie vybraných vulkanických formácií južnej časti Slanských vrchov. Miner. slov. (Bratislava) 25, 2, 109–116.

JÁN JETEL

## Permeability and transmissivity of the Neogene volcanic formations in the southern part of the Slanské vrchy Mts. (East Slovakia)

### Summary

Regional assessment of the transmissivity and permeability in the Neogene volcanic formations in the southern part of the Slanské vrchy Mts. (East Slovakia) relies on the statistical analysis of the aquifer tests data from 35 tested intervals in 24 boreholes (51–300 m deep). The data of aquifer tests were transformed to the values of the approximative logarithmic parameters – permeability index  $Z$  and transmissivity index  $Y$  derived from the specific capacities. The arithmetic means  $M(Y)$  and  $M(Z)$  were converted to the respective estimates of the geometric means  $G(T)$  and  $G(k)$  of the transmissivity  $T$  and hydraulic conductivity  $k$  by

means of the equations (6) and (7). The mean logarithmic conversion difference  $d$  (5) was estimated by statistical analysis of the data from selected boreholes in the volcanic formations of the region studied.

The primary differences in permeability between volcanoclastic and extrusive (predominantly andesites) rocks have been covered up by exogene and tectonic fracturing. Consequently, the correlation analysis has not found any significant difference in mean permeability of the tested intervals represented by extrusive and volcanoclastic rocks. The coefficients of transmissivity and hydraulic conductivity are distributed according to the lognormal law.



The sample geometric mean of transmissivity  $G(T)$  in the tested intervals is  $9.4 \times 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$  (with the 90% confidence interval from  $5.5 \times 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$  to  $1.6 \times 10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ ). The expected mean value  $E(T)$  of the lognormally distributed transmissivities derived by Aitchison and Brown function  $\Psi$  is  $3.5 \times 10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ .

The sample geometric mean of hydraulic conductivity  $G(k)$  in the tested intervals is  $1.5 \times 10^{-5} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  with the confidence interval ( $P = 90\%$ )  $9 \times 10^{-6} - 2.5 \times 10^{-5} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  and with the expected mean value of lognormal distribution  $E(k) = 5.4 \times 10^{-5} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ .

#### Explanations to text-figures

Fig. 1 Histograms of the transmissivity index  $Y$  and the permeability index  $Z$  in the tested intervals of Neogene volcanic rocks in the southern part of the Slanské vrchy Mts.  $a$  (%) = percentage of andesites and other extrusives in the tested interval.

Fig. 2 Quantile diagram of the distribution of the permeability index in the tested intervals (Neogene volcanic rocks in the southern part of the Slanské vrchy Mts.). Vertical axis = cumulated relative frequencies.

Fig. 3 Confidence intervals for the arithmetic means of the transmissivity index  $Y$  and the permeability index  $Z$ ; the ranges of the determined  $Y$  and  $Z$  values (Neogene volcanic rocks in the southern part of the Slanské vrchy Mts.)  $a$  (%) – as in the fig. 1;  $X_{\min}$ ,  $X_{\max}$  = minimum and maximum value of  $Y$  or  $Z$ ;  $X_1$ ,  $X_2$  = lower and upper limit of

the 90 % confidence interval for the true arithmetic mean of the  $Y$  or  $Z$  values in the general population;  $M(X)$  = sample arithmetic mean of the determined  $Y$  or  $Z$  values;  $T$  = transmissivity;  $k$  = hydraulic conductivity at  $d = 0.30$ .

#### Explanations to tables

Tab. 1 Distribution of permeability and transmissivity parameters in the tested intervals of Neogene volcanic rocks in the southern part of the Slanské vrchy Mts.  $a$  (%) = percentage of andesites and other extrusives in the tested interval,  $n$  = number of data. Determined values of transmissivity index  $Y$  and permeability index  $Z$ :  $R(Y)$ ,  $R(Z)$  = range of values;  $Md(Y)$ ,  $Md(Z)$  = medians;  $M(Y)$ ,  $M(Z)$  = arithmetic means;  $s_1$ ,  $s_2$  = estimates of standard deviation in general population. Estimates of transmissivity  $T$  and hydraulic conductivity  $k$ :  $R(T)$ ,  $R(k)$  = range of values;  $Md(T)$ ,  $Md(k)$  = medians;  $G(T)$ ,  $G(k)$  = geometric means.

Tab. 2 Confidence intervals of calculated characteristics of mean transmissivity and mean permeability in the tested intervals of Neogene volcanic rocks in the southern part of the Slanské vrchy Mts. (a) = mean transmissivity characteristics, (b) = mean permeability characteristics;  $M_1$ ,  $M_2$  = lower and upper limit of the 90 % confidence interval for the arithmetic mean of the index  $Y$  or  $Z$ ;  $G_1$ ,  $G_2$  = lower and upper limit of the 90 % confidence interval for the estimate of the geometric mean of the transmissivity  $T$  and or the hydraulic conductivity  $k$ . Other symbols as in the Tab. 1.

ALFONZ BUJNOVSKÝ – LADISLAV MARTINSKÝ – OĽGA FEJDOVÁ – PAULÍNA SNOPKOVÁ – STANISLAV KAROLI

## Geologické vyhodnotenie predneogénneho podložia vrtu Závod-93 (Viedenská panva)

4 obr., 5 tab., angl. resumé

**Abstract:** Well Závod-93 was aimed to verify gas occurrences in the Hauptdolomite in the basal part of the Gölfer nappe. Gas occurrences in the Main Dolomite at Závod gasfield have so far been verified by 9 wells. The well Závod-93 intersected the Main Dolomite at a depth 4398–5256 m, i.e. its apparent thickness amounted to 856 m. The Hauptdolomite is dominated by intercrystalline fenestral and fracture porosity. The Opponitz Member composed of limestones and evaporites was intersected from 5300 to 5655 m. 14 heavy minerals were identified in the Lunz Member. Plant tissues dominate as fossils in the Lunz claystones. Sludge samples indicate that this member extends as deep as the bottom of the well at 6439 m.

### Úvod

Vrt predbežného prieskumu na ropu a zemný plyn Závod-93 bol situovaný 268 m na JJV od vrtu Závod-77, 70 m na J od vrtu Závod-80 (plytký) a 537 m na SSZ od vrtu Závod-83 (plytký). Úlohou vrtu predbežného prieskumu bolo overiť plynonosnosť južnej časti centrálného ložiskového objektu náleziska Závod – mezozoikum. Overiť plynonádejnosť hlavného dolomitu v bazálnej časti göllerského príkrovu. Pôvodne projektovaná hĺbka vrtu bola 5300,00 m. Vrt bol hĺbený vrtnou súpravou typu N-110 m v období od 16. 5. 1988 do 15. 5. 1990, keď sa ukončil haváriou vrtného náradia pri dosiahnutí hĺbky 6439,00 m, čo je jeho konečná hĺbka. Predneogénne podložie zastihol v hĺbke 4374,00 m, alternatívne 4399,00 m. Vyhodnotenie predneogénneho podložia je vypracované v rámci spolupráce medzi GÚDŠ a Nafta Hodonín. Obsahuje litostratigrafické zhodnotenie profilu vrtu zostavené na základe 70 výbrusov, geochemické zhodnotenie na

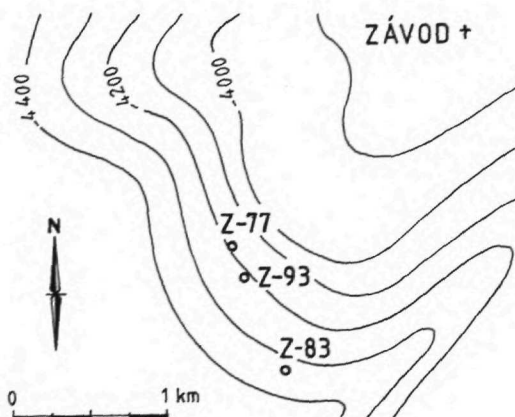
základe 36 chemických analýz a 12 vzoriek na paleontologický výskum.

### Hlavný dolomit (Hauptdolomit, GÜMBEL, 1857)

Litofácia sčasti oderodovaného hlavného dolomitu dosahuje vo vrte Závod-93 cca 856 m nepravej mocnosti. Vo Východných Alpách v tirolskej fácií dosahuje hauptdolomit až 2200,00 m (TOLLMANN, 1976, tab. 1). Hlavný dolomit bol zistený v jadrách č. 2–8 (tab. 5). Od nadložia do podložia možno v jednotlivých intervaloch pozorovať takéto typy hauptdolomitu: v intervale 4398,40 – 4493,50 m sa nachádzajú sivé kompaktné dolomity rekryštalizované s kryštalinitou 0,069 mm–0,23 mm (kryštalinitou rozumejú autori najväčší rozmer na najmenšej strane kryštálu vo výbruse). Zrinitosť je nerovnomerná, porozita interkryštalinná a frakturačná. Fraktúry sú čiastočne otvorené. Interval 4493,50 – 4771,50 m má svetlosivé frakturované dolomity s čiastočne otvorenými fraktúrami, ojedinele pozorovať fenestrae do 3 mm; porozita je fenestrálna, interkryštalinná a frakturačná. Interval 4471,50 – 5250,30 m obsahuje sivé porovité dolomity – veľké mezopóry 6x2 mm (CHOQUETTE – PRAY, 1970) i drobné mikropóry. Porozita je frakturačná a interkryštalinná, čiastočne fenestrálna. Fenestrálne štruktúry možno pozorovať až do hĺbky 5205,00 m. V intervale 5250,30 – 5254,00 m mezopóry doznievajú a v hauptdolomite sa objavujú časté polootvorené i uzavreté fraktúry. Ďalej sú prítomné mikrostylolity s veľkou amplitúdou. Maximálna kryštalinita dosahuje 0,115 mm. Obmedzenie zrn je subhedrálne, porozita frakturačná a interkryštalinná. Z organizmov sú prítomné iba ojedinelé

RNDr. A. BUJNOVSKÝ, CSC., RNDr. L. MARTINSKÝ, RNDr. O. FEJDOVÁ, CSC., RNDr. P. SNOPOKOVÁ, CSC., Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava  
RNDr. S. KAROLI, Geologický ústav Dionýza Štúra, Werferova 1, Košice





ostrakódy a neurčiteľné foraminifery. V intervale 5254,30 – 5255,40 m sa nachádza dolomitová intraformačná brekcia s úlomkami do 2 – 3 cm. Úlomky predstavujú dolomikrity s drobnými mikrotylolitmi a ojedinelými ostrakódmí.

Podľa sedimentačnej schémy bazén – rif – lagúna (FISCHER, 1964) sedimentoval hauptdolomit v plytkej lagúne (back-reef area), pričom sedimentácia mala cyklický charakter v miernom hypersalinnom prostredí. Dolomitizácia vznikla počas ranodiagenetickej fázy. Prevláda interkryštalinná, fenestrálna a frakturačná porozita. Podľa kritérií na hodnotenie sedimentačného prostredia (Elf Aquitaine, 1977) prevládajú v hauptdolomite rytmické loferitové štruktúry, charakteristické pre vnútorné časti karbonátovej platformy.

#### Oponické vápence s evaporitmi (LIPOLD, 1864, s. 57)

Boli zistené v jadre č. 9 – 14 v hĺbke 5300,00 – 5655,00 m.

V á p e n c e. Jadro č. 9 je zložené zo sivých frak-

turovaných rekryštalizovaných vápencov s mikrotylolitmi, vyplnenými hnedými koloidmi Fe. Maximálna kryštalinita 0,23 mm bola zistená v intervale 5300,80 m; jadro je preniknuté paralelnými uzavretými fraktúrami. Väčšinou ide o mikrity a mikrosparity s interkryštalinnou frakturačnou matrixovou porozitou. Jadro č. 10 reprezentujú sivé frakturované vápence – mikrity s mikrotylolitmi s veľkou amplitúdou, fraktúry sú väčšinou uzavreté. Z organizmov sú iba ojedinele prítomné ostrakódy. Porozita je frakturačná s paralelnými fraktúrami a slabá matrixová. V jadre č. 11 sú zastúpené tmavosivé kompaktné vápence – mikrosparity s ostrakódmí a početnými mikrotylolitmi. Fraktúry sú väčšinou uzavreté. Jadro č. 12 tvorí tmavosivý až čierny vápenc – mikrit s početnými fraktúrami a mikrotylolitmi. V jadre č. 13 sú prítomné fľovité mikrity (mudstone) s *Aeolissacus tintiniformis*. Podľa prof. Mišfka vápence v jadre č. 10 obsahujú celestín a v jadre č. 9 fluorit.

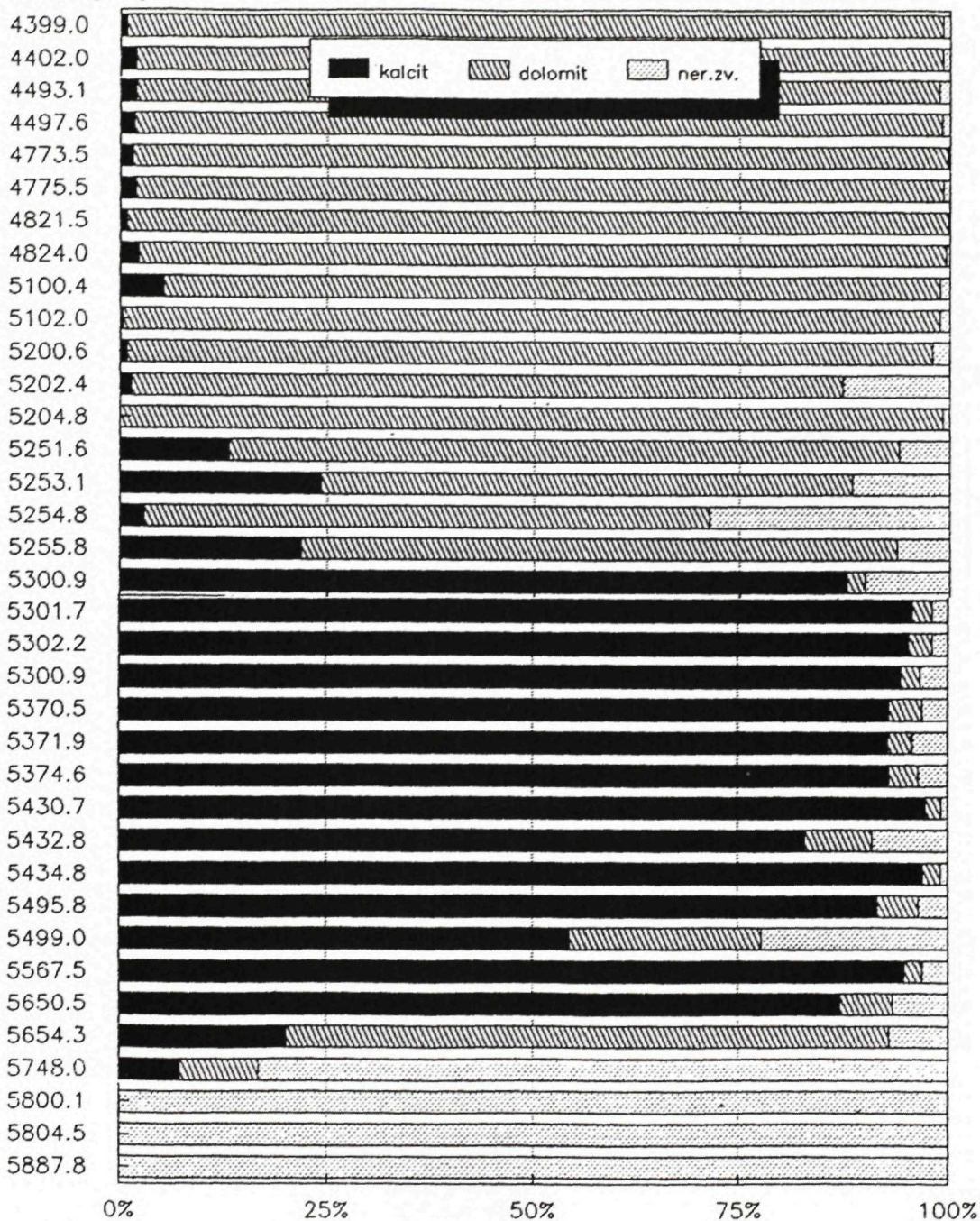
Evapority. Vo vrte ZÁVOD-93 boli evapority overené v intervale 5650,00 – 5655,00 m. Striedajú sa v nich svetlosivé anhydrity s vložkami čierosivých dolomitov uklonené 30–45 °C k osi jadra. Anhydrit je na čerstvom lome až sivobiely, hojne nepravidelne laminovaný dolomitom. Tieto laminy (obvykle 0,2 – 0,5 cm hrubé) sú spravidla nevýrazne plasticky deformované. Vložky dolomitu (1 – 10 cm hrubé) sú ostro, ale veľmi nerovne obmedzené; hrúbka jednotlivých vložiek je často nerovnomerná, najmä pri tenších, ohybovo deformovaných vložkách. Charakteristická je nepravidelná sieť v dolomite vyhojená bielym anhydritom, ktorý tvorí bázu vzorkovaného intervalu.

Vo výbrusoch (2 vzorky z hĺbky 5651,50 a 5652,50 m) je hornina tvorená rekryštalizovaným, jemno- až stredne kryštalickým anhydritom s prednostnou orientáciou blastov súhlasne s lamináciou. Štruktúra anhydritu je nematolepidoblastická, textúra paralelná. Nepravidelné laminy (až mikrolaminy – pod 0,2 mm) sú ohybovo deformované, lokálne sprethnané – až do formy lineárne usporiadaných, izolovaných klastov.

Čierosivý, veľmi masívny dolomit z bázy vzorkovaného intervalu je pod mikroskopom jemno- až mikrokryštalický s výraznou nepravidelnou sieťou trhlínok, vyhojenou jemnokryštalickým anhydritom.

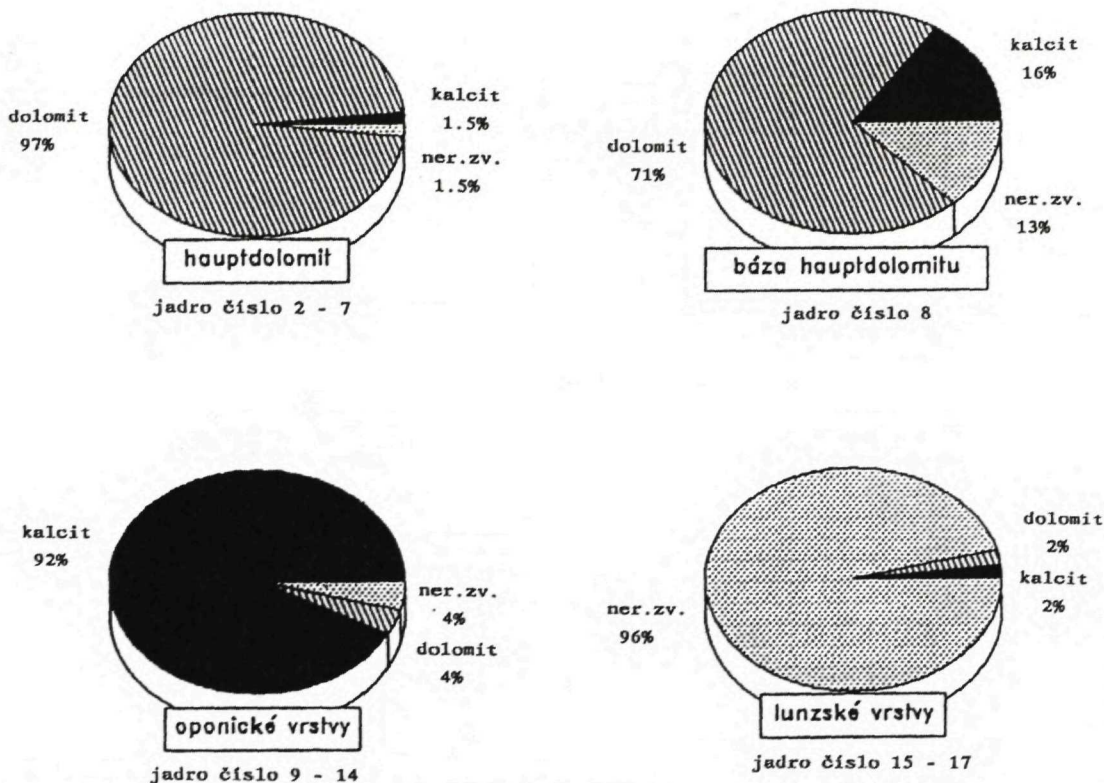
Vzhľadom na rekryštalizáciu anhydritu nemožno určiť primárny charakter evaporitového sedimentu (selenitové kryštály, klastiká a pod.). V každom prípade však treba považovať laminy a vložky dolomi-

metráž [ m ]



Obr. 2 Modálne zloženie podľa chemickej analýzy (vrt Závod-93)





Obr. 3 Porovnanie priemerného modálneho zloženia vyčlenených súvrství

tov za synsedimentárne – indukujúce prostredie bazénu. Nepravidelná distribúcia lamín v anhydrite, veľká variabilita v hrúbke vrstvičiek poukazujú na plytkovodné prostredie.

Oponické vápence boli identifikované na základe ich pozície medzi Hauptdolomitom a lunzskými vrstvami, ako aj prítomnosti evaporitov charakteristických pre oponické vápence vo vrtoch. Evapority indikujú uzavreté prostredie internej platformy. Celková mocnosť oponických vápencov, dolomitov a evaporitov dosahuje 355 m nepravrej mocnosti. V Severných vápencových Alpách v profile Stiegen-graben 5,5 km jz. od Lunzu v sulzbachskom príkrove majú oponické vápence mocnosť 260 m a majú tri karbonátové a dva slienité vývoje bohaté na stromatolity, ktoré neboli zistené na našom území.

#### Lunzské vrstvy (LIPOLD, 1863)

Z vrtu Závod-93 bolo vyhodnotených 5 vzoriek

klastických sedimentov lunzských pieskovecov a reingrabenských bridlíc z intervalu 5747,00–5888,00 m (jadro č. 15, 16 a 17). Mineralogické a kvantitatívne zloženie sedimentov je zhrnuté v tab. 1, obsah ťažkých minerálov je v tab. 2. Klasifikácia sedimentov je podľa PETTUOJHNA (1957) a PETRÁNKA (1963). Separácia ťažkých minerálov, analýzy DTA a RTG boli vyhotovené v laboratóriu GÚDŠ.

#### Jadro č. 15; 5747,00–5750,00 m

Čiemosivý, veľmi jemnozrný drobový pieskovec, jemno laminovaný, nevápnitý s karbonátmi na puklinách. Základná hmota je kremeňovo-chloritická, v nepatrnom množstve aj karbonatická. Okrem bežných hominotvorných minerálov sa vo vzorke nachádza väčšie množstvo pyritu, šmuhy organickej hmoty a limonitované závalky ílovca. DTA stanovila trochu dolomitu s pyritom, živce, grafitickú substanciu a sfudy. RTG analýza stanovila kremeň,

dolomit, živec, náznaky chloritu a illitu. Obsah ťažkej frakcie je 0,33 %, v úplnej prevahe sa vyskytuje limonit. Inak je asociácia ťažkých minerálov chudobná na minerálne druhy a aj ich obsah je nízky.

#### Jadro č. 16; 5801,50 m

Čierosivý, veľmi jemnozrný pieskovec až siltovec. Základná hmota je kremeňovo-chloritická s organickou hmotou. DTA stanovila kremeň s prítomným kaolinitom, illitom, organickú hmotu a grafitickú substanciu. RTG analýza stanovila kremeň, živec, kaolinit a illit. Obsah ťažkej frakcie je veľmi nízky – 0,09 % a prevažuje v nej limonit a nepriehľadné minerály (pyrit).

#### Jadro č. 16; 5802,90 m

Čierosivý, veľmi jemnozrný pieskovec až siltovec. Základná hmota je kremeňovo-sericiticko-chloritická so šumami organickej hmoty. DTA stanovila trochu kaolinitu, illitu, kremeň, stopy pyritu, grafitickú substanciu a živec. RTG analýza stanovila kremeň, málo živca, illitu a chlorito-montmorillonitu. Obsah ťažkej frakcie je opäť nízky – 0,02 % a prevažujú v nej nepriehľadné minerály nad limonitom, ostatné minerály sú vo veľmi malom množstve.

#### Jadro č. 16; 5804,50 m

Čierosivý, jemnozrný drobový sfudnatý pieskovec s jemnou lamináciou. Základná hmota je kremeňovo-chloritická, laminy tvoria koncentrácie pyritových zmiiek. Tie tvoria aj výplň puklinky. Okrem bežných hominotvorných minerálov sa nachádzajú vo vzorke úlomky metamorfovaných hornín, zvetraný glaukonit a chalcedón, ktorý je pravdepodobne organického pôvodu (ihlice húb?). DTA stanovila grafitickú substanciu, trochu organickej hmoty, kaolinit, illit a živec. RTG analýza stanovila kremeň, málo živca, kaolinitu, illitu a chlorito-montmorillonitu. Obsah ťažkej frakcie je 0,40 %, prevažuje v nej limonit nad nepriehľadnými minerálmi (pyrit). Ostatné minerály sa vyskytujú v malom množstve.

#### Jadro č. 17; 5887,50 m

Tmavosivý, jemnozrný laminovaný drobový pieskovec. Základná hmota je kremeňovo-sericiticko-karbonatická. Pozoruhodná je karbonatizácia základnej hmoty a vznik karbonátového tmelu. DTA stanovila kaolinit so sericitom a kremeňom, živec, grafitickú substanciu, stopy pyritu a kalcitu. RTG analýza stanovila kremeň, málo živca, kaolinitu a illitu. Obsah ťažkej frakcie je 0,24 %, v úplnej pre-

vahe ju tvorí limonit (až 92,5 %), ostatné minerály sú zastúpené v nepatrnom množstve.

Klastické sedimenty lunzkých vrstiev boli kvantitatívne vyhodnotené na základe planimetrických analýz, pričom sme počítali po 1000 bodov v každom výbruse.

Ťažké minerály boli vyhodnocované z frakcie 0,1 až 0,05 mm. Kvantitatívne vyhodnotenie sme vykonali na základe identifikácie a spočítania minimálne 200 zrn v každom preparáte.

Lunzské vrstvy vo vrte Závod-93 predstavujú jemnozrné tmavosivé až čierne drobové pieskovce, siltovce a flovité bridlice, prevažne laminované. Takmer polovicu výnosu jadra, najmä z bridličnatých polôh, predstavuje drobná drvína. Okrem kremeňa, živcov, karbonátov a pyritu DTA stanovila grafitickú substanciu a organickú hmotu. Asociácia ťažkých minerálov je všeobecne chudobná – identifikovali sme 14 minerálov. Reprezentuje ju pyrit a limonit, ostatné identifikované ťažké minerály sa vyskytujú v nevýznamnom množstve. Vo vzorke z najväčšej hĺbky (vz. č. 5) sa prejavuje karbonatizácia.

#### Palynologické vyhodnotenie lunzkých vrstiev

Z vrtu Závod-93 sme palynologicky spracovali 12 vzoriek, odobraných z tmavých až čiernych, miestami piesčitých bridlic. Po laboratómnom spracovaní sme zistili, že takmer všetky vzorky boli negatívne. Len vo vzorkách z hĺbok 5802,50 m a 5804,50 m sme našli ojedinele palynoflóru, značne korodovanú, ale veľmi veľa rastlinných pletív.

Vo vzorke z hĺbky 5804,50 m sa vyskytlo aj niekoľko spór. Pre dosť značnú koróziu ich bolo možné určiť len rodovo ako cf. *Kraeuselisporites*, *Cycadospites* sp., *Ovalipollis* sp., cf. *Aratrisporites*, cf. *Camarozonosporites*. Uvedené rody sú rozšírené jednak v keuperi v germánskom vývoji, jednak vo vrchnom triase v alpskom vývoji. Pri niektorých typoch spór, lepšie zachovaných, sme mohli určiť aj druh. Sú to tieto druhy: *Thomsonisporites punctus* LESCHIK (stredný keuper), *Anapiculatisporites telephorus* (PAUTSCH) KLAUS, *Apiculatisporites parvispinosus* (LESCHIK) SCHULZ (vrchný trias-lías), *Rogalskaisporites cicatricosus* (ROGALSKA) DANZÉ – CORSIN et LAVEINE (vrchný trias – ?lías) a cf. *Minutosaccus pottoniei* MÄDLER (keuper). Určené druhy, aj uvedené rody (podľa literárnych údajov a našich doterajších výskumov) majú širšie stratigrafické



Tab. 1

## Planimetrické analýzy lunzských pieskovec

Č. jadra	15	16	16	16	17
Metráž	5747-5750	5801,5	5802,9	5804,5	5887,5
kremeň	17,5	siltovec		25,5	20,1
živce	2,0			6,6	3,7
sľudy	1,4			1,8	1,8
karbonáty	2,9			0,3	5,1
úlomky hornín				1,7	0,5
základná hmota	76,3			65,1	68,8

Tab. 2

Č. jadra	15	16	16	16	17
Metráž	5747-5750	5801,5	5802,9	5804,5	5887,5
opakované minerály	3,64 %	11,17	44,82	15,70	2,86
karbonáty	-	6,38	6,90	5,78	0,71
muskovit	2,27	2,66	1,15	2,06	-
zirkón	0,45	0,53	-	0,41	1,78
apatit	-	0,53	3,45	0,82	0,35
goethit	-	-	-	1,65	-
granát	1,36	-	2,30	0,82	-
chlorit	0,91	-	-	-	0,71
biotit	0,45	-	-	1,65	-
limonit	90,45	74,45	37,93	71,07	92,50
epidot	-	-	1,15	-	0,35
zoizit	-	-	-	-	0,35
rutil	-	-	1,15	-	-
pyroxény	0,45	4,25	1,15	-	0,35

rozšírenie, a to jednak v keuperi v germánskom vývoji, jednak vo vrchnom triase v alpskom vývoji. Vyskytujú sa však bežne aj v asociácii palynoflóry získanej z lunzských vrstiev podložja neogénu Viedenskej panvy.

Celkove môžeme povedať, že vo vzorkách vrtu Závod-93 (hĺbka 5802,50 m a 5804,50 m) prevládajú rastlinné pletivá rôznych tvarov, najmä však pletivá dierkované. Nemohli sme ich bližšie identifikovať, nakoľko chýba príslušná literatúra. Ojedinelý výskyt korodovaných spór poukazuje na to, že tmavé bridlice sedimentovali v nepokojnom morskem prostredí. Toto prostredie spôsobilo koróziu palynoflóry a zasa hojnejšie nahromadenie rastlinných pletív odolnejších proti korózii.

### Geochemická charakteristika vzoriek z vrtu Závod-93

Z vrtu Závod-93 sme odobrali 36 vzoriek na geochemickú charakteristiku študovaných hornín. Odbery sme urobili z jadier č. 2-17. Po odobratí sme vzorky rozdelili na dve časti. Jednu časť sme poslali na chemickú analýzu. Chemickú analýzu urobila skupina chemikov Dr. Novotného v chemických laboratóriách štátneho podniku UNIGEO - Ostrava, závod Brno. Vzorky boli podrobené kompletnej sili-kátovej analýze a boli stanovené aj vybrané stopové prvky (Sr, Ba, Li, Rb, Cu, Zn, Pb, As, Cr, Zr, B, Y, La, Ce, Th, U, Be). Kompletné výsledky chemických analýz uvádzame v tab. 3.

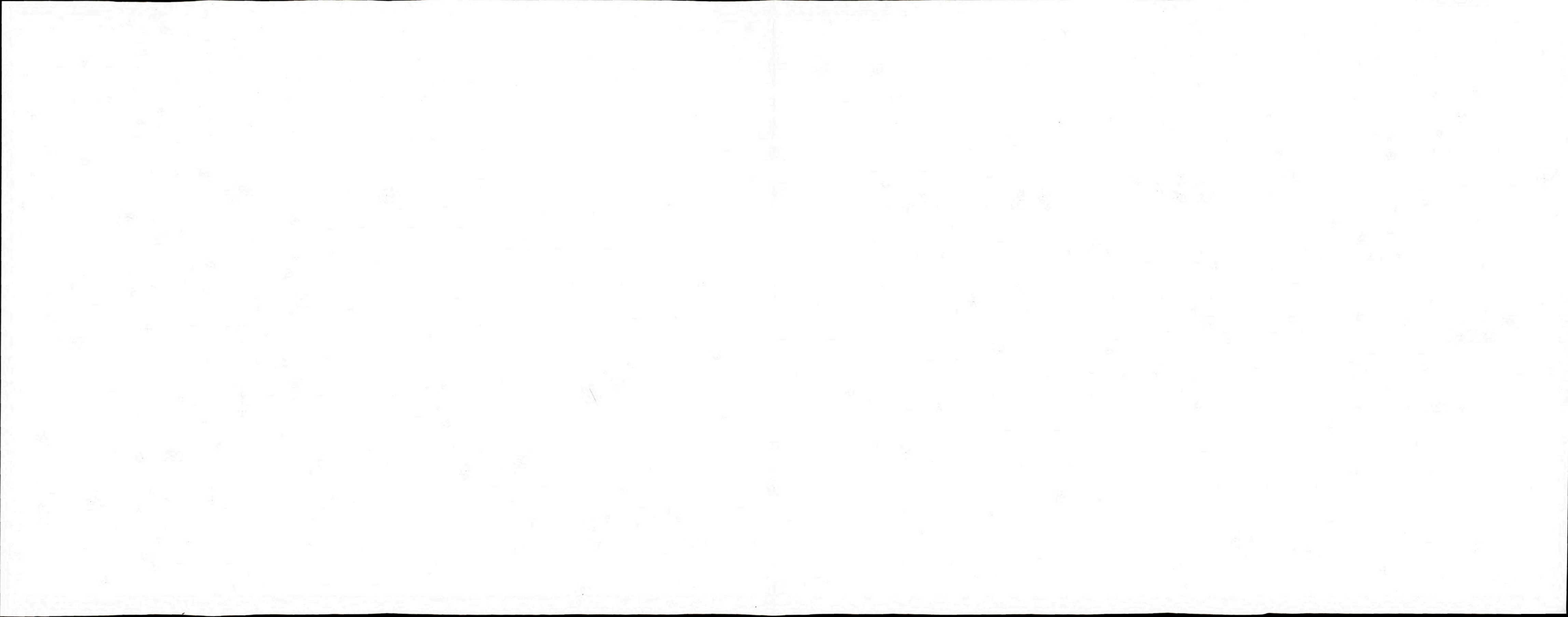
LITOSTRATIGRAFICKÝ PROFIL VRTU ZÁVOD-93 – TRIASOVÁ ČASŤ

ZOSTAVIL : A. BUJNOVSKÝ, 1991

MAKROPOPIS	LITOLÓGIA	VZ.	HLBKA (m)	Č.J.	VEK	MIKROPOPIS
H a u p t d o l o m i t		•••	4398 - 4403	2	N	rekryštalizovaný frakturovaný dolomit
		•••	4493 - 4498	3	U	dolomikrit s fenestrae
		•••	4770 - 4776	4	A	pórovitý dolomit
		•••	4821 - 4825	5	L	dolomit s interkryštalickou pórozitou
		•••	5100 - 5103	6	A	dolomit s fenestrálnou pórozitou
		•••	5200 - 5205	7	—	frakturovaný dolomit
		•••	5250 - 5256	8	A	tmavosivý dolomit s interkryštalickou pórozitou
	O p o n i c k é v r s t v y		•••	5300 - 5306	9	L
		•••	5370 - 5375	10	—	mikritické vápence s frakturačnou pórozitou
		•••	5430 - 5435	11	L	mikritické vápence so slabou pórozitou
		•••	5495 - 5500	12	A	mikritické vápence frakturované
		•••	5563 - 5568	13	V	
L u n z s k é v r s t v y		•••	5650 - 5655	14	U	anhydrit
		•••	5747 - 5750	15	T	drobové pieskovce až siltovce s vlozkami ílovcov
		•••	5800 - 5805	16	—	Thomsonisporites punctus Leschik Anaspiculatisporites telesphorus(Pautsch) Klaus Apiculatisporites parvispinosus(Leschik) Schulz
		•••	5887 - 5888	17	U	drť z lunzských vrstiev
			6439			

•-výbrusy

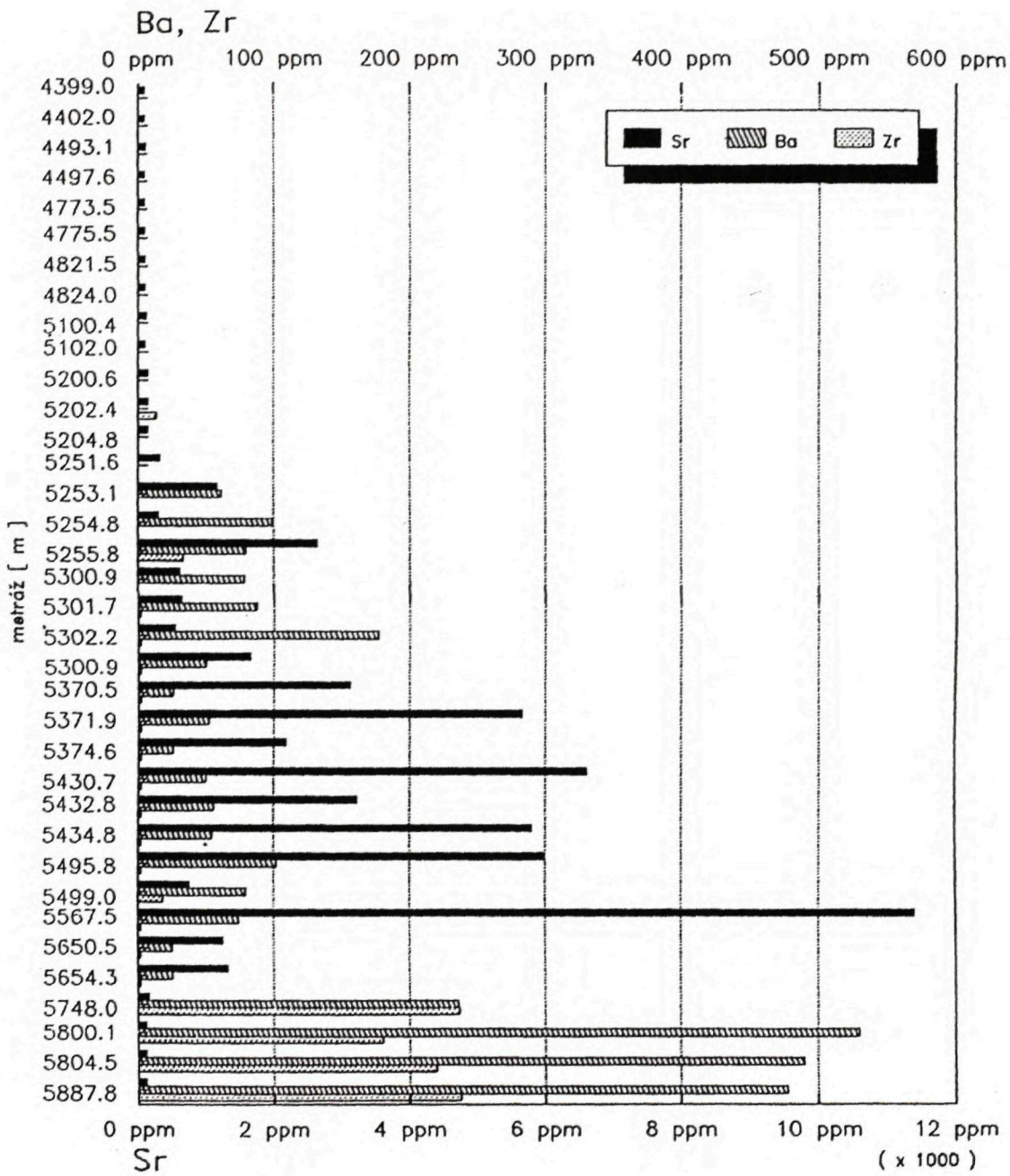








pokr.tab. 3		Tabuľka chemických analýz vzoriek z vrtu ZÁVOD - 93																	
čís. vzorky	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	
čís. jadra	9	9	9	10	10	10	11	11	11	12	12	13	14	14	15	16	16	17	
č. vzorkovn.	2	3	6	1	2	4	1	3	5	1	3	2	1	4	1	1	3	1	
metráž	5301,7	5302,2	5305	5370,5	5372	5374,6	5430,7	5432,8	5434,8	5495,8	5499	5567,5	5650,5	5654,3	5748	5800	5804,5	5887,8	
MAKROPRVKY		(hmotnostné%)																	
SiO <sub>2</sub>	,98	,99	1,86	1,68	2,22	1,93	,34	,30	,33	1,80	13,03	,67	,30	1,31	59,80	59,36	60,91	60,84	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	,34	,29	,59	,64	,83	,72	,09	,09	,10	,49	4,63	,19	,12	,37	11,10	18,60	16,86	17,28	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	,13	,11	,24	,25	,35	,27	,07	9,09	,09	,55	2,19	,15	,04	,19	4,98	6,22	6,71	6,44	
FeO	,01	,01	,02	,02	,07	,07	,02	,02	,01	,36	1,22	,05	,09	,07	3,88	5,03	4,74	4,60	
TiO <sub>2</sub>	,01	,01	,03	,03	,03	,03	,00	,00	,00	,02	,20	,02	,02	,02	,55	,79	,86	,93	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	,01	,02	,01	,01	,01	,01	,01	,01	,01	,01	,05	,01	,01	,02	,12	,16	,18	,15	
MnO	,007	,008	,009	,008	,009	,010	,010	,008	,008	,021	,035	,007	,002	,012	,220	,100	,150	,094	
CaO	53,94	54,20	52,90	52,66	52,20	52,90	54,70	53,23	54,50	52,05	36,96	52,75	50,04	32,80	6,82	,43	,69	,77	
MgO	,52	,58	,45	,79	,59	,69	,40	,193	,43	1,00	4,98	,40	1,35	15,65	2,00	2,13	2,13	2,21	
K <sub>2</sub> O	,09	,08	,17	,15	,24	,21	,01	,01	,02	,11	1,29	,03	,01	,08	1,59	4,04	3,51	3,32	
Na <sub>2</sub> O	,09	,09	,04	,08	,10	,07	,10	,00	,07	,08	,10	,02	,10	,12	2,61	1,61	1,72	1,89	
stzr. žih.	42,98	43,07	42,62	42,70	42,01	42,72	43,28	43,95	43,10	42,54	32,17	40,07	33,40	37,49	9,92	6,26	5,98	5,77	
H <sub>2</sub> O*	,84	,76	1,03	,95	1,18	,82	,30	,47	,57	,95	2,45	,74	,88	1,49	2,51	3,44	3,41	3,59	
H <sub>2</sub> O	,11	,09	,27	,29	,27	,21	,22	,22	,19	,31	,75	,33	,28	,27	,57	1,44	1,31	1,16	
celk. S	,13	,19	,25	,21	,37	,24	,16	,08	,27	,43	,33	1,90	5,85	4,67	,08	,01	,05	,09	
sír. S	,07	,07	,11	,12	,23	,07	,10	,02	,22	,90	,15	1,80	5,83	4,60	,01	,01	,01	,01	
MIKROPRVKY		(ppm)																	
Sr	638	545	1650	3120	5670	2170	6620	3220	5800	6000	746	11400	1255	1330	164	126	130	119	
Ba	87	177	50	<50	52	<50	50	56	55	102	79	74	<50	<50	236	530	490	478	
Li	7	4	7	5	7	6	4	4	4	5	20	6	3	7	33	51	46	51	
Rb	53	43	38	22	<5	30	<5	7	<5	<5	63	<5	40	8	60	147	131	136	
Cu	5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	12	<5	<5	32	25	70	61	57	
Zn	<5	<5	<5	<5	<5	5	<5	<5	<5	6	13	<5	<5	5	53	65	140	70	
Pb	11	11	13	6	10	11	6	8	<5	9	13	<5	<5	11	21	23	15	23	
As	<5	7	<5	8	<5	<5	5	<5	<5	<5	7	<5	5	<5	9	10	8	14	
Cr	<5	10	8	8	8	<5	7	6	6	10	28	5	6	15	71	92	95	99	
Zr	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	18	<5	<5	<5	237	181	220	238	
B	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	18	<10	<10	<10	67	205	123	79	
Y	<5	<5	<5	<5	<5	<5	13	<5	8	5	<5	11	<5	<5	30	36	36	34	
La	<5	<5	<5	6	<5	<5	<5	<5	<5	<5	14	<5	<5	<5	48	53	40	50	
Ce	<5	5	<5	<5	<5	<5	7	<5	<5	<5	11	<5	<5	<5	45	55	85	83	
Th	12	17	13	<7	<7	9	9	7	11	15	10	<7	<7	8	11	15	11	14	
U	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	10	
Be	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	2	5	3	



Obr. 4



Tab.4 Modálne zloženie vzoriek z vrtnu ZÁVOD - 93 vypočítané z chemickej analýzy

Vzorka číslo	Jadro číslo	Metráž (m)	Kalcit (%)	Dolomit (%)	Ner. zvyš. (%)	Názov horniny odvodený z modálneho zloženia vzoriek
1	2	4 399,0	0,8	98,3	0,9	dolomit
2	2	4 402,0	1,9	97,2	0,9	dolomit
3	3	4 493,1	2,0	96,8	1,3	dolomit
4	3	4 497,6	1,7	97,4	1,0	dolomit
5	4	4 773,5	1,5	98,2	0,3	dolomit
6	4	4 775,5	2,0	97,2	0,8	dolomit
7	5	4 821,5	0,8	99,0	0,2	dolomit
8	5	4 824,0	2,2	97,4	0,4	dolomit
9	6	5 100,4	5,2	93,7	1,1	dolomit
10	6	5 102,0	0,3	98,6	1,1	dolomit
11	7	5 200,6	0,9	97,1	2,0	dolomit
12	7	5 202,4	1,4	86,1	12,6	dolomit
13	7	5 204,8	0,0	99,3	0,8	dolomit
14	8	5 251,6	13,2	80,9	5,9	vápnitý dolomit
15	8	5 253,1	24,3	64,2	11,5	vápnitý dolomit
16	8	5 254,8	3,0	68,3	28,7	ílovitý dolomit
17	8	5 255,8	21,9	72,0	6,1	vápnitý dolomit
18	9	5 300,9	88,0	2,1	9,9	vápenec
19	9	5 301,7	95,8	2,4	1,8	vápenec
20	9	5 302,2	95,6	2,7	1,8	vápenec
21	9	5 300,9	94,7	2,1	3,2	vápenec
22	10	5 370,5	93,3	3,7	3,1	vápenec
23	10	5 371,9	93,1	2,7	4,2	vápenec
24	10	5 374,6	93,3	3,2	3,5	vápenec
25	11	5 430,7	97,4	1,8	0,8	vápenec
26	11	5 432,8	83,1	8,1	8,8	vápenec
27	11	5 434,8	97,1	2,0	0,9	vápenec
28	12	5 495,8	91,8	4,7	3,5	vápenec
29	12	5 499,0	54,6	23,2	22,2	ílovito-dolomitický vápenec
30	13	5 567,5	95,1	1,9	3,1	vápenec
31	14	5 650,5	87,2	6,3	6,5	vápenec
32	14	5 654,3	20,1	73,0	6,9	vápnitý dolomit
33	15	5 748,0	7,4	9,4	83,2	ílovec
34	16	5 800,1				ílovec
35	16	5 804,5				ílovec
36	17	5 887,8				ílovec

Pri pozornom sledovaní obsahu makroprvkov, ako aj niektorých mikroprvkov, možno rozdeliť súbor vzoriek na tri základné skupiny. Vzorky v jadrách 2–8 sú dolomity, vzorky v jadrách 9–14 sú vápence a vzorky v jadrách 14–17 sú ílovité horniny. Z tabuľky taktiež vidieť, že vzorky č. 1–10 (jadrá 2–6) sú čisté dolomity, vzorky č. 11–17 (jadrá 7 a 8) sú dolomity so zvýšeným obsahom CaO a tiež prvkov budujúcich klastických prímes (SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) a ďalšie prvky, vzorky č. 18–28 a 30–31 (jadrá 9–14) sú čisté vápence, vzorka 29 (metráž 5499,00 m) má zvýšený obsah prvkov budujúcich klastických prímes, vzorka 32 (metráž 5654,30 m) je dolomit so zvýšeným obsahom CaO a nakoniec vo vzorkách 33–36 (jadrá 15–17) majú hlavné postavenie SiO<sub>2</sub> a Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

Podľa chemickej analýzy sme vypočítali modálne zloženie jednotlivých vzoriek. Percentuálne zastúpenie vypočítaného obsahu minerálov (kalcit a dolomit) a nerozpustného zvyšku uvádzame v tab. 4. Použitím týchto kvantitatívnych údajov o obsahu jednotlivých zložiek v sledovaných horninách sme získali názvy hornín, ktoré sú uvedené v tab. 4. Názvy hornín sú utvorené podľa klasifikácie KUKALA (1985). Pri názvoch hornín si treba uvedomiť, že sú odvodené z chemického zloženia, a teda v prvom rade odrážajú chemické zloženie horniny. Grafickým vyjadrením modálneho zloženia hornín je graf na obr. 2. Na tomto obrázku najlepšie vidieť skupiny vzoriek, ktoré sme rozobrali v tab. 3.

RNDr. A. BUJNOVSKÝ vyčlenil v profile vrtu hauptdolomit (jadrá 2–8, vzorky č. 1–17), oponické vrstvy (jadrá 9–14, vzorky č. 15–32) a lunzské vrstvy (jadrá 15–17, vzorky č. 33–36). Z modálneho zloženia hornín v tab. 4 a na obr. 2 vidieť, že báza hauptdolomitu má zvýšený obsah kalcitovej zložky, ako aj nerozpustného zvyšku (ílovitej prímesi). Ani báza oponických vrstiev ešte nemá stabilné zloženie vápenca a obsahuje vápnitý dolomit a ílovitý dolomitickej vápenc. Vo vrchnej časti lunzských vrstiev sa zvyšuje obsah karbonátovej zložky. Na obr. 3 uvádzame graf vyjadrujúci priemerné modálne zloženie predmetných súvrství a osobitne v ňom vyčleňujeme bázu hauptdolomitu pre jej výraznú odlišnosť od celého nadložja.

Graf na obr. 4 vyjadruje distribúciu mikroprvkov Sr, Ba a Zr. Stroncium dosahuje najvyšší obsah v oponických vrstvách (maximum 11400 ppm). Jeho následná kontrola odlišnou analytickou metódou ho potvrdila. Najvyšší obsah je viazaný na čisté vápence, avšak vysoký obsah je aj v báze hauptdolomitu, čo svedčí o určitej pozvoľnej zmene sedimentačných podmienok. Takisto aj obsah Ba a Zr, ktorý je výrazne viazaný na ílovitú prímes a na ílovité horniny, poukazuje na takúto pozvoľnú zmenu sedimentačného prostredia.

Z geochemického hľadiska je zaujímavá nestálosť chemizmu pri prechodoch medzi jednotlivými horninovými typmi. Lunzské vrstvy relatívne postupne prechádzajú do čistých vápencov oponických vrstiev a taktiež oponické vrstvy postupne prechádzajú do čistých dolomitov.

## Literatúra

- ELF AQUITAINE, 1977: Essai de caractérisation sédimentologique des dépôts carbonatés. 1–2. Boussens et Pau, 1–172.
- FISCHER, A.G., 1964: The Lofers cyclothems of the alpine Triassic. Bull. Geol. Surv. (Kansas), 169, 107–149.
- GÜMBEL, C. W., 1857: Untersuchungen in den bayerischen Alpen zwischen der Isar und Salzach. Jb. K.-Kön. geol. Reichsanst. (Wien) 8, 1, 145–157.
- CHOQUETTE, P. W. – PRAY, L. C., 1970: Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. (Tulsa), 54, 2, 207–250.
- KUKAL, Z., 1985: Návod k pojmenování a klasifikaci sedimentů. Praha, Ústř. Úst. geol., 80 s.
- LIPOLD, M. V., 1864: Geologische Profile des Triasenthalles. Jb. K.-Kön. geol. Reichsanst. (Wien), 14, 1, 56–57.
- Mišík, M., 1986: Fluorit a celestín z karbonatických hornín triasu z podložja Viedenskej panvy. Miner. slov. (Bratislava), 18, 3, 259–266.
- PETRÁNEK, J., 1963: Usazené horniny. Praha, Academia, 717 s.
- PETTUJOHN, F. J., 1957: Sedimentary rocks. II. New York, ed. Harper and Brothers, 747 s.
- TOLLMANN, A., 1976: Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikums. Wien, Franz Deuticke, 1–580.



## Geologic evaluation of pre-Neogene basement in well Závod-93 (Vienna Basin)

### Summary

The exploratory well for oil and gas ZÁVOD-93 was situated 268 m SSE of the well ZÁVOD-77. This well of preliminary exploration was aimed to verify gas occurrences in the southern part of the central Závod-Mesozoic deposit, i.e. in the Hauptdolomite in the basal part of the Göller nappe.

The Hauptdolomite was intersected at depths from 4398 to 5256 m, i.e. its apparent thickness was about 856 m. According to the basin-reef-lagoon deposition scheme, the Hauptdolomite was settled in a shallow lagoon-backreef area in a slightly hypersaline environment of cyclical sedimentation. It underwent dolomitization during the early diagenetic stage. The principal types of porosity are intercrystalline, fenestral and fracture. According to the sedimentary environment criteria applied by Elf Aquitaine, the Hauptdolomite is dominated by rhythmical lopherite (fenestral) structures characteristic of the closed environment of an internal platform.

The Opponitz Limestones were identified in well ZÁVOD-93 because of their position between the Hauptdolomite and Lunz Member as well as owing to the presence of evaporites typical for the Opponitz Limestones in wells. The evaporites and dolomites in the Opponitz Member were noted in the interval 5650 – 5655 m. They are represented by massive light-gray anhydrites intercalated with black-gray dolomites dipping at 30–45° to the well axis. The irregular distribution of laminae in the anhydrite and enormous variability in the thickness of beds suggest the shallow-water closed environment of an internal platform. The total apparent thickness of the Opponitz limestones and evaporites attains 355 m. Evaluated were 5 samples of clastic sediments of the Lunz Member from the interval 5747 – 5888 m in well ZÁVOD-93 (cores No. 15, 16 and 17).

The sediments include mostly laminated graywacke sandstones, sandstones to siltstones. In addition to quartz, feldspars, carbonates and pyrite, DTA also revealed graphitic substance and organic matter. In general, the heavy-mineral assemblage contains only few minerals. A total of 14 minerals were identified, the amount of heavy minerals being insignificant. Fossils identified in the Lunz Member claystones comprise *Thomsonisporites punctatus* LESCHIK, *Anapiculatisporites telephorus* (PAUSCH) KLAUS, *Apiculatisporites parvispinosus* (LESCHIK) SCHULZ. Their stratigraphic range is wider, from the Upper Triassic to Upper Triassic – Lias. They are commonly associated with palynoflora in the Lunz Member underlying the Vienna Basin Neogene. The assemblage is dominated by plant tissues.

Sludge samples indicate that the Lunz Member may extend as deep as the well bottom at 6439 m.

36 samples from the cores No. 2 – 17 of well ZÁVOD-93 were geochemically investigated. In addition to the complete silicate analysis, selected trace elements were analysed as well. The contents of macrocomponents allowed us to calculate the modal composition of the analysed rocks. The graphic illustration in Fig. 1 clearly indicates the rock types in the well. The base is composed of clayey rocks (Lunz Member) which are overlain by limestones (Opponitz Member) and dolomites (Hauptdolomite). Worth mentioning is the variable chemistry in transitions from one rock type to another. The Lunz Member gradually passes into pure limestones of the Opponitz Member and the Opponitz Member in turn transit into pure dolomites. Concerning the trace elements, increased Sr contents in the Opponitz Member pure limestones are noteworthy (as much as 11500 ppm).

MICHAL POTFAJ

## Postavenie bielokarpatskej jednotky v rámci flyšového pásma Západných Karpát

(5 obr., angl. resumé)

**Abstract.** The innermost flysch unit in the West Carpathians is the Magura unit. It is an uprooted nappe, overthrust at least by 40 km to the north/northwest to the outer Flysch units (Foremagura, Silesian, Dukla) and as a whole to the North European Platform. The Magura unit (or group of nappes) was divided to 5 into 7 partial units by different authors. They are (from outer to inner): Harklova, Siar, Rača, Bystrica and Krynica (the last one known also as Biele Karpaty–Oravská Magura or Čergov) unit. The last one comprises two distinct tectonic bodies: Biele Karpaty (White Carpathian) unit and Oravská Magura–Krynica–Čergov unit. These two bodies together were long considered as equivalent in lithostratigraphic and structural sense and were ranged to the innermost Magura zone. On the basis of declared difference of lithological, stratigraphic and facial criteria the Biele Karpaty unit is presented as higher category unit, i.e. it is ranged to the same rank as Magura, Dukla or Silesian unit, and it is considered not to be an equivalent to the Oravská Magura (Krynica) unit. The Biele Karpaty unit sequences are of flysch or flysch-like facies, dated from Albian to Middle Eocene. In the sandstones quartz, metamorphic rocks and mica are common, but a large amount of carbonates, especially dolomite clasts distinguish the White Carpathian sediments from the rest of the Magura sequences. The heavy-mineral associations containing the staurolite, also differ from those of the Magura unit. The paleocurrent analysis enables us to search for the sediment source

somewhere along the inner margin of the unit. In the current configuration it is the Klippen Belt at this position, it's role in this case is discussed.

Review of Cretaceous and Paleogene stratigraphy is presented, and two groups are distinguished: Hluk (in the W) and Vlára Group (E). Some new terms are introduced such as Bzová Member (sandstone flysch of Paleocene), Drietonica and Ondrášovec Members of Lopeník Formation (Senonian).

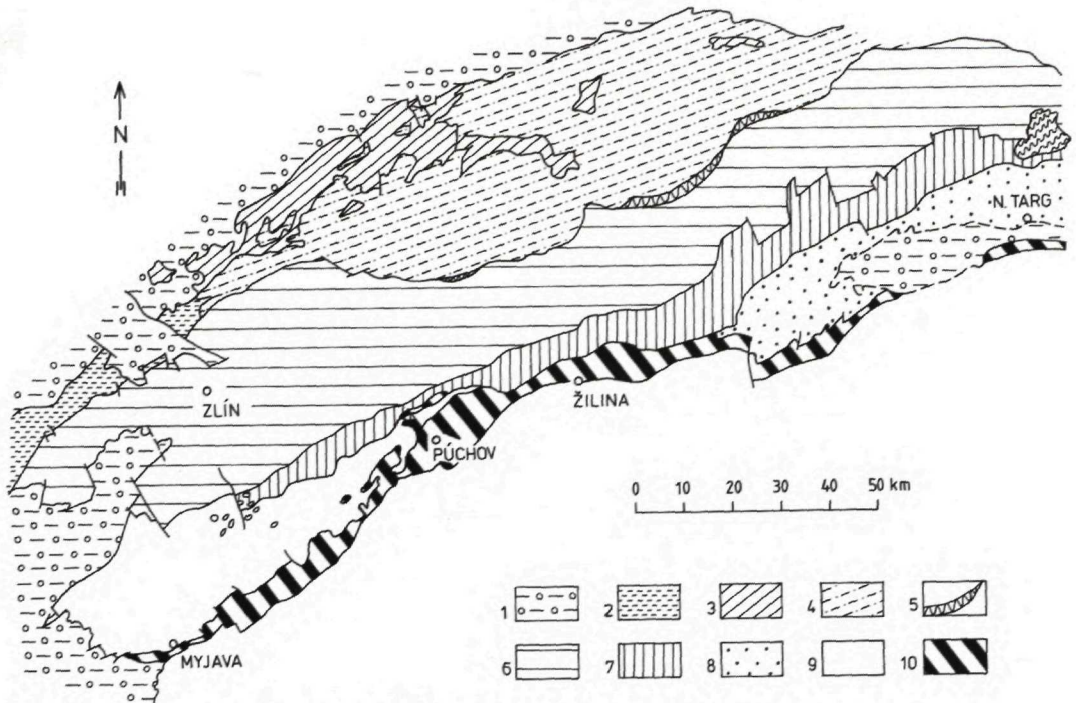
### Úvod

Vonkajšie flyšové pásmo (pôvodne PAULOVA, 1890; Karpathensandsteinzone) rozčlenil NOWAK (1927, cit. 1929) na severnú okrajovú, strednú a magurskú zónu (skupinu). Toto členenie v zásade prežilo až do dnešných čias, keď ho akceptoval ROTH (in BUDAY et al., 1967) a v Poľsku KSIĄZKIEWICZ (1972). ANDRUSOV (1958) používa členenie na vonkajšiu (krosnenskú) a vnútornú (magurskú) skupinu, neskôr (1965, 1968) vyčleňuje navyše ešte dukelskú a predmagurskú tektonickú jednotku. Vnútorná – magurská jednotka sa od vonkajších jednotiek líši svojimi špecifikami: „vývojom“ inoceramovej kriedy a „magurských pieskóvcov“ (v ponímaní KSIĄZKIEWICZA, 1958).

Ako celok bola magurská jednotka charakterizovaná ako bezkorenný príkrov s čiastkovými faciálno-tektonickými jednotkami (od severného okraja dovnútra) račanskou (= j. Siar + račanská), bystrickou (= sadeckou) a „bielokarpatsko-oravsko-krynickou“. Príkrovový charakter magurskej jednotky je doložený tektonickými oknami Mszany Dolnej, Szczawy, Kleczan, Ropy (KSIĄZKIEWICZ, 1972) a prípadne Smilna (napr. LEŠKO – SAMUEL, 1968),







Obr. 1 Schéma rozloženia základných tektonických jednotiek západného úseku flyšového pásma

Legenda: 1 - neogénne sedimenty; 2 - žďánická jednotka; 3 - podsľezska jednotka; 4 - sľezska jednotka; 5 - predmagurská a „okenná“ jednotka; 6-8 - magurský príkrov; 6 - račanská jednotka; 7 - bystrická jednotka; 8 - oravskomagurská jednotka; 9 - bielokarpatská jednotka; 10 - bradlové pásmo

ako aj viacerými vrtni do jej podložia (Jarošov-1, Gottwaldov-1, -2, Vizovice-1, Jablůnka-1, Oravská Polhora-1, Zawoja-1, Obidowa IG-1, Slopnice-1, Smilno-1, Zborov-1...: CIESZKOWSKI et al., 1985; LEŠKO et al., 1987; POTFAJ, 1988; POPRAWA - NEMČOK, 1989; ELIÁŠ - ŠVÁBENICKÁ, 1992).

Vo vnútornom členení magurskej jednotky na 3, resp. 4 čiastkové jednotky (obr. 1) sa v podstate zhodli MATĚJKA - ROTH (1950), ROTH (in BUDAY et al., 1967), ANDRUSOV (1965), KSIĄZKIEWICZ (1972), ako aj neskôr OSZCZYPKO (1992). KSIĄZKIEWICZ (1972) preberá členenie na harklovskú (= račanskú), gorlickú, sondeckú (= bystrickú) a krynickú jednotku (strefu) s tým, že sa medzi sebou líšia faciálne, ale tektonický charakter hraníc medzi nimi nie je celkom jasný (KSIĄZKIEWICZ, 1972). V zásade však uznáva tieto kontakty za tektonické. CIESZKOWSKI et al. (1985) sa prikláňajú k členeniu na 5 čiastkových jednotiek: harklovskú, siar, račanskú, bystrickú a krynickú jednotku, pričom hlavný dôraz pri ich vyčlenení kladli na litofaciálne rozdiely v ich stratigrafickej náplni.

Vzťahy medzi čiastkovými jednotkami boli vo väčšine prípadov označované ako štruktúrno-faciálne, čo vyplývalo už zo samotného spôsobu ich definície: tektonické prešmykové plochy (akých je uprostred magurského príkrovu neúrekom), ktoré zhruba koincidovali s výraznejším litofaciálnym skokom, boli povýšené na hranice medzi „jednotkami“ (MATĚJKA - ROTH, 1950, 1956). Neskoršie výskumy ukázali, že tektonický charakter týchto plôch nie je odlišný od iných „vnútramagurských“ prešmykových plôch a že faciálne zmeny medzi jednotlivými štruktúrami čiastkových jednotiek sú v určitých diskretných skokoch. Možno to pozorovať tak v jednotke račanskej (VŮJTA 1991), ako aj v bystrickej a oravskomagurskej na Orave (POTFAJ et al., 1979; POTFAJ, 1988), či v Poľsku (CIESZKOWSKI et al., 1985). Teda zvyrazňovanie a uprednostňovanie niektorých vybraných hraníc pred inými je skôr formálne, založené na subjektívnom výbere iba niektorých kritérií.

Z hľadiska litofaciálnej náplne môžeme odlišiť v priečnom profile magurskej jednotky:

1. vonkajšiu paleogeografickú zónu s „okrajovými“ fáciami soláňskych pieskocov derivovaných v kriede a v paleocéne zo sliezskej kordiléry (ELIÁŠ, 1963; PESL, 1965), neskôr v eocéne charakterizovanú luhačovickými pieskocami a kýcherskými vrstvami (PEŠL, 1968), čo v Poľsku zodpovedá tzv. magurským vrstvám KSIĄZKIEWICZA (1958), resp. popradským pieskoccom OSZCZYPKA (1992);

2. centrálnu zónu stotožnenú s hĺbkovou osou bazénu v eocéne, predstavenú bystrickým faciotypom, a

3. južnú „okrajovú“ zónu s pieskocovými vývojmami magurských pieskocov s.s. na Orave (POTFAJ, 1983), Beskyde (CIESZKOWSKI – OSZCZYPKO, 1986), Krynici (BIRKENMAJER – OSZCZYPKO, 1989), či strihovské (LEŠKO – SAMUEL, 1968) a čergovské pieskovce na východnom Slovensku (NEMČOK et al., 1990). Táto zóna by mala reprezentovať južný okraj bazénu, hoci s amputovanou proximálnou časťou (MARSCHALCO – POTFAJ, 1982; MIŠÍK et al. 1991–1992; POTFAJ et al., 1992; MARSCHALCO, 1975).

Aj keď bielokarpatská jednotka bola takmer vždy vyčleňovaná samostatne<sup>1</sup>, v celkovej generalizácii a v porovnávacích schémach bola stavaná ako ekvivalent (a súčasť?) jednotky oravskomagurskej a krynickej (čerhovskej) (ANDRUSOV, 1965; ROTH aj STRÁNIK, in BUDAY et al., 1967). Dokonca v „Grundriss...“ ANDRUSOV (1968) tejto jednotke už neprisúdil vôbec žiadnu osobitosť. Takáto strata identity vyplynula z povýšenia kritéria tektonickej pozície a z potlačenia osobitostí vrstevných sledov a vnútornej náplne súvrstvia, čo názorne dokumentujú slová ROTH (l. c., s. 176) „Sjednocuje ji...“ (rozumej jednotku bielokarpatsko-oravskú) „...mezozoikum vnútorného pásma bradlového, ktoré k ní tektonicky patrí.“

Zaujímavý názor vyjadrili LEŠKO – SALAJ – SAMUEL (1964), ktorí flyšové sedimenty bielokarpatskej jednotky považovali za „vonkajší vývoj paleogénu bradlového pásma“, aj keď s príslušnosťou k magurskému flyšu. Prítom konštatovali odlišný vzťah k pienidnému substrátu jednotiek na západe (oravskomagurská a bielokarpatská, kde mal byť späť s magurským príkrovom) a na východe (čerhovská a kochanovská, ktoré mali tento podklad tektonicky separovaný).

Za posledných 5 rokov ukázali naše výskumy

v tejto jednotke viaceré odlišnosti oproti ostatným vnútorným jednotkám, t. j. oravskomagurskej a krynickej (čerhovskej), ktoré ma nútia prehodnotiť postavenie a význam bielokarpatskej jednotky v rámci vonkajšieho flyšového pásma.

### Charakteristika bielokarpatskej jednotky a porovnanie s ostatnými jednotkami magurského príkrovu

1. **Litologická (petrografická) náplň.** Vrstevný sled bielokarpatskej jednotky možno sledovať už od staršej kriedy, ak prijme za jeho súčasť mezozoikum hluckých útržkov. Pôvodné faciálne rozčlenenie na vlársku, hluckú a prechodnú zónu (vývoj) (PEŠL, 1965) síce v modifikácii pretrváva, ale zdá sa mi preda len ako prežitie, pretože vychádzalo z nedokonalého rozčlenenia bielokarpatskej jednotky na neúplne definované súvrstvia.

STRÁNIK et al. (1986, 1989 a, b, c) neskôr v jednotlivých „vývojoch“ vyčlenil vrstevné sledy (vývoje): hlucký (hlucké a gbelské vrstvy, javorinské, filipovské, suchovské, nivnické a kuželovské súvrstvie, s niekoľkými úrovňami „pestrých“ vrstiev), vlársky (gbelské vrstvy, javorinské a svodnické súvrstvie) a kopanický (gbelské a gbelánske vrstvy, jarmutské a pročské súvrstvie). Kopanický vývoj bol tak vážne definovaný (l.c.), že až do presnejšieho vymedzenia ho nemôžem akceptovať. Podstatnú časť Stránikovoho tzv. „pročského súvrstvia“ radím k vlárskemu vrstevnému sledu (= rajkovecké), jeho severná časť jarmutské súvrstvie patria zrejme bradlovému pásmu. Takto v bielokarpatskej jednotke vyčleňujem dva vrstevné sledy: hluckú a vlársku skupinu (obr. 2).

**Hl u c k á s k u p i n a** (podľa STRÁNIKA et al., 1989 a, c, 1994, upravené a doplnené autorom)

Hluckú skupinu tvoria nasledujúce súvrstvia (vo vrstevnom slede): hlucké, gbelské a púchovské vrstvy, vrstvy od kóty Sv. Antonínka, svodnické súvrstvie s filipovskou a suchovskou faciou, nivnické súvrstvie a podrobnejšie nečlenené „pestré“ červené vrstvy vo dvoch úrovniach (obr. 2). Ako novodefinované uvádzam bzovské vrstvy. V oblasti Kuželov-

<sup>1</sup>KODYM (1925) vydeľuje príkrov bielokarpatský s iným stratigrafickým sledom, než má severnejší–„bylnický“ príkrov; ZAPLETAL (1946) píše o zvláštnom petrografickom i tektonickom postavení „bielokarpatského flyšu“ bez bližšej špecifikácie. Tiež MATĚJKA – ROTH (1956) zaznamenali špecifickosť bielokarpatskej jednotky, odlišnej od vonkajších magurských čiastkových jednotiek. Nakoniec aj KRYSTEK (1965) a PEŠL (1965) konštatujú faciálnu odlišnosť jednotky v asociáciách ťažkých minerálov, ako aj vo faciálnom vývoji flyšových sekvencií.





Obr. 2 Litostratigrafická schéma súvrství bielokarpatskej jednotky

va vystupuje eocénne kuzeľovské súvrstvie. Vo vrte Blatnička-1 bolo identifikované ako najmladšie stredneocénne flyšové súvrstvie. Tento vrstevný sled je viazaný na západnú časť bielokarpatskej jednotky (obr. 3).

#### Hlucké vrstvy

Ako „Schichten von Hluk“ ich opísal PAUL (1891, = svetlé lavicovité slieňe s fukoidmi a piesčité slieňe, resp. slienité pieskovce). Po doplnení stratigrafie a údajov z vrtovej STRÁŇÍK et al. (1989) skompletoval litológiu takto:

V spodnej časti hluckých vrstiev prevládajú čierne a tmavosivé flovce, vápnité flovce a slieňe, miestami piesčité. Ojedinele sa vyskytujú tenké vločky modrozelených, sivých a čierosivých flovcov, miestami tmavoškvrnitých. Vložky belavých slieňovcov a slieňov (do 15 cm), ako aj jemnozrnných tmavých pieskovcov sú ojedinelé. Niektoré lavičky pieskovcov sú s glaukonitom, väčšinou obsahujú pyritové laminy.

Vo vyššej časti súvrstvia sú vápence viacej zastúpené, ale pelity sú stále v prevahe (6 : 1 – 3 : 1). Vápence sú bielosivé, svetlohnedé, jemne zrnité s fukoidmi a miestami s rohovcami. Ich hrúbka je od 3 do 35 cm, ojedinele 80 cm. Bežne sa vyskytujú aj lavice sivých kalových vápcov s tmavými laminami.

Flóvce sú tmavé, hnedo- a zelenosivé, miestami škvrnité, porušené bioturbáciami. Ojedinele sa vyskytujú biosparitické vápence.

Vek vyššej časti hluckých vrstiev je stanovený biostratigraficky v rozpätí apt-alb. Celková hrúbka vrstiev presahuje 120 m.

#### Gbelské vrstvy

Názov zaviedla HANZLÍKOVÁ (1984) pre dovtedy označované „spodné pestré vrstvy“, ktoré pokladá za ekvivalent Bartberg Schichten. Meno je odvodené od vrty Gbely H6A, z ktorého boli vrstvy po prvý raz opísané.

Definícia HANZLÍKOVEJ (1984) je značne nesúrodá, opiera sa najmä o biostratigrafické kritériá, s odkazom na litostratigrafický opis MATĚJKU (in BUDAY et al., 1963). Podľa tohto opisu sú gbelské vrstvy tvorené tmavosivými, zelenosivými, modrozelenými a červenými flovcami, sčasti vápnitými, s rozptýleným sericitom, ojedinelé sú vločky tmavých až čiernych flovcov. Lokálne sa vyskytujú vrstvičky jemne muskovitických kremenno-vápnitých pieskovcov.

Vek gbelských vrstiev bol pôvodne stanovený na apt-alb, neskôr, po náleze druhu *Plectrocurvoides alternans* NOTH (a i.) bol upresnený ako neskoroolbský. Po identifikácii vrstiev v ďalších vrtoch (Rusava-1, Lubná 1–3, Jarošov-1, Stupava-1), ale aj na povrchu, bol vek na základe ďalších určený stanovený na cenoman – turón. Ich ekvivalentom by mali byť vrstvy bartbergské, „buntmergelserie“, či nedachlebské alebo kněžpolské; korelované boli s pestrými godulskými vrstvami (HANZLÍKOVÁ, 1984). Hrúbka vrstiev sa uvádza dosť neurčito v rozsahu 30–70 m, resp. viac ako 100 m (l. c.).

Neskôr STRÁŇÍK et al. (1986, 1989) a KREJČÍ (1991) zahrnuli do pojmu gbelských vrstiev aj mladšie – senónske, ba až paleocénne „pestre“ vrstvy. Tie však už nemajú viaceré z pôvodných definíčných znakov; je to najmä „nadštandardná“ prítomnosť vápnitých flovcov (slieňovcov), vyšší obsah turbiditných pieskovcov a chýbajúci preukázateľný vzťah ku hluckým vrstvám, na ktoré gbelské vrstvy nadväzujú. Preto som časť takto označovaných „pestrých vrstiev“ vyčlenil ako samostatnú litostratigrafickú jednotku – ondrašovecké vrstvy (pozri ďalej).

#### Púchovské slieňe (vrstvy)

Vrstvy sú tvorené charakteristickými červenými, podradne zelenými slieňmi s premenlivým podielom siltovej prímesi. V slieňoch bola identifikovaná hojná planktonická mikrofauna a vápnitý nanoplanktón s vekovým rozpätím koňak až mástricht, pritom však nemožno vylúčiť redepozície starších asociácií do kampánu–mástrichtu (STRÁŇÍK et al., 1989). Celková mocnosť púchovských vrstiev sa odhaduje na 100 m. Autori (l. c.) uvádzajú plynulý prechod z gbelských do púchovských vrstiev vo vrte Hluk M-1. Na základe litologickej a biofaciálnej podobnosti vrstiev usudzuje STRÁŇÍK (op. cit.) o ich úzkej spätosti s pienidnou oblasťou. Pre slieňe v zóne pozdĺž bradlového pásma použil STRÁŇÍK et al. (1989 b) názov gbefanské vrstvy.



## Vrstvy od kóty svätého Antonínka

Súvrstvie vyčlenil VŮJTA et al. (1989, 1994) neďaleko kóty sv. Antonínka (349) pri Blatnici. V spodnej časti vrstevného sledu sú hnedosivé vápnité flovce a fly, s vložkami slieňovcov vo vyššej časti. Nad nimi sú 12–120 cm hrubé vrstvy piesčitých vápencov. Celková pozorovaná hrúbka je 10 m. Vek vrstiev určený podľa nanoplanktónu a foraminifer je kampán. Faciálny vývoj nemá zatiaľ zodpovedajúci ekvivalent v ostatných súvrstviach Bielych Karpát. Vzťah k okolitým súvrstviám je tektonický. Autori (op. cit.) pokladajú výskyt týchto vrstiev za tektonický útržok z podložia bielokarpatskej jednotky, obdobne ako sú hlucké útržky.

## Svodnické súvrstvie

Názov svodnické vrstvy použil po prvý raz PESL (1968) pre paleocénne flyšové súvrstvie s prevahou flocov v južnej časti bielokarpatskej jednotky pri bradlovom pásme a vo vrte Blatnička-1.

Pre súvrstvie sú charakteristické mocné (0,5–2,5 m) sivé a hnedosivé vápnité flovce, pri báze siltovité, s lastúratou odlučnosťou. Makroskopicky sú podobné flocvom bystrických (zlinských) vrstiev. Okrem nich sa v súvrství vyskytujú zelenkavosivé flovce, slabo piesčité sivé flovce a čiernosivé flovce v hrúbke od 1 do niekoľko cm. Vrchnej časti mnohých intervalov sú porušené bioturbáciami.

Pieskovce sú jemno- až hrubozrné, muskovitické, za čerstva oceľovosivé. Mikroskopicky sú charakterizované ako drobovité pieskovce až vápnité droby, s prevahou kremenných zŕn polooválneho tvaru (30–40 %). Ortoklas je v rozsahu 2–5 %, plagioklasy okolo 1 %, úlomky karbonátov 2–3 %, úlomky žúl, rúl a fylitov nepresahujú 4 %, ich priemerný obsah je 1,5 %. Zrná vulkanických hornín diabázového typu sú vždy prítomné. Muskovit výrazne prevláda nad biotitom s obsahom 1–5 %. Takmer v každom výbruse bol vzácne zaregistrovaný glaukonit a zrná fosfátov. Z ťažkých minerálov sú prítomné granát, zirkón a ojedinele turmalín. Základnú hmotu tvorí karbonátový kal s premenlivou prímесou flyšitej zložky. Organické zvyšky sú reprezentované úlomkami schránok rotalidných nodosaridných foraminifer, úlomkami globigerinoidných foraminifer s lokálne zachovanou štruktúrou steny schránky, typickou pre paleogénne formy. Ojedinele sa vyskytujú úlomky litotamnií, preplavených kriedových hedbergel (?), rádiolárií a článkov krinoidov.

Pieskovce tvoria vrstvy mocné 5–30 cm, ale bežné sú aj lavice až 1,5 m hrúbky. Prevládajú cykly Ta-b-c a Ta-b, menej časté sú Tb-c cykly, na spodných plochách sú hojne prúdové stopy, ako aj bioglyfy.

Vo vyššej časti súvrstvia je niekoľko (2–4) vrstiev sivých kalových vápencov 20 až 70 cm hrubých, s bielou patinou na povrchu. Mikroskopicky sú to intrabiomikrity foraminiferovej mikrofacie. „Intra-“ zložka je reprezentovaná hlavne organickým detritom (drvina planktonických foraminifer). Klastickú zložku tvorí kremeň (pod 1 %) pra-

chovej frakcie. Z nehojných organických zvyškov v nich majú zastúpenie drobné guľovité prierezy schránok planktonických foraminifer rodu ?*Hedbergella* s rekrystalizovanými stenami schránok, *Heterohelix* div. sp. a *Clavibergella* div. sp. Len na niektorých úlomkoch vidno štruktúru stien schránok charakteristickú pre paleogénne formy, pravdepodobne *Globigerina* dv. sp. Prítomné sú guľovité prierezy rodov *Stomiosphaera* a *Colomisphaera*. Zachovali sa tiež relikticky hladkostenných schránok ostrakódov (BOOROVÁ in POTFAJ et al., 1986). Oválne prierezy chodbičiek (fukoidy) sú vyplnené karbonátovo-flyšitou hmotou, kremeňom, zriedkavejšie lupienkami sericitu.

Pomer pieskovcov k flocvom kolíše v rozsahu 0,3–4, priemerné 0,9.

Z flocvov bola určená iba chudobná asociácia aglutinovaných foraminifer: rody *Dendrophrya* a *Rhabdamina*, *Trochamminoides dubius* (GRZYB.), *Trochamminoides coronatus* (KARRER), *Saccamina placenta* (GRZYB.), *Psamosphaera laevigata* WHITE, *Rheophax duplex* GRZYB; *R. elongatus* GRZYB; *Glomospira serpens* (GRZYB.), *Haplophragmoides retroseptus* (GRZYB.), *H. cf. mjalitkae* MASL., *Hormosina cf. distans* (BRADY), *H. ovulum gigantea* GEROGH, *Ammodiscus glabratus* CUSH. et JARVIS, *Bolivianopsis spectabilis* (GRZYB.). Takéto asociácie majú stratigrafické rozpätie senón–paleocén (SAMUEL in POTFAJ et al., 1986).

Z vápnitých flocvov, z pozitívnych vzoriek obsahovala až polovica redeponované vrchnokriedové asociácie nanoplanktónu podobné spoločenstvám z javorinských vrstiev. Ostatné vzorky obsahovali prevažne paleocénne druhy, z ktorých najhojnejšie zastúpené sú *Cruciplacolithus tenuis*, *Coccolithus pelagicus*, *Ericsonia subpertusa*, menej časté *Chiasmolithus danicus*, *Ch. consuetus* a *Markalius inversus* – toto spoločenstvo reprezentuje starší paleocén.

Z vyšších horizontov k týmto druhom pristupujú *Towenius tovae*, *T. eminens*, *T. craticulus*, *Fasciculithus involutus*, *F. jani*, *F. tonii*, *Heliolithus kleinpellii*, *H. riedellii* a *Zygodiscus sigmoides*. Spoločenstvá sú charakteristické pre mladší paleocén. Vo vzorkách z Bielych potokov (s. od Hornej Súče) sú okrem toho prítomné aj *Neochiastozygus protenus*, *N. chiastus* a *Neococcolithes protenus*. Ojedinele sa vyskytuje *Discolithina multipora*. Tá spolu s druhmi *Tribrachiatum bramlettei* a *Transversopontis pulcher* (určené ŠVÁBENICKOU in POTFAJ et al., 1986, vzorka J31) sú najmladšími druhmi, indikujúcimi už ranoeocénny vek.

Zatiaľ čo STRÁNÍK a KREJČÍ (1991) predpokladajú aj mástrichtský vek spodnej časti svodnického súvrstvia, ŠVÁBENICKÁ (1990b) pokladá kriedové spoločenstvá nanoplanktónu za redeponované a uvádza vek súvrstvia v rozpätí paleocén–starší eocén, neskôr však udáva rozsah kampán–starší eocén (ŠVÁBENICKÁ, 1990a; ŠVÁBENICKÁ – BUBÍK, 1992). Po zväžení všetkých údajov sa prikláňam k interpretácii výlučne paleogénneho veku svodnického súvrstvia (paleocén–starší eocén). Celková hrúbka súvrstvia je cca 700 m.

STRÁNÍK et al. (1989 a,c) a KREJČÍ (1991) zahrnuli do termínu svodnické súvrstvie aj prevažne pieskovcový hru-



bolavicitový flyš „vo vyššej časti“, ktorý však tu vyčleňujem zvlášť ako bzovské vrstvy (pozri ďalej). V rámci svodnického súvrstvia (v jeho spodnej časti) opísal STRÁNIK et al. (1989a) **filipovskú fáciu**, ktorá sa vyznačuje hruborytmickým striedaním pieskocov a ílovcov, pieskovce dosahujú až 2 m hrúbku, prechádzajú do siltovitých ílovcov, viac-menej vápnitých s lastúrnatým lomom. Filipovská fácia je obmedzená na západné úpätie Javoriny (obr. 3), s typovou lokalitou vo Filipovskom údolí. Predpokladaná hrúbka je 400 m.

V nadloží filipovskej fácie vyčlenil STRÁNIK (l. c.) v okolí Veličky na Morave **suchovskú fáciu**. Ide o komplex stredno- až hrubozrnných pieskocov vo vrstvách do 3 m. Pieskovce sú oddelené vrstvami ílovcov 5–10 cm hrubých a vložkami jemnozrnných pieskocov do 20 cm. Celková hrúbka tejto fácie je odhadovaná na 100–300 m.

Svodnické súvrstvie zodpovedá „vyššiemu oddielu paleogénu“ v hluckom vývoji MATĚJKU a ROTH (1954–1956).

### Bzovské vrstvy

Novopoužitie meno, podľa obce Bzová, kde je odkrytá v činnom lome spodná časť vrstiev. Je to súvrstvie hrubolavicitových (0,5–3 m) jemno- až hrubozrnných drobových pieskocov s muskovitom s rozptýlenými valúnikami kremeňa do veľkosti 3–5 mm. Viaceré lavice majú vo vyššej časti ílovcové závalky do 15 cm priemeru.

Podľa petrografického rozboru ELIÁŠ (in ELIÁŠ – PLIČKA, 1962) majú pieskovce 30–60 % kremeňa, 1–10 % živcov a až do 5 % horninových úlomkov v hrubozrnných varietách, z toho podstatnú časť tvoria karbonáty (najmä vápence, ale aj jemnozrnné dolomity), ílovce, rohovce a vápnité pieskovce. Z minerálov ťažkej frakcie prevažuje granát, nasleduje leukoxén, staurolit, rutil, turmalín a zirkón. Základná ílovitá hmota tvorí 20 až 60 %. Niektoré vrstvy obsahujú glaukonit.

Stopy paleoprúdov na spodných plochách vrstiev sú orientované pomerne jednotne v smere od SV na JZ, teda longitudinálne (porovnaj tiež: MARSCHALCO, 1985).

Pieskovcové lavice sú oddelené tenkými ílovcovými vrstvičkami mocnými 0,5–10 cm. Ílovce sú prevažne mierne piesčité, muskovitické. V spodnej časti sú aj lastúrnato odlučné tmavosivé vápnité ílovce „svodnického“ typu v hrúbke do 35 cm. Pomer  $P \geq 5$ , index zvrstvenia je dosť nízky,  $I = 1,5–0,5$ . Vek vrstiev je na základe určení nanoplanktónu stredný až mladší paleocén (ŠVÁBENICKÁ, 1986).<sup>2</sup> Hrúbku bzovských vrstiev odhadujem na cca 600 m, KREJČÍ a HAVLÍČEK (1989) udávajú 400 m.

Všetky textúrne i štruktúrne znaky, ako aj petrografická charakteristika, sú si veľmi blízke, ak nie zhodné, s magurskými pieskocami (POTFAJ, 1983; POTFAJ et al., 1989).

Vrstvy boli pôvodne zaradené do vrchného oddielu „vlárského vývoja“ (MATĚJKA – ROTH 1956; BUDAY et al., 1962; ELIÁŠ – PLIČKA, 1962), neskôr boli pokladané za vyššiu časť svodnického súvrstvia v „pieskovcovom vývoji“ (STRÁNIK et al., 1989; KREJČÍ – HAVLÍČEK, 1989). Podľa posledne menovaných autorov by mal byť medzi spodnou časťou (teda vlastným svodnickým súvrstviem) a pieskovcovým komplexom plynulý prechod, čo však z mapy (l. c.) tak celkom nevyplýva, keď na juh od bzovských vrstiev v ich podloží je svodnické súvrstvie v úzkej zóne viac-menej v prevrátenej polohe a na severných svahoch zasa je mierna smerová aj uhlová diskordancia vrstiev medzi oboma súvrstviami (obr. 5). Spodné ohraničenie vrstiev teda zatiaľ nemožno jednoznačne definovať, je však dané zmenou litofaciálnej náplne. Vrchné obmedzenie bzovských vrstiev je erozívne.

Bzovské vrstvy sú plošne obmedzené na oblasť severovýchodne od nezdenického zlomu, medzi Bystřicí pod Lopeníkem a vrchom Hradisko (648). Vrstvy sú dobre viditeľné vďaka mnohým lomom (Bučník, Nový dvůr, Komňa, Bzová atď., bol v nich hĺbený 310 m hlboký vrt Komňa-1 (ELIÁŠ – PLIČKA, 1962).

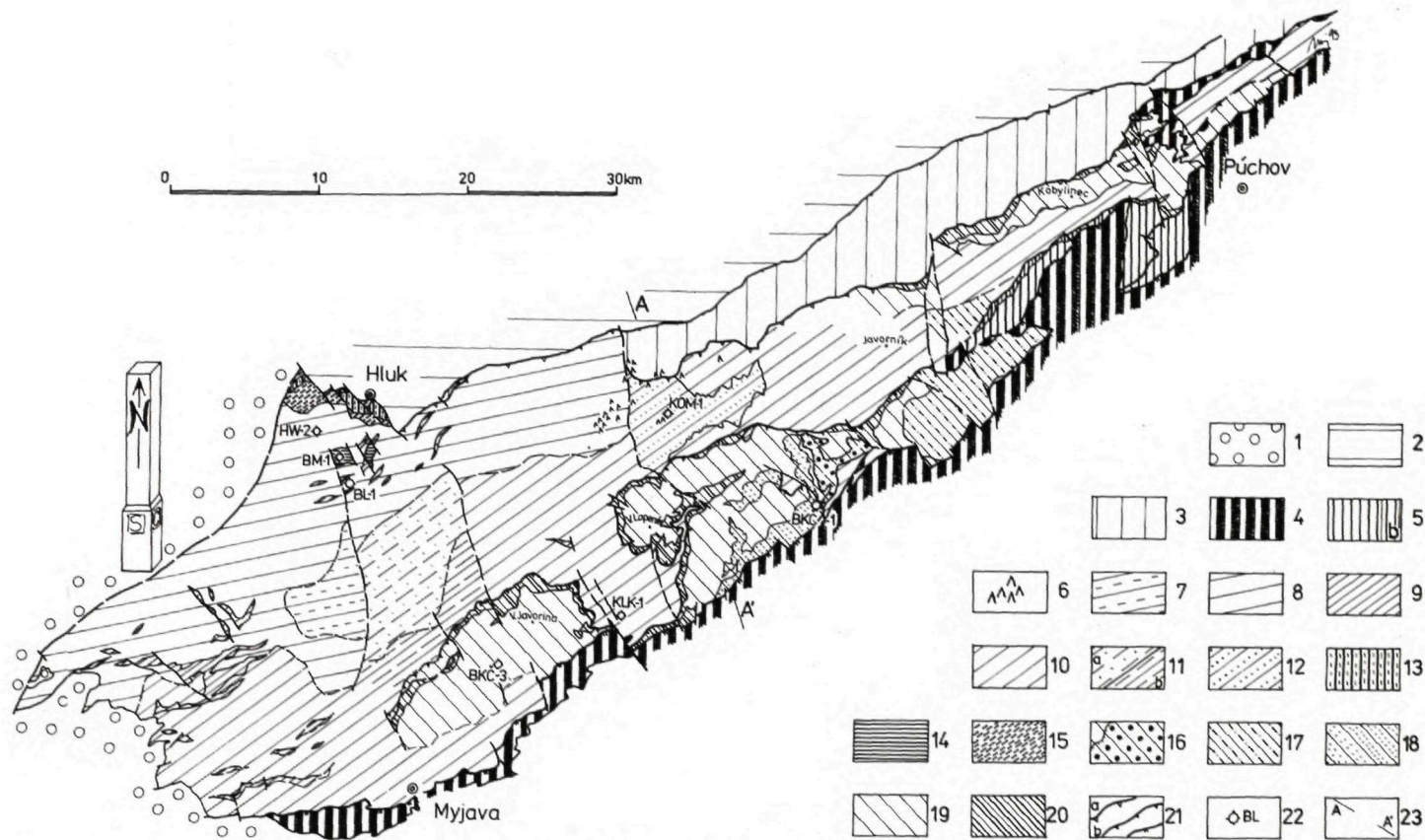
### Nivnické súvrstvie

Názov použil STRÁNIK et al. (1989a), resp. KREJČÍ (1991) pre tenkorytmické flyšové súvrstvie, v ktorom sa striedajú jemnozrnné vápnité pieskovce (Tbc) v laviciach do 40 cm so svetlými hnedosivými, zelenavými a béžovými ílovcami. V najvyšších častiach rytmov sú bežné tenké (1–5 cm) vrstvičky tmavosivých a zelenkavých ílovcov interpretovaných ako „pelagity“. Lokálne sú do súvrstvia vložené hrubé vrstvy (do 2,5 m) gradačne zvrstvených pieskocov s ílovcovými závalkami. Súvrstvie sa vyznačuje zvýšeným obsahom zirkónu v ťažkej frakcii.

Stratigraficky patrí nivnické súvrstvie podľa nanoplanktónových spoločenstiev do mladšieho paleocénu, teda do istej miery by malo byť laterálnym ekvivalentom svodnického súvrstvia. Podľa pôvodnej Stránikovej definície (l.c.) však vystupuje v nadloží svodnického súvrstvia, resp. v nadloží paleocénnych pestrých vrstiev. Celková hrúbka súvrstvia je odhadovaná na 600 m.

Kartografické vymedzenie nivnického súvrstvia oproti svodnickému, prípadne kuželovskému, je v západnej časti (chvojnickej) neurčité. Nedostatočné odkrytie a nie dosť špecifické kritériá odlišovania spôsobujú nejednotnú interpretáciu (porov. STRÁNIK et al., 1989a; VÚJTA – HAVLÍČEK, 1989; ŠVÁBENICKÁ – MACEK, 1991). V mape (obr. 3) som volil kompromisné zobrazenie, keď som k nivnickému súvrstviu priradil prevažne tenkorytmické flyše a oblasti s prevahou zirkónu v ťažkej frakcii, zvyšné územie som pričlenil k svodnickému súvrstviu s. l.

<sup>2</sup> Najnovšie dokladám ranoocénny vek výskytom druhov *Sphenolithus editus* P.-N., *Chiasmolithus* ex. gr. *grandis* (BRAM. – RIED.), *Ch. solitus* (BRAM. – SULL.), *Ericsonia formosa* (KAMPT.), *Discoaster binodosus* MARTINI, *D. helianthus* (BRAM. – SULL.), *D. barbadiensis* TAN, *D. cf. deflandrei* BRAM. – RIED., *D. cf. splendidus* MARTINI a *Zygrhablithus bijugatus* (DEFL.), ktoré sa vyskytujú spolu s početnými redeponovanými paleocénnymi druhmi, ktoré pochádzajú zo vzorky z lomu Bzová.



Obr. 3 Mapa súvrství bielokarpatskej jednotky (s použitím máp: ANDRUSOV, 1957; BEGAN et al., 1988; KREJČÍ – HAVLÍČEK, 1989; KREJČÍ et al., 1990; KREJČÍ – VŮJTA, 1990; MATÉJKA – ROTH, 1956; POTFAJ et al., 1986; STRÁNIK et al., 1986, 1989a; ŠVÁBENICKÁ – MACEK, 1991 a vlastných údajov)

Legenda: 1 – neogénne sedimenty; 2 – račanská jednotka; 3 – bystrická jednotka; 4 – bradlové pásmo; 5 – jarmutské vrstvy s.l., b) – s červenými ílovcami; 6 – andezity; 7–20 – bielokarpatská jednotka: 7–15 – hlucká skupina: 7 – kuželovské súvrstvie; 8 – nivnické súvrstvie; 9 – pestré „červené“ vrstvy (paleogénne); 10 – svodnické súvrstvie; 11 – a) suchovská fácia, b) filipovská fácia; 12 – bzovské vrstvy; 13 – púchovské a hlucké vrstvy – nerozlíšené; 14 – vrstvy od kóty sv. Antonínka; 15 – gbelské vrstvy; 16–20 – vlárska skupina: 16 – chabovské vrstvy; 17 – rajkovecké vrstvy; 18–20 – lopenické súvrstvie: 18 – drietomické vrstvy; 19 – javorinské vrstvy; 20 – ondrášovecké vrstvy; 21 – prešmykové a príkrovové línie: a) bielokarpatská, b) javorinská; 22 – vrty: HW-2 – Hluk, BM-1 Blatnice-1, B1-1 – Blatnička 1, KOM – Komňa 1, KLK-1 – Klanečnica 1, BKČ-1 – Drietomica, BKČ-3 – Topolecká; 23 – línia rezu



## Kuželovské súvrstvie

Je definované ako flyšový komplex s úplnou prevahou ílovcov, vystupujúci v nadloží nivnického súvrstvia, resp. pestrých paleocénnych vrstiev (STRÁNIK et al., 1989a), resp. v nadloží svodnického súvrstvia (STRÁNIK et al., 1989c). V spodnej časti sú masívne hnedosivé vápnité ílovce (do 3 m), vyššiu časť zaberajú svetlé, pestrosivé, ale aj červené ílovce a pelokarbonáty s ojedinelými vložkami jemnozrných pieskocov s mocnosťou do 10 cm.

Vek súvrstvia je starší eocén, jeho hrúbka je odhadnutá na menej ako 250 m. Pozdĺž severozápadného okraja bielokarpatskej jednotky STRÁNIK (op. cit.) kuželovské a nivnické súvrstvie v mape neodlišoval pre značnú zasutinnosť terénu.

## Stredneocénne vrstvy z vrtu Blatnička-1

STRÁNIK et al. (1989a) podmienčne zaraďuje do „hluckého vývoja“ vrstvy z vrtu Blatnička-1 z úseku 375–537 m. Je to flyšové súvrstvie s prevahou ílovcov nad pieskocmi, litologicky podobné nivnickému a kuželovskému súvrstviu. Vo vrstvách boli určené stredneocénne spoločenstvá nanoplanktónu a foraminifery.

## Pestré (červené) vrstvy

Sú charakterizované červenými, zelenosivými a modrosivými ílovcami až ílmi s premenlivým podielom siltovej zložky, väčšinou s rozptýleným sericitom. Ojedinele sa vyskytujú lavičky jemnozrných pieskocov kremenných, či s glaukonitom.

Vyskytujú sa v niekoľkých úrovniach v paleocéne a v eocéne. V starších sú vložky zelených slabovo vápnitých ílovcov, v mladších zasa hnedosivé vápnité ílovce. Stanovíť hrúbku jednotlivých úrovní je obtiažne, pretože vrstvy sú väčšinou tektonicky redukované, prevrátené a málokde dobre odkryté. Odhadujem ju na niekoľko metrov až desiatok metrov.

V západnej časti územia bol stanovený paleocénny vek; starší eocén bol zistený v záreze železnice pri zastávke Javorník a vo vrte Hluk V3. K strednému eocénu zaraďuje STRÁNIK et al. (1989a) pestré vrstvy z lokality Blatnička.

Vrstevný sled v lársk ej skupiny je zachovaný v rozpätí od kampaňu po starší eocén a obsahuje novodefinované lopenické súvrstvie s ondráševeckými, javorinskými a drietomickými vrstvami, v nadloží potom s rajkoveckými a chabovskými vrstvami (obr. 2). Plošné rozšírenie týchto súvrství sa viaže na východnú, resp. juhovýchodnú časť bielokarpatskej jednotky, a to na javorinský príkrov (obr. 3).

## Lopenické súvrstvie

Je to novodefinované súvrstvie. Názov pochádza od vrchu Veľký Lopeník (911), severne od Novej Bošáče. Podstatnú

časť súvrstvia tvorí tenkorytmický pieskocový flyš javorinských vrstiev. Vo vrchnej časti súvrstvia sú hrubšie pieskocové lavice, na základe ktorých sú odlišené drietomické vrstvy. Pre spodnú časť súvrstvia sú typické červené a sivé slieci s lavicami pieskocov, prípadne červené ílovce. Tie sú určujúcim znakom ondráševeckých vrstiev. Celková hrúbka lopenického súvrstvia je okolo 900 m. Vek súvrstvia je v rozpätí kampaň–mástricht, doložený paleontologicky (pozri ďalej). Plošné rozšírenie súvrstvia je pozdĺž juhovýchodného okraja bielokarpatskej jednotky medzi Zubákom na severe a Starou Myjavou na juhu.

## Ondráševecké vrstvy

Názov je odvodený od osady Ondrášovec na južnom svahu Veľkého Lopeníka, kde sú vrstvy dobre odkryté v pravom prítoku Predpolomského potoka. Vrstvy majú flyšový charakter. Pôvodne boli opisované ako pestré súvrstvie javorinského príkrovu (POTFAJ et al., 1986), zaraďované STRÁNIKOM et al. (1986, 1989) ako gbelské vrstvy. Pretože gbelské vrstvy boli pôvodne definované užšie (pozri tam), vraciam sa k originálnemu ponímaniu toho termínu a mladšie vrstvy oddeľujem ako ondráševecké.

Podľa opisu stratotypovej lokality (POTFAJ et al., 1986) sa v nich striedajú jemnozrné pieskocce so zelenosivými vápnitými i nevápnitými ílovcami s vrstvami červených ílovcov. Základným typom postupnosti je sled:

- jemnozrný dobre triedený karbonatický pieskovec s intervalmi Tb–Tc s hrúbkou 2–25 cm (ojedinele viac), na spodnej ploche s bioglyfmi a nevýraznými prúdovými stopami,

- zelenosivý žltovetrvávajúci vápnitý ílovec (slieň) do nadložia plynule prechádza do tehlovočerveného vápnitého ílovca. Hrúbka sivých ílovcov je premenlivá (5–120 cm), takisto červené ílovce majú nestálu hrúbku (1–200 cm), prípadne chýbajú,

- fialovočervený ílovec, striedajúci sa so zelenými, zelenosivými a tmavosivými ílovcami, s vložkami bielych slabovo vápnitých ílovcov. Jednotlivé vrstvičky majú hrúbku 1–5 cm.

Takáto ideálna postupnosť je zriedkavo kompletne vyvinutá, obvyklé je opakované striedanie dvoch po sebe idúcich zložiek, alebo výrazná redukcia (zvlášť vápnitej) časti intervalu.

Na typovom profile sú vo vrstvách tiež lavice hrubozrných pieskocov, miestami až mikrokonglomerátov so zrnami kremeňa a rôznych typov metamorfovaných hornín. Mikroskopicky sú charakterizované ako stredno- až hrubozrné drobové pieskocce až litické droby. Dominujúcou zložkou je kremeň (20–50 %), ortoklas prevláda nad plagioklasmi (2–5 % proti 0,5 % a menej). Časť živcov je sericitizovaná alebo kalcifikovaná. Z horninových úlomkov sú hojné žuly, ruly, fylity a iné bližšie neurčené metamorfované horniny (celkový obsah 3–20 %). Nezriedkavé sú úlomky vulkanitov diabázového typu. Karbonáty sú zastúpené 1–4 %, lepšie ováľňanými zrnami, prevládajú mikritické typy. Muskovit prevláda nad biotitom, ich celkový obsah neprekračuje 3 %. Akcesoricky bol zaznamenaný



glaukonit a vzácné aj fosfáty. Z ťažkých minerálov sú výskyty granátu, zirkónu a turmalínu. Organické zvyšky tvoria ojedinelé schránky rotalidných a textularidných foraminifer a úlomky litamnií.

Pieskovce majú výrazné gradačné (Ta) intervaly, dosahujú hrúbku 0,5–4 m, s nevýraznými Tb a Tc intervalmi. Medzi jednotlivými vrstvami sú piesčité flocce, niekoľko mm až cm hrubé. Súborny lavíc dosahujú hrúbku 2,5–30 m a sú značne nestále. Niektoré vrstvy majú chaotické zvrstvenie charakterizujúce rýchlu sedimentáciu z hustých pieskových prúdov. Bežné je korytovité rozmývanie vrstvy pieskovca s opätovným vyplnením pieskovým materiálom. Takýchto vložiek obsahujú ondrášovecké vrstvy niekoľko, neutržiavajú sa na stálej úrovni a pravdepodobne nemajú ani laterálnu stabilitu. Prúdové stopy na spodkoch týchto lavíc ukazujú na transport od severu na juh.

V červených, ale i sivých flocchoch a slieňoch boli určene iba málo preukazné spoločenstvá aglutinovaných foraminifer, v ktorých sú bežné dendrophrie (najmä *D. latissima* GRZYB.) a rôzne zastúpené *Hormosina ovulum ovulum* GRZYB., *H. ovulum gigantea* GRZYB., *Glomospira charoides* JON. et PARK., *G. irregularis* (GRZYB.), *G. serpents* (GRZYB.), *Ammodiscus* sp., *A. hoernessi* (KANT.), *Trochamminoides dubius* GRZYB. a *Trochammina deformis* GRZYB., *Haplophragmoides retroseptus* (GRZYB.), *Rhabdamina linearis* BRADY, *Rheophax* cf. *pseudoscalaria* SAMUEL (SAMUEL in POTFAJ et al., 1986).

ŠVÁBENICKÁ (1986) uvádza za „pestrého súvrstvia“ o niečo pesteršie zastúpenie foraminifer, ale ani to nedáva možnosť užšieho datovania, než je mladší senón – starší paleocén.

Nanoplanktónové spoločenstvá z vápnitých flocov poskytl pomerne bohaté druhové zastúpenie (stratigraficky významné sú druhy: *Micula stauophora*, *M. cf. prinsii*, *Eifelithus eximius*, *Tetralithus gothicus*, *T. aculeus*, *T. obscurus*, *Broinsonia* cf. *enormis*, *Aspidolithus parvus*, *Arkhangelskiella cymbiformis* a *Lucianorhabdus* (?) *cayeuxii*), indikujúce strednokompánsky až mástrichtský vek ondrášoveckých vrstiev.

Spodné ohraničenie vrstiev je tektonické, vrchnú hranicu kladiem na posledný výskyt červených flocov. Styk s nadložnými javorinskými vrstvami je na viacerých miestach (podľa mapy a stratigrafických údajov) v prstovitým previazaním. Priemernú hrúbku vrstiev odhadujem na 120–200 m, na juhovýchodných svahoch Lopeníka (911) až na 340 m.

Ondrášovecké vrstvy korelujem s tzv. flyšovým súvrstvom s pestrými pelitmi BEGANA – KYSELU (1984) a s tzv. spodným oddielom paleogénu ROTH – MATĚJKU (1954) v antiklinálnych pásmach Květné, V. Lopeníka a Čakanova, pravda, v inom stratigrafickom postavení. Nemožno vylúčiť, že niektoré výskyty pestrých červených vrstiev sz. od Vrbovic by tiež mohli patriť k ondrášoveckým vrstvám.

#### Javorinské vrstvy

Je to tenkorytmický, prevažne pieskovcový flyš v oblasti Javoriny a Lopeníka s ojedinelými telesami hrubozrnných

pieskovcov až mikrokonglomerátov. Názov je odvodený od vrchu Veľká Javorina (970), kde sú vrstvy dobre odkryté na severných svahoch masívu v potokoch a zárezoch lesných ciest (POTFAJ et al., 1986; STRÁNIK et al., 1986). Prevládajúcim litotypom sú jemnozrnné karbonatické pieskovce s Tb a Tc intervalmi, tvoriacimi neúplné cykly. Vysoký je podiel paralelne laminovaných dobre triedených pieskovcov s muskovitom. Začerstva majú oceľovosivú farbu, po navetraní hnednú. Menej častý je výskyt stredno- a hrubozrnných karbonatických pieskovcov charakterizovaných mikroskopicky (BOOROVÁ in POTFAJ et al., 1986) ako stredno- až hrubozrnný vápencový pieskovec. Kremeň (6–10%) má polooválne, zriedka oválne obmedzenie, úlomky vápencov (15–20%) sú lepšie opracované. Vyskytujú sa úlomky kalpionelových a krinoidových vápencov, úlomky s *Globochaete alpina* LOMBARD, slieňovce s *Thalmaninella appenninica* (RENZ) a s *Globotruncana arca* (CUSH.). Bežné sú kalové vápence. Z ostatných sú pomerne časté úlomky rôznych typov metamorfovaných hornín do 2–4%. Živce sú zastúpené ortoklasom (cca 3%) prevládajúcim nad plagioklasmi. Sú kalcitizované a sericitizované. Zriedkavé sú vulkanity diabázového typu. Vzácné sa vyskytuje glaukonit a fosfáty. Ťažké minerály sú zastúpené zirkónom, ojedinele granátom. Organické zvyšky pozostávajú z ojedinelých olámaných jedincov *Lepidorbitoides campanensis* (VAN GORSEL) – (určil E. KÖHLER) a z úlomkov litamnií, bryozoi a vláknov krinoidov.

Hrúbky jednotlivých vrstiev sú 1–20 cm, ale vyskytujú sa aj vrstvy hrubé až 1,5 m. Na spodných plochách pieskovcov sú časté bioglyfy a nevýrazné prúdové stopy s dominujúcimi smermi od J na S a od V na Z. Okrem dobre triedených jemnozrnných pieskovcov sú v súvrství podradne aj drobové typy s gradačnými intervalmi (Ta), prechádzajúcimi do nevýrazných homogénnych Tb intervalov. Tie sú mikroskopicky definované ako strednozrnné drobové pieskovce s kremeňom semioválneho tvaru (35–40%), rohovcami (1–2%), ortoklasom (2–3%) s ojedinelými plagioklasmi, sú čiastočne kalcifikované a sericitizované. Z nestabilných úlomkov sú zastúpené rôzne typy metamorfovaných hornín (3%), pomerne zriedkavé sú v nich klasty karbonátov a žúl. Bežné je prítomný muskovit, vzácné biotit. Z ťažkých minerálov je prítomný granát, zirkón a turmalín, veľmi vzácné sú fosfáty. Základná hmota je tvorená vápnitým kalom.

Telesá hrubozrnných pieskovcov a drobozrnných zlepcov sú mikroskopicky charakterizované ako hrubozrnné droby, alebo ako hrubozrnné vápencové pieskovce. Prevládajúcim minerálom je kremeň (6–3%) oválneho tvaru. Živce sú zriedkavejšie (do 2%), ortoklas prevláda nad plagioklasom. Karbonátový detrit je zastúpený prevažne kalovými a organogénnymi vápencami 6 až 25%, metamorfity sú od 3% do 5%. Rohovcové klasty sú vzácné, ojedinele sa vyskytujú vulkanity diabázového typu. Muskovit je v prevahe alebo v rovnováhe s biotitom. Z ťažkých minerálov bol vzácné zistený zirkón a granát. Základná hmota je vápenatá, s diagenetickým kalcitovým tmelom. Z organických zvyškov boli určené vo vzorke spod vrchola Malého Lopeníka v klastoch: *Globochaete alpina* LOMBARD a slie-



ňovcový klast s *Globotruncana arca* (CUSH.). Voľná je olámaná orbitoidná foraminifera neskoromástrichtského veku *Omphalocyclus macroporus* (LAMARCK). Výbrus z hrebeňa s. od Zábudíšovej, 2,5 km v. od Novej Bošáče obsahuje dva exempláre *Lepidorbitoides cf. campanensis* VAN GORSEL (určil E. KÖHLER).

Ťovce sú sivých a zelených farieb, prevažne nevápňité alebo iba málo vápnité, vo väčšine prípadov so siltovou prímiesou. Vyššia časť ťovcových vrstvičiek je zväčša bioturbovaná. Hrúbka pelitických intervalov nepresahuje 30 cm, pomer pieskovce/ťovce je väčší ako 1, vo vyššej časti súvrstvia obvykle väčší než 3. Miestami sa vyskytujú vrstvy sivých siltovitých vápencov s belavou patinou, so širokým zvrstvením, s hrúbkou 5–30 cm (Liešanský potok, Javorina).

V okolí Zubáku majú javorinské vrstvy vyšší podiel laminovaných pieskovcov, hoci celkový charakter súvrstvia zostáva zachovaný. ONDRA – HANÁK (1993) zistili, že pieskovce v tejto oblasti obsahujú výrazne nižší obsah draslíka oproti javorinskej a sučianskej oblasti.

Mikrofauna z ťovcov poskytla spoločenstvo aglutinovaných foraminifer so stratigrafickým rozpätím mladší senón–starší paleocén. Zo stratigraficky významnejších nanoplanktónových druhov sa vo vrstvách uvádzajú: *Micula staurophora*, *Microrhabdulus decoratus*, *Prediscosphaera cretacea*, *Lucianorhabdulus cayeuxi*, *Archangelskiella cymbiformis* (severný svah Javoriny), ku ktorým prístupuje vo vzorkách z Liešanského potoka *Quadrum gothicum*, *Corolithion cf. acutum*, *Cribrosphaera ehrenbergi*, *Broinsonia cf. enormis*, *Gartnerago sp. a Eifelithus eximius*. ŠVÁBENICKÁ (1986) uvádza obdobné spoločenstvá, navyše s *Micula murus*. Neboli zistené žiadne paleogénne prvky. Na základe týchto údajov určujem vek javorinských vrstiev v rozpätí mladší kampán až mástricht. Diskutabilnou zostáva prítomnosť litotamnií v hrubozrnných pieskovcoch javorinského sledu. Doteraz boli vždy interpretované ako typické pre paleocénne rífové vápence (fácie).

Spodná hranica je definovaná nad posledným výskytom červených ťovcov ondrášoveckých vrstiev, vrchnú hranicu kladím do úrovne, kde začínajú prevládať mocnejšie pieskovcové lavice (cca nad 35 cm). Celková hrúbka javorinských vrstiev je 500–700 m.

Javorinské vrstvy korelujem s vyššou časťou „flyšového súvrstvia s prevahou pieskovcov“ BEGANA – KYSELU (1984), v staršom členení im zodpovedá vyšší oddiel paleogénu MATĚJKU – ROTH (1954, 1956), a to časť vlárskej fácie.

#### Drietomické vrstvy

Je to novovyčlenená litostratigrafická jednotka vo vyššej časti lopenického súvrstvia. Názov pochádza od riečky Drietomica, v zárezoch potoka a v opustenom lome pri št. ceste sz. od osady Letáši sú viditeľné časti sekvencie.

Od javorinských vrstiev sa drietomické odlišujú prevažou hrubolavicovitých (0,5–1,5 m), jemno- až hrubozrnných kremenno-karbonátových pieskovcov s ojedinelými tenkými preplástkami ťovcov. Pieskovce majú charakteristické zloženie ako javorinské vrstvy, štruktúrne prevládajú typy s T(a)b, Tb(c) a Tc intervalmi. Maximálna odhadovaná hrúbka drietomických vrstiev je 200 m v severnej časti, vyklňujúca sa smerom na juhozápad. Vrstvy boli navŕtané v doline Drietomice vrtom BKČ-1 (Drietomica) do hĺbky 150 m bez toho, aby ich prerazil. Vo vrte bola zistená 3-metrová vrstva mikrokonglomerátu. Obmedzenie voči podloženým javorinským vrstvám je málo zreteľné, pripúšťam aj ich prstovité prelňanie. V chabovskom kopci sú vrstvy prekryté chabovskými vrstvami, teda vrchná hranica je eróziívna. Predpokladaný vek drietomických vrstiev je mástrichtský, bez biostratigrafickej kontroly.<sup>3</sup> Vrstvy majú obmedzený výskyt v doline Drietomice, jz. od Chabovej (751) po Vyskovec a v prahu pozdĺž okraja pri bradlovom pásme po Svanovskú dolinu.

#### Rajkovecké vrstvy

Názov zaviedli BEGAN et al. (1988) podľa lomu neďaleko horárne Rajkovec v pravom brehu Vlčáry (3 km sz. od Horného Šfínia). Je to tenko- až strednerytmický flyš s výraznou prevahou pieskovcov. Tie sú jemnozrnné, zriedka strednozrnné, s muskovitom, vo vrstvách 2–40 cm, ojedinele až 2 m. Prevládajú paralelné a čerínové zvrstvenia, na spodných vrstevných plochách sú hojné bioglyfy.

Mikroskopicky sú definované ako arkózové pieskovce (PETRÁNEK, 1963) s obsahom kremeňa 35–63 %, živcov 3–10 %, sfúd do 10 %, s úlomkami hornín a vápencov 6–9 %, ale s vápnitým tmelom až do 35 %. Úlomky foraminifer sú zriedkavé. Akcesorické sú zirkón a turmalín. Vyskytujú sa aj typy drobových pieskovcov s premenlivým obsahom základnej hmoty.

Ťovce sú sivé, zelenosivé a tmavohnedé, v spodnej časti miestami slabo vápnité. Vyššia časť pelitického intervalu je obvykle tmavoškvrnitá po bioturbáciách. Hrúbka vrstvičiek je 1–5 cm, ojedinele viacej (do 30 cm).

Pomer P<sub>2</sub>3, index zvrstvenia I = 2–8. Celková hrúbka rajkoveckých vrstiev je asi 500 m. Vrchné obmedzenie vrstiev je tektonické, v oblasti Hor. Šfínia sa stýkajú s bradlovým pásmom. Spodná hranica bola konštatovaná ako postupný prechod z javorinských vrstiev v zle odkrytom území medzi Dolnou Súčou, dolinou Ľuborče a čakanovským bradlom.

Vek vrstiev na základe nanoplanktónu a foraminiferových spoločenstiev potvrdili viacerí autori ako paleocén so zásahom až do staršieho eocénu (BEGAN et al., 1988; ŠVÁBENICKÁ in STRÁNÍK et al., 1989; NIŽŇANSKÝ et al., 1989).

STRÁNÍK et al. (1986) pokladal rajkovecké vrstvy za jarmutské, resp. pročské, vo svojom „kpanickom vývoji“, MATĚJKA a ROTH (1954) ich opisovali ako vlársky vývoj,

<sup>3</sup>Z mikrokonglomerátovej vrstvy vo vrte BKČ-1 určil Dr. E. KÖHLER *Eliaella elegans* PFEND. et BASSE, *Orbitoides media* ARCHIAC, *Helicorbitoides* sp. a koralinné riasy, v úlomkoch mikritických vápencov *Ethelia alba*. Spoločenstvo determinuje vekové rozpätie kampán – mástricht.



prítom ich neodlišovali od dnešných javorinských vrstiev. Pre PESLA (1968) boli základom na vyčlenenie „vlárskej zóny“.

#### Chabovské vrstvy

Je to komplex stredno- až hrubozrnných drobových pieskovcov s karbonátovými klastami, s ojedinelými vložkami a „šmuhami“ drobnozrnných zlepcov. Podradne sú zastúpené zelenosivé, málo vápnité, silne piesčité flovice.

Pieskovce sú mikroskopicky stredno- až hrubozrnné vápencové pieskovce, základným minerálom je kremeň (10 %). Z úlomkov hornín prevládajú vápence (25 %), ktoré sú lepšie opracované ako kremenné zrná. Okrem iných bol zistený aj úlomok korálovo-rifového vápca. Z ďalších sú sporadicky zastúpené rohove, úlomky vulkanitov diabázového typu, žúl a bližšie neidentifikovaných metamorfítov. Živce zastupuje sporadicky ortoklas v prevahe nad plagioklasmi a vzáčne mikroklinom. Biotit prevláda nad muskovitom. Z ťažkých minerálov sa vyskytuje granát. Organické zvyšky sú bežne prítomné (rotalidné a nodosaridné foraminifery, úlomky litotamnií a vzáčne bryozy, ojedinele kolumnálie krinoidov). Základná hmota je vápenatá, rekryštalizovaná.

Súvrstvie vystupuje v pozícii vrcholovej „čiapky“ v okolí vrchu Chabová (751). Leží „transgresívne“ na lopeničkom súvrství, ktoré zrezáva a je k nemu diskordantné. Z flovcov na jz. svahu Chabovej boli určené spoločenstvá nanoplanktónových druhov: *Discoaster limbatus*, *D. cf. multiradiatus*, *D. cf. binodosus*, *D. cf. barbadiensis*, *Coccolithus eopelagicus*, *Toweius eminens*, *Fasciculithus* sp. a redeponované kriedové druhy. Diskoastery sú korodované a rozlámané. Podobné spoločenstvo poskytla aj vzorka z Klanečnice v Plevovci. Vzorka z bázy súvrstvia obsahovala iba úlomky mladopaleocénnych druhov *Helolithus kleinpelli*, *Thoracosphaera* sp., *Coccolithus pelagicus*. Podľa toho bol stanovený vek na najmladší paleocén až starší eocén (POTFAJ et al., 1986).

Zachovanú hrúbku chabovských vrstiev odhadujem na 150 m.

Vrstvy boli opísané ako „flyšové súvrstvie s hrubými vrstvami pieskovcov a zlepcov“ (BEGAN – KYSELA, 1984). Podľa štruktúro- a textúrnych znakov toto súvrstvie bolo usadené v distribučných kanáloch vrchnej časti náplavového kužela (l. c.).

Hlúcká skupina obsahuje typické flyšové súvrstvia (najmä v paleogénnom útvare), prekladané úrovňami „pestrých“ červených vrstiev. Charakteristická je pomerne veľká variabilita v zastúpení psamitov a pelitov, s celkovo prevládajúcou peliticou zložkou. Ílovce sú zväčša vápnité, s prímiesou siltovej frakcie; pieskovce majú zmiešané karbonáticko-siliciklastické zloženie a obsahujú premenlivý podiel základnej hmoty.

Vlárska skupina má vo svojich súvrstviach podstatne viacej zastúpené pieskovce, ktoré sú dobre

triedené a obsahujú ako charakteristický znak značné množstvo karbonátových úlomkov (nad 6 %) a vápnitého tmelu (5–35 %). Až na ondrásovecké vrstvy sa vo vlárskej skupine nevyskytujú pestré červené súvrstvia.

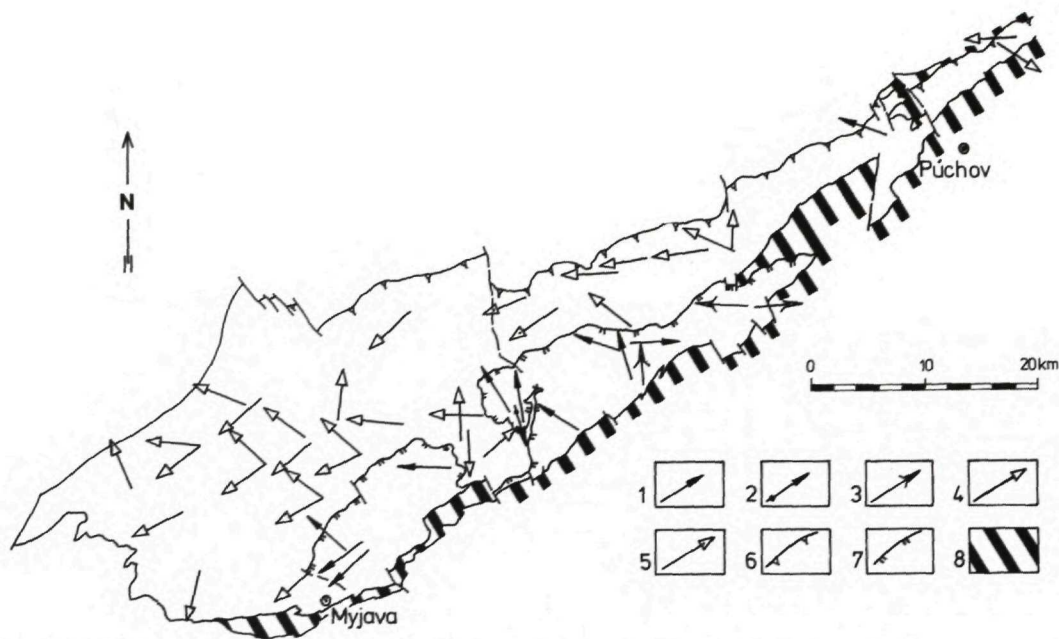
Vysoký obsah karbonátov (6–50 %) z takmer všetkých súvrství bielokarpatskej jednotky uvádzajú viacerí autori (ŽŮRKOVÁ, 1966; PESL – ŽŮRKOVÁ, 1967; POTFAJ – BEGAN et al., 1986; STRÁNIK et al., 1989 - Výjtové analýzy tu majú iba obmedzenú výpovednú hodnotu pre nedostatočne diferencované zložky). V externejších jednotkách sú takéto karbonátmi obohatené pieskovce vzáčne, výnimkou sú malcovské a raciborské súvrstvia (POTFAJ et al. 1991; POTFAJ, 1983), čiastočne aj strihovské, kde MARSCHALKO (1975) uvádza do 7 % (ale max. až 25 %) karbonátových váluvov v zlepcoch. Súvrstvia ostatných jednotiek majú charakter siliciklastického flyšu s minimálnym obsahom karbonátov (do 5 %). Výnimkou v rámci bielokarpatskej jednotky sú už spomenuté bzovské vrstvy, v ktorých určil ELIÁŠ (in ELIÁŠ – PLÍČKA, 1962) iba 5 % karbonátových klastov.

Zvláštny význam má najmä skutočnosť, že karbonátové úlomky bielokarpatskej jednotky sú v prevažnej miere tvorené dolomitmi. Tento fakt bol dlho ignorovaný a naďabali sme naň až v poslednom čase, pri testoch farbiacou skúškou alizarínom. Prvú indíciu zvýšeného obsahu dolomitovej zložky v sedimentoch bielokarpatskej jednotky podali už PESL a ŽŮRKOVÁ (1967), keď na základe titračných analýz stanovili obsah karbonátov v jednotlivých súvrstviach. [Nepatrný podiel dolomitov v čerhovskej jednotke indikuje aj MIŠÍK et al. (1991) a ELIÁŠ (1961)].

Z hľadiska asociácií ťažkých minerálov bielokarpatskú jednotku charakterizujú granátové, resp. zmiešané fácie (KRYSTEK, 1965; PESL – KRYSTEK, 1965) s výnimkou „gbelských“ vrstiev s. l. a nivnického súvrstvia, ktoré majú zirkónovú fáciu (PESLOVÁ, 1986 a in STRÁNIK et al., 1989). Typickým minerálom bielokarpatskej jednotky je v malom množstve prítomný staurolit (max. do 8 % frakcie ťažkých minerálov), ktorý sa v bystrickej a račanskej jednotke v tejto oblasti nenachádza a nebol zatiaľ identifikovaný z oravskomagurskej jednotky.

**2. Paleoprúdové vektory** v bielokarpatskej jednotke majú okrem koncentrického (longitudinálneho) jasné odstredivé (radiálne) usporiadanie, smerujú od vnútra do vonkajších zón – štruktúru jednotky (KRYSTEK, 1965; PESL – KRYSTEK, 1965; MARSCHALKO, 1985; POTFAJ – BEGAN et al., 1986; STRÁ-





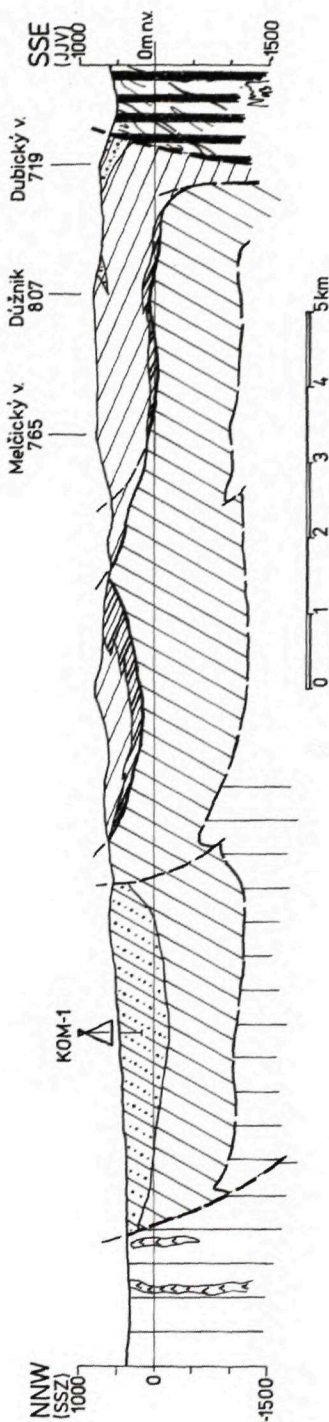
Obr. 4 Schéma paleoprúdov v bielokarpacej jednotke. (Zostavené z údajov PEŠL-KRYSTEK, 1965; MARSCHALCO, 1985; STRÁNIK et al. 1989a a z vlastných meraní.)

Legenda: 1-2 – smery v kriedových súvrstviach vlárskej skupiny, 2 – v drobových pieskovočoh ondrášeoveckých vrstviach; 3 – smery v paleogénnych súvrstviach vlárskej skupiny; 4-5 – smery v paleogénnych súvrstviach hluckej skupiny, 5 – smery v bzdovských vrstvách; 6-7 – príkrovové plochy: 6 – bielokarpacej jednotky, 7 – javorinského príkrovu; 8 – bradlové pásmo

ník et al., 1989) (obr. 4). V jednotke oravsko-krynickej je usporiadanie longitudinálne a odstredivé prúdy v podstate chýbajú (MARSCHALCO – POTFAJ, 1982; POTFAJ et al., 1992; MARSCHALCO, 1975; MIŠÍK et al., 1991). Výnimku tvorí oblasť N. Targu v Poľsku, kde v krynických zlepencoch (paleocén) a vo vrstvách z Jaszczeho (starší eocén) boli namerané aj smery paleoprúdov od juhu a od JV. V týchto horninách sa popri kremeň a metamorfitech vyskytujú aj karbonátové klasty, ich množstvo je však podradné (CIESZKOWSKI – OSZCZYPKO, 1986).

Litofaciálny charakter súvrstvia a petrografické zloženie klastov krynickej jednotky na východnom Slovensku navodzuje zdanie určitej väzby na „južný okraj“ magurského mora. Čo však tento okraj tvorilo, vlastne ani nevieme. O dolomitovom triase v podloží jurských a vrchnotriasových súvrstvia bradlového pásma, či už s plynulou sedimentáciou, alebo po hiáte, uvažoval už ANDRUSOV (1931). Potvrdovali mu to dolomitové klasty v liase a dogeri bradlových sekvencií. Predpokladal tektonické odlúčenie na báze keuperu, resp. na ploche diskor-

dancie. Lenže MIŠÍK et al. (1991) štúdiom valúnov strihovských zlepenčov vylúčili, že by zdrojom valúnov mohlo byť či už bradlové pásmo, alebo „vnútrokarpatské“ jednotky. Strihovské súvrstvie je ponímané ako marginálna fácia na základe vložiek zlepenčových telies v sekvencii. Strihovské zlepenče (člen) údajne predstavujú laterálny prínos klastického materiálu do magurského bazénu (MARSCHALCO, 1975; MIŠÍK et al., 1991). Avšak materiál sám o sebe nie je vnútrokarpatského pôvodu (ani bradlového). Nota bene, na skúmaných lokalitách uvádza MIŠÍK (l. c.) namerané smery paleotransportu pozdĺž (Mičakovce) alebo diagonálne od bradlového pásma (Majdan, Dukovce), čo spochybňuje interpretáciu strihovského súvrstvia ako marginálnej fácie. Strihovské vrstvy LEŠKA (1964) sú strednoeocénne, s presahom do staršieho i mladšieho eocénu, s vložkami červených flocov (kobylnícké v.). Litofaciálne sa ponášajú na magurské pieskovoce s. s., obsahujú však viacej karbonátových klastov (9-24 %) (ex MIŠÍK et al., 1991). STRÁNIK (1965) tieto vrstvy nazval pieskovcovými, resp. psamitickými (in BUDAY



Obr. 5 Geologický rez bielokarpatskou jednotkou. Legenda: ako obr. 3

et al., 1967). Neskôr NEMČOK et al. (1990) rozčlenil pôvodné čerchovské súvrstvie PĚSLA (1968) na čerchovské, pestré a strihovské (spodné malcovské?) súvrstvie.

Pozoruhodný je severo-južný smer paleoprúdov, zistený v drobových pieskovočoch ondrášeckých vrstiev. Ten by mohol indikovať transport materiálu z hypotetickej kordiléry medzi bielokarpatskou a bystrickou jednotkou (PĚSL – KRÝSTEK, 1965), alebo naopak, mohol by znamenať prepojenie na magurský bazén.

**3. Štruktúrna charakteristika.** Aj keď tektonické črty sú sekundárnym javom, do istej miery boli ovplyvnené pôvodnou paleogeografickou pozíciou a konfiguráciou flyšového bazénu. Jednotky magurskej zóny majú charakter strmo vztýčených šupín, v tylovej časti sú až spätne prevrátené na bradlové pásmo. Je to štýl imbrikovaného šupinového vejára (leading imbricated fan; BOYER – ELLIOTT, 1982). Naproti tomu bielokarpatská jednotka tvorí pomerne ploché a rozľahlé teleso s vnútornou stavbou štýlu „fold-and-thrust“ (LOWELL, 1985), s plytkým násunom najmenej 25 km na predpolie. O plochosti tohto násunu svedčia vrty Blatnička-1 (MENČÍK – PĚSL, 1966) a Klanečnica-1 (POTFAJ – BODÍŠ, 1987). Plochu strižného násunu bielokarpatskej jednotky definovali MATĚJKA – ROTH (1956) ako „poruchu vyššieho rádu“.

V rámci bielokarpatskej jednotky som vyčlenil ďalšiu štruktúru – javorinský príkrov (POTFAJ et al., 1986). Dosahuje hrúbku takmer 1000 m s veľmi plochým priebehom príkrovovej plochy na vzdialenosť asi 10 km v smere JV–SZ; v smere SV–JZ je jeho šírka zhruba 50 km, medzi Starou Myjavou a Krivoklátom. Javorinský príkrov tvoria výlučne súvrstvia vlárskej skupiny. Je dobre definovateľný, najmä v jz. časti, kde senónske ondrášecké, prípadne javorinské vrstvy ležia priamo na vekove i litofaciálne kontrastnom paleocénnom svodnickom súvrství (obr. 5). To v oblasti Novej Bošáče vytvára úzke tektonické polokno. Paleogeografická pozícia javorinského príkrovu bola pozdĺž vnútorného (jv.) okraja bielokarpatskej jednotky. Ak sa preukáže príslušnosť pestrých červených vrstiev sz. od Vrbovíc k ondrášeckým vrstvám, potom ich bude potrebné pokladať za zavrásnené tektonické trosky javorinského príkrovu na svodnickom súvrství, čo by znamenalo rozsiahlejšie pôvodné rozšírenie tohto príkrovu.

Miera tektonickej deformácie hornín bielokarpatskej jednotky, definovanej meraniami magnetickej anizotropie, je v rámci flyšového pásma jednou



z najslabších (HROUDA – POTFAJ, 1993). Je podstatne nižšia než v bystrickej a račanskej jednotke, ako aj v bradlovom pásme (HROUDA, 1993).

### Paleogeografické špekulácie

Litologická náplň bielokarpatskej jednotky poukazuje na užšiu spätosť s priestorom, ktorý obsahoval triasové komplexy a nachádzal sa južnejšie (v dnešnej konfigurácii) od nej. Poznatok, že podstatný podiel karbonátových úlomkov tvoria dolomity, v zásadnej miere ovplyvňuje názory na pôvod materiálu v bielokarpatskej jednotke.

Ak akceptujeme model zaplňania bazénu bielokarpatskej jednotky podľa MARSCHALKA (1985 a in STRÁNÍK et al., 1989) s laterálnym prínosom od JV pre súvrstvia „vlárskeho vývoja“ v najnútovejších štruktúrach a od VJV (až SV) pre súvrstvia hluckej skupiny, teda v smere od dnešného bradlového pásma, potom čo bolo zdrojom týchto dolomitových klastov? Ak by sme ich chceli odvodzovať z triasových súvrství bradlových (pieninských) jednotiek, ktoré sa v dnešnej pozícii bradlového pásma na povrchu nevyskytujú, tak vznikne problém určiť zdroj ďalších podstatných zložiek pieskovecov: kremeňa, slúd a metamorfovaných bridlíc.

ANDRUSOV (1931) predpokladal, že zdrojom dolomitových klastov v liasových súvrstviach bradlového pásma sú dolomitové komplexy stredného triasu vlastného bradlového pásma. Ak by sme pripustili vierohodnosť takéhoto riešenia, vyvstáva otázka, či mohli tieto zdroje v neskoršej dobe poskytnúť dolomitový materiál aj pre súvrstvia bielokarpatskej jednotky. MIŠÍK – MOCK – SÝKORA (1977) preukázali afinitu zdroja – pieninskej kordiléry – triasových valúnov v albských (resp. turónsko-koňackých) zlepencoch klapskej a kysuckej jednotky k chočsko-gemeridnému typu. Pritom transport, či už tektonický alebo sedimentárny, z oblasti gemerika do pieninského priestoru je v medziach klasických paleogeografických modelov nereálny (MIŠÍK, 1978). Počas senónu malo bradlové pásmo už sfomovaný prvý stavebný plán a v jeho vtedajšom priestore existovala paleogeografická konfigurácia s vyvrásňujúcim sa členeným bazénovým priestorom (MIŠÍK, 1978; MARSCHALKO – KYSELA, 1980; BIRKENMAJER, 1986). V tomto priestore a v tom čase už zrejme žiadne triasové komplexy na povrch nevystupovali.

MARSCHALKO (1980) pre svoj „čelný trog“, ktorý existoval na substráte manínskej jednotky s. l. počas paleocénu a v staršom eocéne pozdĺž celého severného okraja centrálnych Z. Karpát, logicky derivuje

dolomitový materiál z čiel vyšších karpatských príkrovov. Od severu do tohto trogu padal klastický materiál z „nestabilnej ostrovnej zóny“ s rifovými platformami (pozri tiež POTFAJ et al., 1991a). Po paleogéne bola značná časť tohto priestoru deštruovaná (v šírke 10–15 km). Ani tento materiál nemohol byť zdrojom dolomitových klastov pre paleocéne, a tobôž nie pre senónske súvrstvia bielokarpatskej jednotky.

Mohli však byť zdrojom iné tektonické jednotky? V takto prijatej premise by to znamenalo nutnosť predpokladať pôvodné paleogeografické postavenie dnešných intímnych susedov – bielokarpatskej jednotky a bradlového pásma – ešte počas senónu a paleogénu za odlúčené. Tejto predstave nahráva jednak stále viacej propagovaný model styku flyšového a bradlového pásma pozdĺž bočného posunu (MIŠÍK – MARSCHALKO, 1988; MIŠÍK, 1990; BUDAY et al., 1991; POTFAJ et al., 1991), jednak paleogeografické rekonštrukcie BALLU (1988) či CSONTOSA et al. (1992). Súčasne to vylučuje prv predpokladaný transgresívny vzťah bielokarpatskej jednotky k bradlovému pásmu (ANDRUSOV, 1931; MATĚJKA-ROTH, 1956), resp. predpoklady o kontinuite a nadväznosti vrstevných sledov vonkajšieho flyšového pásma na sedimenty bradlového pásma (BIRKENMAJER – OSZCZYPKO, 1989; do istej miery aj STRÁNÍK et al., 1989). V bielokarpatskej jednotke bola v kriede sedimentácia iná, podstatne pestrejšia než v bradlovom pásme v jeho najsevernejšej paleogeografickej zóne (alb: hlucké, nenoman – turón: gbelské, kampán–mástricht: ondráševecké a javorinské oproti „pestrým“ slieňom púchovským (RAKÚS, 1988). Ale aj v paleogénnej konfigurácii, po vyvrásnení kriedových bazénov sú odlišnosti: svodnické súvrstvie a rajkovecké vrstvy versus hričovské, žilinské či myjavské súvrstvie (napr. SAMUEL, 1972; STRÁNÍK et al., 1986).

Na dokreslenie obrazu uvádzam ešte porovnanie s brezovskou kriedou a s myjavským paleogénom: bielokarpatskej jednotke najbližšie, vekovo príbuzné hruboklastické sedimenty s dolomitmi sú vo valchovských bazálnych zlepencoch brezovskej kriedy (koňak–santón) a v nadložných súvrstviach (barnecké a Hurbanovej doliny) (SALAJ et al., 1987). Tie boli derivované z centrálnokarpatských jednotiek. Tu sú úplne odlišné asociácie ťažkých minerálov než v bielokarpatskej jednotke – vyskytujú sa amfiboly, pyroxény, spinely, chromit, minimálny je obsah granátov, turmalínu a rutilu (SALAJ – PRIECHODSKÁ, 1987; FEJDIOVÁ in SALAJ et al., 1992), takmer vôbec sa nevyskytuje staurolit, taký typický pre bielokarpatskú jednotku.



Z toho vyplýva, že ani centrálnokarpatské jednotky nemohli byť priamym zdrojom sedimentov bielokarpatskej jednotky. K dispozícii teda zostávajú možnosti: a) hľadať inú známu jednotku, ktorá mohla počas senónu a paleocénu tvoriť „brehy“ bielokarpatského mora, alebo b) použiť klasické karpatské riešenie – predpokladať existenciu neznámej „exotickej kordiléry“. Na základe dnes známych faktov je ťažké vybrať si jednoznačne, ale kordiléro-vá verzia predsa len spôsobuje menej problémov.

V nadväznosti na to musím krátko komentovať tzv. bielokarpatskú kordiléru SALAJA (1990, 1991), ktorá mala byť situovaná „na rozhraní neskoršieho bielokarpatského a bystrického paleogénneho sedimentačného priestoru“. Kordiléra údajne dodávala materiál pre „exotické zlepenec“ v cenomane až turóne do sedimentačného priestoru Fodorky (SALAJ, 1991), resp. v albe sa z jej čela (sic!) odlamovali bloky olistolitov, vystupujúce dnes v marikovskom bradle z albského flyšu. SALAJ (l. c.) pokladá marikovské bradlá za tektonické okno bradlového pásma spod jednotiek vonkajšieho flyšu, ktorý by naň bol nasunutý od severu. Prítomným dychom tvrdí, že mezozoický substrát flyšového pásma (teda v jeho ponímaní bradlové mezozoikum, no v zóne sz. od bradlového pásma!) mal do staršej jury centrálnokarpatský charakter, odvolávajú sa na totožnosť facií triasových karbonátov v marikovských olistolitoch s faciami nedzovského a jablonického príkrovu Brezovských a Čachtických Karpát. Takto musí ďalej dedukovať, že tak flyšové jednotky, ako aj jednotka podhájska (= sedimentačný priestor medzi manínskou a klapskou jednotkou) sú presunuté na bradlové pásmo zo severu. To – spolu s tvrdením v abstrakte citovanej práce, kde sa píše, že olistolity a valúny z exotických cenomanských upohlavských zlepenčov v Dolnej Marikovej sú z južného okraja severoeurópskej platformy (?) v podloží flyšového pásma – vnúka čitateľovi jediný možný vývod, že mezozoický obal severoeurópskej platformy mal centrálnokarpatský charakter. Ďalšie rozvíjanie týchto predstáv vedie do slepej uličky.

Všetky spomenuté veľké tektonické jednotky sa dostali do susedstva až po paleogéne. Samotné marikovské bradlo (mimočodom, jeho rozsah je podstatne väčší, než je nakreslené vo všetkých doterajších mapách; na JZ siahajú až po Mestečko-Záriečie, v pruhu širokom okolo 400 m, v ktorom sú titónsko-neokómske a liasové vápencové bradlá so slieňmi, pieskovicami a zlepencami albu i s kampánskymi červenými slieňovcami) je tektonickým útržkom (šupinou), ktorá sa dostala do súčasnej pozície „pred čelo“ bradlového pásma bočným posunom. Je ana-

logickým javom ako bradielka na severnom úpätí Oravskej Magury v doline Hruštinky (POTFAJ et al., 1981; resp. POTFAJ, 1979).

Ďalej si kladiem otázku, aký bol pôvodný vzťah medzi bielokarpatskou jednotkou a jednotkami susediacimi zo severu, teda račanskou a bystrickou. Už som spomenul, že dnešné ohraničenie je tektonické:

Styk s bystrickou jednotkou severozápadne od nezdenického zlomu má povahu šupinového násunu s pomere strmou prešmykovou plochou uklonenou na JV. Bielokarpatská jednotka leží na bystrickom súvrství ondrásoveckými (pestrými) vrstvami, prípadne javorinskými tam, kde sú pestré tektonicky vytlačené. Zatiaľ nedoriešený (najmä z kartografického hľadiska) zostáva priestor medzi Dohňanmi a Dolnou Marikovou, kde, ako sa zdá, sú obe jednotky vzájomne niekoľkonásobne zošupinatené aj s kriedovými a jurskými súvrstvami bradlového pásma.

Na JZ od nezdenického zlomu je na báze bielokarpatského príkrovu v jeho čele nivnické a kuželovské súvrstvie s útržkami paleogénnych pestrých vrstiev, na západnom ukončení potom aj s hluckými vrstvami (porov. STRÁNIK et al., 1989). Tieto vrstvy ležia priamo na zlínkových vrstvách račanskej jednotky, ak opomeniem podivný útržok bystrickej jednotky jz. od Uherského Brodu pri Vlčnove (MATĚJKA – ROTH, 1956; VÚJTA – HAVLÍČEK, 1989). MATĚJKA – ROTH (op. cit.) predpokladali výskyt bystrickej jednotky aj v podloží bielokarpatskej jednotky. Avšak vrt Klanečnica (KLK-1), len 3 km sz. od okraja bradlového pásma, zastihol pod 76 m svodnického súvrstvia zlínske vrstvy račanskej jednotky, čo znamená zasahovanie račanskej jednotky do priestoru tesne pred bradlové pásmo (POTFAJ – BODIŠ, 1987). Bielokarpatská jednotka teda prekrýva račanskú na vzdialenosť najmenej 25 km, bez prítomnosti bystrickej jednotky medzi nimi. V priamom styku sú bielokarpatská a račanská jednotka aj v podloží neogénnych sedimentov Viedenskej panvy, keďže bystrická jednotka nebola zistená v žiadnom z vrto, ktoré sa dovŕtali do podložia (BUDAY et al., 1966). Za týchto okolností by sme snáď mohli bystrickú jednotku hľadať v tylovej časti račanského čiastkového príkrovu v „jazvovej“ pozícii (t. j. takej, že tvorí iba úzku, strmo postavenú zónu pri j. ohraničení račanskej jednotky).

Je dosť problematické robiť nejaké priame porovnanie vrstevných sledov bielokarpatskej jednotky so súvrstvami iných magurských jednotiek na území západného Slovenska, pretože v každej z nich je zachovaný iný časový úsek: od aptu po stredný eocén



v bielokarpatskej, od mladšieho paleocénu (ale už od senónu inoceramových vrstiev v Poľsku) po mladší eocén v bystrickej a od senónu po starší oligocén v račanskej jednotke.

Z hľadiska litofácií možno vidieť istú podobnosť medzi svodnickým a bystrickým súvrstvím: v oboch sa vyskytujú bahnovce bystrického typu s lastúrnatou odlučnosťou a vo svodnickom súvrství sú pomerne hojné, zvlášť vo filipovskej fácií.

Z celkového charakteru bielokarpatských súvrství sa vymykajú pieskovcové bzovské vrstvy. Ich podobnosť s magurskými pieskovicami je do očí bijúca. Petrografickým zložením, distribúciou vrstiev, charakterom textúrnych a štruktúrnych znakov, ako aj paleoprúdovým systémom sú prakticky analógom magurských pieskovcov z Oravskej Magury. Snáď jedinou odlišnosťou je prítomnosť tmavých, mierne siltovitých vápnitých flocov s lastúrnatým lomom. Sú blízke tzv. svodnickému (resp. filipovskému) typu flocov. V prípade autochtonity týchto vrstiev v hluckom slede ich paleocénny vek (oproti staršiemu až strednému eocénu v magurských) zväzda k myšlienke o určitej prepojenosti bielokarpatskej jednotky s magurským priestorom, s časovým posunom v smere „polarity orogénu“.<sup>4</sup>

Znamenajú snáď tieto fakty určitú migráciu osi bazénu z vnútra von v období paleocén – eocén? Túto možnosť nemožno vylúčiť, avšak na jej priame potvrdenie treba priniesť dôkazy petrografického, faciálneho a sedimentologického charakteru. PESL – KRÝSTEK (1965) kladú pre paleocénne obdobie medzi bielokarpatskú a bystrickú jednotku akýsi val – kordilériu, ktorá oddeľovala oba sedimentačné priestory a bola pre vonkajšie jednotky zdrojom zirkónov v ťažkej frakcii (na rozdiel od granátovej fácie v „spodnom oddiele paleogénu“ bielokarpatskej jednotky). V neskoršom období (po strednom eocéne) tento hypotetický val mal zaniknúť, pretože bystrické súvrstvie už obsahuje granátovú fáciu ťažkých minerálov (KRÝSTEK, 1965; porovnaj tiež: PESLOVÁ, 1986 a PESLOVÁ in STRÁNIK et al., 1989). Môžu azda drobové pieskovce v ondrásoveckých vrstvách pochádzať z tejto kordiléry?

## Záver

Ak hodnotíme bielokarpatskú jednotku kritériami, ktoré viedli k vyčleneniu ostatných flyšových jednotiek (žďánickej, sliezskej, podsliezskej, predmagurskej, duklianskej a magurskej), jednoznačne musí-

me uznať oprávnenosť samostatnej entity (existencie) bielokarpatskej jednotky:

a) má osobitný zachovaný vrstevný sled od strednej kriedy po stredný eocén, ktorý nemá ekvivalent v externejších, magurských čiastkových jednotkách;

b) jednotlivé súvrstvia majú voči ostatným, magurským súvrstviám odlišnú petrografickú náplň, vyjadrenú najmä vysokým obsahom karbonátových (zvlášť dolomitových) klastov;

c) tvorí samostatný tektonický celok;

d) má osobitý tektonický štýl, tvorený vrásovo-prešmykovými štruktúrami.

Bielokarpatská jednotka nie je ekvivalentom oravskomagurskej a krynickej (čerhovskej) čiastkovej jednotky magurského príkrovu. Vyčleňujem ju z doterajšieho celku magurskej jednotky a definujem ju ako samostatnú faciálnu a tektonickú jednotku. Je elementom paleogeograficky aj štruktúrne vnútornejším, než sú jednotky oravskomagurská a krynická (čerhovská). Bielokarpatská jednotka má príkrovovú pozíciu na magurskej jednotke. Vzťah k bradlovému pásmu je tektonický. Priame paleogeografické susedstvo bielokarpatskej jednotky a bradlového pásma dnes nemožno potvrdiť (aj keď paleoprúdový systém tomu neodporuje), a to najmä pre petrografické odlišnosti predpokladaného zdroja klastického materiálu počas senónu a paleocénu, ktorý by mal obsahovať značný plošný výskyt dolomitov. A centrálnokarpatské jednotky vôbec nemohli byť zdrojom sedimentov vonkajšieho flyšu pre neprekonateľnú bariéru (fyzickú aj mentálnu) bradlového pásma a pre odlišnosti petrografického zloženia (MARSCHALCO, 1975; MARSCHALCO – POTFAJ, 1982; MIŠÍK et al., 1991, 1992).

Pokračovaním (ekvivalentom) bielokarpatskej jednotky smerom na východ by zdanlivo mohol byť severný pruh beňatinského flyšu, jednotka inovská či kyjovská (porovnaj STRÁNIK et al., 1986, 1989a). Táto korelácia je však problematická, pretože popri zhruba porovnateľnej litofaciálnej náplni má beňatinský flyš okypťený stratigrafický rozsah naspodku sekvencie (paleocén–starší oligocén) a jeho vzťah k bradlovému pásmu je, zdá sa, jednoznačne transgresívny (LEŠKO, 1961; LEŠKO – SAMUEL, 1968), a to aj na ukrajinskom území (GLUŠKO – KRUGLOV, 1971).

V alpskom priestore je bielokarpatská jednotka väčšinou jednoznačne korelovaná s lábskym príkrovom (ELIÁŠ et al., 1990; SCHNABEL, 1992). Vidí sa mi, že po zhrnutí uvedených údajov bude možné túto paralelizáciu spresniť.

<sup>4</sup>Pozri poznámku 2 na str. 70



*PodĎakovanie:* Moje podĎakovanie patrí kolegom z brnenského Českého geologického ústavu, s ktorými sme strávili mnohé spoločné chvíle v teréne i pri konzultáciách nad mapami, menovite RNDr. Z. Stráňíkovi, DrSc., RNDr. O. Krejčímu, RNDr. M. Vůjtovi, ako aj RNDr. L. Švábenckej, CSc., z pražskej pobočky karpatskej sekcie. Ďakujem im za súhlas na použitie niektorých názvov súvrství hluckého vývoja, ktoré v čase prípravy článku ešte neboli úplne stanovené. Ďakujem tiež RNDr. Z. Siraňovej, ktorá planimetrovala niektoré výbrusy pieskovcov rajkoveckého súvrstvia. Vďačný som za kritické pripomienky RNDr. T. Ďurkoviča, CSc., RNDr. R. Marschalka, DrSc., a RNDr. J. Salaja, DrSc., bez ktorých by práca na tomto článku nebola pre mňa taká pútavá.

## Literatúra

- ANDRUSOV, D., 1931: Geologický výzkum vnitřního bradlového pásma v západních Karpatech, I. Úvod; II. Stratigrafie (Étude géologique de la zone des Klippes Internes...). Rozpravy St. geol. Úst. Čs. Republ. (Praha), 6, 167 s.
- ANDRUSOV, D., 1957: Podrobná geologická mapa Československej republiky, list Bytča 4361/1. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- ANDRUSOV, D., 1958: Geológia československých Karpát I. Bratislava, Vyd. Slov. Akad. Vied.
- ANDRUSOV, D., 1965: Geológia československých Karpát III. Bratislava, Vyd. Slov. Akad. Vied.
- ANDRUSOV, D., 1968: Grundriss der Tektonik der Nördlichen Karpaten. Bratislava, Vyd. Slov. Akad. Vied.
- BALLA, Z., 1988: Magyarország nagyszerkezetének eredetéről. Földt. Közl. (Budapest), 118, 195–206.
- BEGAN, A. – KYSELA, J. – SAMUEL, O. – DOVINA, V. – ŠUCHA, P., 1984: Vysvetlivky ku geologickej mape 1:25 000, list 35–124 (Strání-4). Manuskript – archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- BEGAN, A. – NIŽŇANSKÝ, G. – SALAJ, J. – HORNIŠ, J. – BOOROVÁ, M. et al., 1988: Vysvetlivky ku geologickej mape 35 211 (Nemšová), Manuskript – archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 73 s.
- BEGAN, A. – SALAJ, J. – KULLMANOVÁ, A., 1979: Regionálny výskum bradlového pásma a Myjavskej pahorkatiny. Čiast. záver spr. Manuskript – archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- BIRKENMAJER, K., 1986: Zarys ewolucji geologicznej pieninskiego pasa skalowego. Przegl. geol. (Warszawa), 34, 6, 293–304.
- BIRKENMAJER, K., 1986: Stages of structural evolution of the Pieniny klippen Belt, Carpathians. Stud. Geol. pol. (Warszawa), 88, 7–32.
- BIRKENMAJER, K. – OSZCZYPKO, N., 1989: Cretaceous and Palaeogene lithostratigraphic units of the Magura Nappe, Krynica subunit, Carpathians. Ann. Soc. Geol. Polon. (Warszawa), 59, 146–181.
- BORZA, K. – KÖHLER, E. – BEGAN, A. – SAMUEL, O., 1977: Orbitoidový vývin kriedy západného Slovenska (Cretaceous Orbitoid Facies in Western Slovakia). Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 67, 73–92.
- BOYER, S. E. – ELLIOT, D., 1982: Thrust systems. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull. (Tulsa), 66, 1196–1230.
- BUDAY, T. – CÍCHA, I. – HANZLÍKOVÁ, E. et al., 1967: Regionální geologie ČSSR, díl II, Západní Karpaty, sv. 2. Praha, Ústf. Úst. Geol. – Academia, 651 s.
- BUDAY, T. – MENČÍK, E. – ŠPIČKA, V., 1966: Mapy podloží vídeňské pánve. Zpr. geol. Výzk. v Roce 1964 (Praha), 304–306.
- CIESZKOWSKI, M., 1992: Piaszczowina magurska i jej podłoze na polnoc od kotliny sadeckiej. Przegl. geol. (Warszawa), 40/7, 410–417.
- CIESZKOWSKI, M. – OSZCZYPKO, N., 1986: Rozwoj osadów piaszczowiny magurskiej w strefie przypieninskiej. Przegl. geol. (Warszawa), 34, 6, 327–334.
- CIESZKOWSKI, M. – ŚLACZKA, A. – WDOWIARZ, S., 1985: New data on structure of the Flysch Carpathians. Przegl. geol. (Warszawa), 33, 313–333.
- CSONTOS, L. – NAGYMAROSY, A. – HORVÁTH, F. – KOVÁČ, M., 1992: Tertiary evolution of the Intra-Carpathian area: a model. Tectonophysics (Amsterdam), 208, 221–241.
- ELIÁŠ, M., 1961: Přehledná sedimentárně petrografická charakteristika hlavních typů psamitických hornin magurského flyše na listech generální mapy ČSSR. Zpr. geol. Výzk. v Roce 1960 (Praha), 137–140.
- ELIÁŠ, M., 1963: Způsob sedimentace soláňských vrstev v západní oblasti magurského flyše v ČSSR. Věst. Ústf. Úst. geol. (Praha), 38, 253–260.
- ELIÁŠ, M., 1985: K litostratigrafii křídý bělokarpatké jednotky magurského flyše v podloží neogénu vídeňské pánve. Zpr. geol. Výzk. v Roce 1985 (Praha), 42–44.
- ELIÁŠ, M. – PLIČKA, M., 1962: Příspěvek ke studiu vrstev svrchního paleogenního oddílu jednotky bělokarpatké – vrt Komňa 1 (Beitrag zum Studium der Schichten der Oberpaläogenen Abteilung der Weisskarpatischen Einheit). Práce Výzk. Úst. čs. naft. Dolů (Bmo) 19, 85–98.
- ELIÁŠ, M. – SCHNABEL, W. – STRÁŇÍK, Z., 1990: Comparison of the Flysch Zone of the Eastern alps and the Western Carpathians based on recent observations. In: (Eds. Minaříková, D. – Lobitzer, H.): Thirty years of geological cooperation between Austria and Czechoslovakia. Praha, Ústf. Úst. geol., 37–46.
- ELIÁŠ, M. – ŠVÁBENICKÁ, L., 1992: Probable find of the autochthonous Paleogene in the borehole Jarošov-1. Věstn. Čes. geol. Úst. (Praha), 67/6, 435–439.
- GLUŠKO, V. V. – KRUGLOV, S. S., 1971: Geologičeskoe strojenje i gorjuče isopaemyje ukrainkich Karpat. Moskva, Nedra, 389 s.
- HANZLÍKOVÁ, E., 1984: Hlavní výsledky výskumu geotransversů v bělokarpatské jednotce. Mikropaleontologická biostratigrafie vybraných profilů v oblasti púchovské. Manuskript – Ústf. Úst. geol., Praha, 46 s.
- HANZLÍKOVÁ, E., 1984: Biostratigrafie vrtu Hluk V3. Manuskript – Ústf. Úst. geol., Praha.
- HROUDA, F., 1993: Magnetická anizotropie a duktilní de-



- formace pískovců bradlového pásma. Manuskript – Čes. geol. Úst., Brno, 52.
- HROUDA, F. – POTFAJ, M., 1993: Magnetická anizotropie jako indikátor slabé duktilní deformace vnitrokarpatiského paleogénu a magurského flyše. *Západ. Karpaty, Sér. Geol.* (Bratislava), 17, 121–134.
- KREJČÍ, O. – ADAMOVÁ, M. – RYBÁŘOVÁ, L. et al., 1990: Vysvětlující text k základní geologické mapě 1 : 25 000, 35–121 Bánov. Manuskript – Čes. geol. Úst., Brno, 48 s. (+mapa).
- KREJČÍ, O. – HAVLÍČEK, P., 1989: Vysvětlující text ke geologické mapě 1 : 50 000, 35–12 Strání. Manuskript – Čes. geol. Úst., Brno, 11 s. (+ mapa).
- KREJČÍ, O. – VÚJTA, M., 1990: Vysvětlující text ke geologické mapě 1 : 50 000 list 25–43 Púchov. Manuskript – Čes. geol. Úst., Brno, 16 s. (+ mapa).
- KREJČÍ, O., 1991: Geologie flyšových jednotek na území listu 31–12 Strání. *Zpr. geol. Výzk. v Roce 1989* (Praha), 120–123.
- KRS, M., – KRISOVÁ, M. – PRUNER, P. – CHVOJKA, R. – POTFAJ, M., 1993: Palaeomagnetic investigations into the Flysch Formation in the White Carpathians (Biele Karpaty), West Carpathians, Slovakia. *Geol. carpath.* (Bratislava), in press.
- KRYSTEK, I., 1965: Výzkum sedimentů západní části magurského flyše a otázky jejich genese (Sedimentological studies in the Western Magura-Flysch-Group and problems concerning of its sediments). *Folia Fac. Sci. Nat. Univ. Purkyn (Brno)*, 6/9, 1–47.
- KSIAZKIEWICZ, M., 1958: Stratygrafia serii magurskiej w Beskidzie srednim (Stratigraphy of the Magura Series in the Sredni Beskid – Carpathians). *Biul. inst. geol.* (Warszawa), 135, 43–96.
- LEŠKO, B., 1960: Paleogén bradlového pásma na východnom Slovensku. *Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied* (Bratislava), 11, 1, 95–104.
- LEŠKO, B. – SALAJ, J. – SAMUEL, O., 1964: Paleogén bradlového pásma slovenských Karpát. *Geol. Práce, Zpr.* (Bratislava), 31, 95–102.
- LEŠKO, B. – SAMUEL, O., 1968: Geológia východoslovenského flyšu. Bratislava, Vyd. Slov. Akad. Vied, 245 s.
- LEŠKO, B. et al., 1987: Oporný vrt Smilno-1 (5700 m). *Region. geol. Západ. Karpát* (Bratislava), 22, 133 s.
- LOWELL, J. D., 1985: Structural styles in petroleum exploration. OGCI, Tulsa.
- MARSCHALCO, R., 1975: Sedimentologický výskum paleogénnych zlepcov bradlového pásma a príľahlých jednotiek a prostredie ich vzniku (Východné Slovensko) (Depositional environment of conglomerate as interpreted from sedimentological studies...). *Náuka o Zemi, Str. geol.* (Bratislava), 9, 1–145.
- MARSCHALCO, R., 1980: Evolution of Paleocene–Lower Eocene Trough on Contact Between Pieniny Klippen Belt and Central West Carpathian Block (On Example of Súfövske Vrchy Hills). *Geol. Zbor. Geol. carpath.* (Bratislava), 31, 4, 513–521.
- MARSCHALCO, R., 1985: Sedimentologické a stratigrafické rezy bielokarpatskou jednotkou. Manuskript – Geol. Úst. Slov. Akad. Vied, Bratislava, 23 s.
- MARSCHALCO, R. – KORÁB, T., 1975: Postavenie východoslovenského flyšu v karpatskom oblúku (Position du flysch de la Slovaquie de l'Est dans l'arc karpatique). *Miner. slov.* (Bratislava), 7, 53–80.
- MARSCHALCO, R. – KYSELA, J., 1980: Geológia a sedimentológia bradlového pásma a manínskej jednotky medzi Žilinou a Považskou Bystricou (Geology and sedimentology of the Klippen Belt and Manín Unit...). *Západ. Karpaty, Sér. geol.* (Bratislava), 6, 7–79.
- MARSCHALCO, R. – POTFAJ, M., 1982: Sekvenčná analýza, paleoprúdenie a prostredie uloženia spodnoeocénneho flyšu Oravskej Magury a bradlového pásma (Sequence analysis, paleocurrents, and deposition environment of the Oravská Magura Flysch and the Klippen Belt Flysch). *Geol. Práce, Spr.* (Bratislava), 78, 97–122.
- MATĚJKA, A. – ROTH, Z., 1950: Poznámka o hlavních tektonických jednotkách magurského flyše v ČSR (Remarks on the main tectonic units of the Magura Flysch...). *Věst. st. geol. Úst. Čs. Republ.* (Praha), 25, 301–308.
- MATĚJKA, A. – ROTH, Z., 1950: Zpráva o magurském flyši v povodí Bílé Vody a Vláře. *Věst. st. geol. Úst. Čs. Republ.* (Praha), 25, 150–154.
- MATĚJKA, A. – ROTH, Z., 1956: Geologie magurského flyše v severním povodí Váhu mezi Bytčou a Trenčínem (The geology of the Magura flysch group in the northern river basin of the Váh between Bytča and Trenčín). *Rozpr. Ústf. Úst. geol. Čs. Republ.* (Praha), 22, 1–332.
- MENČÍK, E. – PESL, V., 1966: Přínos vrty Blatníčka-1 k poznání jihozápadní části bělokarpatské jednotky. *Práce Výzk. Úst. čs. naft. Dolů* (Brno), 23, 12–17.
- MÍŠÍK, M., 1978: Niektoré paleogeografické problémy bradlového pásma (Some paleogeographical problems concerning Klippen Belt). In: (ed.) Vozár, J.: *Paleogeografický vývoj Západných Karpát*. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 147–160.
- MÍŠÍK, M., 1990: Substratum of the Flysch and Klippen Belts of the West Carpathians. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol.* (Bratislava), 45, 21–30.
- MÍŠÍK, M. – MARSCHALCO, R., 1988: Exotic Conglomerates in Flysch Sequences: Examples from the West Carpathians. In: Rakús, M. – Dercourt, J. – A. E. M. Nairn (eds.): *Evolution of the Northern Margin of Tethys, Vol. I. Columbia–Bratislava–Paris*, ESRI, GÚDŠ, SGF, 95–113.
- MÍŠÍK, M. – MOCK, R. – SÝKORA, M., 1977: Die Trias der Klippenzone der Karpaten. *Geol. Zbor. Geol. carpath.* (Bratislava), 28/1, 27–70.
- MÍŠÍK, M. – SÝKORA, M. – MOCK, R. – JABLONSKÝ, J., 1991: Paleogene proč conglomerates of the Klippen belt in the West Carpathians, material from Neopieninic exotic ridge. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol.* (Bratislava), 46, 9–101.
- MÍŠÍK, M. – SÝKORA, M. – JABLONSKÝ, J., 1991: Strihov-



- ské zlepenca a juhomagurská kordiliéra (Strihovce conglomerates and South-Magura exotic ridge (West Carpathians). *Západ. Karpaty, Sér. Geol. (Bratislava)*, 14, 7-72.
- NEMČOK, J. – ZAKOVIČ, M. – GAŠPARIKOVÁ, V. et al., 1990: Vysvetlivky ku geologickej mape Pienín, Čergova, Lubovnianskej a Ondavskej vrchoviny v mierke 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 131 s.
- NOWAK, J., 1929: Die Geologie der polnischen Ölfelder. Brennstoff-Geologie (Stuttgart), 3, 94 s.
- ONDRA, P. – HANÁK, J. – SALAJ, J., 1990: Petrofyzikální korelace mezozoických a paleogenných souvrství některých vrťů v Západních Karpatech (Petrophysical correlation between Mesozoic and Paleogene formations of some boreholes in the West Carpathians). *Miner. slov. (Bratislava)*, 22, 437-442.
- OSZCZYPKO, N., 1992: Rozwoj basenu magurskiego w gornej kredzie i paleogenie. *Przeegl. geol. (Warszawa)*, 40/7, 397-404.
- PAUL C. M., 1891: Die Karpathensandsteine des mährisch-ungarischen Grenzgebirges; *Jb. K-Kön geol. Reichsanst. (Wien)*, 40, (1890) 447-514.
- PESL, V., 1965: Litofaciální zóny spodního oddílu paleogénu ve vnějších jednotkách západní části magurského flyše (Über die lithologische Entwicklung des tieferen Paläogen in den äusseren Einheiten des Magura-Flysches). *Sbor. geol. Vied, Západ. Karpaty (Bratislava)*, 3, 179-212.
- PESL, V., 1966: Litofaciální rozdělení spodního oddílu paleogénu ve vnitřních jednotkách západní části magurského flyše. *Zpr. geol. Výzk. v Roce 1964 (Praha)*, 294-296.
- PESL, V., 1966: Rytmičnost a kvantitativní charakteristika svrchního oddílu paleogénu vlárskeho vývoje (bělokarpatská jednotka). *Zpr. geol. Výzk. v Roce 1964 (Praha)*, 298-299.
- PESL, V., 1968: Litofacie paleogénu v magurské jednotce vnějších flyšových Karpat (Lithofacies of Paleogene of the Magura unit of the Outer Carpathian Flysch...). *Sbor. geol. Vied, Západ. Karpaty (Bratislava)*, 9, 71-117.
- PESL, V. – KRÝSTEK, I., 1965: Ergebnisse der Fazialanalyse und Sedimentologischen Studien im Paläogen des Westlichen Teils der Magura-Flysch-Gruppe (Westkarpaten). *Geol. Rdsch. (Stuttgart)*, 55, 3, 643-665.
- PESL, V. – MENČÍK, E., 1966: Příspěvek k litofaciálnímu vývoji paleogénu račanské jednotky ve východním povodí Kysuce. *Zpr. geol. Výzk. v Roce 1964 (Praha)*, 299-301.
- PESL, V. – ŽŮRKOVÁ, I., 1967: Vápnitost sedimentů v západní části magurského flyše (Carbonate content of the sediments in the western part of Magura Flysch). *Geol. Práce, Zpr. (Bratislava)*, 41, 185-189.
- PESLOVÁ, H., 1986: Sedimentárně petrografické zhodnocení těžkých minerálů ze sedimentů bělokarpatské jednotky. *Manuskript – Čes. geol. Úst., Brno.*
- POTFAJ, M. 1979: Tektonický profil styku bradlového pásma a magurskej jednotky v oblasti Oravskej Magury. In: M. Maheľ (ed.): *Tektonické profily Západných Karpat. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra*, 37-40.
- POTFAJ, M., 1983: Postavenie magurských pieskovec a malcovské vrstvy na Orave (Magura sandstones and Malcov beds in Orava region – West Carpathians). *Geol. Práce, Spr. (Bratislava)*, 79, 117-140.
- POTFAJ, M., 1988: Štruktúrny výskum flyšového pásma západného Slovenska s využitím interpretácie geofyzikálnych prác (Orava). *Manuskript – archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava*, 96 s.
- POTFAJ, M. – BEGAN, A. – NIŽŇANSKÝ, G. et al., 1986: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, listy Strání 35 122 a 35 123. *Manuskript – archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava*, 97 s.
- POTFAJ, M. – BODIŠ, D., 1987: Nálezová správa o výskyte I-Br vody vo vrte Klanečnica (KLK-1) – (Mor. Lieskové). *Manuskript – archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava*, 14 s.
- POTFAJ, M. – GAŠPARIKOVÁ, V. – KÖHLER, E., 1979: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, list Nová Bystrica. *Manuskript – archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava*, 47 s.
- POTFAJ, M. – HAŠKO, J. – GAŠPARIKOVÁ, V. – SNOPOKOVÁ, P. – SAMUEL, O., 1981: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, list 26 411 (Trstená). *Manuskript – archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava*, 84 s.
- POTFAJ, M. – KÖHLER, E. – ĐURKOVIČ, T. – GROSS, T. – SAMUEL, O., 1991: Pribradlový flyš terchovskej a oravskej oblasti. *Čiastk. záv. správa. Manuskript – archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava*, 28 s.
- POTFAJ, M. – SAMUEL, M. – RAKOVÁ, J. – SAMUEL, O., 1991: Geologická stavba Kubínskej hole (Orava) (Geologic structure of Kubínska hofa range). *Západ. Karpaty, Sér. Geol. (Bratislava)*, 15, 25-66.
- RAKÚS, M., 1988: Stratigraphic sections. In: (eds.) Rakús, M. – Dercourt, Nairn: *Evolution of the Northern margin of Tethys, vol. II. Mém. Soc. geol. France (Paris)*, 154 (II), 133-214.
- SALAJ, J., 1990: Nové poznatky o geológii a paleogeograficko-tektonickom vývoji bradlovej a pribradlovej zóny stredného Považia a jeho problematika (New knowledge on geology and paleogeographical tectonic development of the Klippen and Peri-klippen belt of the middle Váh valley and its problems). *Zem. Plyn Nafta (Hodonín)*, 9a, 93-168.
- SALAJ, J., 1991: Biostratografická korelácia flyšových súvrství kriedy bradlovej a pribradlovej zóny stredného Považia a jej paleogeograficko-tektonický vývoj (Biostratigraphic correlation of Cretaceous flysch formations in the Klippen- and Periklippen zones...). *Miner. slov. (Bratislava)*, 23/4, 295-313.
- SALAJ, J. – BEGAN, A. – HANÁČEK, J. – MELLO, J. – KULLMAN, E. – ČECHOVÁ, A. – ŠUCHA, P., 1987: Vysvetlivky ku geologickej mape Myjavskej pahorkatiny, Brezovských a Čachtických Karpát 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 181 s.



- SALAJ, J. – PRIECHODSKÁ, Z., 1987: Porovnanie gosau-  
ských vývojov senónu a paleogénu Myjavskej pahorka-  
tiny a Severných Vápencových Álp. Miner. slov. (Bra-  
tislava), 19, 499–521.
- SALAJ, J. – SZALAIOVÁ, V. – STRÁNSKÁ, M. et al. 1992: Re-  
interpretácia výsledkov geologických a geofyzikálnych  
výskumov a návrh geologického projektu vrtu na o-  
verenie hlbších štruktúr. Manuskript – archív Geol. Úst.  
D. Štúra, Bratislava.
- SAMUEL, O., 1972: Niekoľko poznámok k litologicko-fa-  
ciálnemu a stratigrafickému členeniu paleogénu brad-  
lového pásma. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 59,  
285–299.
- SCHNABEL, W., 1992: New data on the Flysch Zone of the  
Eastern Alps in the Austrian sector and new aspects  
concerning the transgression to the Flysch Zone of the  
Carpathians. *Cret. Res.* 13, 405–419.
- SEIFERT, P., 1992: Palinspastic reconstruction of the East-  
ernmost Alps between Upper Eocene and Miocene.  
*Geol. carpath.* (Bratislava), 43, 6, 327–331.
- STRÁNÍK, Z., 1965: Geologie magurského flyše Čerchov-  
ského pohorí a západní části Ondavské vrchoviny.  
*Sbor. geol. Vied, Západ. Karpaty* (Bratislava), 3,  
125–178.
- STRÁNÍK, Z. – ADAMOVÁ, M. – BUBÍK, M. et al., 1989: Ge-  
ologie hluckého vývoje bělokarpatské jednotky. Manu-  
skript – Ústf. Úst. geol. Brno, 132 s.
- STRÁNÍK, Z. – KREJČÍ, O. – MENČÍK, E., 1989: Příspěvek ke  
geologii bělokarpatské jednotky. *Zpr. geol. Výzk. v  
Roce 1986* (Praha), 143–146.
- STRÁNÍK, Z. – MENČÍK, E. – KREJČÍ, O., 1986: Přínos stu-  
dia geotraverzů pro geologii bělokarpatské jednotky a  
řešení jejího vztahu k vnějším jednotkám magurského  
příkrovu a k bradlovému pásmu. Manuskript – Ústf.  
Úst. geol., Brno, 43 s.
- STRÁNÍK, Z. – VÚJTA, M. – KREJČÍ, O. – MARSCHALCO, R.  
– ŠVÁBENICKÁ, L. – BUBÍK, M. – HANZLÍKOVÁ, E.,  
1989: Ke stratigrafii a sedimentologii hluckého vývoje  
bělokarpatské jednotky. *Zpr. geol. Výzk. v Roce 1987*  
(Praha), 121–124.
- STRÁNÍK, Z. – VÚJTA, M. – KREJČÍ, O. – ŠVÁBENICKÁ, L. –  
BUBÍK, M., 1994: Nové litostratigrafické jednotky hluc-  
kého vývoje bělokarpatské jednotky. *Geol. Práce, Spr.*  
(Bratislava), v tlači
- ŠVÁBENICKÁ, L., 1987: Výsledky mikrobiostratigrafického  
studia bělokarpatské jednotky. *Zem. Plyn Nafta* 6b,  
*Miscell. micropal.* (Hodonín), 11/2, 7–25.
- ŠVÁBENICKÁ, L., 1990a: Biostratigraphy of the Vlára de-  
velopment of the Bílé Karpaty Unit on the basis of cal-  
careous nannofossils. In: Minaříková, D. – Lobitzer, H.,  
(eds.): *Thirty years of geological cooperation between  
Austria and Czechoslovakia.* Praha, Ústf. Úst. geol.,  
177–179.
- ŠVÁBENICKÁ, L., 1990b: Calcareous nannoplankton in  
flysch sediments of the Bílé Karpaty Unit (the West  
Carpathians). *Sbor. geol. Věd, Paleont.* (Praha), 31,  
9–65.
- ŠVÁBENICKÁ, L. – MACEK, J., 1991: Vysvětlující text ke  
geologické mapě 1 : 50 000, 35–13 Myjava. Manu-  
skript – Čes. geol. Úst. Brno, 6 s. (+ mapa).
- VÚJTA, M., 1991: Geologie Hostýnských vrchů: Sedimen-  
tologický výzkum okrajových facií račanské jednotky  
v Hostýnských vrších. Manuskript – Čes. geol. Úst.  
Brno, 18 s.
- VÚJTA, M. – HAVLÍČEK, P., 1989: Vysvětlující text ke  
geologické mapě 1 : 50 000, 35–11 Veselí nad Moravou.  
Manuskript – Ústf. Úst. geol. Brno, 11 s. (+ mapa).
- VÚJTA, M. – STRÁNÍK, Z. – BUBÍK, M. – ŠVÁBENICKÁ, L.,  
1989: Nový výskyt sedimentů svrchní křídvy v magur-  
ském flyši. *Zpr. geol. Výzk. v Roce 1987* (Praha),  
134–135.
- WINKLER, W. – SLACZKA, A., 1992: Sediment dispersal  
and provenance in the Silesian, Dukla and Magura fly-  
sch nappes (Outer Carpathians, Poland). *Geol. Rdsch.*  
(Stuttgart), 81/2, 371–382.
- ZAPLETAL, K., 1946: Geologie a nerostné suroviny země  
Moravskoslezské. *Čas. Morav. zem. mus.* (Brno), 30,  
83–104.
- ZYTKO, K. – ELIÁŠ, M. – NEMČOK, J. – STRÁNÍK, Z., 1989:  
Western Outer Carpathians. In: (Eds.) Poprawa, D. –  
Nemčok, J.: *Geological atlas of the Western Outer Car-  
pathians and their foreland.* Warszawa – Bratislava –  
Praha, PIG, GÚDŠ, ÚÚG, 4–6.
- ŽŮRKOVÁ, I., 1966: Porózita a permeabilita ve vztahu k pe-  
trografickým vlastnostem pískovců magurského flyše.  
*Zpr. geol. Výzk. v Roce 1964* (Praha), 293–294.

MICHAL POTFAJ

## Position and role of the Biele Karpaty Unit in the Flysch Zone of the West Carpathians

### Summary

For a long time the Biele Karpaty (White Carpathian) unit was considered as an integral part of the Magura nappe. According to its position along the SE rim, within western part of the Magura Flysch zone and close contact with the Pieniny Klippen Belt, it was held for an equivalent of the Oravská Magura – Krynica Unit, which is in a similar tectonic position (ANDRUSOV, 1968; BUDAY et al., 1968;

MATĚJKA – ROTH, 1956). Our latest investigations in the Biele Karpaty unit revealed supplementary facts that authorize us to introduce a new interpretation of lithostratigraphy and tectonic ranging of the Biele Karpaty unit. On the basis of new geological mapping of different authors from Geological Survey Brno and Dionýz Štúr Institute of Geology, I have compiled the map of distribution of these



formations (fig. 3) and I range them to the two groups of sequences within the Biele Karpaty unit: Hluk and Vlára groups (fig. 2b)

The *Hluk Group* consists (according to STRÁNÍK et al., 1989) of the Hluk Formation, Gbely Fm., Púchov Fm., st. Antonín Member, Svodnice Fm. with Filipov and Suchov facies, Nivnice Fm. and two horizons of variegated claystone sequences. It is overlain by Kuželov Fm. In the borehole Blatnička-1 (MENČÍK - PEŠL, 1966) also a flysch sequence of Middle Eocene age was identified. Following brief presentation is based on the STRÁNÍK's descriptions (l. c.), modified through my observations:

*Hluk Member* (Barremian (?) - Aptian): In the lower part they contain dark-gray and black shales, banded with greenishgray claystones. Rare intercalations of pale marlstones and fine-grained glauconitic sandstones are present. In the upper part of the formation the proportion of marlstones and dark laminated grey limestones increase. Bioturbation is common in all pelitic sediments. Total thickness of the Hluk Formation exceeds 120 m.

*Gbely Member* (?Albian - Cenomanian - Turonian): Originally the member was described by Hanzlíková (1984), from the borehole Gbely. The sequence contains alternating green, blue-gray, dark-grey and red claystones and marls with thin intercalations of bluish fine-grained muscovitic sandstones. Total thickness does not exceed 200 m. I do not follow STRÁNÍK's concept (STRÁNÍK et al., 1989) who encompasses into this formation all Cretaceous „variegated“ red horizons and sequences, that occur in the rest of Biele Karpaty unit. Those with younger age (Senonian), and with different geological position, I range to the Ondrášovec beds.

*Púchov Formation* (Coniacian (?) - Campanian - Maastrichtian): The Formation consists of red, locally green shaly marls mostly tectonized. A small amount of silt fraction is present. The age determination was based on the presence of rich planktonic foraminifers and calcareous nannoplankton. However, it cannot be excluded, that some older associations (Early Senonian) are reworked to Campanian - Maastrichtian sediment. The total thickness is estimated to 100 m.

*Sv. Antonín Member* (Campanian): For the first time this member was introduced by VŮJTA et al. (1989, 1994). It's name is derived from the hill Sv. Antonín (349) near the Blatnice village. Lower profile of the member consist of grey-brown limy claystones and clays, with marly intercalations in upper part, followed by 12-120 cm thick layers of sandy limestones. Total observed thickness is 10 m. The age determination was based on the presence of planktonic foraminifers and calcareous nannoplankton. This facial development has no counterpart in the rest of Biele Karpaty sequences, its relation to the neighbouring Kuželov Formation is tectonic. The authors (l. c.) consider this member to be a tectonic slice similar to famous Hluk slices, thorn out from the substratum of Biele Karpaty unit.

*Svodnice Formation* (Paleocene - Early Eocene): It contains strata of greywacke sandstones up to 30 cm thick or more, alternating with thick (0.5-2.5 m) layers of grey and brown-grey claystones mostly with a silt admixture, largely calcareous. There are local occurrences of pale-grey beds of pelocarbonates. The formation thickness is about 700 m.

In the region west of Mt. Javorina a special *Filipov facies* was defined. It differs from common Svodnice Formation having large bodies of flysch rhythms. Thick sandstone beds (up to 2 m) are medium- to fine-grained, with T (a)b-c intervals, with convolute lamination. Gray mudstones possess typical shelly disintegration pattern. Common are also pale-grey beds of marly pelocarbonates. Some packets of thin-bedded flysch are also present.

The Filipov facies is overlain in places by *Suchov facies*. It is distinguished by the presence of massive medium - to coarse-grained sandstones in banks 0.5-3 m. Thickness of the Filipov facies is established to 400 m, that of the Suchov facies is about 100-300 m.

*Bzová Member* (Paleocene - Eocene): This is a newly introduced term. It comprises grey thick-bedded sandstones, mostly fine- to medium-grained, but coarse varieties are not seldom. Small well-rounded pebbles up to 5 mm in diameter, are dispersed in the sandy matrix with muscovite. Some beds are fulfilled with clay clasts, 1-20 cm, even 1 m large. Amalgamation and channeling of thicker beds was noticed. Slumping and syndiagenetic deformations were observed on some horizons in the Bzová quarry.

The claystones, more or less sandy, are in the layers 0.5-10 cm thick. In the lower part of the member some limy mudstones up to 30 cm thick occur. The Bzová Member was drilled in the Komňa-1 borehole (ELIÁŠ - PLIČKA, 1962). According to Eliáš's description sandstones are composed of 30-60 % of quartz, 1-10 % feldspars and up to 5 % of lithic clasts, with carbonates (limestones and dolomites) amongst them. The member belongs to the garnet heavy-mineral facies. Clayey-limy matrix forms 20-60 % of the rock.

The Bzová Member was considered as upper part of the Svodnice Formation (KREJČÍ - HAVLÍČEK, 1989; STRÁNÍK et al., 1989). In the light of strong resemblance of Bzová Member to the Magura sandstones (sensu POTFAJ, 1983) and dubious continuity from the underlying Svodnice Formation, I must question the appurtenance of the former to Biele Karpaty sequence.

Total thickness of the Bzová Member is about 600 m.

*Nivnice Formation* (Late Paleocene): It is a thin-rythmical flysch sequence of sandstones from several to 40 cm thick and calcareous claystones up to 50 cm thick. Sandstones are fine to medium grained, some of the strata with abundant organic detritus. A few thick beds of coarse-grained unsorted sandstones with clay clasts are interpreted as fluxoturbidites. Claystones are pale-grey, brownish and green, often with pelagic interval at the top of the bed. The total formation thickness is about 600 m.

Kuželov formation (Latest Paleocene to Early Eocene):



This flysch-like sequence overlies the Nivnice Formation. Thick pelitic horizons (up to 2 m) are dominant in the lithology. In the lower part they are grey-brown, in the upper part of the formation they are of variegated, mostly pale-grey colors. Sandstones are fine-grained, brown-grey, generally ripple-laminated (Tc of Bouma's interval). A few thin beds of rusty-brown pelocarbonates were found in the upper part of formation. Total thickness of the Kuželov Formation does not exceed 250 m.

In all the formations at different horizons *variegated beds* are distinguished. They are characterized by red claystones and mudstones, intercalated with some fine-grained sandstones (see fig. 2b).

The succession of strata of the Vlára Group from the Campanian until the Early Eocene from the base to the top is as follows: Lopeník Formation with redefined Ondrášovec, Javorina and Drietomica beds, overlain through Rajkovec and Chabová Member.

*Lopeník Formation*: (Campanian – Maastrichtian): The pile of sequence is built of sandy flysch, with predominance of calcareous well sorted sandstones, intercalated with thin claystones.

In the lower part of the Lopeník Formation I distinguish variegated *Ondrášovec beds (Member)* through presence of red and violet-red claystones with sericite. Also red and yellowish marl beds (1–15 cm) are present. The sandstones are calcareous, fine-grained up to 30 cm in thickness. Some middle- to coarse-grained siliciclastic sandstone intercalations (30–200 cm) occur throughout the sequence. The maximum observed thickness of the member is 340 m, the age is Campanian, some higher levels even Maastrichtian (POTFAJ et al., 1986; ŠVÁBENICKÁ, 1987, 1990). Confines against Javorina Member show interfingering character.

*Javorina Member* (Late Campanian – Maastrichtian): Originally it was defined independently by POTFAJ et al. (1986) and STRÁNÍK et al. (1986). The name is derived from Mt. Javorina (970). Stratotype localities outcrop on the northern slope of the hill. The Javorina Mt. consist of thin-bedded flysch sequence with predominance of fine- to medium-grained sandstones in beds 3 to 15 cm thick, somewhere even more. In the higher part are bodies of microconglomerates, containing rare large foraminifers *Lepidorbitoides cf. kampanensis* VAN GORSEL, indicating maastrichtian age. Sandstones are composed of quartz, metamorphic rocks and large amount of carbonate clasts (up to 45 %), they are muscovitic. Heavy-mineral association is garnet – tourmaline (PESLOVÁ, 1986 and in STRÁNÍK et al. 1989; KRÝSTEK, 1965). According to Bouma's sequence (1962) Tb, Tc intervals are dominant.

The claystones are greenish-gray, more or less silty, in the layers 0,5 to 5 cm, only few limy beds were noticed. Sporadically there occur layers of white-grey pelocarbonates.

The formation thickness is about 600 m. The age of the

formation is Campanian – Maastrichtian, according to calcareous nannoplankton determinations (POTFAJ et al., 1986; ŠVÁBENICKÁ, 1987, 1990).

The member is named after settlement Ondrášovec, on the SE slope of Mt. Lopeník (912), where it outcrops at several rivulets. Formerly the Ondrášovec beds were designated under the label „variegated“ (POTFAJ et al., 1986) or Gbely Fm. (STRÁNÍK et al., 1986, 1989). As the original Gbely Fm. was defined as Middle Cretaceous sequence, with slightly different description (HANZLÍKOVÁ, 1984), we abandon this correlation and introduce a new name.

*Drietomica beds (Member)* (Maastrichtian): This is a newly defined sequence within the Lopeník Fm. It is characterized by domination of thick-bedded fine- to coarse-grained sandstones (0,5–1,5 m) with only few cm of claystone intercalations, if any. Sandstones have mixed, carbonate-siliciclastic composition, as the main bulk of Lopeník Formation. The structure of sandstones is T(a)b, Tb(c) and Tc. Estimated maximum thickness of the Drietomica beds is to 200 m in the northern part, diminishing to the SW. The BKČ-1 bore-hole in the Drietomica valley drilled down to 150 m to these sandstones without penetrating them. A bed of microconglomerate (3 m) was identified in this well. The presumed age of the member is Maastrichtian, without biostratigraphic control.<sup>5</sup> The member is restricted to the area SW of Chabová hill (751) to Vyškovec settlement. The best outcrops are in the Drietomica river and its confluents. Preliminary sedimentological interpretation may be as a fan-lobe, or a suprafan deposition on the surface of larger submarine fan (Normark 1978).

*Rajkovec beds (Member)* (Paleocene – Early Eocene?): The Rajkovec Member was recognized for the first time by BEGAN et al. (1988), though the definition was not complete. The name is derived from the Rajkovec quarry (NW from Horné Sfnice) in the Vlára valley. Rajkovec Mb. is predominantly a sandstone-flysch sequence with intercalations (1–10 cm) of silty claystones and limy mudstones with mica admixture. The sandstones are fine- to medium-grained, of mixed carbonate – siliciclastic composition with muscovite. The strata are 7–30 cm thick, but layers up to 1,5 m are not seldom. Common Bouma's sequences are Tab(c)d, Tbc(d) and less Tcd. The age was determined to the Paleocene, with possible extension to Early Eocene, according to RAKOVÁ (in BEGAN et al., 1988). NIŽŇANSKÝ et al. (1989) or STRÁNÍK et al. (1986). We presume close relations to the Javorina Member (lithological) and to the Svodnice Formation (biostratigraphical). The maximum thickness of the Rajkovec beds is estimated to 500 m.

*Chabová beds (Member)* (Late Paleocene – Early Eocene): The name was derived from Mt. Chabová, NW from Drietoma village. Sequence is formed by thick beds (20–200cm) of medium- to coarse-grained gray siliciclastic (graywacke) sandstones with carbonate clasts up to

<sup>5</sup> Lately Dr. Köhler defined some Campanian – Maastrichtian foraminifers and Algae from the conglomerate at BKČ-1 borehole. See footnote on the p. 74.



25 %. Some of the beds are with streaks and intercalations of fine-grained conglomerates. Erosion and channelling into the underlying beds is common feature of thicker banks. The mudstones are subordinate, mostly silty, some limy claystones (resembling those from the Svodnice Fm.) occur in beds 5–10 cm thick. A thin-bedded flysch occurs in some outcrops in the packets 1–2 m thick. The total sequence thickness is about 50–150 m. The age of Chabová beds was defined on the base of calcareous nannoplankton (POTFAJ in POTFAJ et al., 1986) as Paleocene to Early Eocene. The sequence is interpreted as a deposit below the channel estuary on the middle submarine fan.

Nearly in all the sequences of the Biele Karpaty unit outstanding is the presence of carbonate clasts (10–35 % - some places up to 50 %), especially dolomitic (ŽÚRKOVÁ, 1966; PESL – ŽÚRKOVÁ, 1967; POTFAJ et al. 1986; STRÁNÍK et al., 1989a). Exception makes the Bzová member, where the sandstones are of graywacke composition with only 5 % of carbonate clasts; resemblance of this member to the Magura sandstones (POTFAJ, 1983) is amazing. In the rest of the Magura sequences we cannot find appropriate formations with such amount of carbonates as Vlára Group contains, probably with the exception of Malcov and Racibor Formations (POTFAJ et al., 1991) and partly Strihov Member (MARSCHALCO, 1975). The main bulk of Magura sediments is made of siliciclastic flysch sequences, with subordinate content of carbonate clasts.

Heavy-mineral associations in the Biele Karpaty sequences are characterized by garnet, or/and mixed garnet-zirconium, less zirconium facies (PESEL – KRÝSTEK, 1965; PESLOVÁ in STRÁNÍK et al., 1989a). Typomorphic mineral is staurolite, practically omnipresent in small amount (1–8 % of heavy-mineral content) in the Biele Karpaty unit, but missing in Rača, Bystrica and Oravská-Magura units in our territory.

Inner structure of the Biele Karpaty unit has a fold-and-thrust character in the western part. Newly introduced unit - the Javorina nappe (POTFAJ et al., 1986) occupies the zone along south-eastern border. It is flat lying body approximately 50 km long, between Stará Myjava and Krivoklát settlements. The thickness of this nappe is about 900 m, its width in SE - NW direction is 20–25 km. It was displaced north-westward from its „inner“ paleogeographic position on the south of the Biele Karpaty unit, at least to this distance.

Analyzing the paleocurrent arrangement it has to be stated that in outer structures of the Biele Karpaty unit (mainly built through Hluk Group) longitudinal transport is preserved, whereas in the inner may invoke the idea of origin of carbonate clasts originating from present southeastern neighbor of the Biele Karpaty unit - the Pieniny Klippen Belt, or even Central Carpathian units. Several facts contradicts to this:

a) The Pieniny Klippen Belt does not contain dolomites enough to supply all those White Carpathian sequences, nor it contains metamorphics and quartz enough (if any) to furnish the sandstones in the Biele Karpaty.

b) Heavy-mineral associations of the Biele Karpaty unit

on one side and Pieniny Klippen Belt and Central Carpathians on the other side, are so different that we cannot accept any connection between these units. Namely it is absence of chromites, spinels, amphiboles, pyroxenes in Biele Karpaty sequences, which are so characteristic of internal units; and negligible proportion of garnet, tourmaline, zirconium and staurolite in the Klippen- and Central Carpathian units (see SALAJ – PRIECHODSKÁ, 1987; FEJDIOVÁ in SALAJ et al., 1992) in contrast to the flysch units.

Thus the lateral emplacement of the Biele Karpaty unit to its present position must be accepted, as well as left lateral shift of Central Carpathian block, from their original position southward (on the south).

The relation of the Biele Karpaty unit to the rest of the Magura nappe -Rača and Bystrica units- is tectonic, with possible paleogeographic transition to the last one in time.

The Bzová Member (closely resembling to the Magura sandstones), in the case of its autochthoneity in the Hluk Group, indicates possible link of the Biele Karpaty unit to the Oravská Magura Unit. Anyway, direct connection nor the equivalence of these two units is excluded, because of different petrographic and heavy-mineral composition, as well as facial differences.

**Conclusions:** Application of the same criteria, that lead to the distinction of all the higher-order flysch units (Magura, Dukla, Silesian...) leads me to declare the Biele Karpaty unit as an unit of higher order, eradicating it from the rest of the Magura nappe:

- The Biele Karpaty unit has specific stratigraphic sequence, ordered in two groups, which has not an equivalent in other flysch units.

- Individual formations of the Biele Karpaty unit have different petrographic content, marked specially with high amount of carbonate (and dolomite) clasts, and specified through the presence of staurolite.

- The Biele Karpaty unit is a distinct integral tectonic body, with specific internal tectonic style characterized as thrust-and-fold structure.

The Biele Karpaty unit is not an equivalent to the Oravská Magura-Krynica Unit, its paleogeographic position was more „internal“ from the latest. The White Carpathian unit is overthrust to the Magura nappe (at least to 25 km) to its subunits Rača and Bystrica.

Present state of investigation disable us to define in positive way the relations of the Biele Karpaty unit to the „inner“ of internal units, anyhow, on the basis of the above presented facts we may deny the direct (face to face) neighborhood of the Biele Karpaty unit to the Pieniny Klippen Belt nor to the Central Carpathian units in the past.

Correlation of the Biele Karpaty unit to the Alps to „Laber Decke“ (ELIÁŠ et al., 1990; SCHNABEL, 1992) should be revised in the light of presented facts.

Correlation to the units in the Eastern part of Flysch Zone is obscured, as the Biele Karpaty unit has no comparable equivalent in the so called „periklippen zone“, Beňatina flysch etc. (LEŠKO, 1960), nor in the Magura nappe on Ukrainian part (GLUŠKO – KRUGLOV, 1971).



## Explanations to figures

Fig. 1 Tectonic sketch of western part of the Outer Flysch Zone

Legend: 1 – Neogene sediments; 2 – Ždánice Unit; 3 – Subsilesian Unit; 4 – Silesian Unit; 5 – Foremagura and/or „window“ Unit; 6–8 – Magura Nappe; 6 – Rača Unit; 7 – Bystrica Unit; 8 – Oravská Magura Unit; 9 – Biele Karpaty Unit; 10 – Pieniny Klippen Belt

Fig. 2 Lithostratigraphic columns of the Biele Karpaty Unit

Fig. 3 Map of distribution of Biele Karpaty Unit formations. (Compiled from: ANDRUSOV, 1957; BEGAN et al., 1988; KREJČÍ – HAVLÍČEK, 1989; KREJČÍ et al., 1990; KREJČÍ – VŮJTA, 1990; MATĚJKA – ROTH, 1956; POTFAJ et al., 1986; STRÁŇK et al. 1986; 1989a; ŠVÁBENICKÁ – MAČEK, 1991 and author's data)

Legend: 1 – Neogen sediments; 2 – Rača Unit; 3 – Bystrica Unit; 4 – Pieniny Klippen Belt; 5 – Jarmuta Member s. 1., b) with red shales; 6 – andezites; 7–20 – Biele Karpaty Unit; 7–15 Hluk Group: 7 – Kuželov Formation; 8 – Nivnice Formation; 9 – Variegated „red“ beds (Paleogene); 10

– Svodnice Formation; 11 – a) Suchov facies, b) Filipov facies; 12 – Bzová Member; 13 – Púchov and Hluk Member, undifferentiated; 14 – Sv. Antonínek Member; 15 – Gbely Member; 16–20 – Vlára Group: 16 – Chabová Member; 17 – Rajkovec Member; 18–20 – Lopeník Formation: 18 – Drietonica Member; 19 – Javorina Member; 20 – Ondrášovec Member; 21 – thrust and nappe lines: a) Biele Karpaty Unit, b) Javorina nappe; 22 – bore-holes: HW-2 – Hluk, BM-1 – Blatnice-1, B1-1 – Blatnička 1, KOM – Komňa 1, KLK-1 – Klanečnica 1, BKČ-1 – Drietonica, BKČ-3 – Topolecká; 23 – line of the cross-section

Fig. 4 Sketch of the paleocurrent pattern in the Biele Karpaty Unit. (Compiled from: PEŠL – KRYSŤEK, 1965; Marschalko, 1985; STRÁŇK et al., 1989a, and author's data)

Legend: 1–3 – directions in the Vlára Group: 1 – in Cretaceous formations, 2 – in greywack sandstones of the Ondrášovec Member; 3 – in Paleogene formations; 4–5 – directions in the Hluk Group: 4 – in Paleogene formations, 5 – in the Bzová Member; 6–7 – Nappe thrusts: 6 – Biele Karpaty Unit, 7 – Javorina nappe; 8 – Pieniny Klippen Belt

Fig. 5 Geologic cross-section of the Biele Karpaty Unit  
Legend: see fig. 3



Fig. 2b Lithostratigraphic columns of the Biele Karpaty unit (Potfaj, 1993), (not to scale)

JÁN NEMČOK

## Prosečňanský poruchový systém

2 obr., angl. resumé

**Abstract.** Prosečno dislocation system is a roughly NE-SW trending fault zone extending from the SE contact between the Chočské vrchy Mts. and Liptov Basin as far as the Nowy Targ area. It is a tectonic boundary separating stratigraphically different lithofacies sequences as well as different tectonic units. Tectonic striations on the dislocation planes were preserved to a variable degree. This unerring tectonic evidence indicates the relative direction of the displacements.

Tatry so svojím nápadným morfológickým charakterom upútali nielen morfológov, ale aj geológov zaoberajúcich sa tektonickou porušenosťou. Ich vývoj dovoľovala dešifrovať hlavne tektonická časová postupnosť. Už UHLIG (1903–1907) prijal existenciu príkrovov v Tatrách, pod vplyvom podrobnejšieho výkladu LUGEON (1903) o príkrovej stavbe. Ďalší, kto spresnil poznatok o tektonickom vzniku ležatých vrás v Tatrách, bol LIMANOVSKÝ (1905). Kým UHLIG (1903–1907) považoval príkrovy v Tatrách – podobne ako LUGEON (1903) vo švajčiarskych Alpách – za paleogénne, KUŽNIAR (1910), ale aj ďalší autori datovali vznik príkrovov v Tatrách do predpaleogénneho obdobia. Vývoj názorov na tektonické dianie v Tatrách od Uhligových čias po dnešok je v neustálom pohybe. Kým stav poznatkov o tektonických deformáciách na objasnenie príkrovej stavby Tatier sa v minulosti odvíjal od stratigraficko-litologickej rozpracovanosti, v súčasnosti sa kladie väčší dôraz na dešifrovanie samotných tektonických deformácií zachovaných na horninách. K tomuto prístupu objasňovania tak kinematického, ako aj dynamického tektonického vývoja veľkou mierou prispela teória pohybu platní. Priamo na deformovaných plochách skúma zachovaných neklamných svedkov svedčiacich nielen o mechanizme po-



hybu, ale aj o príčinách ich vzniku. Z tohto dôvodu tektonické poruchy pretínajúce Tatry sú pod prísnejším drobnohľadom. Ich vekové a zmyslové dešifrovanie prináša mozaiku celkového tektonického vývoja.

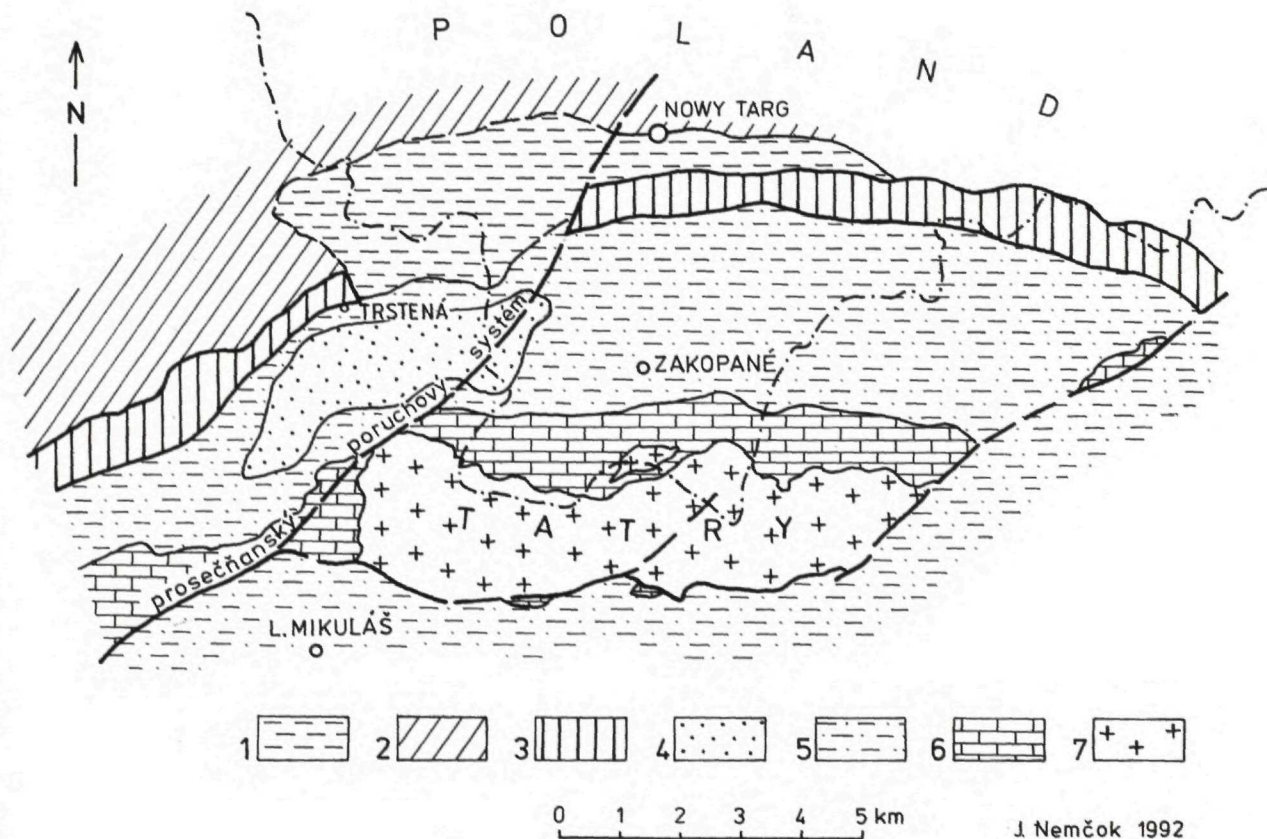
Výrazné zlomové deformácie (strihy) presekávajúce Tatry sú nielen smerové, ale aj vekové odlišné. Niektoré strihy pretínajú paleogénne sedimenty a iné sa prejavili len v starších horninách. V Tatrách pozorujeme strihy (zlomové deformácie) sv.-jz., sz.-jv. a v.-z. smeru porušujúce paleogénne sedimenty. V teréne možno pozorovať diametrálne sa odlišujúce tenzné a kompresné strihy, čo má v celkovom duktilnom vývoji Tatier svoj opodstatnený význam. Prvotné (iniciálne) strihy sv.-jz. smeru majú silnú horizontálnu zložku. To pozorujeme nielen pri východnom ukončení Tatier (ružbašsko-podtatranský poruchový systém), ale aj pri západnom ukončení Tatier (prosečňanský poruchový systém).

### Charakteristika sv.-jz. strihu (poruchového systému)

Smer sv.-jz. porúch v západnej časti Tatier postrehol už UHLIG (1903). Neskôr túto deformovanú

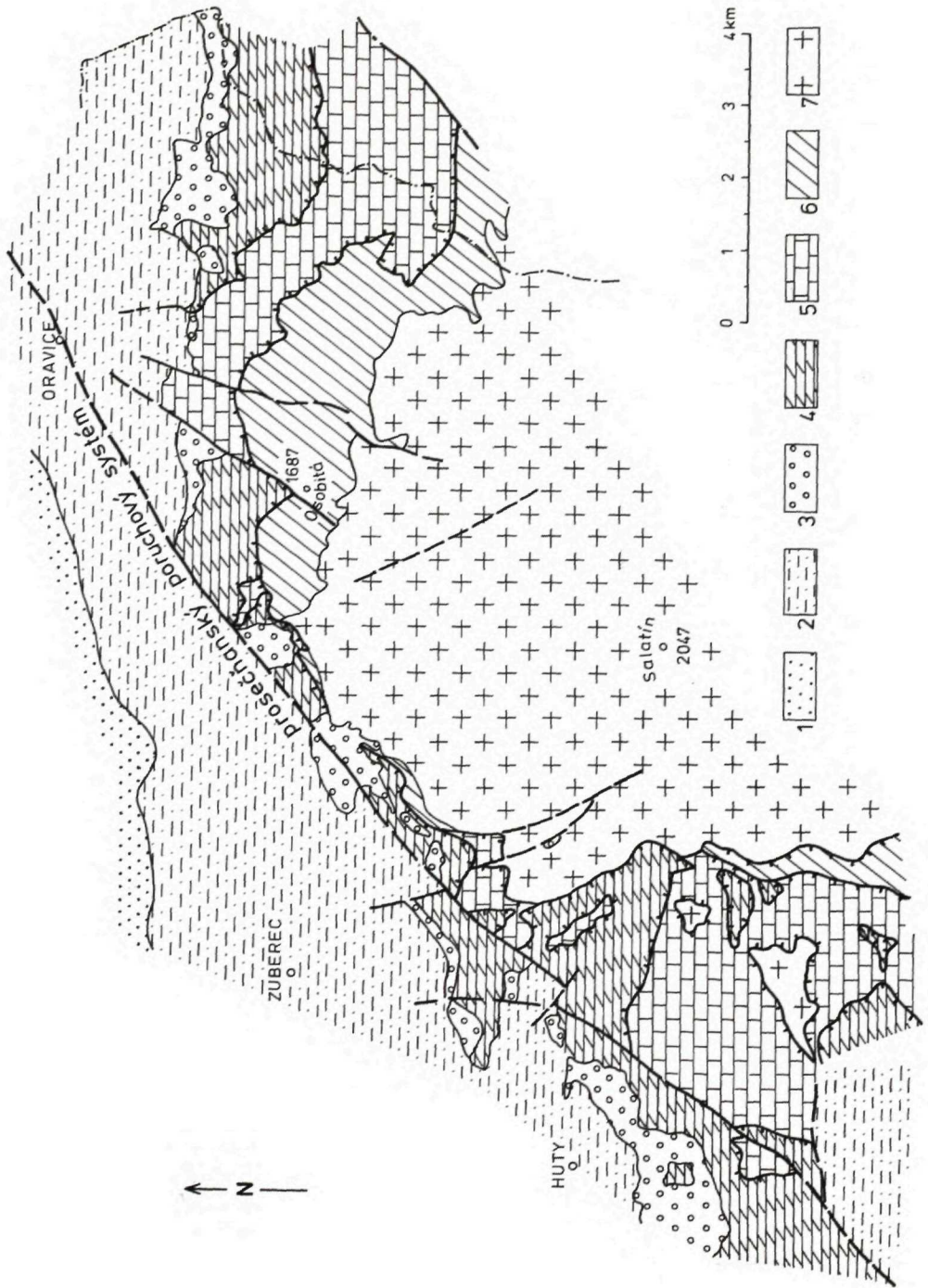


Obr. 2 Priebeh prosečňanského poruchového systému  
 1- neogénna výplň Nowotárskej depresie, 2- magurský príkrov, 3- bradlové pásmo, 4- bielopotocké pieskovec vnútrokarpatského paleogénu, 5- vnútrokarpatský paleogén vcelku, 6- mezozoikum, 7- kryštalinikum



Obr. 1 Prehľadná geologická mapa západnej časti Tatier

1-bielopotocké pieskovec vnútrokarpatského paleogénu, 2-flyšové sedimenty paleogénu, 3-bazálne litofácie paleogénu, 4-chočský príkrov, 5-krížňanský príkrov, 6-vysokotatranská sekvencia, 7-kryštalinikum





oblasť Tatier na geologickej mape zvýraznili KOUTEK – MATĚJKA (1931) a KOUTEK (1935). Zlom, ktorý oddeľuje Chočské mezozoikum od Liptovskej paleogénnej výplne, KOUTEK (1936) pomenoval prosečňanský. Jeho priebeh podľa spomenutých autorov v oblasti Vyšných Matiašoviec zaniká. Pokračovanie zlomu spájali s podtatranským zlomom v.-z. smeru oddeľujúcim Západné Tatry od Liptovskej kotliny. Dnes z detailnejšieho mapovania západného ukončenia Západných Tatier vieme, že systém porúch sv.-jz. smeru, dominantný pre prosečňanský zlom, pokračuje do oblasti Oravíc a ďalej sa tiahne do údolia Čierneho Dunajca v Poľsku. Tento poruchový systém tvorí prevažne súbor porúch sv.-jz. smeru prechádzajúci od oblasti Vyšných Matiašoviec cez Suchý jarok a Suchý potok ďalej do oblasti severne od Mihalčieho až do Oravíc, kde sa jeho výrazný prejav na horninách stráca. Existenciu prosečňanského poruchového systému sv.-jz. smeru v oblasti oravsko-poľského územia môžeme len predpokladať, a to na základe prerušenia bradlového pásma medzi potokom Tichý v Poľsku a Trstenou na Slovensku. Ďalej jeho existenciu dokresľuje aj zachovaný neogén v oblasti Oravy.

Tektonické kontakty na tomto poruchovom systéme sú markantné zo stykov navzájom litofaciálne odlišných súborov hornín (obr. 1). Strihy tohto smeru sú čitateľné na styku flyšových paleogénnych sekvencií s podložnými mezozoickými horninami a na kontaktoch navzájom zblížených odlišných stratigraficko-litologických sekvencií. Tektonická porušenosť sa dá vyčítať i z obrovského množstva a veľkých mocností tektonických brekcií zachytených vrtnými prácami (Oravice a Suchý potok), ale aj z neprímerane veľkej výdatnosti vôd zachytených týmito technickými prácami.

Pri tvorbe duktilnej štruktúry Tatier prosečňanský poruchový systém sv.-jz. smeru patrí do oblasti vzniku prvých strihov so silnou horizontálnou zložkou pohybu.

### Regionálny význam prosečňanského poruchového systému

Na obr. 2 je znázomený generálny priebeh spomínaného poruchového systému. Pri juhozápadnom úseku sa výrazne prejavuje na ohraničení Chočských vrchov s Liptovskou kotlinou. Prevažne karbonátové sedimenty, hlavne triasové dolomity, sa tektonicky stýkajú s flyšovými sekvenciami vrchného eocénu. Pokračovanie systému v západnej časti Tatier

má komplikovanejší priebeh, ako je zgeneralizované na obr. 1 a 2. Na mnohých miestach hlavného smeru poruchového systému pozorujeme porušenosť mezozoických sedimentov, ktorá odbieha od hlavného sv.-jz. smeru priebehu celého systému. Preto treba hovoriť o poruchovom systéme, a nie o prosečňanskom zlome. Na západnom ukončení Tatier sa tento poruchový systém výrazne zapísal do tektonického záznamu Karpát tvorbou hrubých tektonických brekcií. Veľký kameňolom jz. od Zuberca pod kótotou Pálenica je založený v takýchto na povrch vystupujúcich brekciách. Ich pokračovanie zastihol tiež vrt na Oraviciach pod vnútrokarpatským paleogénom. Prevŕtaných niekoľko metrov brekcií, tvorených prevažne z úlomkov dolomitov a tmavých vápencov triasu, ako aj abnormálna výdatnosť termálnej vody z vrtu signalizujú výraznú poruchovú zónu. Vrty v doline Suchého potoka v západnej časti Tatier a výdatné prítoky vody z nich prezrádzajú výbornú komunikáciu vôd na otvorených poruchových zónach.

Medzi západným ukončením Tatier a Trstenou vystupuje najmladšie súvrstvie vnútrokarpatského paleogénu – bielopotocké pieskovce. Ich zachovanie, ako aj neogénna výplň Oravsko-Nowotargskej kotliny dáva tiež tušiť, že tektonická aktivita v tejto oblasti spôsobila nielen ich tvorbu, ale prispela aj k ich zachovaniu. Nezostalo bez povšimnutia ani prerušenie bradlového pásma v tomto mieste na VSV od Trstenej. Keby sme ďalej pokračovali v sledovaní účinkov tohto poruchového systému na poľskom území, určite by sme nemohli vynechať náhlu tektonickú zmenu v oblasti Mszany Dolnej, kde začína vystupovať séria tektonických okien duklianskej jednotky spod magurského flyšu (POPRAWA – NEMČOK, 1989). Na poľskom území je nápadná zhoda s pokračovaním poruchového systému aj v tom, že práve medzi Trstenou a Nowym Targom sa začína veľká magnetická anomália, ktorá sa tiahne na sever až do oblasti Krakowa (POPRAWA – NEMČOK, 1989). Takisto v spomínanom atlase sú viditeľné lineárne smery vyčítané z družicových a radarových snímok v tejto oblasti, no ich zhodnotenie je asi podcenené. Neprikladá sa im taký význam, aký si pravdepodobne zasluhujú.

Záverom môžeme konštatovať, že prosečňanský poruchový systém má veľký význam hlavne pri horizontálnom pohybe jednotlivých litosférických dosiek v Západných Karpatoch. Všetky spomenuté tektonické, paleogeografické, ako aj hydrogeologické argumenty svedčia o jeho skôr regionálnom charaktere.

## Literatúra

- KOUTEK, J., 1935: Geologická mapa Prosečňanských hor a přilehlých oblastí flyšových. Věst. St. geol. Úst. Čs. Republ. (Praha), XI., 114–127.
- KOUTEK, J. – MATĚJKA, A., 1931: La depression de Liptov. Knih. St. geol. Úst. Čs. Republ. (Praha), 13, 359–364.
- KUZNIAR, W., 1910: Eocen Tatr i Podhala. Spraw. Kom. fizjogr. Akad. Umiejęt. (Kraków), XLIV (1909).
- LIMANOWSKI, M., 1905: Rzut oka na architekture Karpat. Kosmos (Lwów), 30.
- LUGEON, M., 1903: Les nappes de recouvrement de la Tatra et l'origine des Klippes des Carpathes. Bull. Lab. Géol. Géophys. Minéral. Petrogr. (Lausanne), 4, 1–51.
- NEMČOK, J. et al., 1991: Vysvetlivky ku geologickej mape Tatier. Manuskript – archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- POPRAWA, D. – NEMČOK, J., 1989: Geological atlas of the Western outer Carpathians and their Foreland. Warszawa.
- UHLIG, V., 1903: Bau und Bild der Karpaten. Bau u. Bild Österreichs (Wien–Leipzig), 651–911.
- UHLIG, V., 1907: Über die Tektonik der Karpathen. Sitzber. Akad. Wiss. in Wien (Wien), Bd. 116.

JÁN NEMČOK

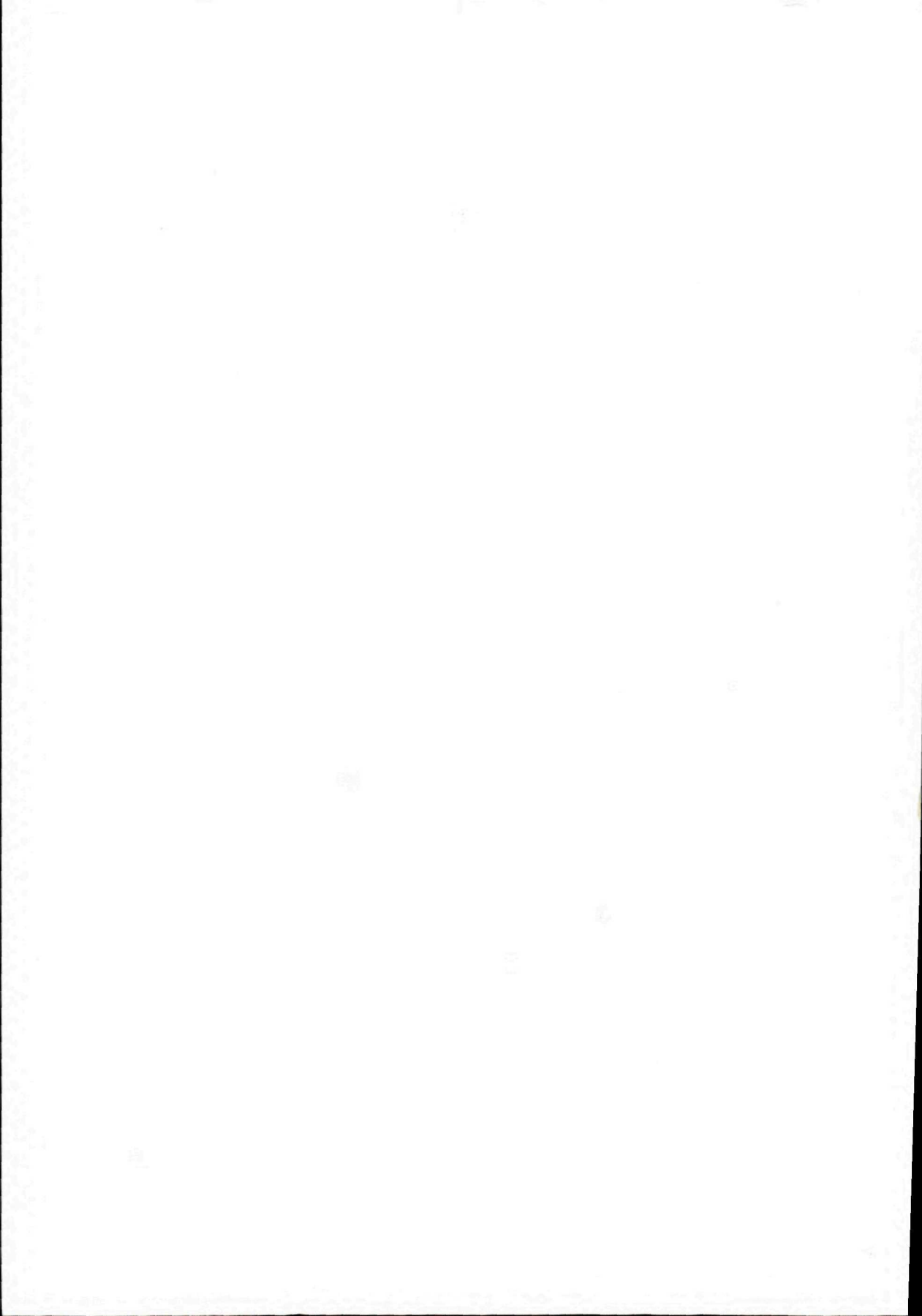
### Prosečno dislocation system

#### Summary

Prosečno dislocation system consists of roughly NE-SW running dislocations which start at the contact between the Chočské vrchy Mts. and Liptov Basin, and extend further along the western tip of the Západné Tatry Mts. through Oravice into the Nowy Targ area. The dislocation system gave rise not only to a marked fractured zone including tectonic breccias but also to vast accumulations of groundwaters which were revealed by drilling (Oravice, Suchý potok). Strong fracturing in this dislocation system is also

suggested by tectonoglyphs preserved on tectonic mirrors throughout their length. Undoubtedly, the tectonoglyphs prove that blocks on both sides of the dislocation system were displaced. Horizontal displacements prevailed as is indicated by the clear approaching of tectonic units which were originally deposited a long distance apart as well as by tectonic accumulations of lithofacies positioned above each other.



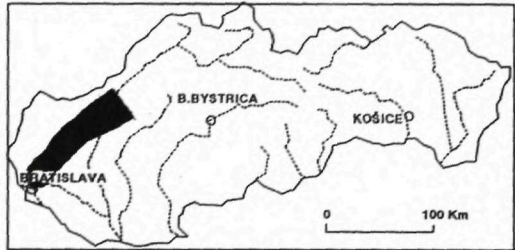


PAVEL UHER – MICHAL KOVÁČ

## Asociácie ťažkých minerálov v neogénnych sekvenciách Malých Karpát – obraz paleogeografickej evolúcie znosových oblastí

10 obr., 3 tab., angl. resumé

**Abstract.** Changes in heavy-mineral assemblage from Eggenburgian to Pannonian clastic sediments of the Malé Karpaty Mts. suggest major changes in the paleogeography of the source areas. In the Lower Miocene, most detritus came from the metamorphogenic source of the Malé Karpaty crystalline unit, substratum of the Danube Lowland and/or Považský Inovec Mts. as well as from a closely unspecified source of variegated resistant assemblage (from the Magura Flysch, Klippen Belt and near-klippen zone or from other sources, such as the East-Alpine - Pannonian area). In contrast, the Upper Miocene granite-metamorphic assemblage mostly came from the local sources of the elevating Malé Karpaty arc-horst.



### Úvod

Štúdium asociácií ťažkých minerálov (AŤM) v neogénnych klastických horninách Malých Karpát poskytlo cenné informácie o zmenách a charaktere zdrojových oblastí v čase a priestore. Týmto sa asociácie ťažkých minerálov stávajú jedným z dôležitých aspektov pri paleogeografických úvahách o rozmiestnení panvových štruktúr a vynorených oblastí, ako aj rekonštrukcii štruktúrneho vývoja západnej časti Západných Karpát počas neogénu. Vhodne pritom dopĺňajú predchádzajúce poznatky o neogénnej evolúcii tejto oblasti (KOVÁČ, 1985, 1986; KOVÁČ et al., 1988, 1990, 1991a, 1991b; MARKO et al., 1990, 1991; PLAŠIENKA et al., 1991; MIŠÍK, 1986 a i.).

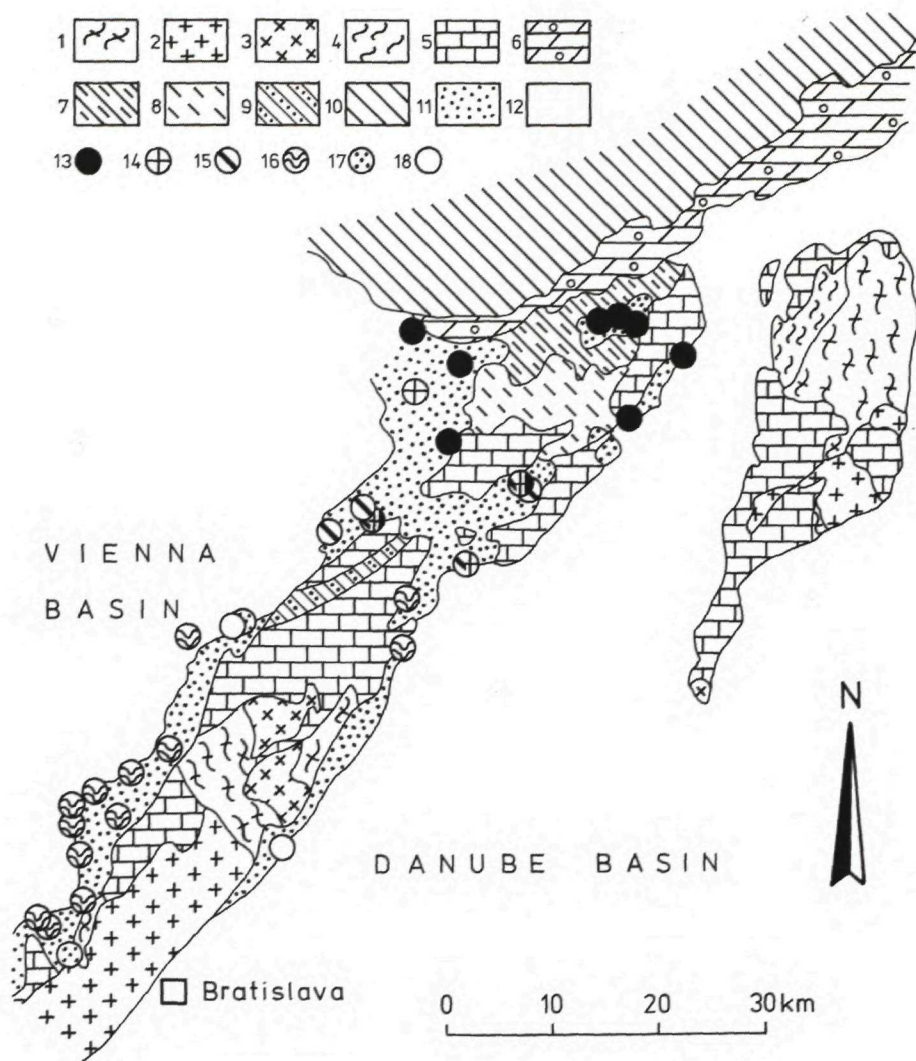
### Metodika

Odoberané vzorky s hmotnosťou 3–5 kg boli spracované metódou upravenou na separáciu akcesoric-

kých minerálov. Pevné horniny (pieskovce, ílovcy, valúny zlepcov) sa najprv drvili a mleli, potom sa podobne ako sypké horniny (piesky) sitovali, pričom zrnitostná trieda pod 0,5 mm bola preplavená na koncentračnom stole. Koncentrát ťažkých minerálov sa prečisťoval v bromoforme ( $h = 2,88$ ) a v prípade dostatočného množstva ťažkej frakcie (cca nad 3 g) boli minerály magneticky separované na elektromagnetickom separátore Cook na diamagnetickú frakciu, 5 paramagnetických frakcií (M 2,5; 1,5; 0,7; 0,4; 0,2 A) a feromagnetickú frakciu. Získané ťažké minerály sa vyhodnocovali opticky, problematické a niektoré indexové minerály boli určené pomocou elektrónovej mikrosopy.

Celkove sme vyhodnotili 66 vzoriek ťažkých minerálov z pšefitov, psamitov i pelitov rôznych stratigrafických úrovní neogénu (egenburg až panón) (obr. 1). Opätovne bol pritom spracovaný starší materiál HOLICKÉHO (in KOVÁČ et al., 1988), no najmä novoodobraný materiál z odkryvov a vrtov (Dobrá Voda 1 až 4, Rozbehy, Stupava), ako aj 7 vzoriek porovnávacieho materiálu (valúny granitov a ryolitov, egenburské pieskovce z lokalít Sverepec a Vi-solaje pri Považskej Bystrici).





Obr. 1 Lokalizácia vzoriek ťažkých minerálov v neogénnych sekvenciách Malých Karpát

1 – kryštalické bridlice Malých Karpát a Považského Inovca, 2 – granitoidy bratislavského a inoveckého masívu, 3 – granitoidy modranského a hlohovského masívu, 4 – karbón a perm Považského Inovca, 5 – nečlenené mezozoikum tatrica, krížňanského a chočského príkrovu i vyšších príkrovov Malých Karpát a Považského Inovca, 6 – nečlenené mezozoikum bradlového pásma, 7 – paleogén myjavskej skupiny, 8 – vrchná krieda brezovskej skupiny, 9 – paleogén Malých Karpát, 10 – paleogén magurskej jednotky flyšového pásma, 11 – nečlenený neogén Malých Karpát, 12 – kvartér. Stratigrafické začlenenie jednotlivých študovaných lokalít: 13 – egenburg, 14 – otnang až spodný karpát, 15 – vrchný karpát, 16 – bádén, 17 – sarmat, 18 – panón

Tab. 1 Mikrosondové analýzy granátu (lok. Dobrá Voda – Vlasážka, vrchný karpát). Kryštalochemický vzorec na základe 12 kyslíkov. Vlnovo-disperzná mikrosonda JEOL JCXA 733 Superprobe, urýchľovacie napätie 15 kV, vzorkový prúd na 20 nA, priemer elektrónového lúča: 3–5 µm. Použité štandardy: albit (Si K $\alpha$ , Al K $\alpha$ , Na K $\alpha$ ), TiO<sub>2</sub> (Ti K $\alpha$ ), chromit (Fe K $\alpha$ , Cr K $\alpha$ ), Mn-willemit (Mn K $\alpha$ ), MgO (Mg K $\alpha$ ), wollastonit (Ca K $\alpha$ ), ortoklas (K K $\alpha$ ). ZAF korekcia. Anal. P. Šiman (GÚDŠ).

	1. kryštál –stred	1. kryštál –okraj	2. kryštál –stred	2. kryštál –okraj
SiO <sub>2</sub>	36,91	36,89	36,98	36,03
TiO <sub>2</sub>	0,06	0,04	0,02	0,04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21,08	21,01	21,01	20,32
FeO	25,83	26,06	29,29	28,87
MnO	11,49	11,22	6,17	7,21
MgO	1,91	1,75	2,38	2,24
CaO	1,61	1,75	2,21	2,23
Suma	98,90	98,73	98,05	96,93
Si	3,012	3,017	3,024	3,003
Ti	0,003	0,002	0,001	0,002
Al <sup>IV</sup>	0,000	0,000	0,000	0,000
Al <sup>VI</sup>	2,027	2,025	2,025	1,996
Fe <sup>3+</sup>	0,000	0,000	0,000	0,004
Fe <sup>2+</sup>	1,762	1,782	2,003	2,009
Mn	0,794	0,777	0,427	0,509
Mg	0,233	0,214	0,290	0,278
Ca	0,139	0,151	0,191	0,197
almandín	60,17	60,94	68,81	67,12
spessartín	27,12	26,58	14,67	17,00
pyrop	7,95	7,30	9,95	9,30
grossulár (+andradit)	4,75	5,17	6,57	6,58

#### Asociácie ťažkých minerálov v spodnomiocénnych sekvenciách Malých Karpát

V spodnomiocénnych (egenburských až karpatských) sedimentoch v oblasti Malých Karpát možno rozlíšiť dve základné A<sup>TM</sup>: metamorfnú a pestrú rezistentnú. Obe asociácie sa v určitých oblastiach a časových obdobiach vyskytujú autonómne, zväčša sa však navzájom miešajú v rozličnom pomere:

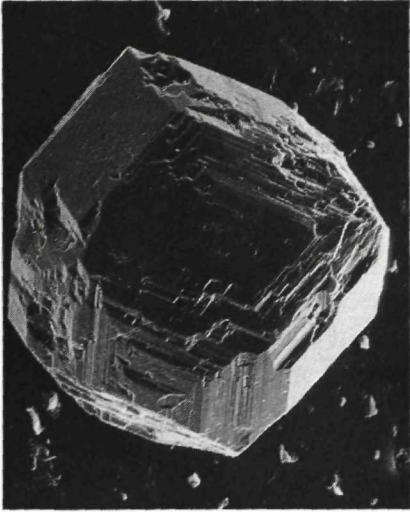
1. *Metamorfná asociácia* je predstavovaná granátom, staurolitom, časťou turmalínu a pravdepodobne chloritom.

Granát (obr. 2a) je svojím chemickým zložením

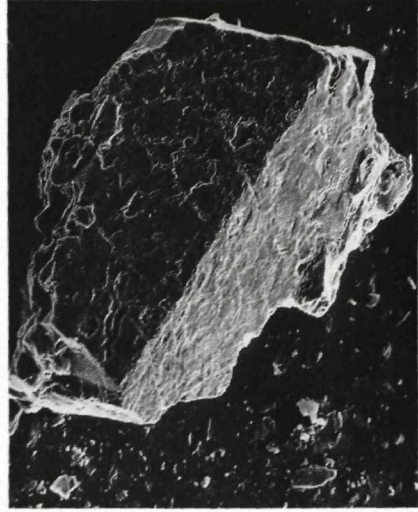
s vysokým podielom almandínu (tab. 1) typický pre metapelity – metapsamity a dobre korešponduje so zložením granátu v metamorfitech Malých Karpát (CAMBEL et al., 1990), (obr. 3). Navyac pomerne časté inklúzie ilmenitu v granáte i staurolite (obr. 2b) sú charakteristické práve pre svory a pararuly kryštalinika Malých Karpát (VESELSKÝ et al., 1986), ako i Považského Inovca (UHER, 1987).

K metamorfnej asociácii možno zaradiť aspoň časť turmalínu, ktorého chemické zloženie s jasnou prevahou dravitu nad skorylom (Mg>Fe) indikuje jeho metamorfný pôvod z metapelitov – metapsamitov, príp. kremeňovo-turmalinických hornín (tab. 2; obr. 4). Skutočne, turmalín je niekedy hojne zastú-

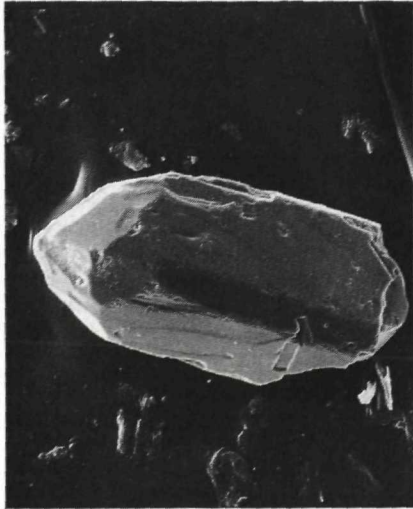




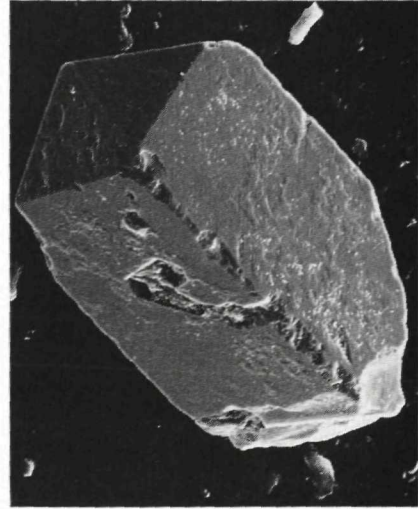
Obr. 2a



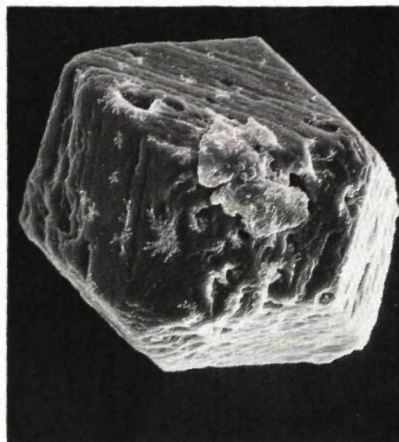
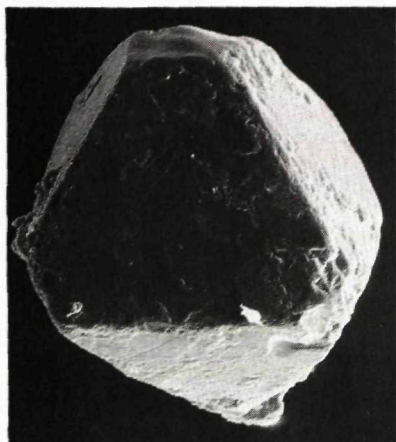
Obr. 2b



Obr. 2c



Obr. 2d



Obr. 2c

Obr. 2f

Obr. 2 Indexové ťažké minerály spodnomiocénnych sekvencií Malých Karpát

1 – metamorfnná asociácia: a – granát z pelitov spodného karpátu (Naháč – Prekážka), veľkosť 0,35mm; b – staurolit z pelitov spodného karpátu (Naháč – Prekážka), dĺžka 0,62mm;

2 – pestrá rezistentná asociácia: c – zirkón  $S_{18}$  zo psamitov egenburgu (Kostolné), dĺžka 0,29 mm; d – zirkón D zo psamitov egenburgu (Vaďovce), dĺžka 0,20 mm; e – Cr-spinel zo psamitov egenburgu (Vaďovce), veľkosť 0,33 mm; f – Cr-andradit zo psamitov spodného karpátu (Dobrá Voda, vrt D-1, hĺbka 40 m), veľkosť 0,11 mm. SEM, foto I.Holický (GÚ SAV).

pený v svoroch a pararulách Malých Karpát a Považského Inovca (VESELSKÝ – KOVALSKÁ, 1981; UHER, l.c). Na druhej strane je turmalín relatívne hojne zastúpený aj v spodnotriasových kremencoch obalovej jednotky Malých Karpát (MIŠÍK – JABLONSKÝ, 1978), ktoré možno považovať za kremeňovo-turmalinické horniny (sensu HENRY – GUIDOTTI, 1985). Napokon, časť turmalínu ako veľmi rezistentného klastického minerálu, temer konštantne sa vyskytujúceho v AĽM sedimentárnych hornín, môže byť súčasťou opísanej pester rezistentnej asociácie.

Z uvedených faktov vyplýva, že metamorfnná asociácia zväčša pochádza zo svorov až pararúl granátovej a staurolitovo-chloritovej, resp. až staurolitovo-sillimanitovej zóny, vyčlenenej v aureole bratislavského masívu (KORIKOVSKIJ et al., 1984), pričom podobné typy metamorfovaných hornín nachádzame aj v kryštaliniku Považského Inovca (KORIKOVSKIJ – PUTIŠ, 1986) a v podloží dnešnej Podunajskej panvy, známe sú z vrtovej Tmava, Vištuk, Senec, Bernolákovo, Šurany, Kolárovo (FUSÁN et al., 1987).

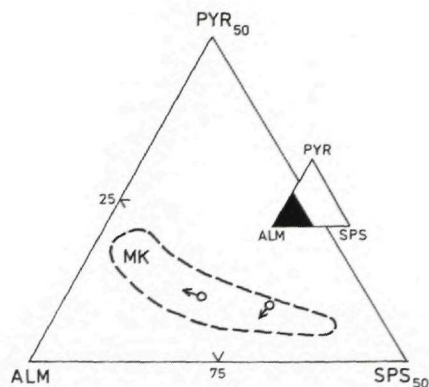
2. *Pestrá rezistentná asociácia* so zirkónom, Cr-spinelom, Cr-andraditom, rutilom, anatasom, časťou turmalínu, lokálne s chloritoidom. Z menej rezistentných minerálov sú občas zastúpené apatit a amfibol.

Už na prvý pohľad je zrejmé, že pestrá rezistentná asociácia nemohla vzniknúť v jednom type primárnej magmatickej či metamorfovej horniny. Preto je pravdepodobné, že minerály pochádzajú zväčša z denudovaných starších klastických sedimentov, predovšetkým psamitickej povahy, pričom môže ísť o viacero samostatných sedimentárnych sekvencií s rôznym zastúpením ťažkých minerálov.

Typologická analýza zirkónu (PUPIN, 1980) s dominantnými subtypmi okolo  $S_{18}$  a  $S_{23}$ , menej  $P_{4-5}$  a D (obr. 2c,d; 5a – d) poukazuje na zmiešanie klastogénnych zirkónov najmenej z troch primárnych magmatických zdrojov. Výraznú prevahu majú zirkóny pôvodne z vysokoteplotných acidných až intermediálnych magiem vápenato-alkalického typu ( $S_{18}$ ,  $S_{23}$  a pod.). Takéto typy zirkónu sú netypické pre hercýnske orogénne granitoidy centrálnych Západných Karpát (BROSKA – UHER, 1991). Podobajú sa im však zirkóny z hercýnskych granitoidov Meceku (GBELSKÝ – HATÁR, 1982; FEHÉR – MOLNÁR, 1989), alebo miocénne intruzíva hodruško-štiavnického intruzívneho komplexu (ROZLOŽNÍK et al., 1985; RAJNOHA – HRABČÁK, 1989). Tieto horniny sú však mladšie ako študované spodnomiocénne sedimenty, majú karpatsko-spodnobádenský vek ( $17.2 \pm 1,5$  až  $17,0 \pm 0,5$  Ma – FT metóda – REPČOK, 1981). Napokon, určitú typologickú príbuznosť k týmto zir-



kónom majú aj niektoré typy hornín Maďarského stredohoria, napr. stredotriasové trachytické pyroklastiká a niektoré bauxity Bakonskej oblasti (DUNKL, 1990). Druhá, mešia časť zirkónov, zastúpená vysokoteplotnou alkalickou populáciou (P<sub>4-5</sub>, D – obr. 2d) môže pochádzať z exotických granitov upohlavského typu vo valúnoch kriedového flyšu bradlového pásma (UHER – MARSCHALCO, 1993). Tento predpoklad potvrdzujú aj korelačné vzorky z egenburských pieskocov pri Sverepci a Visolajoch v tesnej blízkosti bradlového pásma. Exotické granity klapskej jednotky obsahujú totiž zirkóny s dominantným zastúpením alkalických typov P<sub>3</sub> a D a len menšia časť granitoidných valúnov patrí k vápenato-alkalickej a aluminóznej granitovej formácii. Podobné typologické diagramy však dávajú



Obr. 3 Chemické zloženie analyzovaných granátov (lok. Dobrá Voda – Vlasáčka, vrchný karpát) v pyropovo (PYR) – almandínovo (ALM) – spessartínovom (SPS) trojuholníkovom diagrame. MK – chemické zloženie granátu z metapelitov Malých Karpát (CAMEL et al., 1990)

Tab. 2 Mikrosondové analýzy turmalínu (lok. Dobrá Voda – Vlasáčka, vrchný karpát). Kryštalochemický vzorec na základe 24,5 kyslíka, prepočet Al podľa HENRY – GUIDOTTI (1985). Podmienky merania ako v tab. 1.

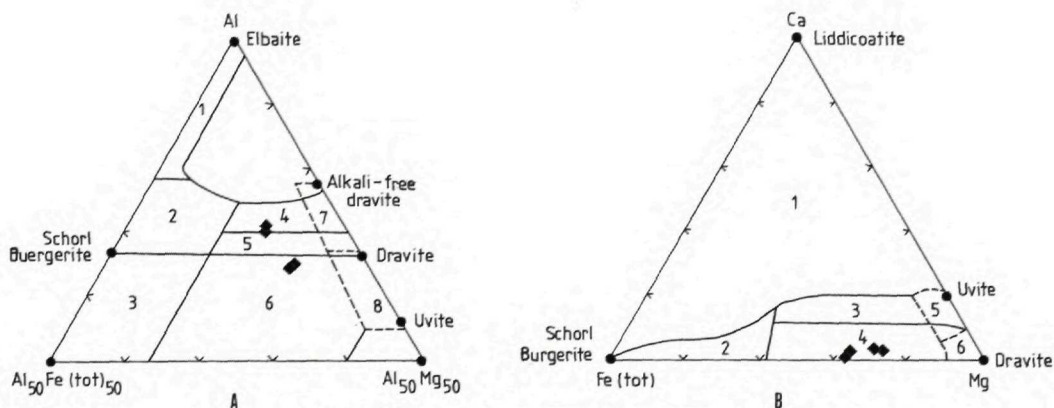
	1. kryštál –stred	1. kryštál –okraj	2. kryštál –stred	2. kryštál –okraj
SiO <sub>2</sub>	36,46	36,57	36,67	36,71
TiO <sub>2</sub>	0,36	0,29	0,70	0,70
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	30,52	30,08	32,34	32,68
FeO	6,57	5,96	6,60	6,90
MnO	0,04	0,07	0,00	0,05
MgO	9,25	9,24	6,70	6,90
CaO	0,53	0,67	0,38	0,24
Na <sub>2</sub> O	2,84	2,66	2,20	2,49
K <sub>2</sub> O	0,02	0,03	0,02	0,02
SUMA	86,59	85,57	85,61	86,73
Si	5,952	6,017	6,004	5,953
Al <sup>IV</sup>	0,048	0,000	0,000	0,047
Al <sup>VI</sup>	5,825	5,834	6,000	6,000
Al <sup>IV</sup>	0,000	0,000	0,242	0,199
Ti	0,044	0,036	0,087	0,086
Fe	0,897	0,821	0,904	0,936
Mn	0,006	0,010	0,000	0,007
Mg	2,251	2,266	1,635	1,678
Ca	0,093	0,118	0,067	0,042
Na	0,899	0,848	0,699	0,782
K	0,004	0,006	0,004	0,004

Tab. 3 Mikrosondové analýzy Cr-spinelu a Cr-andraditu z miocénnych sedimentov z oblasti Malých Karpát. Mikrosonda JEOL JXA 840 s energiodisperzným spektrometrom Kevex, urýchľovacie napätie 15 kV. Analýzy prepočítavané na základ 100,0 %. Anal. D. Jančula (ChTF STU).

Cr-spinel						
č. vzorky	lokalita	stupeň	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO
D4/46	Dobrá Voda	egenburg	32,7	27,7	27,7	11,9
N11	Vaňovce	egenburg	8,4	65,8	20,1	5,7
N12	Vaňovce	egenburg	9,7	60,7	22,6	7,0
N13	Kostolné	egenburg	15,3	58,7	18,4	7,6
N17A	Šípkové	egenburg	4,8	65,6	26,1	3,5
N19	Čachtice	egenburg	15,8	57,1	19,1	8,0
N15	Prietrz	spodný karpát	14,5	45,0	35,1	5,4
D3/48	Dobrá Voda	spodný karpát	7,2	66,5	19,4	6,9
N3	Dobrá Voda	vrchný karpát	6,0	66,1	20,3	7,6
N52	Sološnica	sarmat	24,3	40,2	31,6	3,9

Cr-andradit						
č. vzorky	lokalita	stupeň	SiO <sub>2</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO
D1/40	Dobrá Voda	spodný karpát	37,5	2,4	28,9	31,2
D2/35-45	Dobrá Voda	vrchný karpát	35,7	2,9	28,9	32,5

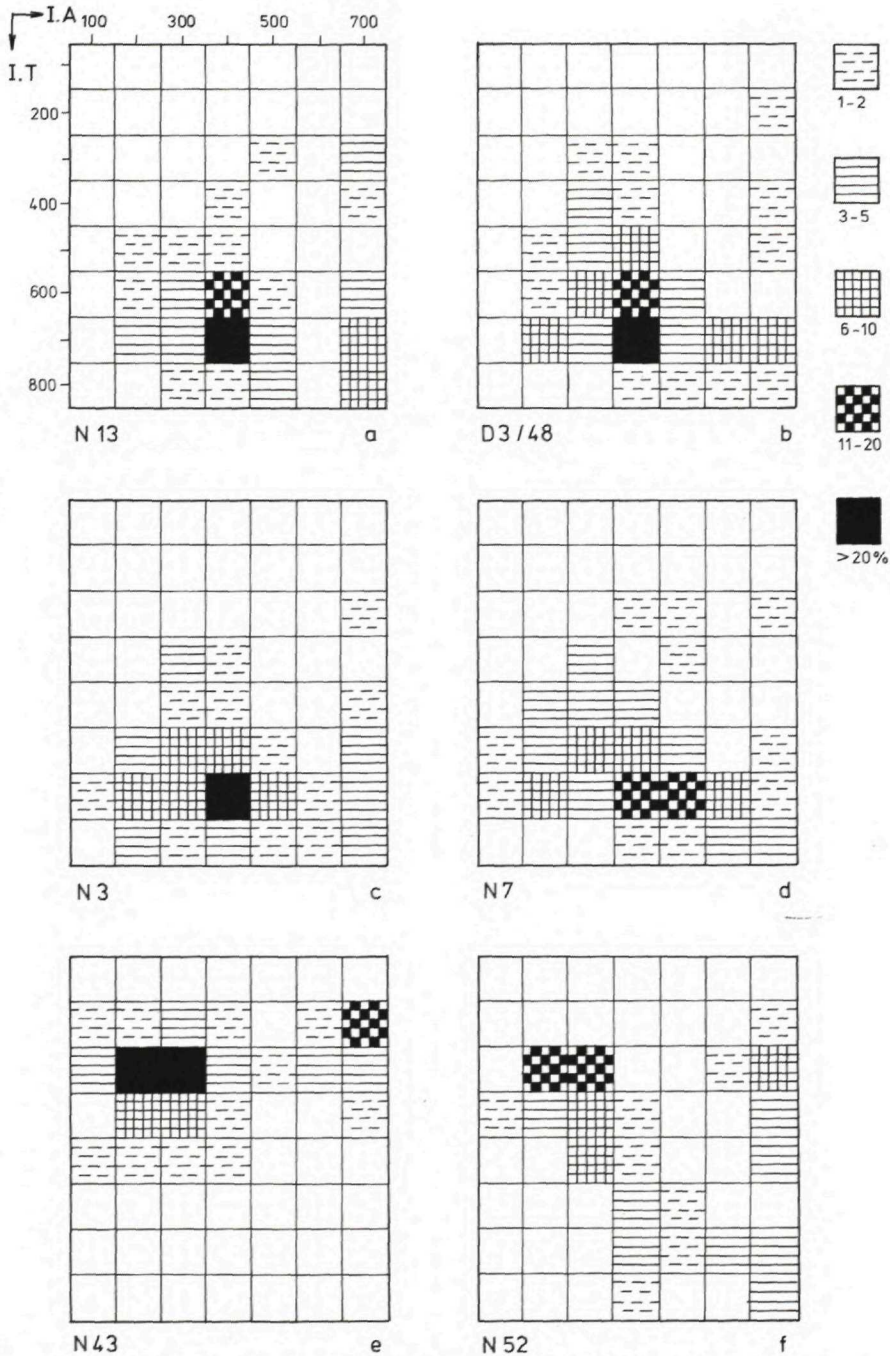


Obr. 4 Chemické zloženie analyzovaného turmalínu v trojuholníkových diagramoch (HENRY – GUIDOTTI, 1985). Číslo označujú zloženie turmalínu v rôznych typoch primárnych hornín:

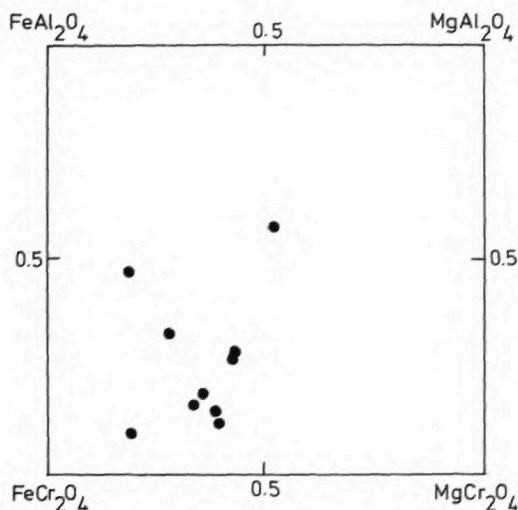
Diagram A: 1 – granitové pegmatity a aplity, 2 – granitoidy chudobné na Li a ich pegmatity a aplity, 3 – kremeňovo-turmalínové horniny obohatené Fe<sup>2+</sup> (hydrotermálne alterované granity), 4 – metapelity a metapsamity koexistujúce s Al-saturovanou fázou, 5 – metapelity a metapsamity nekoexistujúce s Al-saturovanou fázou, 6 – kremeňovo-turmalínové horniny, vápenato-silikátové horniny a metapelity, 7 – metultramafity s nízkym obsahom Ca a metasedimenty obohatené Cr a V, 8 – metakarbonáty a metapyroxenity

Diagram B: 1, 2 – ako diagram A, 3 – metapelity, metapsamity, obohatené Ca a Ca-Si horniny, 4 – metapelity a metapsamity chudobné na Ca a kremeňovo-turmalínové horniny, 5 – metakarbonáty, 6 – metultramafity





Obr. 5 Typológia zirkónov z klastických miocénnych sedimentov z oblasti Malých Karpát:  
 a – Kostolné, egenburg (N13), b – Dobrá Voda – Vlasáčka, vrchný karpát (N3), c – Dobrá Voda – Vlasáčka, vrchný karpát (N3), d – Naháč – Prekážka, vrchný karpát (N7), e – Devínska Nová Ves – Sandberg, báden (N43), f – Sološnica, sarmat (N52)



Obr. 6 Chemické zloženie Cr-spinelu (molekulové pomery) z miocénnych sedimentov z oblasti Malých Karpát

aj permské subalkalické až slabo alkalické granity v pohorí Velence v sz. Maďarsku (GBELSKÝ – HATÁR, 1982; BROSKA – UHER, 1991) a niektoré permské ryolity z rôznych jednotiek Západných Karpát (UHER – BROSKA, nepublikovaný materiál). Nakoniec tretia, najmenej zastúpená populácia zirkónu patrí k nižšie teplotným aluminóznym typom  $S_{2-4}$ ,  $S_{7-8}$ , ktoré sa vyskytujú aj v orogénnych hercýnskych (najmä karbónskych) granitoidoch centrálnych Západných Karpát (BROSKA – UHER, l.c.). Bezprostredným zdrojom klastogénneho zirkónu v spodnomiocénnych sekvenciách Malých Karpát však budú zrejme staršie klastické sedimentárne horniny. V tejto súvislosti je zaujímavé, že podobný celkový typologický obraz zirkónu poskytnú aj kremité fylity z Rechnitzkého okna penninika (DEMÉNY, 1988).

Výrazný vyšší obsah  $Cr_2O_3$  v spineloch zo spodnomiocénnych klastík (tab. 3, obr. 2e, 6) oproti Cr-spinelom z valúnov kriedových vápencov a pieskocov vo flyši bradlového pásma, tatrika a krížňanského príkrovu (Mišík et al., 1980) indikuje odlišné, avšak ťažko špecifikovateľné znosové oblasti. Hoci i v tomto prípade možno rátať s preplavením Cr-spinelu a zriedkavého Cr-andraditu (obr. 2f; tab. 3) zo starších sedimentov, možno konštatovať, že ich primárne horniny mohli byť analogické s alpinotypnými metamorfovanými ultrabázikami meliatskej skupiny vnútorných Západných Karpát s Cr-spinelmi a Cr-andraditmi podobného zloženia (ROJKOVIČ

et al., 1978; FEDIUKOVÁ et al., 1976). Za analógiu takéhoto zdroja snáď možno považovať ultrabáziká v penniniku, napr. v oblasti Rechnitzkého okna, alebo serpentinity v Mittelostalpine pri Siegggrabene.

Je zrejme, že problematika znosových oblastí pestrej rezistentnej AĤM v spodnomiocénnych sedimentoch Malých Karpát zostáva nedoriešená. Zdá sa však, že zdrojovými oblasťami spodnomiocénnych klastík boli len z menšej časti v súčasnosti odkryté geologické jednotky centrálnych Západných Karpát, pričom sa vynára niekoľko možných variantov riešenia:

Na základe doterajších paleogeografických vedomostí (KOVÁČ, 1985, 1986; BARÁTH – KOVÁČ, 1989; KOVÁČ et al., 1991a, b) môžeme prínos klastík predpokladať od S, najmä z magurského flyšového pásma, menej z bradlového pásma, brezovskej a myjavskej skupiny. Svedčí o tom časť zirkónu, ako aj časť obliakového materiálu v egenburských sedimentoch (BARÁTH – KOVÁČ, l.c.).

Druhou možnosťou sú zdroje od JZ–J, z územia dnešných najvýchodnejších Álp a Panónskej oblasti (Maďarské stredohorie, Mecsek), čomu by nasvedčovala nielen typológia značnej časti zirkónu a ultrabázická asociácia (penninikum, bakonská jednotka), ale aj smery transportu hruboklastického materiálu, napr. jablonických zlepcov (KOVÁČ, 1985, 1986).

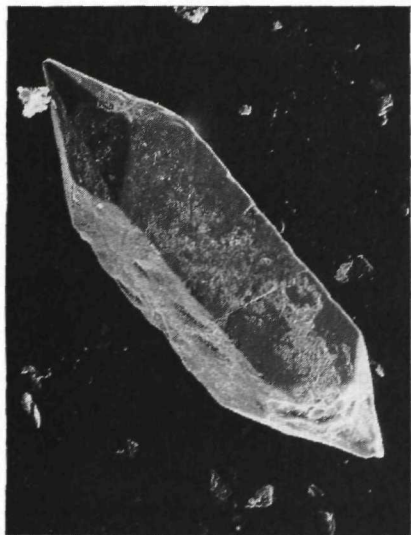
Napokon tretia, značne hypotetická možnosť je znos z dnes zakrytých častí podunajskej panvy, kde okrem vrtní zachytených kryštalických bridlíc a granitoidov centrálnokarpatského typu sa môže vyskytovať pestré kryštalínium s odlišnými typmi hornín.

#### *Asociácia ťažkých minerálov v stredno- a vrchnomiocénnych sekvenciách Malých Karpát*

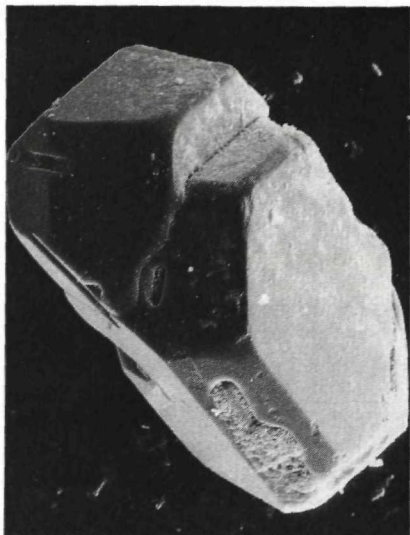
Znosové oblasti AĤM na svahoch Malých Karpát v období bádenu až panónu už možno lokalizovať najmä do dvíhajúcej sa klenbohrasti tohto pohoria, pričom dochádza k vzniku dvoch samostatných sedimentačných priestorov – Viedenskej panvy a podunajskej panvy. Asociácia ťažkých minerálov je dokázateľne lokálneho pôvodu, najmä z kryštalínika bratislavského typu, a možno ju označiť ako *granitovo-metamorfnú asociáciu*.

Granity bratislavského masívu charakterizuje najmä zirkón s dominantnými typmi  $L - S_{1-2}$ ,  $S_{6-7}$  a  $G_1$  (obr. 5e, f; 7a). Celková distribúcia zirkónu a jeho typológia dobre odráža paleogeografické podmienky. Typické sú najmä bohaté vzorky z bezprostredného okolia bratislavských granitov, ktorých zirkónová typológia je prakticky identická s typológiou

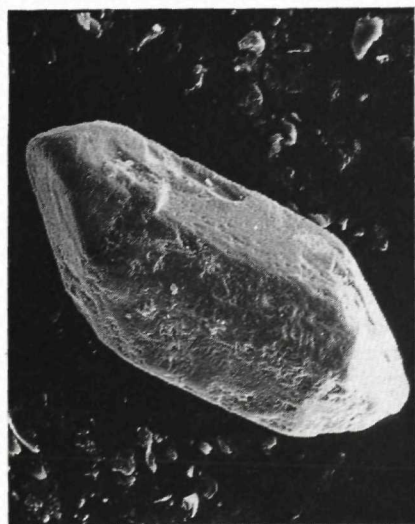




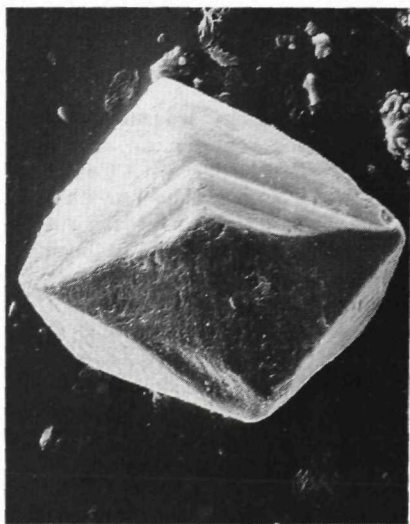
Obr. 7a



Obr. 7b

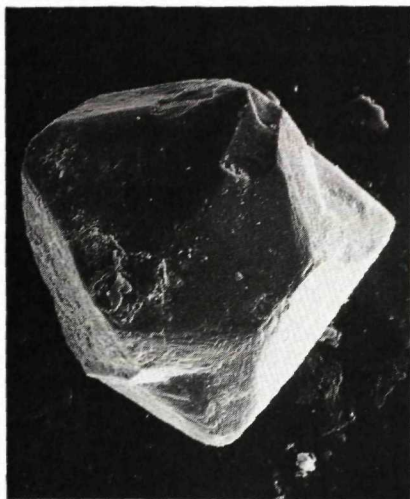


Obr. 7c



Obr. 7d

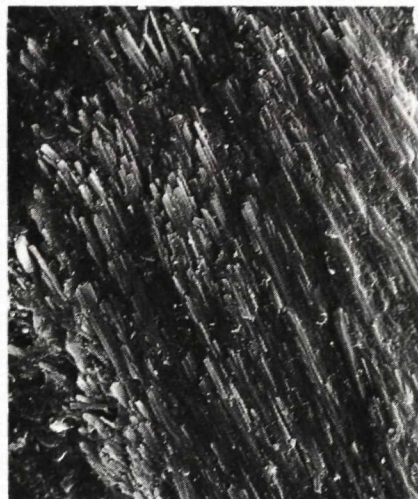
Obr. 7 Indexové ťažké minerály vrchnomiocénnych sekvencií Malých Karpát; granitovo-metamorfná asociácia: a – zirkón H – L<sub>1</sub>, dĺžka 0,38mm, b – ilmenit, dĺžka 0,40 mm, c – monazit, dĺžka 0,34 mm, d – xenotím, veľkosť 0,19 mm, e – gahnit, veľkosť 0,13 mm, (a – e: psamity sarmatu, Dúbravka – Hrubý breh), f – detail agregátu fibrolitického sillimanitu z pelitov bádenu (Devínska Nová Ves – BAZ), hrúbka ihličkových kryštálov 0,7 – 1,5 x 10<sup>-4</sup> mm, veľkosť detailu 0,10 x 0,08 mm. SEM, foto I. Holický (GÚ SAV)



Obr. 7e

z čerstvých hornín – granitov (BROSKA – UHER, 1991; obr. 5e). Ide najmä o vzorky bádenského a sarmatského veku (Sandberg, Dúbravka). Typickými minerálmi granitoidných hornín bratislavského masívu, ktoré boli nájdené v bádenských a sarmatských sedimentoch, sú aj ilmenit, monazit a xenotím (obr. 7 b – d). Aj granitové brekcie a valúny spodnobádenského devínskonovoveského súvrstvia (VASS et al., 1988) z oblasti Borinky, Stupavy a Lozorna patria na základe štúdia indexových akcesorických minerálov (zirkón, apatit, monazit, xenotím, granát) k bratislavskému typu granitov. Typologické štúdium zirkónu zo sarmatských sedimentov pri Sološnici naznačuje miešanie klastogénnych zirkónov z bratislavských granitov so zirkónmi spodnomiocénnej pestrej rezistentnej asociácie s jej typickou vysokoteplotnou populáciou (obr. 5f). Miešanie so spodnomiocénnymi klastikami dokazuje aj prítomnosť ďalších typických minerálov pestrej rezistentnej asociácie, najmä Cr-spinelu a rutilu.

Charakteristickým indexovým minerálom pegmatitov bratislavského masívu je popri granáte najmä gahnit (GBELSKÝ - KRÍŠTÍN, 1985; UHER – nepublikovaný materiál), ktorý sa v stopovom množstve vyskytol vo viacerých lokalitách sarmatského veku (obr. 7e). Je zaujímavé, že sa nepodarilo identifikovať charakteristické ťažké minerály z granitoidov modranského masívu (zirkón, allanit, magnetit, titanit) a príblyhých amfibolitových telies (amfibol, epidot-zoizit, magnetit, pyrit). Je možné, že oblasť dnešného modranského masívu s rudoносným pezinsko-perneckým a harmónskym kryštalinikom bola ešte v stredno- až vrchnomiocénnom období prekrytá vyššiemetamorfovanými svormi až pararu-



Obr. 7f

lami bratislavského masívu v príkrovovej pozícii (PLAŠIENKA et al., 1991). Hovorí o tom aj veľmi nízky obsah zirkónu (typy  $S_{1,2}$ ) v panónskych sedimentoch pri Pezinku s absolútne prevládajúcim metamorfným materiálom (granát, staurolit), svedčiaci o značnej zakrytosti granitoidov v oblasti pezinsko-perneckého kryštalinika.

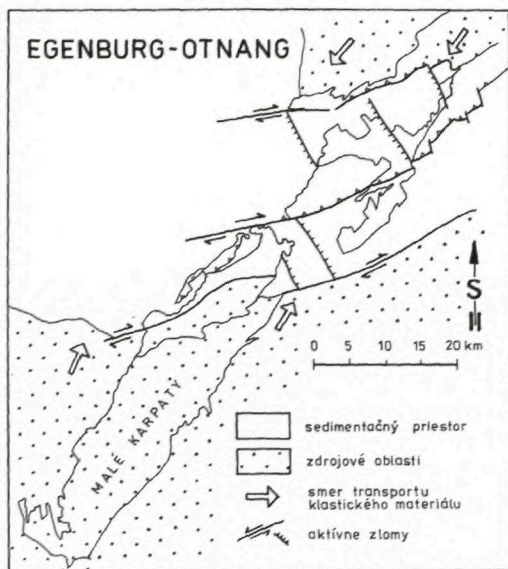
Metamorfogénny zdroj – svorové ruly a pararuly bratislavského príkrovu – patria medzi dominantné až výlučné zdroje A<sup>TM</sup> v sedimentoch vrchného bádenú pri Záhorskej Bystrici, Pemeku, alebo v spomínaných sedimentoch panónu pri Pezinku. Okrem prevládajúceho granátu a staurolitu, ako i relatívne hojného ilmenitu, sa lokálne objavuje málo rezistentný fibrolitický sillimanit – indexový minerál staurolitovo-sillimanitovej zóny v metamorfnej aureole bratislavského masívu (KORIKOVSKU et al., 1984) – obr. 7f.

Zastúpenie starších sedimentárnych (najmä mezozoických) formácií v stredno- až vrchnobádenských sekvenciách je na základe A<sup>TM</sup> ťažko priamo dokázateľné, s výnimkou spomínaných spodnobádenských preplavených sedimentov. Na ich prítomnosť by mohli nepriamo poukazovať lokálne zvýšené množstvá silne rezistentných, viac-menej ohladených minerálov, najmä rutilu, turmalínu, Cr-spinelu a zirkónu.

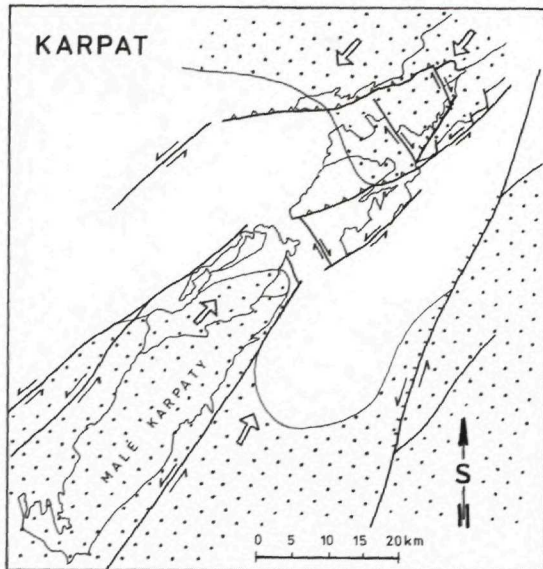
#### *Zmeny zdrojových oblastí na základe A<sup>TM</sup> a paleogeografická evolúcia malokarpatskej oblasti*

Miocénne more preniklo do oblasti Brezovských a Malých Karpát v egenburgu. Transgresia postupovala od západu z čelnej priehlbne Álp cez front fly-

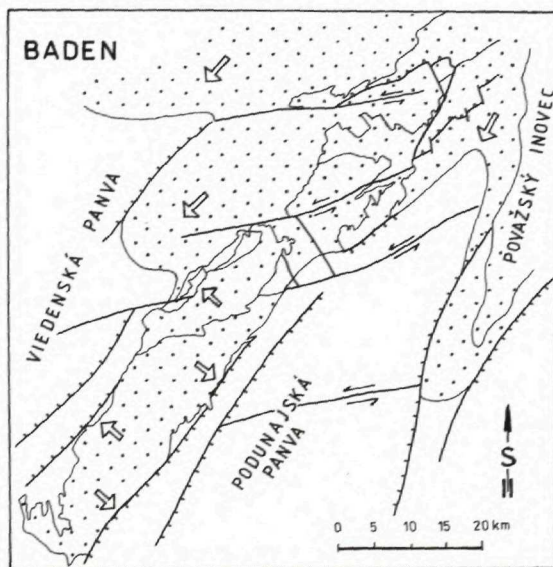




Obr. 8 Paleogeografická skica oblasti Malých Karpát v egenburgu až otnangu



Obr. 9 Paleogeografická skica oblasti Malých Karpát v karpate



Obr. 10 Paleogeografická skica oblasti Malých Karpát v badene

šových príkrovov magurskej skupiny do severnej časti dnešnej Viedenskej a podunajskej panvy, s rozsiahlym zálivom v oblasti dnešného Považia a Bánovskej kotliny (CÍCHA et al., 1989; BARÁTH –

KOVÁČ, 1989). Sedimentačný priestor v západnej časti centrálnych Západných Karpát v tomto období mal charakter členitého, pomere plytkého archipelágového mora (KOVÁČ et al., 1991a). Hoci dnes zachované klastické horniny poukazujú na prevahu materiálu usadeného z lokálnych zdrojov, niektoré ATM poukazujú aj na transport na dlhšiu vzdialenosť či už prostredníctvom riečnych tokov alebo pobrežným prúdením (obr. 8).

Severné pobrežie spodnomiocénneho sedimentačného priestoru tvorili vyzdvižené flyšové príkrovy magurskej jednotky, čiastočne jednotky bradlového pásma, sedimenty pribrodlovej gosauskej kriedy a paleogén dnešnej Myjavskej pahorkatiny (brezovská a myjavská skupina). Vzorky z Podbranča a v oblasti Vaňoviec situované v blízkosti týchto jednotiek majú vysoký obsah Cr-spinelu a len nepatrný podiel metamorfnej asociácie. Výrazné kvantitatívne i kvalitatívne ochudobnenie ATM zároveň s rastom vyhľadania zrn a podielom autigénnych minerálov (limonit, karbonáty) v oblasti Hradišťa pod Vrátnom, Šípkového a Čachtíc indikuje znos výhradne z triasových dolomitov a vápencov vyšších subatranských príkrovov, ktoré sú aj v súčasnosti dominantnými jednotkami tejto oblasti.

Južné pobrežie tvorili horninové komplexy kryštalínika v podloží južnej časti dnešnej Viedenskej a podunajskej panvy, vrátane časti dnešnej hrasti



Malých Karpát (obr. 8). Boli súčasťou horského masívu (pevniny) v pokračovaní Východných Álp. Paleorieky, ktoré pretekali týmto územím, sa mohli podieľať na obohatení AĎM najskôr o „mimokarpatskú“ pestrú rezistentnú AĎM, pôvodom snáď z východoalpskej a panónskej oblasti, neskôr o metamorfnú „centrálno-karpatskú“ asociáciu, ktorej prítomnosť zaznamenávame v zvýšenom podiele granátu a staurolitu vo vzorkách egenburských pieskovcov z južného okraja dobrovodskej depresie. Celkovo však môžeme konštatovať, že počas egenburgu nebolo kryštalinikum v západnej časti centrálnych Západných Karpát významným zdrojom klastického materiálu, pričom granitoidné masívy pravdepodobne ešte neboli denudované.

V otnangu v dôsledku kolízie Álp s Českým masívom dochádza k prerušeniu morského spojenia v ich predpolí. Odrazom sú brakické fácie vo Viedenskej panve (JIRÍČEK – TOMEK, 1981) a prostredie so zníženým obsahom kyselika v dobrovodskej depresii a Bánovskej kotline (KOVÁČ et al., 1991; BRESTENSKÁ, 1980). Toto prostredie dobre dokumentujú AĎM v otanských ílovito-piesčitých sedimentoch z vrtovej pri Dobrej Vode, v ktorých výrazný podiel tvoria autigénne minerály s prevahou pyritu, resp. markazitu a kalcitu. Ďalej je pomerne hojne zastúpená aj metamorfna asociácia s granátom, staurolitom a chloritom na úkor pesternej rezistentnej AĎM. Tento trend sa ešte zväzňuje v sedimentoch spodného karpátu, kde metamorfna asociácia úplne prevláda. Štúdované minerály sú silne vyhladené pravdepodobne v dôsledku dlhšieho riečného transportu, ako aj aktivitou morského vlnenia na plochom pobreží tvorenom najmä kryštalickými bridlicami.

V sedimentoch vrchného karpátu sa AĎM náhle spestruje a kvantitatívne narastá, čo poukazuje na zmenu zdrojových oblastí klastík tvoriacich dnes výplň dobrovodskej depresie (obr. 9). Zmenu AĎM v karpate korelujeme so zmenou v paleogeografii, ku ktorej došlo v tomto období (KOVÁČ et al., 1989; 1991 a,b). V západnej časti Západných Karpát sa znovu obnovilo morské spojenie s mediteránom, ktoré dokladá migrácia fauny z územia južného Slovenska a severného Maďarska cez Bánovskú kotlinu do Viedenskej panvy a karpatskej čelnej priehlbiny. V tomto období dochádza k postupnej dezintegrácii spodnomiocénneho sedimentačného priestoru a silnej erózii členitého horského reťazca (pevniny) v pokračovaní Východných Álp. Rieky pretekali paleodoliami smerujúcimi na SV a ústiacimi do depozičných centier vo Viedenskej a podunajskej panve. Výzdvih územia na severe a juhu sedimentačné-

ho priestoru zväznil podiel riečného transportu klastického materiálu (napr. jablonické zlepenice v oblasti Malých Karpát, Aderklaa formácia vo Viedenskej panve). Popri metamorfnej asociácii sa znovu objavuje pestrá rezistentná asociácia, ktorú v tomto prípade derivujeme z rýchleho a bezprostredného preplavenia lokálnych, najmä egenburských sedimentov, ale nevylučujeme možnosť ich transportu z JZ, z oblasti predneogénneho podložia Podunajskej (Malej maďarskej) nížiny, kde pod sedimentmi bádenu sa nachádzajú terestrické klastické usadeniny (KÓKAI, 1985). Na redepozíciu, ale aj dlhší transport môže poukazovať tiež absencia menej odolného amfibolu, niekedy prítomného v malom množstve v egenburských klastikách.

Začiatkom bádenu more preniká z juhu z oblasti eisenstadtskej a štajerskej panvy priamo do otvárajúcej sa Viedenskej panvy v dnešnej podobe. Výrazný reliéf jej východného pobrežia tvoreného v severnej časti svahmi dnešných Malých Karpát dokumentujú hrubé klastiká spodného a stredného bádenu uložené v pruhu tiahnucom sa od Devínskej Novej Vsi po Rohožník (VASS et al., 1988). Od stredného bádenu je postupne zaplavená aj celá západná časť podunajskej panvy. Zdrojovou oblasťou klastík, ako aj AĎM, sa stáva klenbohrasťová štruktúra Malých Karpát (obr. 10).

Bádenské, sarmatské a panónske sedimenty na svahoch pohoria obsahujú najmä materiál z kryštalínika južného – bratislavského masívu. Ide o leukokratické granity s pegmatitmi (zirkón, granát, ilmenit, monazit, xenotím, gahnit), prínos zo svorov a pararúl dokumentuje granát, staurolit a fibrolitický sillimanit. Intenzívny a bezprostredný znos z kryštalínika dokumentujú najmä vzorky z oblasti od Devínskej Novej Vsi po Lozorno. Severnejšie ležiaca oblasť pri Pemeku (báden) má už vyhladenejšiu metamorfogénnu asociáciu a oblasť situovaná ešte viac na sever na oboch stranách Malých Karpát vykazuje vplyvy preplavenia spodnomiocénnych sedimentov (egenburg – karpát) s prejavmi pesternej rezistentnej a pravdepodobne i metamorfnej AĎM. Prítomnosť klastického materiálu z bratislavského masívu v sedimentoch sarmatu pri Sološnici s najväčšou pravdepodobnosťou dokumentuje transport prúdením pozdĺž pobrežia od JZ na SV. Zvýšený obsah turmalínu spolu s celkovo chudobnejšou a vyhladenejšou AĎM môže nepriamo dokumentovať výraznejší znos zo starších klastogénnych sedimentov, napr. kremencov (Horné Orešany – báden). Veľmi nevýrazné chudobné asociácie s autigénnymi minerálmi (pyrit, limonit, karbonáty) zasa svedčia o dominantnom zdroji z mezozoických karbonátov, ktoré sa



usadili v prostredí so zníženým obsahom kyslíka (Rohožník – Konopiská, báden).

## Záver

Na základe štúdia AĤM z miocénnych sedimentov v oblasti Malých Karpát možno konštatovať horninovú pestrosť a zmeny znosových oblastí v čase a priestore.

V egenburskom – karpatskom sedimentačnom priestore severnej časti dnešných Malých Karpát AĤM indikujú zatiaľ bližšie nešpecifikovaný zdroj (zdroje) pestrej rezistentnej asociácie z priestoru mimo kryštalinika a snád' i mezozoika centrálnych Západných Karpát. Môže ísť o klastické sedimenty z oblasti magurského flyšu, menej oblasti bradlového pásma, brezovskej a myjavskej skupiny, rovnako ako o zdroje z východoalpskej a panónskej oblasti. Metamorfný zdroj sa výrazne uplatňuje hlavne v otnangu až spodnom karpate. Vo vrchnom karpate dochádza k výraznej zmene v paleogeografii; prítomnosť pestrej rezistentnej AĤM dokumentuje eróziu spodnomiocénnych sekvencií, ako aj riečny transport klastického materiálu od J, JZ z oblasti tvorenej prevažne kryštalinikom (metamorfogénna AĤM) a možno aj pokračujúci znos z východoalpsko-panónskej oblasti.

V strednom a vrchnom miocéne granitovo-metamorfnná AĤM dokumentuje usadzovanie prevažne lokálneho klastického materiálu na svahoch vyzdvihujúcej sa klenbohrasti Malých Karpát, najmä z kryštalinika bratislavského masívu, ako i okolitých mezozoických, lokálne i preplavených spodnomiocénnych sedimentov.

## Literatúra

BARÁTH, I. – KOVÁČ, M., 1989: Podmienky sedimentácie a zdrojové oblasti egenburských klastík v západnej časti Západných Karpát. *Miscellanea micropaleontologica IV*, Knih. Zem. Plyn. (Hodonín), 9, 55–86.

BRESTENSKÁ, E., 1980: Geologická mapa a vysvetlivky k regiónu Bánovskej kotliny 1:50 000. Manuscript – Geofond, Bratislava.

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.* (Bratislava), 42, 271–277.

CAMBEL, B. – MIKLÓŠ, J. – KHUN, M. – VESELSKÝ, J., 1990: Geochemia a petrológia ílovito-kremitých metamorfovaných hornín kryštalinika Malých Karpát. Bratislava, Geologický ústav SAV, 1–267.

CÍCHA, I. – KOVÁČ, M. – OSZCZYPKO, N. – SLACZKA, A. – STRÁŇK, Z. – VASS, D., 1989: Geodynamický vývoj Západných Karpát v neogéne. *Miscellanea micropaleontologica IV*. Knih. Zem. Plyn. Nafta (Hodonín), 9, 9–17.

DEMÉNY, A., 1988: Determination of ancient erosion by zircon morphology and investigations on zoned tourmaline in Kőszeg-Rechnitz Window (Western Hungary). *Acta miner.-petrogr. (Szeged)*, 29, 13–26.

DUNKL, I., 1990: A középhegységi eocén fedős bauxitok törmelékes cirkonkristálinak fission track kora: a korai eocén vulkanizmus bizonyítéka. *Általános földt. Szemle (Budapest)*, 25, 163–177.

FEDIUKOVÁ, E. – HOVORKA, D. – GREGUŠ, J., 1976: Compositional zoning of andradite from serpentinite at Dobšiná (West Carpathians). *Věst. Ústř. Úst. geol. (Praha)*, 51, 339–345.

FEHÉR, T. – MOLNÁR, A., 1989: Petrographic study of the Mórágý – type granitoid and the Cserdi conglomerate at Nyugotszenterzsébet (Mecsek Mts., South Hungary). *Acta miner.-petrogr. (Szeged)*, 30, 93–101.

FUSÁN, O. – BIELY, A. – IBRMAJER, J. – PLANČÁR, J. – ROZLOŽNÍK, L., 1987: Podložie terciéru vnútorných Západných Karpát. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 1–124.

GBELSKÝ J. – HATÁR, J., 1982: Zircon from some granitoid rocks of the Velence and Mecsek Mts. *Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava)*, 33, 343–362.

GBELSKÝ, J. – KRISTÍN, J., 1985: Gahnit v pegmatitoch Malých Karpát – príspevok k topografickej mineralógii Slovenska. In: *Akcesorické minerály – ich petrografický a metalogenetický význam*. J. Veselský – J. Beňka – J. Gbelský (Eds.), Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 65–70.

HENRY, – D. GUIDOTTI, C., 1985: Tourmaline as a petrogenetic indicator mineral: and example from the staurolite-grade metapelites of NW Maine. *Amer. Mineralogist. (Washington)*, 70, 1–15.

JIRÍČEK, R. – TOMEK, Č., 1981: Sedimentary and Structural Evolution of the Vienna Basin. *Earth. Evol. Sci. (Wiesbaden)*, 1/3–4, 195–204.

KÓKAI, J., 1985: Central and Eastern Paratethyan interrelation in the light of Late Badenian salinity conditions. *Geol. Hung. Ser. Paleont. (Budapest)*, 48, 7–96.

KORIKOVSKU, S. P. – CAMBEL, B. – MIKLÓŠ, J. – JANÁK, M., 1984: Metamorfizmus kristallinikuma Malých Karpát: etapy, zonalnosť, svjaz s granitoidami. *Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava)*, 35, 437–462.

KORIKOVSKU, S. P. – PUTIŠ, M., 1986: Metamorfická zonalnosť i diaferez v kristallinikume Považského Inovca. *Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava)*, 37, 115–136.

KOVÁČ, M., 1985: Origin of Jablonica Formation conglomerates in the light of pebble analysis. *Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava)*, 36, 95–105.

KOVÁČ, M., 1986: Lower Miocene sedimentation in the area of Jablonica depression – a model bount to oblique – slip mobile zone. *Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava)*, 37, 3–15.

- KOVÁČ, M. – BARÁTH, I. – HOLICKÝ, I. – MARKO, F. – TŮNYI, I., 1988: Stratigrafická a geografická korelácia vývoja egenburských sedimentov sv. časti Malých Karpát, Trnavskej tabule a Považia. Manuskript – Geofond, Bratislava, 1–228.
- KOVÁČ, M. – BARÁTH, I. – HOLICKÝ, I. – MARKO, F. – TŮNYI, I., 1989: Basin opening in the Lower Miocene strike-slip zone in the SW part of the Western Carpathians. *Geol. Zbor. Geol. carpath.* (Bratislava), 40, 1, 37–62.
- KOVÁČ, M. – MARKO, F. – NEMČOK, M., 1990: Neogene history of intramontane basins in the western part of the Carpathians. *Riv. ital. Paleont. Stratigr.* (Milano), 96, 2–3, 381–404.
- KOVÁČ, M. – BARÁTH, I. – ŠUTOVSKÁ, K. – UHER, P., 1991a: Lower Miocene events in the sedimentary record of the Dobrá Voda Depression. *Miner. slov.* (Košice), 23, 201–213.
- KOVÁČ, M. – PLAŠIENKA, D. – MICHALÍK, J. – PUTIŠ, M. Eds., 1991b: Malé Karpaty Mts. – Geology of the Alpine-Carpathian junction. *Excursion Guide*. Bratislava, 1–82.
- MARKO, F. – KOVÁČ, M. – FODOR, L. – ŠUTOVSKÁ, K., 1990: Deformations and kinematics of Lower Miocene shear zone (Hrabník beds, Buková depression). *Miner. slov.* (Košice), 22, 399–410.
- MARKO, F. – FODOR, L. – KOVÁČ, M., 1991: Miocene strike-slip faulting and block rotation in Brezovské Karpaty. *Miner. slov.* (Košice), 23, 189–200.
- MÍŠÍK, M., 1986: Petrographic – microfacial analysis of pebbles and interpretation of sources areas of the Jablonica conglomerates (Lower Miocene of the NW margin of the Malé Karpaty Mts.). *Geol. Zbor. geol. carpath.* (Bratislava), 37, 405–449.
- MÍŠÍK, M. – JABLONSKÝ, J., 1978: Spodnotriasové kremenca a zlepenca Malých Karpát (rozbor valúnov, smery transportu, genéza). *Acta geol. geogr. Univ. Comen.*, Geol. (Bratislava), 33, 5–36.
- MÍŠÍK, M. – JABLONSKÝ, J. – FEJDI, P. – SÝKORA, M., 1980: Chromian and ferrian spinels from Cretaceous sediments of the West Carpathians. *Miner. slov.*, (Košice), 12, 209–228.
- PLAŠIENKA, D. – MICHALÍK, J. – KOVÁČ, M. – GROSS, P. – PUTIŠ, M., 1991: Paleotectonic evolution of the Malé Karpaty Mts. – an overview. *Geol. carpath.* (Bratislava), 42, 195–208.
- PUPIN, J. P., 1980: Zircon and Granite Petrology. *Contrib. Mineral. Petrol.* (Berlin–New York), 73, 207–220.
- RAJNOHA, J. – HRABČÁK, M., 1989: Contribution to the research of zircons from granitoids of the Štiavnické vrchy Mts. area (Czechoslovakia). *Geol. Zbor. Geol. carpath.* (Bratislava), 40, 749–762.
- REPČOK, I., 1981: Datovanie niektorých stredoslovenských neovulkanitov metódou stôp po delení uránu (fission track). *Západ. Karpaty, Sér. Mineral., Petrogr., Geochem. Metalogen.* (Bratislava), 59–104.
- ROJKOVIČ, I. – HOVORKA, D. – KRÍŠTÍN, J., 1978: Spinell group minerals in the West Carpathians ultrabasic rocks. *Geol. Zbor. Geol. carpath.* (Bratislava), 29, 253–274.
- ROZLOŽNÍK, L. – TIMČÁK, G. – JAKABSKÁ, K., 1985: Morfometrické a chemické vlastnosti zirkónov vo vzťahu k petrogenéze hodrušského intruzívneho komplexu. In: Akcesorické minerály – ich petrogenetický a metalogenetický význam. J. Veselský – J. Beňka – J. Gbelský (Eds.). Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 37–50.
- UHER, P., 1987: Akcesorické minerály vybraných hornín kryštalinika južných častí Považského Inovca. Manuskript – Kat. geoch. PFUK, Bratislava, 1–95.
- UHER, P., – MARSCHALCO, R., 1993: Typology, zoning and chemistry of zircon from main types of granitic and rhyolitic pebbles in cong lomerates of the Pieniny Klippen Belt Cretaceous flysch (Western Slovak Segment, Western Carpathians). *Geol. carpath.* (Bratislava), 44, 113–121.
- VASS, D. – NAGY, A. – KOHÚT, M. – KRAUS, I., 1988: Devínskonovoveské vrstvy: Hruboklastické sedimenty na juhovýchodnom okraji Viedenskej panvy. *Miner. slov.* (Košice), 20, 109–122.
- VESELSKÝ, J. – BROSKA, I. – HATÁR, J., 1986: Accessory minerals in metapelites of the Malé Karpaty Mts. *Geol. Zbor. Geol. carpath.* (Bratislava), 37, 175–188.
- VESELSKÝ, J. – KOVALSKÁ, V., 1981: Akcesorické minerály hornín bridličnatého kryštalinika Malých Karpát. *Acta geol. geogr. Univ. Comen.*, Geol. (Bratislava), 37, 121–135.

PAVEL UHER - MICHAL KOVÁČ

## Heavy mineral assemblages in Neogene sequences of the Malé Karpaty Mts. – reflection of the paleogeographic history of the source areas

### Summary

Heavy-mineral assemblages from Miocene sediments in the Malé Karpaty area suggest that the source areas were lithologically variegated and changed over time and space.

In the Eggenburgian-Karpatian basin of deposition in the northern tract of the present-day Malé Karpaty Mts.,

heavy-mineral assemblages attest to a so far closely unspecified source (or sources) of variegated resistant mineral assemblage situated outside the crystalline unit and possibly also outside the Mesozoic of the Central West Carpathians. The detritus may have come from clastic sediments of the



Magura Flysch area, and to a lesser extent also from the Klippen Belt, Brezová and Myjava Groups as well as from the East Alpine and Pannonian areas. A metamorphic source was particularly active mainly from the Ottnangian to Lower Karpatian. A major change in the paleogeography took place in the Upper Karpatian as the presence of a variegated heavy-mineral assemblage suggests erosion of Lower Miocene sequences and fluvial transport of clastic material from the south and southwest, i. e. from an area composed mainly of crystalline rocks (metamorphic heavy-mi-

neral assemblage) and possibly also ongoing influx from the East-Alpine-Pannonian area.

A granite-metamorphic heavy-mineral assemblage in the Middle and Upper Miocene sediments documents deposition of primarily local clastic material on the slopes of the elevating Malé Karpaty arc-horst. The detritus came largely from the Bratislava Massif crystalline unit and from the surrounding Mesozoic sediments, locally also from eroded Lower Miocene sediments.

VLADIMÍR BAŇACKÝ

## Najnovšie výsledky výskumu fluviálnych sedimentov rieky Moravy medzi Kútmi a Holíčom

3 obr., angl. resumé

**A b s t r a c t.** In the article the development of the Morava river terraces during the Mindel and Riss Glacials and their relation to Würm sediments of the river plain as well as to the Kúty Depression filling have been described. Their relative age have been proved by the geological methods and by the results of petrographical analysis (MINARÍKOVÁ, 1991).

### Úvod

Skúmané územie je charakteristické riečnym terasovým systémom Moravy. Bolo výrazne postihnuté kvartérnou tektonikou, ktorá spôsobila zmenu riečnych tokov a postsedimentárnu vertikálnu diferenciaciu terás. V mladšej tektonickej fáze celé územie mierne pokleslo a povrch bol zarovnaný. Z týchto dôvodov tradičné geomorfologické metódy nie sú vhodné na štúdium skúmaného územia. Okrem geologického mapovania a vrtov sme sa opierali o výsledky petrografickej analýzy so zvláštnym zreteľom na zloženie a charakter ťažkých minerálov.

### Stručný prehľad geomorfológie a geológie predkvartérnych útvarov

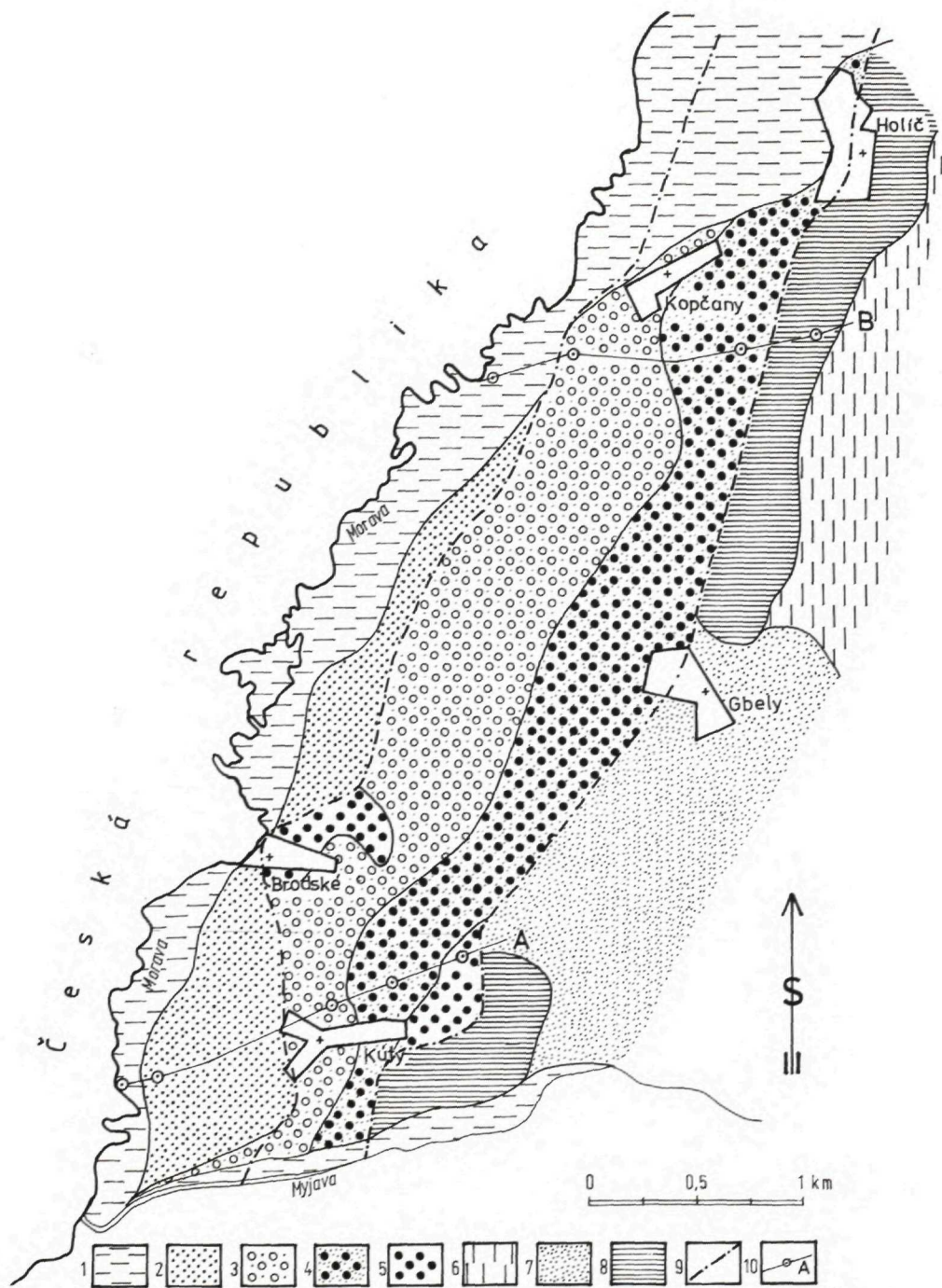
Územie je súčasťou severnej časti Borskej nížiny a čiastočne Chvojníckej pahorkatiny. Ako jednotky nižšieho rádu vystupujú Gbelský bor a Dolnomoravská niva. Gbelský bor tvorí široké plochy zarovnaných a rozvláčených terasových pieskov a štrkov na východe s pokryvom naviatych pieskov. Výška povrchu dosahuje 150,0 – 160,0 m n. m. Dolnomoravská



ravská niva má rovinatý charakter so spleťou mŕtvych ramien. Miestami spestrujú reliéf mierne vyvýšené piesčité presypy (ľudovo nazývané hrudy). Nadmorská výška sa pohybuje od 145,0 do 155,0 m.

Podložie kvartérnym, resp. fluviálnym sedimentom tvoria povrchové časti molasovej výplne Viedenskej panvy. V južnej časti sú kvartérne sedimenty v priamom kontakte s mladšími – pliocénnymi ílovito-piesčitými sedimentmi, v kútskej depresii pieskami a štrkami brodskeho súvrstvia (ruman). Ílovité sedimenty s prímiesou pieskov, konkrécií CaCO<sub>3</sub> a miestami s uhľovým pigmentom sú charakteristické pre gbelské súvrstvie (dák). Čárske súvrstvie (pont) zastupujú sivé íly, piesčité íly, v spodných častiach jennozmné muskovitické piesky v podloží s lignitmi dubnianskych uhľonosných vrstiev. Záhorské súvrstvie (panón) reprezentujú íly s prímiesou piesku, dospodu majú sedimenty ílovcový charakter (BÁRTEK, 1989). Severnejšia časť územia je budovaná hlavne sarmatoholíčskeho súvrstvia. Prevládajú v ňom sivé íly a jennozmné piesky miestami s polohami pieskocov.





Obr. 1 Prehľadná geologická mapa skúmaného územia (BAŇACKÝ, 1993)

1 – fluviálne, prevažne hlinité a piesčité sedimenty (holocén), 2 – fluviálne piesky a štrky (holocén), 3 – fluviálne piesky a štrky (ris mladší), 4 – fluviálne piesky a štrky (ris starší), 5 – fluviálne piesky a štrky (mindel), 6 – eolické sedimenty, spraše (würm), 7 – eolické sedimenty, naviate piesky (würm – holocén), 8 – neogénne sedimenty vclku, 9 – zlom (kvartérny), 10 – línia rezu s vrtmi

## Vývoj a charakteristika fluvialných sedimentov

Spodnopleistocénne riečne akumulácie Borskej nížiny a Dolnomoravského úvalu nie sú produktmi rieky Moravy, ale miestnych tokov. Uloženie rieky Moravy sa objavujú až v strednom pleistocéne (mindel) po preniknutí Moravy napajedelskou bránou počas tzv. drahanskej tektonickej fázy (ZEMAN, 1973). MINAŘIKOVÁ (1965, 1973, 1982, 1983; MINAŘIKOVÁ – HAVLÍČEK, 1990; MINAŘIKOVÁ in BAŇACKÝ et al., 1991) považuje za najdôležitejší údaj na účely určenia relatívneho veku terás skúmaného územia vzájomný pomer podielu granátu a staurolitu. Vo väčšine fluvialných sedimentov južnej Moravy a západného Slovenska výrazne prevláda granát nad staurolitom. V mindelských sedimentoch je ich podiel rovnaký, alebo staurolit prevláda nad granátom. Bolo to spôsobené zrejme tým, že rieka Morava a jej prítoky v Jeseníkoch drénovali v tomto období územie budované horninami s vysokým obsahom staurolitu, napr. staurolitické svory.

Najstaršie fluvialné sedimenty pochádzajú z obdobia spodného pleistocénu a sú zachované v kútskej depresii. Vrty 1 a 2 (obr. 2) neodhalili mindelské fluvialné akumulácie rieky Moravy. Vrchnú časť depresie tvoria piesky a štrky Moravy (hĺbka 3–15 m), podľa ťažkých minerálov patria würmu a mladšiemu risu. Pod nimi (do hĺbky 20 m) sa nachádzajú piesky a štrky, ktoré zložením ťažkej frakcie

zodpovedajú najstarším terasám Záhorskej nížiny (MINAŘIKOVÁ, 1965). V ich podloží sú uložené piesky a štrky, ktorých ťažká frakcia prináleží k minerálom zoizitovo-epidotovej skupiny, zastúpené sú opakované minerály a zelený amfibol, podiel granátu je okolo 5 %. Známa amfibolu a granátu sú výrazne korodované. Predpokladáme ich vrchnopliocénny vek (ruman, obr. 2).

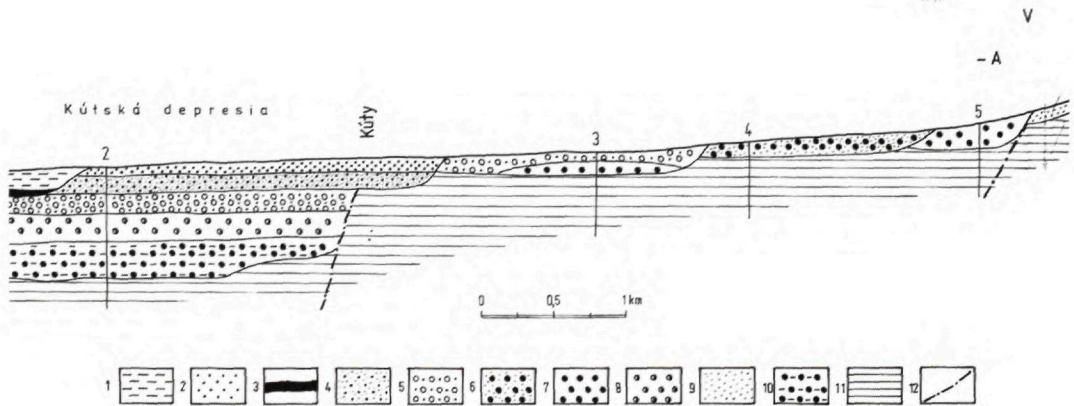
## Terasové akumulácie

Pri štúdiu skúmaného územia používame novú interpretáciu terás (HALOUZKA – BAŇACKÝ, 1992). Podľa nej sú sedimenty rieky Moravy na Borskej nížine preukázateľné od počiatku tvorby mindelských stupňov. Je to v časovom súlade s hlavnými geologicko-tektonickými a paleogeografickými zmenami kvartéru v celom povodí rieky Moravy – na moravských úvaloch, Borskej nížine a v priľahlom rakúskom území.

## Stredný pleistocén

### Mindel

Mindelské fluvialné sedimenty pôvodne tvorili najrozsiahljšie akumulácie rieky Moravy. Ich zvyšky sa nachádzajú východne od Kútov (obr. 1) a vo vrte 3 v podloží mladšej risskej terasy (obr. 2).



Obr. 2 Geologický rez riečnym terasovým systémom rieky Moravy a kútskou depresiou (BAŇACKÝ, 1993), Rez A  
 1 – fluvialne, prevažne hlinité a piesčité sedimenty (holocén), 2 – fluvialne piesky a štrky (holocén), 3 – organické sedimenty; sapropely (spodný holocén – boreál), 4 – fluvialne piesky a štrky (würm), 5 – fluvialne piesky a štrky (ris mladší), 6 – fluvialne piesky a štrky (ris starší), 7 – fluvialne piesky a štrky (mindel), 8 – fluvialne piesky a štrky (spodný pleistocén), 9 – naviate piesky (würm – holocén), 10 – piesky a štrky (ruman), 11 – neogénne sedimenty vcelku, 12 – zlom (kvartéry)



Tab. 1 Zloženie ťažkých minerálov fluvialných sedimentov rieky Moravy (podľa MINAŘIKOVEJ, 1991 upravil BAŇACKÝ, 1993)

Vek, hĺbka Minerál (%) (m)	Mindel	Ris starší	Ris mladší		Holocén	
	4,0–4,2	1,6–1,7	1,6–1,7	1,6–1,7	0,3–0,4	0,9–1,0
granát	17,3	35,8	31,4	24,9	26,5	18,9
opakové minerály	17,6	19,2	13,2	30,0	14,6	26,7
zelený amfibol	13,6	14,7	20,6	17,4	29,6	26,7
hnedý amfibol	2,3	2,6	7,3	2,7	3,9	5,3
zoizit–epidot SK.	13,1	6,8	7,3	6,5	7,9	5,8
staurolit	20,1	12,0	10,3	10,9	11,5	8,2
distén	1,4	0,3	1,5	0,3	2,4	0,5
andaluzit	2,3	0,3	0,5		0,4	
sillimanit	0,9		0,5			0,5
apatit	5,6		0,5	1,0	0,4	1,5
zirkón	0,9	0,7	1,0	2,7	0,4	
rutil	0,5	0,3		0,7	0,4	0,5
titanit	0,5	0,3				
turmalín	0,5	0,7	1,5	0,7	0,8	0,5
pyroxény		0,3		0,3		0,5
zakalené minerály	3,3	4,9	4,4	1,7	1,2	3,4
sľudy		0,7				

Sú zastúpené jemnozrnnými pieskami a drobnými štrkami. Petrografické analýzy (MINAŘIKOVÁ in BAŇACKÝ et al., 1991) z uvedených terás poukazujú na vyšší podiel staurolitu ako granátu. Tento pomer ťažkých minerálov je typický pre mindelské uloženiny rieky Moravy. Stratigrafické zaradenie podporuje i to, že v sedimentoch nie sú prakticky prítomné zaoblené zrná a veľá zrná amfibolu je korodovaných (tab. 1). Relikty mindelských terás sa zachovali i pri Brodskom. Podľa valúnovej analýzy prevláda kremeň nad flyšovými pieskovecami. Podiel granátu a staurolitu je podobný. Ďalšie zvyšky mindelských terás sa nachádzajú pochované pod mladšími sedimentmi na rôznych miestach skúmaného územia.

### Risský glaciál

#### Ris starší (R 1)

Terasa z obdobia staršieho risu sa tiahne od Kútov k Holíčcu. V južnej časti (okolie Kútov) vystupujú strednozrnné piesky s prímiesou valúnov (4 %). Sú tvorené kremeňom (50 %) a flyšovými horninami, ojedinele sú prítomné granitoidy (tab. 2). Medzi Kútmí a Gbelmi vystupujú strednozrnné hlinité

piesky so štrkom. Ich hodnota ukazuje extrémne zlé vytriedenie, ktoré zapríčinila hlinité prímies (tab. 2). Valúny sú reprezentované kremeňom (56 %) a flyšovými pieskovecami, menej kremencami (39 %), zvyšok tvoria kryštalické bridlice, granitoidy a silicity z českej kriedy. V ťažkej frakcii prevláda amfibol, výrazný je obsah staurolitu, ktorý je hojnejší ako granát. Zrná amfibolu a ojedinele i granátu sú korodované. Ide o materiál rieky Moravy s prímiesou preplavenej mindelskej akumulácie. Terasa v Holíči je zložená z piesku a drobného štrku. Valúny sú zastúpené kremeňmi, menej sú prítomné flyšové horniny z českej kriedy, pieskovce a silicity. Výhodne od Kopčian budujú terasu drobné piesčité štrky. Valúny tvoria prevažne odolné flyšové pieskovce (47 %) a kremence (17 %), menej je prítomný kremeň, ojedinele sú granitoidy, amfibolity a pieskovce (tab. 1).

#### Ris mladší (R 2)

Sedimenty mladšej risskej terasy zaberajú široké akumulčné územie, ktoré sa priamo stýka s poriečnou nivou Moravy, resp. ponára sa pod nivné sedimenty (obr. 3). V južnej časti je terasa budovaná drobno- až strednozrnnými piesčitými štrkami (tab. 2).

Tab. 2 Zmitostné parametre fluvialných sedimentov rieky Moravy (podľa MINAŘIKOVEJ, 1991 upravené BAŇACKÝ, 1993)

$M_{\text{pr}}$	$M_{\text{zmm}}$	$\delta_i$ vnút.	$\delta_i$ vonk.	$\delta_i$	$Sk_i$ vnút.	$Sk_i$ vonk.	$Sk_i$	$K_G$	Názov sedimentu a vek
3,32	0,10	2,28	1,88	4,16	0,27	0,17	0,44	1,38	piesok strednozmerný hlinitý so štrkom (9 %), ris starší (R-1)
1,44	0,37	0,39	0,60	0,99	-0,01	0,01	0,00	1,74	piesok strednozmerný so štrkom (4 %), ris starší (R-1)
-0,63	1,55	1,34	1,58	2,92	-0,20	0,09	-0,11	0,98	piesčitý štrk drobnozmerný až strednozmerný, ris mladší (R-2)
1,48	0,36	0,57	0,78	1,35	-0,04	-0,09	-0,13	1,49	piesok jemnozmerný až strednozmerný, holocén
1,88	0,27	0,38	0,45	0,83	0,03	0,07	0,10	1,08	spodná časť piesok jemnozmerný až strednozmerný, holocén
6,94	0,01	1,64	1,35	2,99	-0,10	-0,21	-0,31	0,68	hlina piesčito-ílovito- prachovitá, holocén
5,67	0,02	2,09	1,38	3,47	0,05	0,01	0,06	0,53	íl prachovito-piesčitý, holocén

Vytriedenie sedimentu je výrazne nízke. Valúnový materiál tvoria prevažne flyšové horniny (69 %), kremene (30 %), vzácné sú granitoidy a kryštalické bridlice (tab. 1). V okolí Kopčian sú valúny terasových sedimentov polooštrohranné, zriedka polozaoštrohranné, reprezentované kremeňom a odolnými flyšovými pieskovecami. Zloženie ťažkej frakcie je obsiahnuté v tab. 1 a potvrdzuje mladší risský vek terasy.

## Vrchný pleistocén

### Würmský glaciál

Würmské sedimenty sú uložené pod holocénnym pokryvom poriečnej nivy. Sú zastúpené drobnozmernými piesčitými štrkami. Vo valúnovej zložke sú rovnako zastúpené flyšové pieskovce a kremeň, ktoré tvoria 46 %, zvyšok sú flyšové kremence, menej granitoidy a kryštalické bridlice. V ťažkej frakcii prevláda granát, menej je amfibolov a staurilitu. Niektoré zná granátu sú slabo korodované. Petrograficky je potvrdený würmský vek pieskov a štrkov nivnej výplne Moravy.

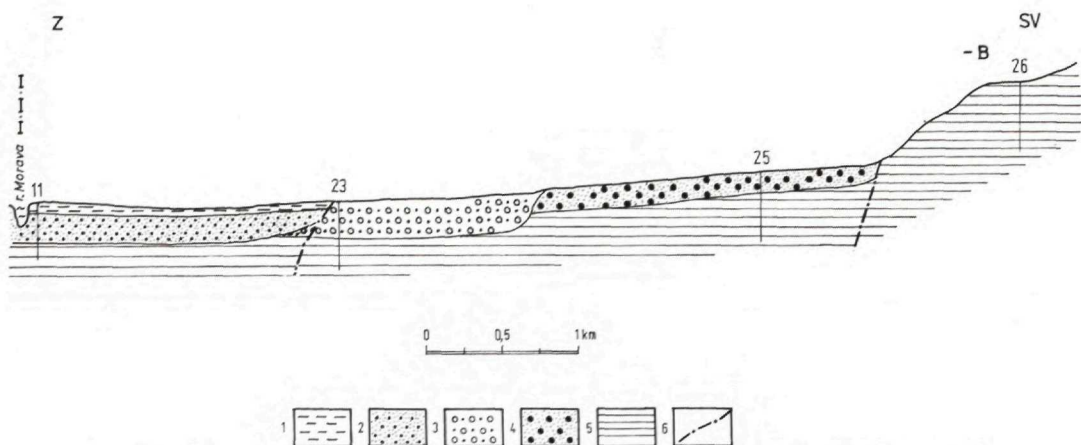
HAVLÍČEK (1977) na základe rádiokarbónového datovania kladie začiatok fluvialnej sedimentácie pieskov a štrkov nivy Moravy pri Lanžhote na 20 450 ± 3 600 rokov, teda vo vrchnom Würme.

## Holocén

Holocénne sedimenty pokrývajú rozsiahle plochy poriečnej nivy Moravy. V bazálnej časti holocénneho komplexu nad würmskými štrkami a pieskami bližšie k rieke sú uložené prachovito-piesčité fly s extrémne nízkym vytriedením (tab. 2). V podloží sme vrtom 1 (obr. 2) odhalili polohu sapropelu (obr. 2). Z tejto vrstvy bola v laboratóriu Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung v Hannoveri urobená rádiokarbónová analýza  $^{14}\text{C} - 8\ 535 \pm 70$  rokov (Hv-17316). Tento údaj potvrdzuje zaradenie skúmanej organickej vrstvy na koniec spodného holocénu (boreál). Nadložné vrstvy tvoria piesčito-ílovito-prachovité sedimenty (tab. 2). V piesčitej zložke prevláda vybielený kremeň. V ťažkej frakcii je v prevahe amfibol, menej granát a staurilit (tvorí 10 %), časť zrn je zaoštrohranná. HAVLÍČEK (1977) považuje tieto sedimenty za stredno- až vrchnoholocénne. Ich vývoj prebiehal postupne v jednotlivých častiach nivy, čo súvisí aj s častým prekladáním koryta rieky Moravy.

Povodňové jemno- až strednozmerné piesky vychádzajú na povrch v priestore kútskej depresie. Ich zmitostné parametre uvádza tab. 2. Sú zastúpené kremeňom (75 %), zvyšok tvoria klasty typické pre sedimenty rieky Moravy. Ťažká frakcia je uvedená v tab. 1. Spodná časť pieskov má vysoký stupeň vytriedenia (zmitostné parametre tab. 2, ťažké mine-





Obr. 3 Rez vyjadrujúci vzťah risských fluvialných terás k nivnej výplni rieky Moravy (BAŇACKÝ, 1993), Rez B  
 1 – fluvialne, prevažne hlinité a piesčité sedimenty (holocén), 2 – fluvialne piesky a štrky (würm), 3 – fluvialne piesky a štrky (ris mladší), 4 – fluvialne piesky a štrky (ris starší), 5 – neogénne sedimenty vcelku, 6 – zlom (kvartérny)

rály tab. 1). K holocénnym sedimentom zaraďujeme povrchové piesky a štrky východnej časti poriečnej nivy Moravy (obr. 1). Sú preplavené z nivných würmských akumulácií a premiestnené z okrajových risských terás, dosahujú hrúbku okolo 2 m.

### Záver

Ako sme v úvode článku upozornili, severná časť Borskej nížiny má komplikovanú geologickú stavbu kvartéru, výrazne ovplyvnenú mladou tektonikou. Prejavilo sa to i vo výskyte mindelských pieskov a štrkov v nive Moravy. Rozplavenie mindelských sedimentov vo würmských a risských uloženinách svedčí o niekdajšej prítomnosti výrazného pásma mindelských terás rieky Moravy.

### Literatúra

BAŇACKÝ, V. et al., 1991: Vysvetlivky ku geologickým mapám 1 : 25 000, listy: 34–412 (Moravský Ján-2), 34–421 (Kúty-1), 34–243 (Holíč-3), 34–234 (Břeclav), 34–241 (Holíč-1). Manuskript – archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.  
 BARTEK, V., 1989: Nové litostratigrafické členenie vrchného panónu a pontu v slovenskej časti Viedenskej panvy. Miner. slov. (Bratislava), 21, 275–281.

HALOUZKA, R. – BAŇACKÝ, V., 1992: Information on reinterpretation of original stratigraphy of river terrace accumulations in the Záhorie lowland (on the basis of correlation with the Moravian basins and adjacent territory of Austria). Scripta Fac. Sci. Univ. Masaryk., Geol. (Brno), 22, 97–100.  
 HAVLÍČEK, P., 1977: Radiokarbondatierung der Flussablagerungen in der Talaue des Flusses Morava (March). Věst. Ústř. Úst. geol. (Praha), 52, 5, 257–265.  
 MINAŘÍKOVÁ, D., 1965: Sedimentárno-petrografický výskum kvartérnych sedimentov Záhorskej nížiny. Manuskript – archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.  
 MINAŘÍKOVÁ, D., 1973: Petrografie kvartérnych sedimentů Záhorské nížiny. Sbor. geol. Věd., Antropozoikum (Praha), A/9, 77–129.  
 MINAŘÍKOVÁ, D., 1977: Zpráva o petrografickém výskumu kvartérnych sedimentů v úseku Střed. Manuskript – archív Čes. geol. Úst., Praha.  
 MINAŘÍKOVÁ, D., 1982: Petrografie kvartérnych sedimentů severní části Dolnomoravského úvalu. Sbor. geol. Věd., Antropozoikum. (Praha), 95–126, 14.  
 MINAŘÍKOVÁ, D., 1983: Correlation of Pleistocene in the Vienna and Komárno Basins. – in Report No. 9, Project 73/1/24, IGCP Quaternary Glaciations in the Northern Hemisphere, Paris, 176–183.  
 MINAŘÍKOVÁ, D. – HAVLÍČEK, P., 1990: Correlation of fluvial sediments of the Dyje and Morava rivers along the Czechoslovak-Austrian border. Thirty years of geological cooperation between Austria and Czechoslovakia, Praha, 159–167.  
 ZEMAN, A., 1973: Pleistocenní fluvialní sedimenty Vyškovské brány. Sbor. geol. Věd (Praha), A/9, 45–76.

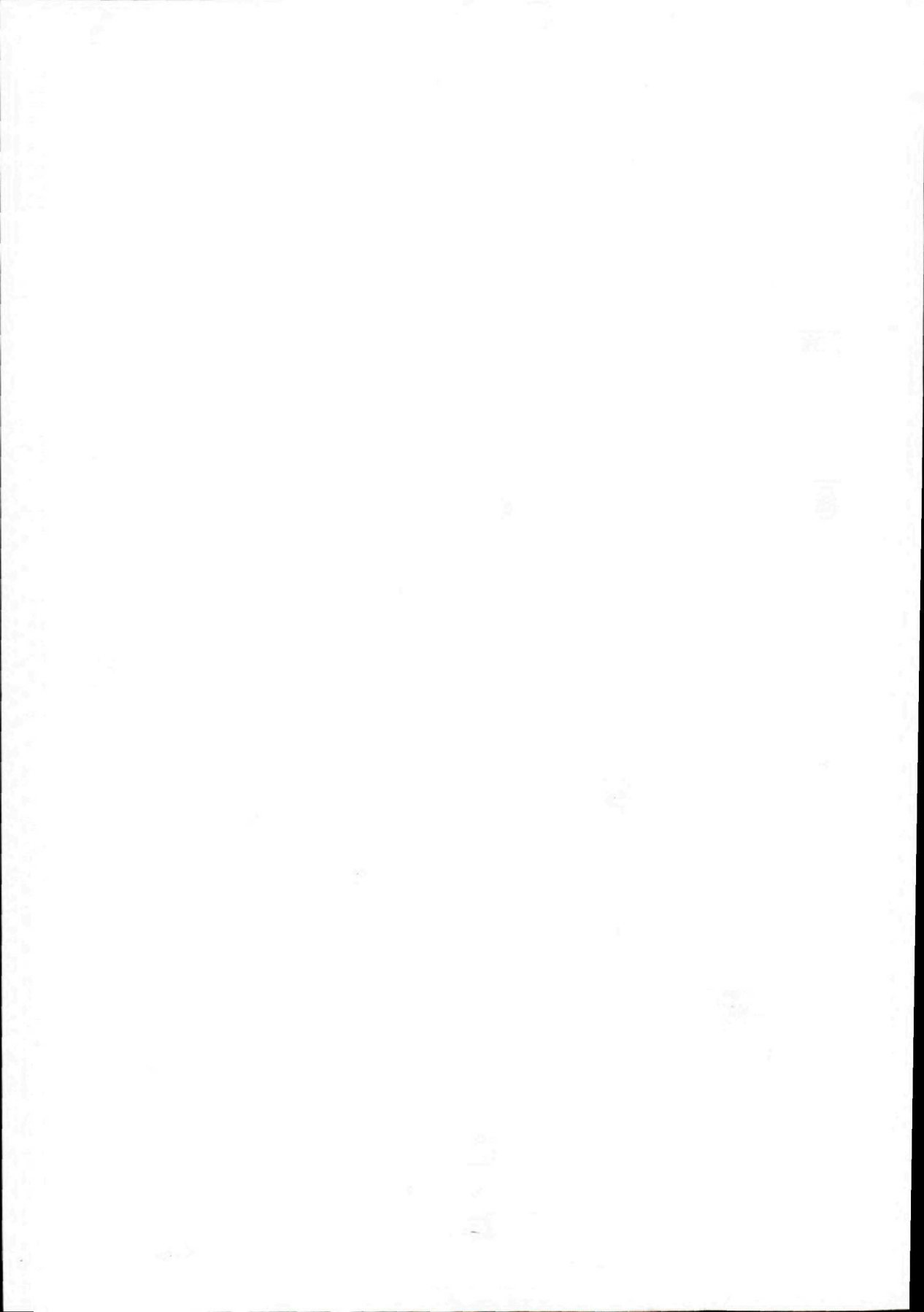
## Latest results of investigation of Morava river fluvial sediments between Kúty and Holíč

### Summary

The area under study is characterized by development of fluvial sediments of the Morava river. Tectonic process in the Quaternary have formed the Kúty depression and accelerated formation of terraces. Later on, the whole area sank and was levelled. For these reasons traditional geomorphological methods are not suitable to the study of the area investigated. Therefore, besides geological mapping and boreholes, we were based on petrographical analyses

with particular regard to composition and character of heavy minerals. The relative age was determined by mutual ratio of garnet and staurolite. In most fluvial sediments garnet is distinctly prevailing over staurolite, only in Mindel sediments their share is equal or staurolite is prevailing over garnet. On the basis of these investigations relics of buried Mindel terraces were established below younger Riss and Würm sediments.





JOZEF BEŇKA – ONDREJ ĐURŽA

## Termoelektrické vlastnosti pyritov z niektorých vrtov série RO pri Rochovciach

2 obr., angl. resumé

**A b s t r a c t.** The article briefly summarizes the results of mineralogic studies of a Mo-W mineralization, with special respect to pyrite. The authors studied mainly the electrophysical properties of pyrite and proved that its thermoelectric voltages vary from one rock type to another. The pyrites from phyllites are characterized by an unimodal voltage distribution within a narrow interval from -300 to -100 and a clear maximum around -200  $\mu\text{V}/\text{deg}$ . The pyrites from metasandstones and metabasalts have a multimodal distribution ranging from -400 to 0  $\mu\text{V}/\text{deg}$ . At the same time, the investigations confirmed earlier assumptions by POPOVA (1974) that such measurements can be useful in prospecting for Mo-W mineralizations.

### Úvod

Podrobný mineralogicko-paragenetický a geochemický výskum charakteru mineralizácie vychádzal z potrieb komplexného hodnotenia zrudnenia s cieľom pripraviť čo najlepšie podklady pre ďalší prieskum. Preto bolo potrebné doplniť geologicko-výskumné práce o ďalšie možnosti overovania zrudnenia, a tým získať podklady pre hodnotenie modernšími metódami.

Po skúsenostiach s meraním termoelektrického napätia pyritov na iných ložiskách podobného charakteru či už doma alebo v zahraničí, kde výskum tohto druhu priniesol priaznivé výsledky, doplnili sme mineralogické štúdium meraním elektrofyzikálnych vlastností pyritu. Charakter mineralizácie, najmä rozptýlenosť rudnej zložky, niekedy makroskopicky ťažko postrehnuteľná, jej úložné pomery, ale najmä rozšírenie pyritovej mineralizácie vo vertikálnom zmysle podporili vhodnosť tohto štúdia. Už teraz je však jasné, že v budúcnosti bude potrebné rozšíriť uvedené štúdium aj na ďalšie minerály.

### Charakter mineralizácie zrudnenia

O vývoji mineralizácie zrudnenia sa zmienime len veľmi stručne, nakoľko sa stala predmetom samostatného štúdia, pričom bol podaný podrobný opis minerálov, ich sukcesie a geochemie (VÁCLAV et al., 1988). Na tomto mieste poukážeme v základných črtách na vývoj mineralizácie rozšírenej o mineralogické vystupovanie, sukcesiu, geochemiu pyritu.

Mineralizácia Mo-W zrudnenia má prevažne žilníkový, žilníkovo-impregnačný a lokálne i žilný charakter. Hrúbka žilníkov a žíl je značne variabilná a len zriedkavo dosahuje väčšie rozmery.

Mineralizácia študovaného územia bola formovaná v dvoch vývojových etapách a viacerých minerálnych periódach.

V prvej, najstaršej etape vývoja mineralizácie sa tvorili pyritové a pyritovo-pyrotínové akumulácie, šošovky i nepravidelné polohy (rádu 1–5 cm, lokálne i viac) synsedimentárneho charakteru, sledujúce prevažne foliačné plochy a vrstevnatosť. V mnohých prípadoch boli tieto koncentrácie intenzívne prevrásnené a následne rekrystalizované.

Mladšia etapa, ktorá sa začala U–Ti–REE mineralizáciou (VÁCLAV et al., 1988), sa od predchádzajúcej líši tak geneticko-tektonickou prípravou, ako aj štruktúrno-tektonickými znakmi a minerálnym zložením. V tomto období sa formovali už samostatné periody charakterizované molybdénovo-volfrámovou, karbonátovou a sulfidickou mineralizáciou.

Podrobným mineralogickým výskumom (VÁCLAV et al., 1988) boli doteraz zistené nasledujúce minerály: kremeň, pyrit, pyrotín, brannerit, monazit, xenotím, apatit, rutil, molybdenit, volframit, scheelit, fluorit, chalkopyrit, tetraedrit, arzenopyrit, Fe-dolomit, kalcit, chlorit, galenit a sfalerit.



Najčastejším minerálom z hľadiska vertikálneho i horizontálneho rozšírenia je pyrit, ktorý je predmetom nášho detailnejšieho hodnotenia. I keď koncentrácie pyritu nie sú v predmetnom území pravidelne rozmiestnené, dosahujú lokálne i niekoľko cm hrubé polohy, hniezda (4–6 cm). V priemere sa však drobnozrné agregáty, polohy i kremeňovo-pyritové žily pohybujú do 0,5 cm hrúbky. Ich koncentrácie majú obyčajne monominerálny charakter (okrem sprievodného kremeňa a nepravidelných akumulácií pyrotínu), ostatné minerály majú len sporadické zastúpenie (chalkopyrit, arzenopyrit, markazit). Jednotlivé pyritové agregáty sa často odlišujú iba veľkosťou zrna. Vo väčších hniezdovitých akumuláciách majú prevahu hrubozrnnejšie formy, keď niektoré zrná dosahujú i 0,5–0,7 cm veľkosť. Často sú však mechanicky porušené a intergranulárne priestory sú vyplnené kmeňom idiomorfneho vývoja.

Pyrit v študovanom území vystupuje vo viacerých generáciách, ktorých presná identifikácia v dôsledku veľkej rozptýlenosti minerálov a nepravidelnosti ich vystupovania je v niektorých prípadoch diskutabilná.

Za najstarší pyrit I považujeme rôzne agregáty, ale aj samostatne vystupujúce kryštály pyritu v okolitých horninách. Pyrit v nich tvorí často metakrysty, väčšie i menšie jemnozrnnejšie agregáty lokalizované na foliačné plochy, ale často ho nachádzame i vo forme nepravidelných polôh v ostatnej homine. Jednotlivé akumulácie majú miestami páskovaný a následne usmerný charakter. Väčšie hniezdovité útvary, i keď sú zriedkavé, sú intenzívnejšie prevrásnené, čo len dokumentuje ich syngenetický pôvod.

Pyrit druhej generácie asociuje s Mo-W mineralizáciou. Hoci netvorí väčšie agregáty a obyčajne vystupuje dosť izolovane, jeho identifikácia v rámci spomínanej mineralizácie sa zdá byť dosť jednoznačná. Tvorí drobné zrná v sprievodnom kremeňi vždy v blízkosti molybdenitu a volframu. Veľkosť zrn a agregátov je neporovnateľne menšia ako pri pyrite I. generácie. Väčšie agregáty sú veľmi ojedinelé a zvyčajne sú to len drobné nepravidelné zrná.

Pyrit III má v rámci zrudňovacieho procesu o niečo väčšie zastúpenie ako pyrit II, ale i tak akumulácie len v málo prípadoch presahujú centimetrovú (snáď i viac) hrúbku, v asociácii s ostatnými sulfidmi (chalkopyrit, pyrotín, tetradrit, arzenopyrit v sprievode s kmeňom). Uvedená asociácia v prevahu tvorí tmel porušeného staršieho pyritu.

Najmladší pyrit IV sa nachádza v dutinách a drobných puklinách vo forme menších idiomorfnych zrn hexaédrického obmedzenia. Na podrobnejšie delenie generácií pyritov teraz nemáme dostatok spoľahlivejších kritérií, hoci v predmetnom území by sme ich mohli vydeliť i viac.

Možnosť konfrontácie nameraných hodnôt koeficientov napätia s ich chemickým zložením z rôznych minerálnych asociácií, popri prípade generácií, nevyznela dosť presvedčivo. Chemické zloženie pyritov bolo podrobené sérii kvantitatívnych analýz v súlade s vykonávanými meraniami, aby sa mohli súčasne sledovať aj ich prípadné zmeny. Celkovo však môžeme konštatovať, že chemické zloženie pyritov je veľmi jednoduché. Okrem základných stavebných komponentov sa v pyrite nachádza menší obsah Ni, Co, As, nižší obsah W a Mo.

Obsah Ni a Co je prítomný vo všetkých analýzach v rozmedzí od tisícín do desiatín percenta a môžeme ich považovať za typické prvky pyritov z Ruchoviec a snáď i celej západnej časti Spišsko-gemerského rudohoria (VARČEK, 1959; NOVÁK, 1960; REGÁSEK, 1967; BEŇKA, 1976).

Zaujímavý je výskyt arzenu. Jeho zastúpenie je veľmi variabilné – od nestanoviteľných koncentrácií po hodnoty niekoľkých desiatín. Vzhľadom na jeho dosť častý výskyt v pyrite ho mnohí autori (RAHMDOHR, 1960; FLEISCHER, 1952) považujú za typickú prímes pyritu. Je však pravdepodobné, že značná časť As sa neviaže na mriežku, ale pochádza z okolného prostredia ako heterogenita z mikrokoncentrácií arzénopyritu.

Koncentrácie Mo a W sa pohybujú v stotínach až tisícinách percenta, pričom obsah W je v priemere nižší ako Mo, ale výskyt W má priebežnejší charakter a bol zaznamenaný temer vo všetkých analýzach. Mo má nepravidelné zastúpenie a jeho obsah koreluje s obsahom molybdenitu na žilách.

Určité diferencie sme zaznamenali pri porovnávaní obsahu Ni a As v pyritoch z jednotlivých typov hornín (tab. 1).

Pyrity z fylitov mali v priemere trojnásobný obsah Ni oproti pyritom z metabazaltov a metapieskovcov a naopak, o polovicu nižší obsah As. Tento rozdiel v obsahu prímies sa markantne prejavil pri vypočítavaní pomeru  $As/(2 Ni + Co)$ , ktorý použil BUŠMAKIN (1985) na stanovenie závislosti koeficientu termoelektrického napätia pyritu od obsahu prímies. Aj v našom prípade hodnoty vypočítaného pomeru napätia pre pyrity z fylitov (0,48) sa líšia od hodnôt pomeru pyritov z metabazaltov (0,92), resp. metapieskovcov (0,87).

Tab. 1 Priemerné chemické zloženie a niektoré parametre pyritov z rôznych hornín

Horniny	Muskovitovo-biotitový fylit	Sericitický fylit	Metabazalt	Metapieskovce
Počet vzoriek	12	6	10	9
Fe (%)	46,37	46,58	46,75	46,32
S	53,83	53,89	53,84	54,10
Ni	0,0615	0,0636	0,0244	0,0194
Co	0,0814	0,1668	0,1304	0,0668
Mo	0,0373	0,0191	0,0454	0,0465
W	0,0115	0,0124	0,0384	0,0115
As	0,0548	0,0366	0,1068	0,0841
S/Fe	1,1630	1,1571	1,1598	1,1682
S+As/Fe+Ni+Co	1,1609	1,1530	1,1564	1,1661
As/2Ni+Co	0,47	0,49	0,92	0,87
$\mu\text{V/deg}$	-170,6	-144,1	-96,1	+115,2

### Termoelektrické napätie pyritov

Problematikou merania koeficientu termoelektrického napätia pyritu sa podrobnejšie zaoberajú ĎURŽA (1981) a ĎURŽA – CHOVAN (1981). Prístroj na meranie termoelektrického napätia a metodiku merania opisujú ĎURŽA (1981) a GAJDOŠ – ĎURŽA (1981).

Dosiahnuté hodnoty koeficientov termoelektrického napätia pyritov z hodnotenia vrstov sa pohybujú v širokom intervale (-500 až +800  $\mu\text{V/deg}$ ). Z podrobnej analýzy rozdelenia hodnôt koeficientov termoelektrického napätia ( $\alpha$ ) vyplýva, že môžeme diskutovať až o štyroch typoch pyritov, pričom najrozšírenejšie sú prvé dva typy.

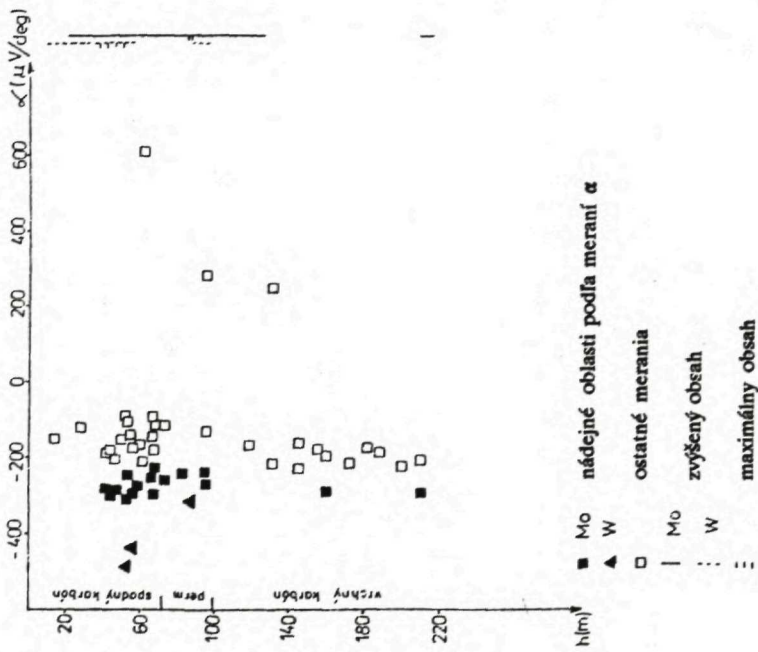
1. Pyrity s vodivosťou typu n a hodnotami  $\alpha$  v intervale -250 až -50  $\mu\text{V/deg}$ . Tento typ nachádzame v celom profile vrstov.
2. Pyrity s vodivosťou typu n a hodnotami  $\alpha$  v intervale -550 až -250  $\mu\text{V/deg}$ . Pyrity s týmito koeficientmi sa nachádzajú v hĺbke 40–90 m vrstu RO-1 a vo vrte RO-4 v hĺbke 220 až 300 m. Hlbšie je veľmi zriedkavý.
3. Pyrity s vodivosťou typu p a hodnotami koeficientu termoelektrického napätia v intervale +50 až +400  $\mu\text{V/deg}$  sa vyskytujú len zriedka.
4. Pyrity s vodivosťou typu p a veľmi vysokými hodnotami koeficientu termoelektrického napätia (+400 až +800  $\mu\text{V/deg}$ ) sa vyskytujú len ojedinele.

Vodivosť typu p posledných dvoch typov pyritov je spôsobená zvýšeným obsahom As, resp. zvýšením pomeru X/M. Termoelektrické správanie sa pyritu teda určuje vzťah medzi kationóm M, ktorý tvorí najmä Fe a zvýšenie obsahu takých prvkov ako  $\text{Co}^{3+}$  a  $\text{Ni}^{2+}$ , a aniónóm M, ktorý tvorí hlavne S a zvýšenie obsahu prvkov s valenciou nižšou ako 2 ( $\text{Cu}^+$ ,  $\text{Ag}^+$ ,  $\text{As}^+$ ).

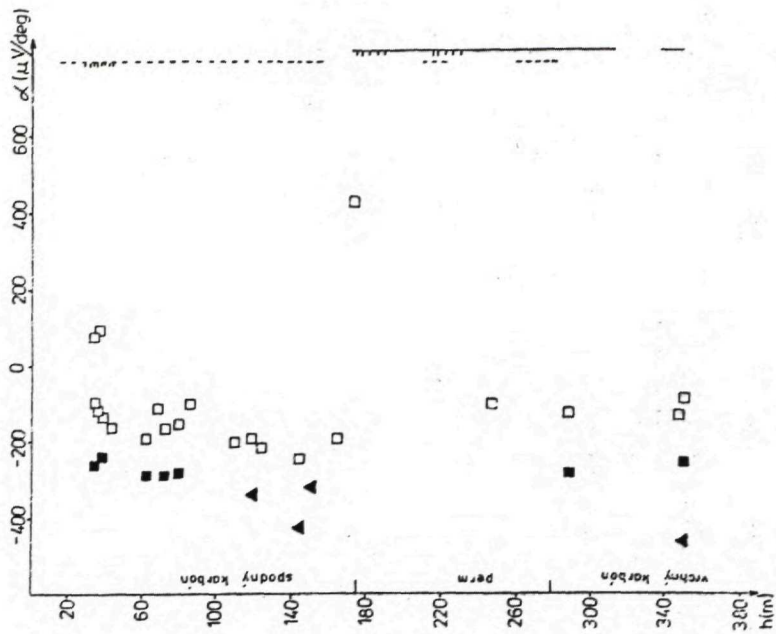
Analýzou rozdelenia hodnôt koeficientov termoelektrického napätia a ich porovnaním s geologickými profilmi vrstov RO (VÁCLAV et al., 1988) sme zistili, že pyrity z rôzneho geologického prostredia majú rôzne hodnoty termoelektrického napätia (tab. 2). Pre pyrity z fylitov je charakteristické jednodomé rozdelenie hodnôt s pomerne úzkym intervalom hodnôt a s výrazným maximom. Pritom pyrity z fylitov obsahujúcich biotit (biotitový, biotitovo-muskovitový fylit) majú zápornejšie hodnoty koeficientov termoelektrického napätia ako ostatné fylity (grafiticko-sericitické, chloriticko-sericitické fylity). Je pravdepodobné, že sediment, z ktorého fylity s biotitom vznikali, obsahoval viac Fe, resp. bol menší pomer aniónov ku kationóm v pyritoch.

Pre pyrity v metapieskovcoch a metabazaltových tufitoch je charakteristické viacodomé rozdelenie hodnôt termoelektrického napätia so širokým intervalom hodnôt. Je to pravdepodobne preto, že horniny podliehali rôznym stupňom metamorfózy, resp. kladné hodnoty termoelektrického napätia

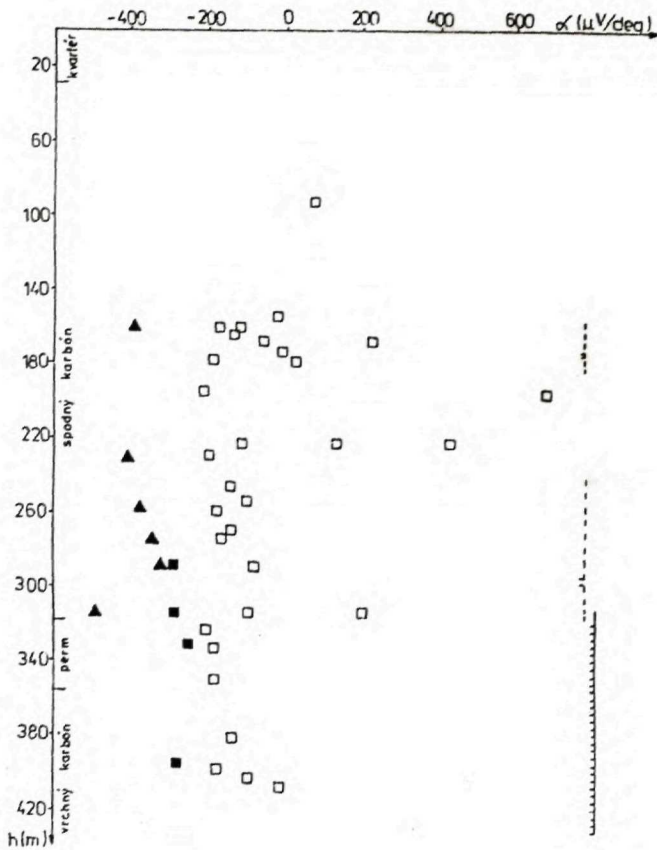




Obr. 1 Termoelektrické napätie pyritov z vrtn RO-1



Obr. 1 Termoelektrické napätie pyritov z vrtn RO-2



Obr. 1 Termoelektrické napätie pyritov z vrtu RO-4

metapieskovcov zodpovedajú pôvodným sedimentárnym pyritom.

Priaznivé výsledky boli dosiahnuté i pri meraní termoelektrického napätia pyritov s cieľom spresniť obohatené časti vrtov o Mo a W. Dokumentujú to i grafické prílohy profilov vrtov (obr. 1), kde sa porovnávajú namerané výsledky napätia s chemickými analýzami sledujúcimi zvýšený obsah W a Mo. Nami dosiahnuté výsledky sú vo veľmi dobrej zhode s rozmiestnením, poprípade lokalizáciou Mo-W mineralizácie, i keď niektoré polohy sme nezachytili. Nemali sme totiž možnosť merať termonapätie v dôsledku nedostatku pyritu. Podľa záverov POPOVOVEJ (1974) sa u niektorých minerálov zistila spojitosť medzi typom vodivosti a typom mineralizácie. Tak napr. pyrity typu p sú späté s Hg- a tiež

Au-mineralizáciou. Pyrity typu n možno pozorovať najmä na ložiskách medenej, polymetalickej, molybdénovej, cínovej a volfrámovej mineralizácie, pričom pyrity volfrámových ložísk majú maximálne záporné hodnoty koeficientu termoelektrického napätia (-350 až -650  $\mu\text{V}/\text{deg}$ ). Pre molybdénovo a molybdénovo-polymetalické ložiská uvádza hodnoty koeficientu termoelektrického napätia pyritu (-200 až -350  $\mu\text{V}/\text{deg}$ ).

Podľa záverov POPOVOVEJ (1974) obohatené časti o W vo vrte RO-1 by mali byť v hĺbkach okolo 50 m a 90 m. VÁCLAV et al. (1988) uvádzajú maximálny obsah W v hĺbkach 36–47 m a zvýšený v hĺbkach 9–53 m. Okrem toho zvýšený obsah W je aj v hĺbkach 88–91 m 94–97 m. Maximálny obsah Mo je v hĺbkach 85–88 m a zvýšený v intervale 21–127 m,



Tab. 2 Hodnoty termoelektrického napätia pyritov z rôznych hornín z vrtov RO

Horniny \ Vrtý	$\mu\text{V}/\text{deg}$		
	Ro-1	Ro-2	Ro-4
fyliny s biotitom	-196,6	-213,6	-154,3
fyliny so sericitom	-135,7	-126,6	-143,9
metapieskovce	-241,2	-253,3	-224,2
	-115,6	-119,2	-59,9
	+382,3	+89,6	+569,6
metabazaltové tufity	-294,8	-297,7	-355,3
	-175,6	-178,6	-121,0

hlbšie len v intervale 209–216 m. Podľa meraní termoelektrického napätia pyritu zvýšený obsah Mo by mal byť v intervale 40–100 m, 160 m a 290 m.

Z porovnania chemického zloženia pyritov a merania ich termoelektrického napätia môžeme vydeliť najbohatšiu zónu na W a podstatnú časť obohatenú o Mo okrem okrajových častí, kde bolo málo vhodných vzoriek.

Vo vrte RO-2 maximálny obsah W (VÁCLAV et al., 1988a) je lokalizovaný do hĺbok 29–44 m a zvýšený do 14–158 m, potom len zriedkavejšie v hĺbke 207–223 m, 258–275 m, 289–292 m a 299–302 m.

Maximálny obsah Mo je v mnohých menších vrstvičkách najmä v hĺbkach 175–191 m, 215–231 m a 493–535 m a zvýšený obsah v intervaloch 172–313 m, 338–349 m a 410–420 m. Z analýzy meraní termoelektrického napätia by mal byť zvýšený obsah W v hĺbkach 120–150 m a 350 m; Mo v hĺbkach 34–80 m, 284 m a 350 m.

Z porovnania dosiahnutých výsledkov vyplýva, že v tomto vrte nedošlo k úplnej zhode v dôsledku menšieho počtu meraní, a to najmä od hĺbky 180–310 m, kde možnosti merania boli dosť obmedzené v dôsledku nedostatku priaznivých vzoriek.

V prípade W je nesúlad v intervale do 90 m z toho istého dôvodu.

Hodnoty termoelektrického napätia pyritov z tohto intervalu sú trochu nižšie ako by mali byť podľa POPOVOVEJ (1974). Možno, že je to v dôsledku hypergénnych procesov.

Vo vrte RO-4 je maximálny obsah W (VÁCLAV et al., 1988) v hĺbkach 173–175 m, 252–254 m a 294–299 m a zvýšený obsah v hĺbkach 158–184 m a 240–317 m. Maximálny obsah Mo je v intervaloch 320–433,5 m a zvýšený obsah ešte v hĺbke 312–320 m. Z meraní termoelektrického napätia vyplýva, že zvýšený obsah W by mal byť okolo 160 m a v inter-

vale 230 až 315 m a Mo v intervale 290–340 m. Nepokrytý je úsek 340 až 380 m.

Z porovnávania výsledkov vyplýva veľmi dobrá zhoda v zistených hĺbkach.

#### Záver

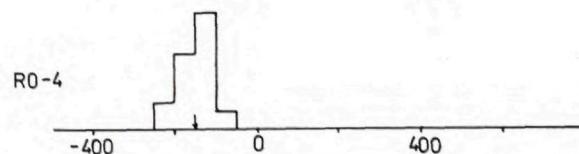
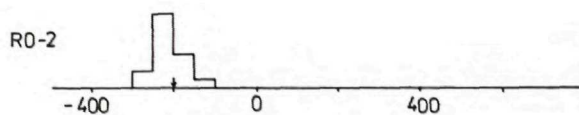
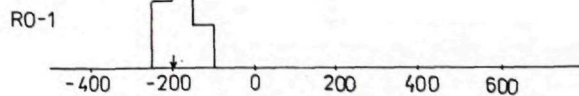
Podrobnejším štúdiom pyritov z radu RO pri Rochovciach bola zistená a spresnená ich mineralógia, chemické zloženie a sukcesia. Paragenetické pomery i vystupovanie v rámci celého zrudnenia sa vcelku od ostatných lokalít neodlišujú, až na menšie rozdielnosti v zastúpení niektorých mikroprvkov (Ni, Co, As) v závislosti od prostredia.

Priaznivejšie výsledky boli dosiahnuté meraním termoelektrického napätia, ktoré vykázalo z rôznych hornín rôzne hodnoty. Tak pre pyrity z fylitov sú charakteristické jednodielne rozdelenia hodnôt s pomerne úzkym intervalom od -300 do -100 a výrazným maximom okolo -200  $\mu\text{V}/\text{deg}$ . Pre pyrity uložené v metapieskovcoch a metabazaltových tufitoch sú charakteristické viacdielne rozdelenia so širokým intervalom hodnôt od -400 – 0 ( $\mu\text{V}/\text{deg}$ ).

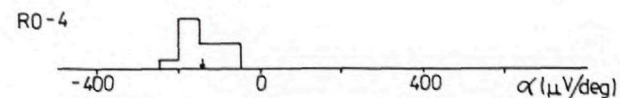
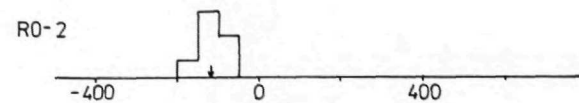
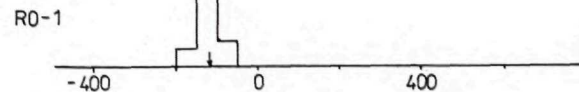
Súčasne sme potvrdili závery POPOVOVEJ (1974) o možnosti využitia meraní termoelektrického napätia pyritu pri vyhľadávaní Mo–W mineralizácie. Z analýzy nameraných hodnôt termoelektrického napätia pyritov vyplýva, že zvýšený obsah W možno očakávať v spodnom karbone (gemerika); perme a vrchnom karbone (veporika) len Mo.

Podrobným meraním bola potvrdená i súvislosť termoelektrických vlastností pyritov s lokalizáciou W–Mo zrudnenia. Treba však poznamenať, že by bolo vhodné sledovať aj termonapätie samotného molybdenitu, ktorý sa s vodivosťou typu n spája s molybdénovo-medenými rudami a typu p s cínovo-volfrámovými rudami (POPOVOVÁ, 1974).

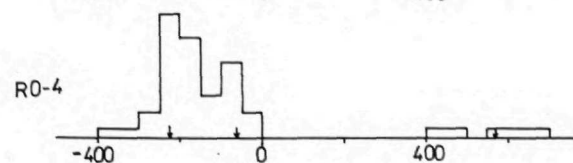
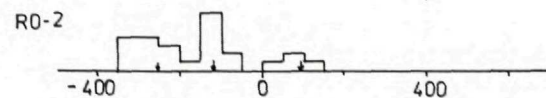
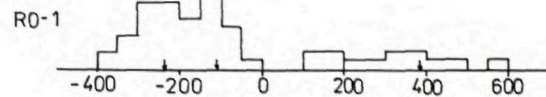
biotiticko-muskovitické  
fylity



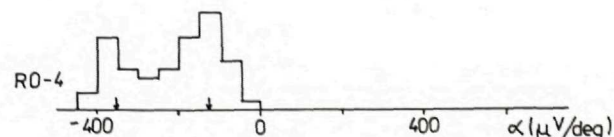
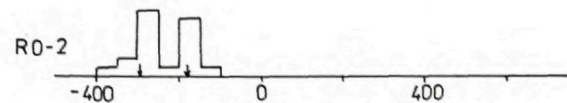
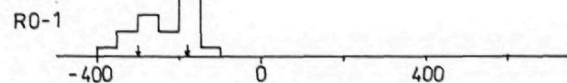
sericiticko-grafitické  
fylity



metapieskovce

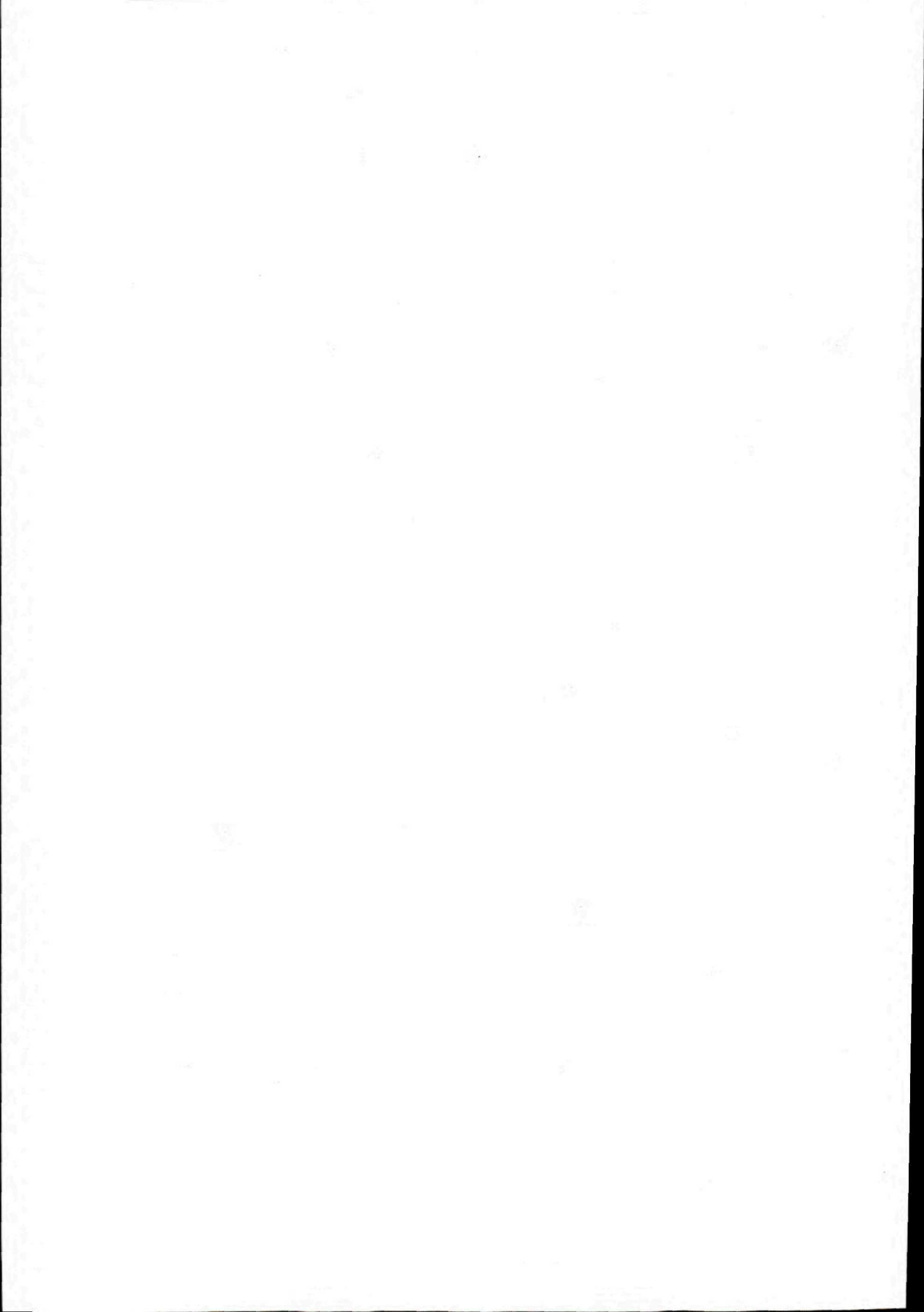


metabazalty



Obr. 2 Termoelektrické napätie pyritov z rôznych hornín vrtní RO-1, RO-2, RO-4





VOJTECH GAJDOŠ – LADISLAV MELIORIS

## Príspevok k poznaniu výverových oblastí vybraných lokalít minerálnych vôd Západných Karpát

6 obr.

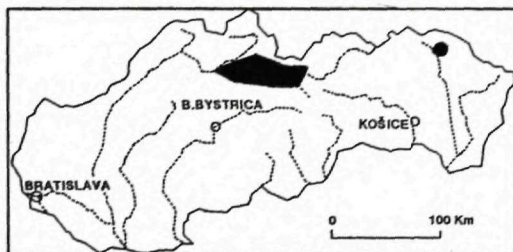
**A b s t r a c t.** This contribution points out that some geoelectric characteristics can be determined in mineral-water spring areas and can be employed for the regional protection of the sources of mineral waters.

### Úvod

Napriek tomu, že otázky rozdelenia či vymedzenia hydrogeologických štruktúr sú predmetom pozornosti odborníkov, panuje značná rozdielnosť názorov. Z hydrodynamického hľadiska sa štruktúry minerálnych vôd obyčajne členia na oblasť infiltračnú, akumulačnú a výverovú. Oblasť, v ktorej dochádza k prirodzenému či umelému odvodňovaniu štruktúry minerálnych vôd, považujeme za výverovú.

Všeobecne známe sú faktory, ktoré podmieňujú pohyb minerálnej vody vo výstupových cestách výverovej oblasti. Rovnako je známe, že vo zvodnenom prostredí sa fyzikálne prejavuje tak prítomnosť podzemnej vody, ako aj jej pohyb. Predmetom nášho štúdia je pomocou sledovania prirodzených elektrických polí charakterizovať pohyb minerálnej vody vo zvodnenom prostredí a v jej výstupových cestách. Zároveň sme sledovali rozloženie umelého elektrického poľa s cieľom zistiť polohu a tvar geologickej bariéry, ktorá podmieňuje charakter výstupových ciest.

V tomto príspevku chceme poukázať na možnosť geofyzikálnej interpretácie pohybu minerálnej vody vo výverových oblastiach vybraných lokalít zdrojov minerálnej vody a prispieť tak k ich lepšiemu poznaniu. Tým sa vytvárajú podmienky na optimálne využívanie a racionálnu ochranu jednotlivých zdrojov minerálnych vôd.



### Použité geofyzikálne metódy

Na riešenie uvedených úloh sme vybrali dve geoelektrické metódy, a to metódu spontánnej polarizácie (SP) a modifikáciu metódy nabitého telesa (NT).

Metóda SP patrí k základným geoelektrickým metódam a používa sa na mapovanie statických elektrických polí, ktoré prirodzene vznikajú v horninovom prostredí. Zdrojom prirodzeného elektrického poľa v okolí prameňov je prúdenie podzemnej vody, ktorá v mieste prameňa vychádza na zemský povrch. Pri prúdení podzemnej vody cez pórový priestor horninového prostredia dochádza k diferenciácii kladných a záporných iónov solí rozpustených v podzemnej vode. Výsledkom tejto diferenciácie je narastanie kladných iónov v smere prúdenia podzemnej vody. To znamená, že v okolí prameňa možno pozorovať anomáliu filtračného poľa s kladným maximom, pričom štruktúra elektrického poľa odráža charakter prúdenia podzemnej vody do prameňa.

Metóda NT tiež patrí medzi klasické geoelektrické metódy a používa sa na zisťovanie tvaru umelého stacionárneho elektrického prúdového poľa vytvore-

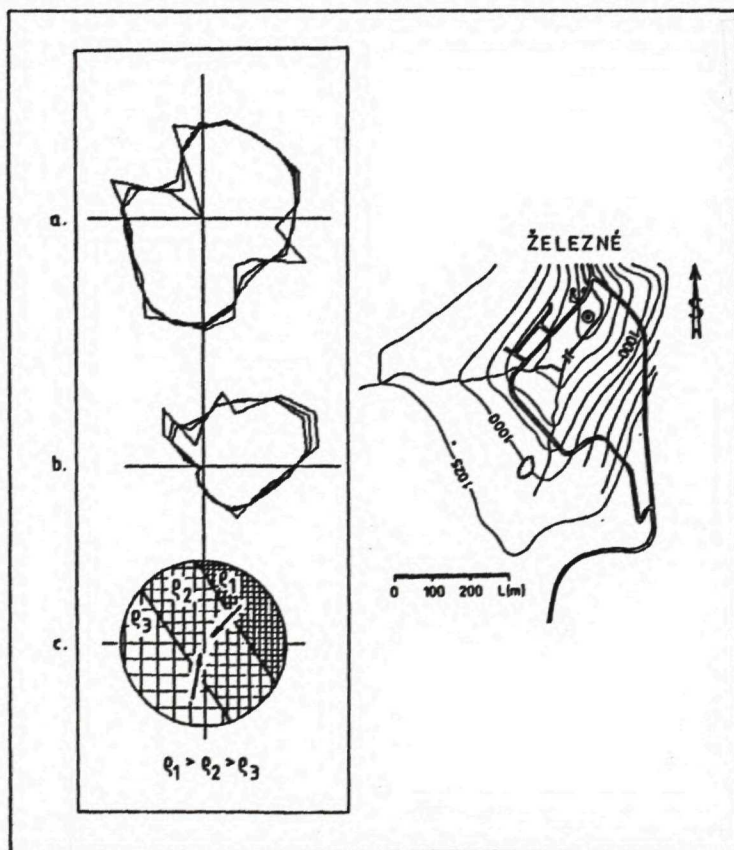


ného elektródou zavedenou do geologického telesa, ktorého tvar chceme skúmať. Zdrojom umelého elektrického poľa v okolí prameňa je kovová elektróda umiestnená v prameni a napájaná elektrickým prúdom z nízkonapäťového zdroja. Tvar a štruktúra umelého elektrického poľa sú determinované rozložením vodivých telies v okolí prameňa. Tieto vodivé telesá môžu byť reprezentované buď flovným telesom, ktoré tvorí bariéru prúdu podzemnej vody a zapríčiňuje jej výstup na povrch zeme, alebo v skalných hominách to môže byť kanál privádzajúci podzemnú vodu k prameňu, resp. zvodnenú tektonickú štruktúru (puklinový systém) napájajúcu prameň. Bezprostredný vplyv hominového prostredia na merané dáta pri oboch metódach sa pohybuje zhruba do 25 m v horizontálnom i vertikálnom sme-

re. Je však zrejmé, že pozorované geologické fenomény majú väčší rozsah, a teda ich prejav v okolí prameňov možno s ohľadom na konkrétne geologické pomery primerane extrapolovať do širšieho okolia prameňov.

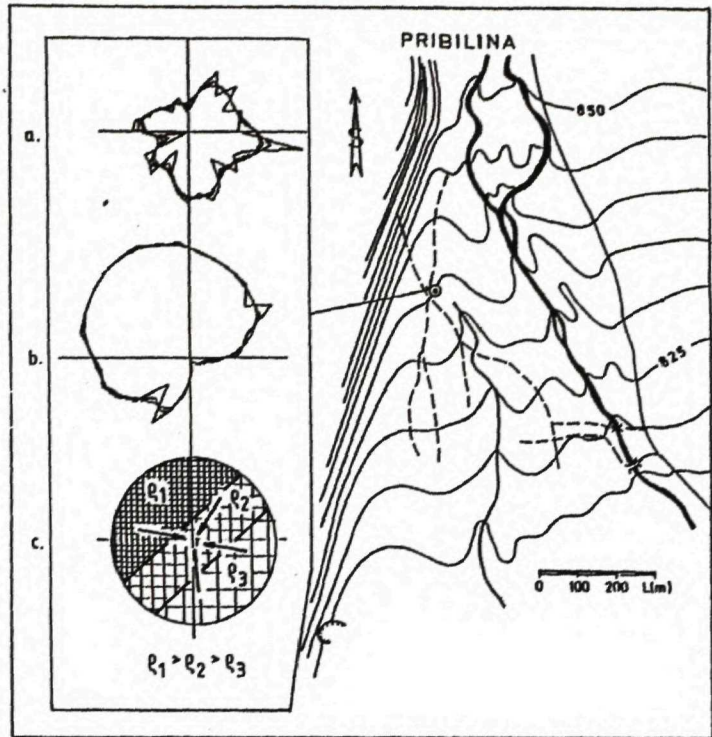
### Interpretácia výsledkov

Spomenuté metódy sme použili na sledovanie výstupových ciest prameňov minerálnych vôd v lokalitách Rojkov, Bešeňová, Železné, Liptovský Ján, Račková, Mýto pod Ďumbierom a Pribylina. Vychádzali sme z predpokladov uvedených v predošlej časti a získané elektrické prejavy prameňov sme analyzovali s týmito výsledkami:



Obr. 1 Situácia a výsledky merania v okolí prameňa v Železnom.

a) diagram poľa SP (prirodené elektrické pole), b) diagram poľa NT (umelé elektrické pole), c) interpretácia diagramov poľ SP a NT: smery prítokov podzemnej vody a poloha odporových rozhraní s vyznačením relatívnych odporových vzťahov medzi vyčlenenými prostrediami.



Obr. 2 Situácia a výsledky merania v okolí prameňa nad Pribylinou (Račková – vrchný, „vajcovka“; a), b) a c) ako v obr. 1

## Železné

Minerálny prameň Hviezdoslav je situovaný na najnižšom mieste synklinály Železného. Nachádza sa v nadmorskej výške 996 m. Predpokladá sa, že v tejto lokalite sa vyskytuje viac skrytých výverov minerálnej vody, ktoré sú prekryté močarinou. V okolí Železného sú vyčlenené dva tektonické prvky – šikmá vrása Tlstej, ktorá má severnú vergenciu, a vrása Prievalca, ktorá je asymetrická so smerom osi antiklinály SV–JZ. Minerálny prameň vystupuje v mieste pretínania sa predpokladaných zlomov. Pozdĺžny zlom tvorí južné obmedzenie granitoidného jadra vrásky Tlstej a má smer ZJZ–VSV. Priečný zlom má smer JZ–SV. Hrebeň vrásky Prievalca tvorí mylonitizovaná žula, lemovaná súvrstvom kremencov. Infiltrovaná voda podľa doterajších predpokladov má smer pohybu na SZ pod werfénske bridlice, ktoré vyplňajú synklinálu Železného. V mieste pretínania sa zlomov dochádza k odvodňovaniu studenej preplnenej vody nevýrazného Ca–SO<sub>4</sub> typu s hodnotou celkovej mineralizácie cca 3,5 g.l<sup>-1</sup> (MALATINSKÝ, 1973).

Podľa diagramov polí SP a NT (obr. 1) má prameň dva výrazné prítoky, a to z J a SV. Južný prítok korešponduje s depresiou terénu, ktorou od juhu priteká jedno z ramien potoka. Severovýchodný prítok korešponduje so sv.-jz. zlomom. Napriek tomu predpokladáme, že južný prítok je z hlbšieho obehu, pretože prichádza z relatívne vodivejšieho ( $\rho_2$ ), a teda menej priepustného pripovrchového prostredia. Naproti tomu sv. prítok prichádza z relatívne priepustnejšieho prostredia ( $\rho_1$ ) pravdepodobne svahových sutín. Keďže potok má v tejto časti oblúk, možno tiež pripustiť, že čiastočne sa na tomto prítoku môže podieľať aj voda z potoka. Prostredie ( $\rho_3$ ) predstavuje menej priepustnejšiu polohu, ktorá zrejme bráni prítoku vody z potoka z jv. smeru.

## Pribylina

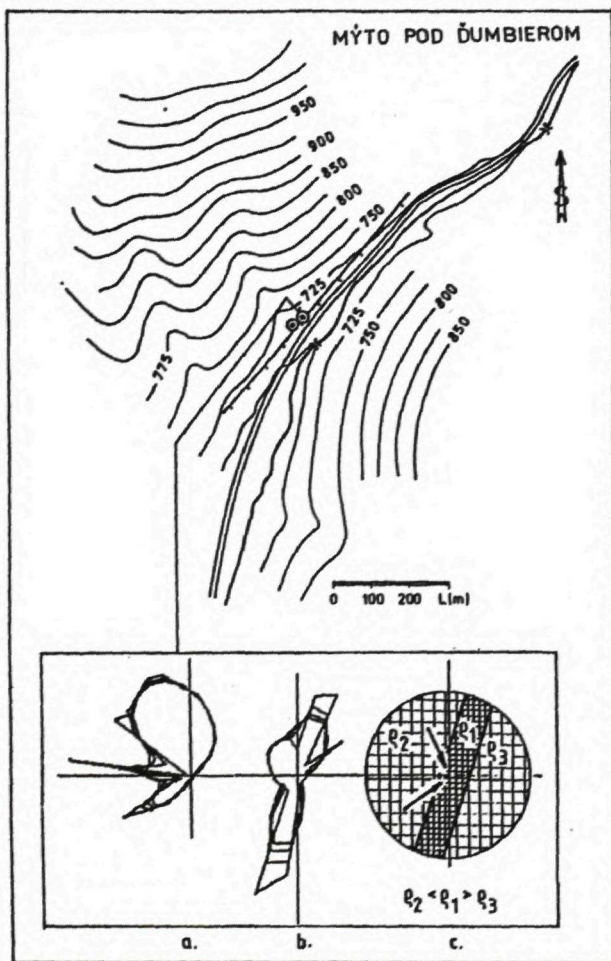
V severnej časti Liptovskej kotliny je najvýraznejším tektonickým prvkom podtatranský zlom, ktorý ohraničuje masív kryštalinika Tatier od Liptovskej kotliny. Pri vynáraní jadra Tatier sa rigidnejšie sú-



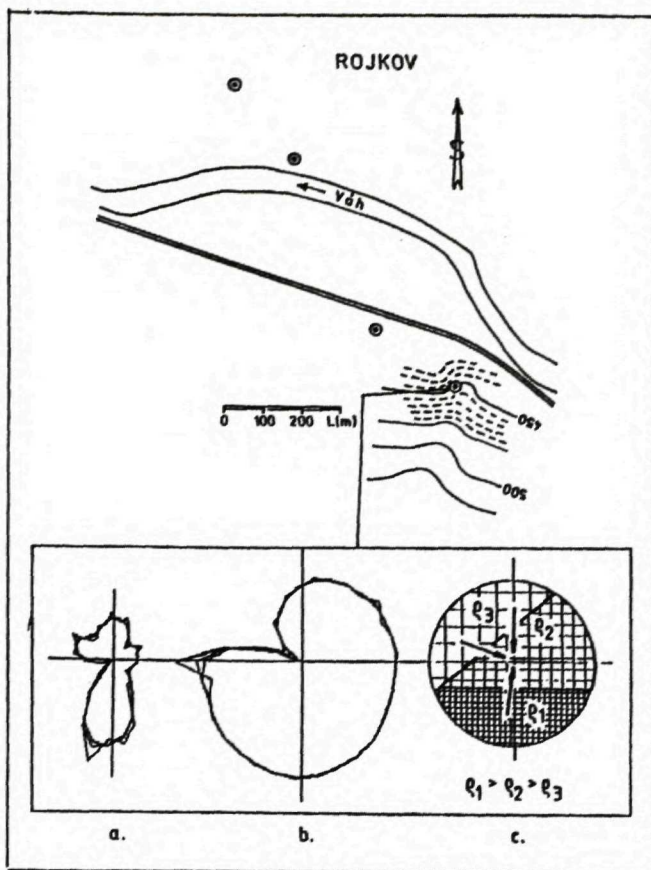
vrstvia paleogénu pravdepodobne stupňovite láma-  
li, čím vznikli ďalšie čiastkové zlomy smerove  
zhodné s podtatranským zlomom, ale morfológicky  
nevýrazné, ktoré indikujú len vývery minerálnych  
prameňov. Prameňe sú lokalizované na miestach  
ich pretínania sa s priečnymi zlomami sj. smeru.  
Niektoré tektonické línie sj. smeru zasahujú do vnú-  
tra Liptovskej kotliny a sú aktívne dodnes (MELI-  
ORIS, 1980). Na miesta križovania sa zlomov je situ-  
ovaný aj prameň minerálnej vody nad Pribylinou.  
Studená minerálna voda typu  $\text{Ca-Mg-HCO}_3\text{-SO}_4$   
vyteká z kvartérnych sedimentov, ktoré sú sýtené  
 $\text{CO}_2$ . Prameň (LM-108) sa nachádza v rašeli-

nisku, čo sa prejavuje nízkou hodnotou pH vody.

Diagram podľa SP (obr. 2) má zhruba kruhový  
tvar s výraznými extrémami vo v. a j. smere. Tieto  
zmeny korešpondujú so smerom podtatranského  
zlomu i so smerom priečných zlomov. Ak teda po-  
zorované prítoky do prameňa súvisia s uvedenými  
zlomami, tak v prípade podtatranského zlomu je prítok  
do prameňa z východu a v prípade priečného  
zlomu je prítok z juhu. Západné a severovýchodné  
prítoky zrejme súvisia s vodami kvartéru. Pole NT  
ukazuje na SZ na dobre priepustnú polohu pravde-  
podobne vytriedeného glaciálneho sedimentu ( $\rho_1$ ),  
ktorým prichádza z. aj sv. prítok. Prostredie  $\rho_2$  pred-



Obr. 3 Situácia a výsledky merania v okolí prameňa nad Mýtom pod Ďumbierom (BB-57, drevený kadlub); a), b) a c) ako v obr. 1



Obr. 4 Situácia a výsledky merania v okolí prameňa nad Rojkovom (LM-109, travertínový kráter); a), b) a c) ako v obr. 1

stavuje menej priepustný sediment s vyšším podielom hlinitej zložky. Prostredie  $\rho_3$  predstavuje málo priepustný sediment s vyšším podielom hlinitej zložky. Spod neho vystupujú na povrch prítoky z južného a východného smeru.

### Mýto pod Ďumbierom

Prešmyková plocha medzi tatridným kryštalinikom a veporidným kryštalinikom, nazývaná čertovická línia, predstavuje významný zlom, na ktorý sú viazané vývery minerálnych vôd v Jarabej a Mýte pod Ďumbierom. Preplynená minerálna voda prameňa Kyslá v Mýte pod Ďumbierom predstavuje prechodný Na-Ca-HCO<sub>3</sub>-Cl typ, voda je studená. Hodnota celkovej mineralizácie presahuje 2 g.l<sup>-1</sup>, čo nie je

charakteristické pre podzemné vody horninového prostredia kryštalinika. Zvýšený je najmä obsah Na<sup>+</sup> a Cl<sup>-</sup> iónov. Tento – pre podzemné vody kryštalinika anomálny – obsah Na<sup>+</sup> a Cl<sup>-</sup> interpretujú niektorí autori na základe palynologického a izotopického výskumu tak, že minerálne vody sa pri cirkulácii zrejme dostávajú do kontaktu s morskými miocénnymi sedimentmi (RAPANT, 1991).

Diagram poľa SP (obr. 3) ukazuje výrazný prítok do prameňa (BB-57) zo SSZ, čo korešponduje s terénnou depresiou, ktorá má tento smer a pravdepodobne privádza nízkomineralizované vody kryštalinika. Menší prítok vody, pravdepodobne s vyššou celkovou mineralizáciou, je z JZ, čo je smer pokračovania hlavného údolia a čertovickej línie. Pole NT je tiež výrazne diferencované na dva smery: j. a ssv.



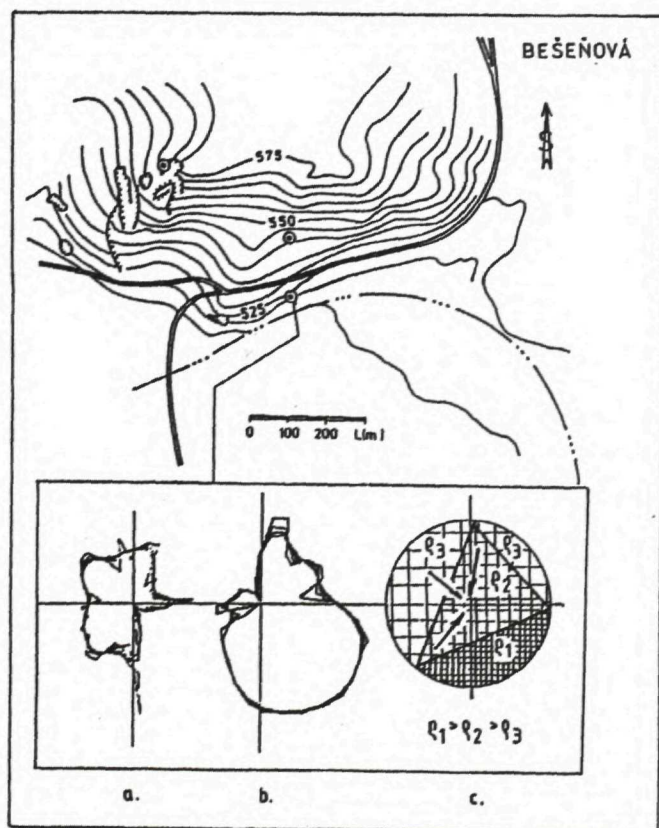
Príčinou je zrejme tektonická nehomogenita, ktorá sa navyše ukazuje ako relatívne menej nevodivá ( $\rho_1$ ), z čoho možno predpokladať, že výplň línie má málo tektonického flu. To však treba overiť ďalším výskumom. Prostredie  $\rho_2$  možno považovať za málo priepustné delúvium a prostredie  $\rho_3$  tiež za málo priepustný sediment, ktorý navyše môže pôsobiť ako bariéra pre vody prenikajúce z potoka, čo tečie jv. od prameňa.

### Rojkov

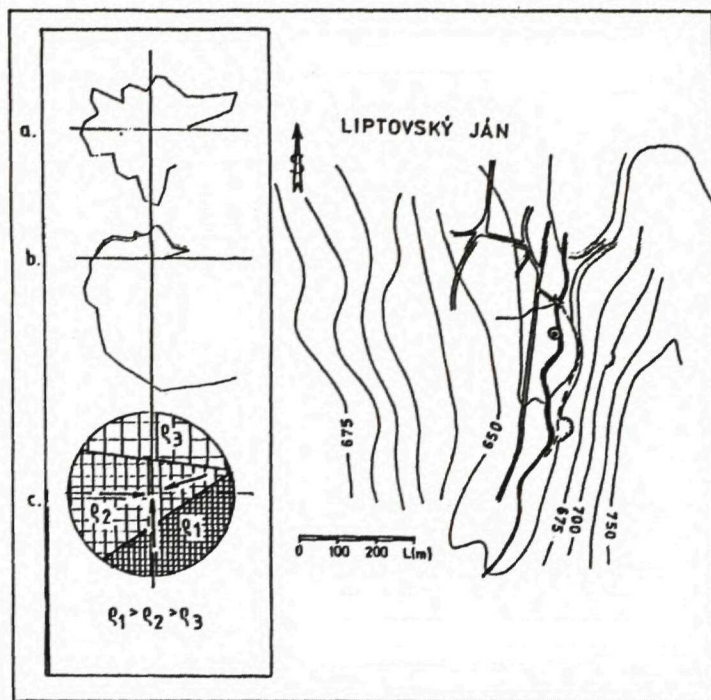
V Chočských vrchoch vyvierajú pramene studených uhličitých vôd v Žaškove, Švošove, Hrboltovej a termálne uhličité vody v Lúčkach. Minerálne vody v Rojkove typu Ca-Mg-HCO<sub>3</sub> až Ca-Mg-HCO<sub>3</sub>-SO<sub>4</sub> sú studené, viazané na krížovanie sa pozdĺžneho

zlomu v údolí Váhu s priečnym zlomom, ktorý zo západnej strany obmedzuje kryštalinikum Malej Fatry voči mezozoiku Chočských vrchov (FRANKO, 1963). Kolektorom minerálnych vôd sú triasové dolomity krížňanského príkrovu. Pramene vyvierajú z aluviálnych sedimentov rieky Váh, čím dochádza k ich miešaniu – riedeniu obyčajnými vodami.

Meranie v tejto lokalite sa uskutočnilo na prameni Jazero (LM-109, travertínový kráter) na severnom svahu nad východným okrajom dediny. Je to posledný výver na južnej strane výverovej línie prechádzajúcej v smere SZ-JV naprieč údolím Váhu. Diagram poľa SP (obr. 4) ukazuje jeden výrazný prítok z JJZ a dva menšie prítoky zo ZSZ a S. Tieto menšie prítoky možno interpretovať ako strmý výstup vôd z hlbšieho obehu k výveru. Výrazný výstup z JJZ má smer terénnej elevácie a možno ho



Obr. 5 Situácia a výsledky merania v okolí prameňa sv. od Bešeňovej (LM-5, prameň medzi cestou a železničnou traťou); a), b) a c) ako v obr. 1.



Obr. 6 Situácia a výsledky merania v okolí prameňa južne od Liptovského Jána (LM-47, trevertínový kráter); a), b) a c) ako v obr. 1

interpretovať buď ako prítok po priečnej tektonike v zmysle názoru FRANKA (1963), alebo ako prítok kvartérnych vôd zo svahu nad kráterom. Tento názor podporuje aj pole NT, ktoré ukazuje v tejto oblasti na polohu dobre priepustných svahových sutín ( $\rho_1$ ). Prostredie  $\rho_3$  sa ukazuje ako málo priepustné (pravdepodobne sliene) a môže byť bariérou pre vody pritekajúce od severu, a tým vytvára podmienky na vznik kráteru a miešanie sa vôd s plytkým a hlbším obehom. Oblasť  $\rho_2$  reprezentuje blízke okolie travertínového kráteru.

### Bešeňová

Výverová oblasť minerálnych vôd je lokalizovaná medzi obcami Bešeňová a Potok v pravostrannej nive Váhu a na príľahlých svahoch. V poriečnej nive vyvierajú pramene z aluviálnych náplavov a na príľahlých svahoch z paleogénnych sedimentov fľovcovej litofácie cez travertíny v nadmorskej výške 514–569 m n. m. Výverová oblasť je dlhá 1800 m a široká 1200 m. Tvorí ju bešeňovská hrast', ktorá je

z J a S ohraničená pozdĺžnymi zlomami smeru Z–V prebiehajúcimi v severnej časti údolia Váhu. Na Z a V je bešeňovská hrast' ohraničená mladšími priečnymi popaleogénnymi zlomami smeru S–J. Vývery uhličitéch termálnych vôd základného nevýrazného typu Ca–HCO<sub>3</sub> až prechodného Ca–Mg–HCO<sub>3</sub>–SO<sub>4</sub> typu s teplotou 7 až 34°C sú viazané na vysokú kryhu, ktorá je vymedzená uvedenými pozdĺžnymi a priečnymi zlomami (FRANKO, 1984). V širokom kontexte výverová oblasť predstavuje čiastkovú bešeňovskú hrast' (v jej strede sa predpaleogénne horniny nachádzajú v hĺbke asi 80 m), ktorá je súčasťou priečnej rozsiahlej sj. hrastí v priestore Partizánska Ľupča – Bešeňová. Kolektorom minerálnych vôd sú stredno- až vrchnotriasové vápence a dolomity krížňanského príkrovu.

Meranie v tejto lokalite sme urobili na prameni (LM-5), ktorý v súčasnosti verejnosť zrejme najčastejšie využíva a ktorý leží medzi cestou do dediny Potok a železničnou traťou. Diagram poľa SP (obr. 5) má takmer kruhový tvar s rovnocennými prítokmi zo S, SZ a JZ. Severozápadný prítok s po-



kračujúcim odtokom v jv. smere možno považovať za prejav pohybu kvartérnych vôd pritekajúcich úzkym pásmom k prameňu. Tento predpoklad podporuje diagram poľa NT, podľa ktorého je sz. od prameňa poloha málo priepustného sedimentu ( $\rho_3$ ), pravdepodobne je to mocnejšia poloha svahových hĺn. Juhozápadný prítok možno považovať za prítok z hlbšieho obehu v zhode s predpokladom FRANKA (1984). Pôvod severného prítoku je otázný. Môže súvisieť s hlbším obehom aj vzhľadom na to, že je to smer od vyššie položeného prameňa, zároveň je to smer blízky spádnicí, a teda je tu možný súvis so svahovými vodami. Prostredie  $\rho_3$  predstavuje vyššie- odporový sediment, buď travertín, alebo vytriedenú vázsku terasu. Bezprostredné okolie prameňa ( $\rho_2$ ) predstavuje menej priepustný sediment, snáď travertín s polohou svahových hĺn.

### Liptovský Ján

Výverová oblasť minerálnych vôd v Liptovskom Jáne tvorí rozsiahle pramenisko južne od obce a v južnej časti obce. Navyše sú tu lokalizované aj hydrogeologické vrty. Výstupové cesty minerálnych vôd typu Mg-Ca-SO<sub>4</sub>-HCO<sub>3</sub> s teplotou od 13,7 do 29,3°C sú viazané na strednotriasové dolomity a vápence chočského príkrovu. Prirodzené vývery vychádzajú z kvartérnych fluvialných sedimentov alebo travertínov. V rokoch 1958–1959 boli minerálne vody zachytené vrtmi B-1 a B-2 a v roku 1964 vrtom Rudolf (H = 95 m, Q = 61 l.s<sup>-1</sup>, T = 28,6°C). Vo výverovej oblasti bola dokumentovaná vzájomná hydraulická súvislosť medzi vrtmi, ako aj vplyv na okolité prírodné pramene, z ktorých niektoré dočasne zanikli, alebo bola ovplyvnená ich výdatnosť.

V tejto lokalite sme uskutočnili meranie na kúpeľnom prameni na j. okraji obce (LM-47). Vzhľadom na to, že jv. časť okolia krátera bola nepriechodná, údaje z tejto časti sme vynechali. Diagram poľa SP (obr. 6) vykazuje tri výrazné prítokové smery, a to zo západu, juhu a VSV. V západnom smere sa prameň používa aj na pitné účely. Keďže z. a vsv. smer prítoku tvoria jednu líniu, možno to interpretovať ako prítok z línie kolmej na s.-j. smer Jánskej doliny. Pri východnom prítoku možno tiež uvažovať o možnosti dotácie z východného svahu údolia. Južný prítok možno považovať za prítok kvartérnych vôd z Jánskej doliny. Tento predpoklad podporuje prítomnosť dobre priepustných aluviálnych sedimentov ( $\rho_1$ ) južne od prameňa. Prostredie

$\rho_2$  je menej priepustný sediment blízkeho okolia travertínového krátera a prostredie  $\rho_3$  predstavuje málo priepustný sediment, pravdepodobne silne zahlinené alúvium, ktoré môže byť bariérou podporujúcou vznik prameňa na tomto mieste.

### Záver

Výskum sme teda realizovali vo výverových oblastiach, kde môžu byť minerálne vody najväznejšie poškodené. Správne určenie výstupu minerálnych vôd do prírodných prameňov môže pomôcť nielen pri rozhodovaní o správnom technickom zachytení zdroja minerálnej vody, ale aj pri určovaní optimálneho odberového množstva, podmienok racionálnej ochrany, charakteru a rozsahu režimových pozorovaní a pod. Poznanie výstupových ciest do značnej miery súvisí aj so zabezpečením hygienickej nezávadnosti minerálnej vody. Tento faktor považujeme za zvlášť dôležitý, pretože výsledky získané zo všetkých meraných prameňov ukazujú na miešanie kvartérnych vôd s vodami strmo vystupujúcimi z väčších hĺbok.

Výsledky tiež naznačujú, že použité geoelektrické metódy spontánnej polarizácie a nabitého telesa môžu prispieť tak k riešeniu týchto praktických úloh, ako aj k hlbšiemu poznaniu hydrogeologických štruktúr minerálnych vôd.

### Literatúra

- FRANKO, O., 1963: Niektoré hydrogeologické poznatky z výskumu minerálnych vôd. Geol. Práce, Zoš. (Bratislava), 64.
- FRANKO, O., 1984: Minerálne vody. In: Vysvetlivky k základnej hydrogeologickej mape ČSSR 1 : 200 000. List Žilina. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
- MALATINSKÝ, K., 1973: Minerálne vody v sz. časti Nízkych Tatier. Kand. diz. práca—Archív kat. podz. vôd PFUK, Bratislava.
- MELIORIS, L., 1980: Hydrogeologické pomery Západných Tatier. Acta Geol. Geogr. Univ. Comen., Geol. (Bratislava), 34.
- RAPANT, S., 1991: Hydrogeologické pomery kryštalinika Nízkych Tatier. Kand. diz. práca. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- SEMENOV, A. S., 1989: Elektrorazvedka metodom jestestvennogo elektrického poľa. Leningrad, Nedra.

OTO MIKO – ONDREJ SAMUEL

## Bibliografia Dionýza Štúra – práce z územia Slovenska

*“Myslím, že (Dionýz Štúr) je najväčším slovenským prírodospytcom.”*

Univ. prof. Dr. F. Němejc (1936)

V tomto roku uplynie sto rokov od úmrtia najvýznamnejšieho prírodovedca druhej polovice 19. storočia slovenského pôvodu – geológa, zoo- a fytopaleontológa, botanika – Dionýza Štúra (\* 2. 4. 1827 v Beckove – † 9. 10. 1893 vo Viedni).

Vyrastal v Modre, v jednom z centier vzdelanosti tohto obdobia. Počas ďalších štúdií v Bratislave nadobudol filozofický a vo Viedni širší prírodovedecký rozhľad; najviac odborných vedomostí však získal na Banskej akadémii v Banskej Štiavnici. Svojimi schopnosťami bol predurčený najmä pre geológiu, prvú odbornú prácu uverejnil už ako 20-ročný študent. Vrodený talent a túžba po poznání spolu s dosiahnutým vzdelaním boli odrazovým mostíkom pre jeho celoživotnú prácu. Po celý svoj mimoriadne tvorivý život pôsobil v c. k. Ríšskom geologickom ústave vo Viedni, kde prešiel všetkými funkciami, od pomocného geológa až po riaditeľa ústavu. Vyše dvadsaťdva rokov sa zapájal do prehladného i špecializovaného geologického výskumu na území rozsiahlej Rakúsko-Uhorskej monarchie. Bol jedným z prvých bádateľov a svojimi prácami podstatne prispel k poznaniu oblastí s najkomplikovanejšou stavbou – Východných Álp a Karpát.

Pri výjazdoch do terénu Štúr okrem neživej prírody zároveň pozorne skúmal i recentné rastlinstvo. Doteraz je málo známe, že k obdobným záverom, k akým dospel Darwin vo svojom diele „O pôvode druhov“, sa Štúr dopracoval ešte skôr. Spojením obidvoch záľub – geológie a botaniky – sa z neho stal uznávaný fytopaleontológ svetového mena. Svedectvom toho je i rozsiahla korešpondencia s mnohými poprednými vedeckými kapacitami, jeho súčasníkmi. Poznal sa s nimi i osobne, keďže navštívil mnohé múzeá, univerzity a odborné pracoviská západnej Európy. Určoval vzorky zasielané ústa-

vu nielen zo všetkých končín Európy, ale i zo zámočia, a vybudoval múzeum. Pôsobil aj v praktickej geológii, riešil najmä otázky hydrogeologické. V poslednom období svojej tvorivej činnosti vo funkcii riaditeľa rekonštruoval ústav a reorganizoval jeho činnosť. Posledná Štúrova práca – Geologická mapa Viedne – vyšla spolu s vysvetlivkami až po jeho smrti. Mal ešte veľa plánov do budúcnosti, ktoré už, žiaľ, nestihol realizovať.

Nie je našou úlohou charakterizovať Štúrom vykonané práce a dosiahnuté výsledky. Urobili to už viackrát povolanejší autori. Jeho dielo podrobne zhodnotili Vacek, Bittner, Jahn a Staub (všetci v r. 1894). Viaceré spomienkové hodnotenia boli uverejnené najmä v r. 1927, pri príležitosti stého výročia narodenia tohto významného vedca (napr. Volko–Starohorský, Kettner a ďalší). Posledne uvedený autor pritom konštatoval: „Od výskumu Štúrovho delí nás doba temer 60-tich rokov, ale práce Štúrove, hoci by boli v mnohom ohľade pre primitivnosť vtedajších názorov dnes už zastarané, predsa svojou dôkladnosťou a spoľahlivosťou zachovali si svoju sviežosť, svedčiac o vzácnom bystrozraku a neobyčajnej vyspelosti slovenského geológa.“

Aj v posledných desaťročiach bolo publikovaných niekoľko prác, hodnotiacich Štúrov prínos pre karpatskú geológiu, najmä v Geologickom zborníku SAV, venovanom Štúrovej pamiatke pri 60-tom výročí úmrtia (Ivan, Maheľ, Němejc, Fusán, Augusta – všetci v r. 1953); ďalej Andrusov (1950); Fusán – Schidlay (1960); Ivan – Nový (1976); Ivan (1981); Samuel (1991) a iní.

Mnohí zahraniční autori, ktorí poznajú iba Štúrove práce, považujú ho za vedca nemeckého pôvodu. Je to preto, že tvoril zväčša po nemecky, veď ako pracovník RGÚ vo Viedni bol povinný výsled-





ky svojich výskumov podávať v úradnom jazyku, a takto sa aj dostali do celého sveta. Kettner (1927) a Florek (1927) uvádzajú, že poznajú len jednu Štúrovru prácu napísanú po slovensky, dokonca že sa odnárodnil atď. Skutočnosťou však je, že Štúr sa za svoj pôvod nehanbil, aj v odborných prácach spomína „svoju otčinu, svojich rodákov“, priateľov Klemensa, Kadavého, Zechentera a mnohých iných. Chcel vniesť vzdelanosť i medzi svoj národ, o čom svedčia jeho slovensky písané populárno-vedecké práce a cestopisné črty, zverejňované v Hurbanových Slovenských pohľadoch, Sokole, Slovenskej čítanke a v Letopise Matice slovenskej, prístupné najširšej slovenskej verejnosti. Veď aj preto ho Volko-Starohorský (1927) charakterizoval týmito slovami: „... bol kosť z kosti našej, krv z krvi našej a nadovšetko Slovák povedomý, hoci temer cez celý život od Slovenska odtrhnutý ...“.

V „Príspevkoch k monografii rodu Draba v Karpatoch ...“ z r. 1861 Štúr uvádza: „Povodie Váhu a Nitry, teda západnú časť Horniakov, moju milú otčinu, som dôkladne prešiel okrem južných svahov a hrebeňov Tatier v lete 1858.“ Nadviazal tým na výskumy, uskutočnené predtým na východnej Morave. Na území vtedajšieho severozápadného Uhorska, v prešporskej, trenčianskej, dolno- a hornonitrianskej, turčianskej, liptovskej a oravskej stolicí vymapoval plochu okolo 341 štvorcových míľ (pozn.: za 5 mesiacov!). Z obdobia 1858–1859 podal viacej krátkych správ. V r. 1859 mu vyšla publikácia „O kössenských vrstvách v severozápadnom Uhorsku“ a v r. 1860 zverejnil významnú „Zprávu o prehľadnom geologickom mapovaní v povodí Váhu a Nitry“. Okrem geologického výskumu a mapovania vykonal i množstvo výškových barometrických meraní, ktoré boli publikované v r. 1860 a 1863. Výsledky svojho botanického výskumu uviedol v práci „Rozsutec pri Terchovej ...“ (1859) a už v spomenutých „Príspevkoch k monografii rodu Draba ...“ (l. c.).

Štúr dokonale poznal Slovensko z vlastného putovania, veľakrát ním prešiel i cestou do Horného Sliezka a západnej Haliče. Na základe svojich poznatkov a opierajúc sa o vtedy najdokonalejšiu Lipského mapu Rakúsko-Uhorskej monarchie (Mappa generalis regni Hungariae) z r. 1806, ako aj o mapy II. vojenského mapovania z r. 1858, vzletne a pútavo ho opísal v „Geologicko-geografickej osnove polohopisu Slovenska“. Táto práca doposiaľ vyšla už v štyroch vydaniach (1862, 1865, 1960 a 1983). Objasnil tiež činnosť vzácného prírodného útvaru – občasného prameňa pri Stratenej (1863, 1867).

V r. 1866–1867 Štúr opäť pokračoval vo svojich výskumoch Západných Karpát, pričom pracoval v Nízkyh Tatrách, vo Veľkej Fatre a Veporských vrchoch, zašiel i na Oravu. Svoje poznatky zverejnil v niekoľkých kratších správach, kým rozsiahlu „Zprávu o geologickom mapovaní na homom Považí a Horehroní“ vydal v r. 1868. Okrem rôznych drobných príspevkov je pre stratografiu významná Štúrova práca o flóre sladkovodných kremencov, kongeriových a ceritiových vrstvách Viedenskej a Uhorskej panvy z r. 1867 a o stratigrafických pomeroch Viedenskej panvy z r. 1870. Referoval aj o ničivých zemetraseniach, ktoré v tomto období postihli Slovensko (1866 a, b). V r. 1868 pracoval Štúr v Spišsko-gemerskom rudohorí, v povodiach riek Hornádu, Slanej a Bodvy, čo publikoval o rok neskôr. V r. 1869 bol prehľadný geologický výskum Západných Karpát ukončený a tretí list prehľadnej geologickej mapy Rakúsko-Uhorska – Západné Karpaty, na zostavení ktorého mal Štúr mimoriadne veľkú zásluhu, bol odovzdaný na vytlačenie. Z desiatok prác rôzneho druhu a rozsahu potom Hauer (1869) vytvoril prvú syntetizujúcu mozaiku stavby Západných Karpát. Na tieto poznatky nadviazal Uhlig (1903) a neskôr i ďalší autori.

Základom pre bibliografiu Štúrových prác zo Slovenska zverejnených v Jahrbuchoch a Verhandlungoch, vydávaných c. k. Ríšskym geologickým ústavom vo Viedni, sú Generálne registre, publikované ústavom pravidelne po desaťročiach. Prvý prehľad Štúrových prác uvádza Vacek (1894). Ďalší zoznam publikácií, ale len z územia tzv. veľkého Uhorska, je v práci Stauba (1894), dosť nepresný zoznam uvádza Payerova Bibliografia Carpatica z r. 1880 a tiež Koliha (1919). Prevažne z Vackovho (l. c.) zoznamu čerpali i ďalší bibliografovia, napr. Rízner (1933) a Ivan (1953). Štúrove botanické práce uvádzajú Futák – Domin (1960). Neúplným odpisovaním, príp. inou úpravou došlo často ku skomoleniu názvu práce, citácie sú nepresné, nevyhovujúce súčasným normám. Kvôli správnosti sme sa snažili zakaždým nahliadnuť do originálu a takto sa nám podarilo zistiť i niektoré dosiaľ neuvádzané Štúrove práce. Určite sa ešte nájdu i ďalšie, zverejnené v negeologických periodikách.

Najvýznamnejšie Štúrove práce písané po nemecky, ktoré sa dotýkajú územia Slovenska, boli preložené do slovenčiny a v r. 1960 vyšli v zborníku „Práce Dionýza Štúra – Vybrané state.“ Medzi nimi je aj článok „O vplyve pôdy na rozšírenie rastlín“ z r. 1856–1857, t. j. z obdobia predtým, než Štúr začal prehľadný výskum Slovenska.

V nasledujúcom zozname chceme podať ucelený



prehľad Štúrových prác, týkajúcich sa bezprostredne územia Slovenska. Pri prácach napísaných po nemecky uvádzame i preklad názvu do slovenčiny. Keďže väčšinou ide o prvé informácie z tej-ktorej oblasti, veríme, že bibliografia k nim uľahčí čitateľovi prístup.

## Práce D. Štúra z územia Slovenska

### Mapa

ANDRIAN, F. v. – FOETTERLE, F. – GLÓS, A. v. – HAZSLINSKY, F. – HAUER, F. R. v. – HINGENAU, O. F. v. – KORNHUBER, E. A. – MOJISOVICS, E. v. – PETERS, K. – RICHTHOFEN, F. v. – STACHE, G. – STUR, D. – SZABÓ, J. – WOLF, H., 1863–1869: *Geologische Karte des nordwestlichen Theiles des Königreiches Ungarn*. M 1 : 144 000.

### Publikácie

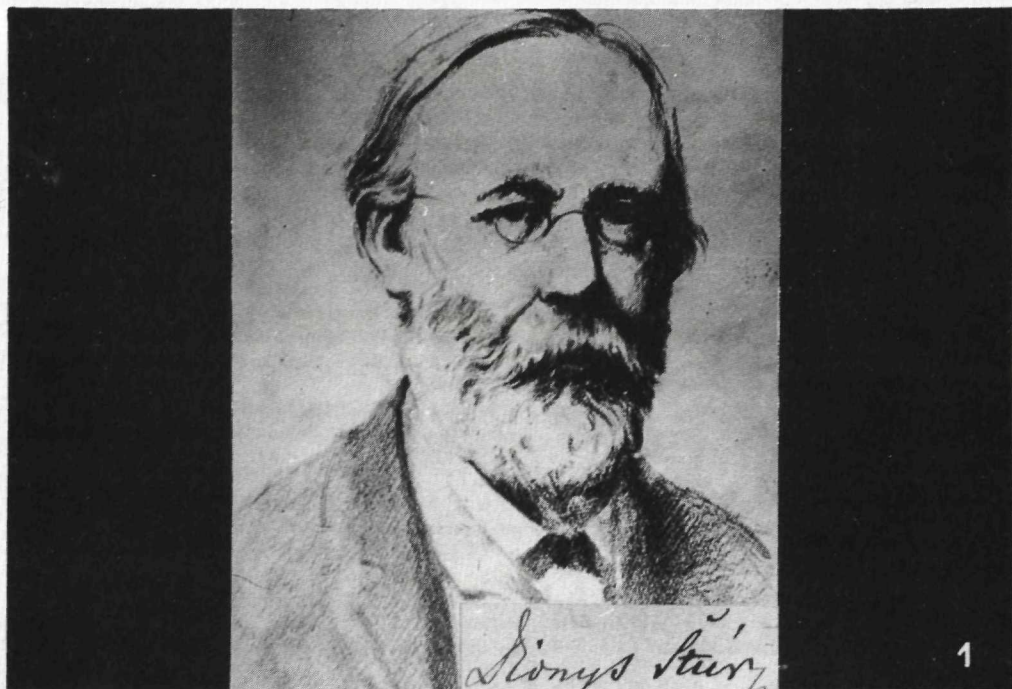
- 1847 *Dionys Stur geognostische Untersuchungen in der Gegend von Pressburg und Modern* (Mittheilung von F. v. Hauer – 15. Oct. 1847). (Geologický výskum okolia Bratislavy a Modry uskutočnený Dionýzom Štúrom). Ber. Mitt. Freunden d. Naturwiss. (Wien), 3, 320–322.
- 1856 (I.) – 1857 (II.) *Ueber den Einfluss des Bodens auf die Vertheilung der Pflanzen I., II. Als Beitrag zur Kenntnis der Flora von Oesterreich, der Geographie und Geschichte der Pflanzenwelt*. (O vplyve pôdy na rozšírenie rastlín. Ako príspevok k poznaniu flóry Rakúska, geografie a histórie rastlinného sveta.) I. Sitz. – Ber. Akad. Wiss., math.-nat. Kl. 20 (Wien), 1, 71–112; II. Sitz. – Ber. Akad. Wiss., math.-nat. Kl. 25 (Wien), 1, 349–421; vyšlo aj v slov. in: *Práce Dionýza Štúra*. Vybrané state. Bratislava, Vyd. Slov. Akad. Vied, 1960, 464–517.
- 1856 *Verzeichnis der auf meinen Reisen durch Oesterreich, Ungarn, Salzburg u. s. w. gesammelten Pflanzen*. (Zoznam rastlín, zbieraných počas mojich ciest po Rakúsku, Uhorsku, Salzburgu atď.) Sitz.–Ber. Akad. Wiss., math.-nat. Kl. 20 (Wien), 1, 113–149.
- 1858 *Geologische Verhältnisse zwischen dem rechten Ufer der Waag und den kleinen Karpaten (Modern, Tyrnau und Szered)*. (Geologické pomery medzi pravým brehom Váhu a Malými Karpatmi – Modra, Trnava a Sereď.) Jb. K.–Kön. geol. Reichsanst. (Wien), 9, Verh., 2, 82.
- 1858 *Erörterung über den Sandstein von Losoncz*. (Výklad o pieskovi z Lošonca). Jb. K.–Kön. geol. Reichsanst. (Wien), 9, Verh., 2, 93–94.
- 1858 *Gränzgebirge in Ungarn gegen Mähren, von Wrbowce über die Strany – und Hrozenkov-Pässe*. (Pohraničné pohorie medzi Uhorskom a Moravou, od Vrbovíc cez Strání a Hrozenkovské sedlo.) Jb. K.–Kön. geol. Reichsanst. (Wien), 9, Verh., 2, 94.
- 1858 *Geologische Arbeiten an den beiden Ufern der Waag–Thales*. (Geologické práce na oboch brehoch údolia Váhu). Jb. K.–Kön. geol. Reichsanst. (Wien), 9, Verh., 2, 113–114.
- 1858 *Geologische Specialaufnahmen von Hochgebirg eingeschlossenen Becken der Liptau und der Thurutz*. (Špeciálny geologický výskum medzi vysokými pohoriami uzavretých kotlín Liptovskej a Turčianskej). Jb. K.–Kön. geol. Reichsanst. (Wien), 9, Verh., 2, 129.
- 1859 *Geologische Uebersichtskarte des Wassergebietes der Waag in nordwestlichen Ungarn*. (Prehľadná geologická mapa povodia Váhu v severozápadnom Uhorsku). Jb. K.–Kön. geol. Reichsanst. (Wien), 10, Verh., 1, 27–31.
- 1859 *Kohlensäure-Quelle zu Szt. Ivan in der Liptau*. (Prameň bohatý na oxid uhličitý pri Sv. Jáne v Liptove). Jb. K.–Kön. geol. Reichsanst. (Wien), 10, Verh., 1, 36.
- 1859 *Kalk- und Dolomit-Ablagerungen der nordwestlichen Karpaten*. (Vápencové a dolomitické usadeniny severozápadných Karpát). Jb. K.–Kön. geol. Reichsanst. (Wien), 10, Verh., 1, 46–47.
- 1859 *Klippenkalk im Waagthale*. (Bradlové vápence v údolí Váhu). Jb. K.–Kön. geol. Reichsanst. (Wien), 10, Verh., 1, 67–69.
- 1859 *Obere Kreide und Eocän im Waagthale*. (Vrchná krieda a eocén v údolí Váhu). Jb. K.–Kön. geol. Reichsanst. (Wien), 10, Verh., 1, 76–78.
- 1859 *Uebersichtskarte des Wassergebietes der Waag in nordwestlichen Ungarn*. (Prehľadná mapa povodia Váhu v severozápadnom Uhorsku). In: *Archiv GBA*, Wien.
- 1859 *Über die Kössener-Schichten im nordwestlichen Ungarn*. (O kössenských vrstvách v severozápadnom Uhorsku). Sitz.–Ber. Akad. Wiss. math.-nat. Kl. 38 (Wien), 28, 1006–1024; vyšlo aj v slov. in: *Práce Dionýza Štúra*, Vybrané state. Bratislava, Vyd. Slov. Akad. Vied, 1960, 300–314.
- 1859 *Der Rozsutec bei Terchowa östlich von Sillein in Trenchiner Comit. (Rozsutec pri Terchovej, východne od Žiliny, v trenčianskej stolici)*. Oesterr. botan. Z. (Wien), 9, 1, 16–25; vyšlo aj v slov. in: *Práce Dionýza Štúra*, Vybrané state. Bratislava, Vyd. Slov. Akad. Vied, 1960, 455–463.
- 1860 *Bericht über die geologische Uebersichts – Aufnahme des Wassergebietes der Waag und Neutra*. (Zpráva o prehľadnom geologickom mapovaní v povodí Váhu a Nitry). Jb. K.–Kön. geol. Reichsanst. (Wien), 11, 1, 17–151; vyšlo aj v slov. in: *Práce Dionýza Štúra*, Vybrané state. Bratislava, Vyd. Slov. Akad. Vied, 1960, 34–181.
- 1860 *Jura im nordwestlichen Ungarn*. (Jura v severozápadnom Uhorsku). Jb. K.–Kön. geol. Reichsanst. (Wien), 11, Verh., 1, 38.
- 1860 *Congerien- und Cerithien-Schichten von Terlink zwischen Modern und Bösing in Ungarn*. (Kongeriové a ceritiové vrstvy pri Trlinku medzi Modrou a Pezinkom v Uhorsku). Jb. K.–Kön. geol. Reichsanst. (Wien), 11, Verh., 1, 77–79.



- 1860 *Beiträge zu einer Monographie des Genus Astrantia*. (Príspevky k monografii rodu *Astrantia*). Sitz.-Ber. Akad. Wiss. math.-nat. Kl. (Wien), 40, 11, 469–524.
- 1861 *Beiträge zur Monographie des Genus Draba in den Karpaten: Ungarns, Galiziens, Siebenbürgens und des Banates nördlich der Donau*. (Príspevky k monografii rodu *Draba* v Karpatoch: Uhorsku, Haliči, Sedmohradsku a Banáte severne od Dunaja). Oesterr. botan. Z. (Wien), 11, 5, 137–154; 6, 183–195; 7, 209–224; Vyšlo aj v slov. in: *Práce Dionýza Štúra*. Vybrané state. Bratislava, Vyd. Slov. Akad. Vied, 1960, 518–553.
- 1862 *Geologicko-geografická osnova polohopisu Slovenska*. Sokol, obrázkový časopis pre zábavu a poučenie, I. (Budín), 3, 95–98; 4, 126–129; 5, 161–165; tiež in: Černý, E. (1965): Slovenská čítanka pre nižšie gymnáziá. Diel II., A. Články vedecké; II. Prírodoveda, d. Zemezpyt (geológia), 346–366; tiež in: *Práce Dionýza Štúra*, Vybrané state. Bratislava, Vyd. Slov. Akad. Vied, 1960, 15–33; tiež: Štúr, D. 1983: Geologicko-geografická osnova polohopisu Slovenska – s predhovorom J. Tibenského; Dionýz Štúr a Slovensko. Martin, Vyd. Osveta, 57 s.
- 1863 ŠTÚR, D. in: WOLF, H., 1863: *Barometermessungen in Wassergebiete der Waag und Neutra*. (Barometrické merania v povodí Váhu a Nitry). Jb. K.–Kön. geol. Reichsanst. (Wien), 13, 2, 246–250.
- 1863 *Die intermittierende Quelle von Stracená in Ober-Ungarn*. (Občasný premeň Stratená v severnom Uhorsku). Abh. K.–Kön. Geogr. Gesell. (Wien), 7, 17–30.
- 1866 *Petrefacten von Liptsche*. (Skameneliny z Lupče). Jb. K.–Kön. geol. Reichsanst. (Wien), 16, Verh., 1, 57–58.
- 1866 *Rückwirkungen des Erdbebens vom 15. Jänner 1858 in der Umgebung des Minčov*. (Účinky zemetrasenia z 15. jan. 1858 v okolí Minčova). Jb. K.–Kön. geol. Reichsanst. (Wien), 16, Verh., 3, 113.
- 1866 *Die granitische Centralmasse des Djumbir oder der Nisnje Tatra*. (Žulové jadro Ďumbiera alebo Nizkých Tatier). Jb. K.–Kön. geol. Reichsanst. (Wien), 16, Verh., 4, 126–127.
- 1866 *Ein Erdbeben vom 1. Dezember 1866 in den kleinen Karpathen*. (Zemetrasenie z 1. dec. 1866 v Malých Karpatoch). Jb. K.–Kön. geol. Reichsanst. (Wien), 16, Verh., 4, 202.
- 1867 *Beiträge zur Kenntniss der Flora, der Süsswasserquarze, der Congerien- und Cerithien-Schichten in Wiener- und ungarischen Becken*. (Príspevky k poznaniu flóry sladkovodných kremencov, kongériových a cerítiových vrstiev Viedenskej a uhorskej panvy). Jb. K.–Kön. geol. Reichsanst. (Wien), 17, 1, 77–188; vyšlo aj v slov. in: *Práce Dionýza Štúra*, Vybrané state. Bratislava, Vyd. Slov. Akad. Vied, 315–454.
- 1867 *Beiträge zur Kenntniss der Flora Süsswasserquarze, der Congerien- und Cerithien-Schichten in Wiener und ungarischen Becken*. (Príspevky k poznaniu flóry sladkovodných kremencov, kongériových a cerítiových vrstiev Viedenskej a uhorskej panvy). Verh. K.–Kön. geol. Reichsanst. (Wien), 6, 122–123.
- 1867 *Homblende Gestein vom Berge Sedlo*. (Amfibolická hornina zo Sedla). Verh. K.–Kön. geol. Reichsanst. (Wien), 10, 217–218.
- 1867 *Gault in den Karpathen (Czorszty, Medveczka Skala, Arva Kubin, Rosenberg)*. (Gault v Karpatoch: Czorstyn, Medvečká skala, Kubín, Ružomberok). Verh. K.–Kön. geol. Reichsanst. (Wien), 12, 260–262.
- 1867 *Das Thal von Revuca*. (Údolie Revúcej). Verh. K.–Kön. geol. Reichsanst. (Wien), 12, 264–265.
- 1867 *Zratená, časom tratiace sa vrela na Slovensku*. Let. Matice slov. (Ban. Bystrica), III.–IV. Sv. 2, A. Pojednania vedecké a poučné, 9–21.
- 1868 *Bericht über die geologische Aufnahme im oberen Waag- und Gran-Thale*. (Zpráva o geologickom mapovaní na hornom Považí a Horehroní). Jb. K.–Kön. geol. Reichsanst. (Wien), 18, 3, 337–426; vyšlo aj v slov. in: *Práce Dionýza Štúra*, Vybrané state. Bratislava, Vyd. Slov. Akad. Vied, 1960, 182–267.
- 1868 *Vorlage des geologischen Karte des oberen Gran- u. d. oberen Waagthales*. (Osnova geologickej mapy Horehronia a horného Považia). Verh. K.–Kön. geol. Reichsanst. (Wien), 7, 146–148.
- 1868 *Das Volovec- und Galmus-Gebirge nördlich von Schmöllnitz*. (Volovecké a Galmuské pohorie severne od Smolníka). Verh. K.–Kön. geol. Reichsanst. (Wien), 12, 285–287.
- 1869 *Bericht über die geologische Aufnahme der Umgegend von Schmöllnitz und Göllnitz*. (Zpráva o geologickom mapovaní okolia Smolníka a Gelnice). Jb. K.–Kön. geol. Reichsanst. (Wien), 19, 3, 383–416; vyšlo aj v slov. in: *Práce Dionýza Štúra*, Vybrané state. Bratislava, Vyd. Slov. Akad. Vied, 1960, 268–299.
- 1869 *Graue, rothgefleckte Ammoniten-Kalkbreccie, angeblich von Koritnica (Kurort in der Liptau, Rosenberg S)*. (Sivé, červenoškvrnité vápnité brekcie s amonitmi, údaje z Korytnice; kúpele v Liptove, južne od Ružomberka). Verh. K.–Kön. geol. Reichsanst. (Wien), 15, 356–357.
- 1870 *Beiträge zur Kenntniss der stratigraphischen Verhältnisse der marinen Stufe des Wiener Beckens*. (Príspevky k poznaniu stratigrafických pomerov morského stupňa Viedenskej panvy). Jb. K.–Kön. geol. Reichsanst. (Wien), 20, 3, 303–342.
- 1870 *Neuer Fundort von Resten des Höhlenbären und anderer Säugethiere, am Skalka Berge bei Waag – Neustadt in Ungarn*. (Nové nálezisko zvyškov jaskynného medveďa a iných cicavcov na kopci Skalka pri Novom Meste nad Váhom). Verh. K.–Kön. geol. Reichsanst. (Wien), 13, 261–262.
- 1874 *Kleinere Mittheilungen*:  
Untersuchung auf Braunkohle bei Kapi W., bei Eperjes im Saroser Comitae Ungarns;  
Graphit mit Schwefelkies und Brauneisenstein bei Dobschau, Gömörer Comit. Ungarn;  
Kohlen-Vorkommnisse an der Stracena-Höhle bei Dobschau.
- Drobné príspevky*:  
Výskumy hnedého uhlia západne od Kapušian, pri Prešove v šarišskej župe, Uhorsko;

- Grafit so sírnym, železným kýzom a limonitom pri Dobšinej, gemerská župa, Uhorsko; Výskyty uhlia pri Stratenskej jaskyni pri Dobšinej. Verh. K.-Kön. geol. Reichsanst. (Wien), 10, 244–245.
- 1874 Prof. Jos. Clemens. *Beiträge zur Kenntniss des älteren Tertiär im oberen Granthale*. (Príspevky k poznaniu staršieho terciéru na Horehroní). Verh. K.-Kön. geol. Reichsanst. (Wien), 14, 332–334.
- 1874 Ueber Peithner's Braunkohlenvorkommnisse an der oberen Gran bei Sielnice, Altsohl NW. (O Peithnerových výskytoch hnedého uhlia na Horehroní pri Sielnici, sz. od Zvolena). Verh. K.-Kön. geol. Reichsanst. (Wien), 14, 334–336.
- 1879 A gesztenyefa előjvetelére vonatkozó adatok. – Beitrage zur Verbreitung von Castanea sativa. (Príspevok k rozšíreniu gaššana jedlého). Magy. növ. Lap. (Pest), 3, 104–105.
- Zoznam citovanej literatúry**
- ANDRUSOV, D., 1950: Dionýz Štúr, slávny slovenský geológ. In: Zpráva o činnosti mineralogicko-geologickej sekcie Slov. prírodoved. spol. v r. 1946–1949. Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied (Bratislava), 1, 2–3–4, 261–264.
- AUGUSTA, J., 1953: Účasť D. Štúra na stratigrafickém výzkumu permokarbonu kamenouhelné pánve rosicko-oslavanské. Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied (Bratislava), 4, 1–2, 77–81.
- BITTNER, A., 1894: Zur neueren Literatur der alpinen Trias. Jb. K.-Kön. geol. Reichsanst. (Wien), 44, 3, 233–380.
- FLOREK, P., 1927: Dionýz Štúr (1827–1927). Sbor. Muz. slov. Spoloč. (Martin), 21, 3–6.
- FUSÁN, O., 1953: Práce D. Štúra o Spišsko-gemerskom rudohorí. Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied (Bratislava), 4, 1–2, 73–75.
- FUSÁN, O. – SCHIDLAY, E., 1960: Význam diela Dionýza Štúra. Predslov in: Práce Dionýza Štúra. Vybrané state. Bratislava, Vyd. Slov. Akad. Vied, 7–14.
- FUTÁK, J. – DOMIN, K., 1960: Bibliografia k flóre ČSR do roku 1952. Bratislava, Vyd. Slov. Akad. Vied, 570.
- HAUER, F. R. v., 1869: Geologische Uebersichtskarte der Österreichisch-ungarische Monarchie. Blatt III., Westkarpaten. Jb. K.-Kön. geol. Reichsanst. (Wien), 19, 4, 485–566.
- IVAN, L., 1953: Práca a život Dionýza Štúra. Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied (Bratislava), 4, 1–2, 3–48.
- IVAN, L., 1981: K stopäťdesiatemu výročiu narodenia Dionýza Štúra. In: Herčko, I. et al., 1981: Z dejín geologických vied na Slovensku. Martin, Vyd. Osveta, 192–210.
- IVAN, L. – NOVÝ, J. M., 1976: Dionýz Štúr – bohatier vedy. Bratislava, Vyd. Mladé letá, Ed. Náš človek vo svete, 141 s.
- JAHN, J., 1894: Diviš (Dionys) Štúr. Obraz životopisný. Čas. Prům. chem. (Praha), 4, 1–5.
- KETTNER, R., 1927: Slovenský geológ Dionýz Štúr, jeho život a dielo. Čas. Uč. Spol. Šafaříkovy (Bratislava), 1, 153–164.
- KOLIHA, J., 1919: Bibliografie Slovenska. (Geologie, mineralogie, petrografie, hornictví, hutnictví, geomorfologie a pod.) Knih. Čes. společ. zeměvědné (Praha), 9, 1–65.
- MAHEL, M., 1953: Zhodnotenie hlavných prác D. Štúra v centrálnych pásmach Západných Karpát. Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied (Bratislava), 4, 1–2, 49–58.
- NĚMEJC, F., 1936: Vědecké dílo Dionýse Štúra. Vesmír (Praha), 15, 2, 48–49.
- NĚMEJC, F., 1953: Význam práce D. Štúra v paleontologickém výzkumu střední Evropy. Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied (Bratislava) 4, 1–2, 59–71.
- PAYER, H., 1880: Bibliotheca Carpatica. Kaesmark, Vyd. Ungarischen Karpathenverains, 196–198.
- RÍZNER, L. V., 1933: Bibliografia písomníctva slovenského. Martin, Vyd. Matica slov., 252–257.
- SAMUEL, O., 1991: Reminiscencie na život a dielo Dionýza Štúra. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 93, 115–120.
- STAUB, M., 1894: Stur Dénes (1827–1893). Földt. Közl. (Budapest), 24, 11–12, 353–360.
- ŠTÚR, D., 1960: Práce Dionýza Štúra. Vybrané state. Bratislava, Vyd. Slov. Akad. Vied, 553 s.
- UHLIG, V., 1903: Bau und Bild der Karpaten. In: Bau und Bild Österreichs, Wien–Leipzig, 651–911.
- VACEK, M., 1894: Zur Erinnerung an Dionys Stur. Jb. K.-Kön. geol. Reichsanst. (Wien), 44, 1, 1–24.
- VOLKO-STAROHORSKÝ, J., 1927: Dionýz Štúr. Na pamiatku stého výročia narodenia slovenského učenca. Slov. Pohľ. (Bratislava), 43, 4, 249–261.



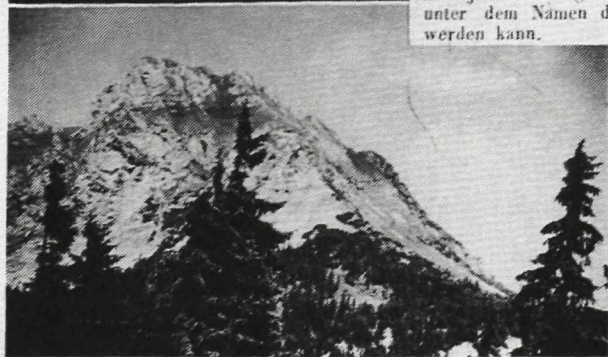


### Der Rozsutec bei Terhova

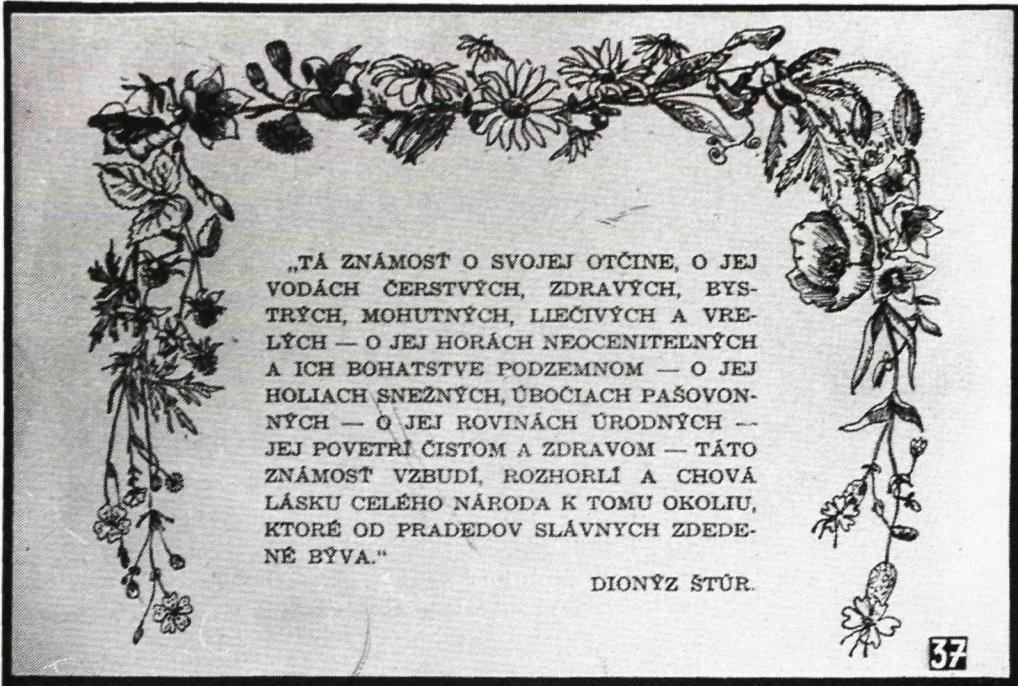
östlich von Sillein im Trenchiner Comitat.

Von D. Stur.

Nachdem ich die letzten im Verschwinden begriffenen Reste schrecklichen Andenkens des am 15. Jänner 1858 stattgehabten furchterlichen Erdbebens in Sillein, die zerrissenen Mauern, die trotz der sorgfältigen Verschüttung noch deutlich sichtbaren, weit aufgerissenen Klüfte des Trottoirs besichtigt, nachdem ich auch jenen Minčow-Berg, der als das Centrum des Erdbebens vom 15. Jänner 1858 bezeichnet wird, (J. F. Julius Schmidt's Untersuchungen über das Erdbeben am 15. Jänner 1858. Mittheil. der k. k. geogr. Gesellschaft II. Jahrg. II. Heft) erstiegen habe, wendete ich meine Aufmerksamkeit jenem Gebirge zu, das im Osten von Sillein sich erhebend, unter dem Namen des Klein-Kriwan-Gebirges zusammengefasst werden kann.



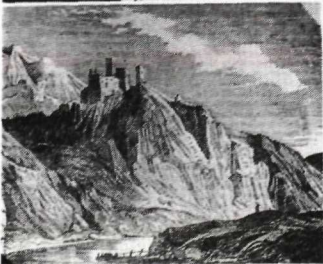
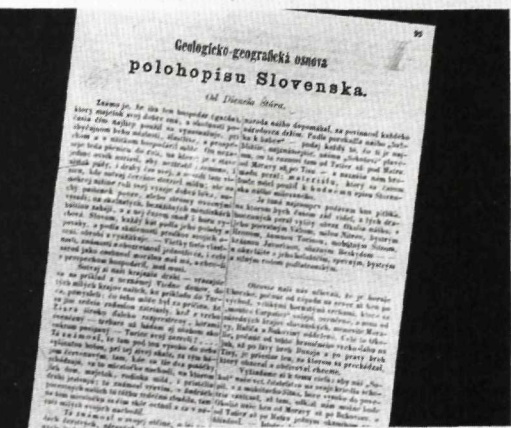
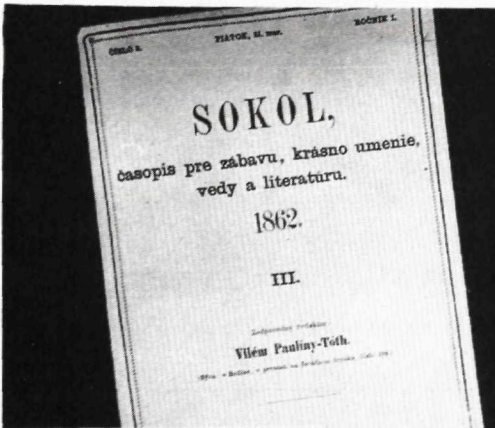
32



„TÁ ZNÁMOSŤ O SVOJEJ OTČINE, O JEJ VODÁCH ČERSTVÝCH, ZDRAVÝCH, BYSŤRÝCH, MOHUTNÝCH, LIEČIVÝCH A VREĽÝCH — O JEJ HORÁCH NEOCENITELNÝCH A ICH BOHATSTVE PODZEMNOM — O JEJ HOLIACH SNEŽNÝCH, ŪBOČIACH PAŠOVONNÝCH — O JEJ ROVINÁCH ŪRODNÝCH — JEJ POVETRÍ ČISTOM A ZDRAVOM — TÁTO ZNÁMOSŤ VZBUDÍ, ROZHORĽÍ A CHOVÁ LÁSKU CEĽÉHO NÁRODA K TOMU OKOLIU, KTORÉ OD PRADEDOV SLÁVNÝCH ZDEDE- NÉ BÝVA.“

DIONÝZ ŠTŮR.

37



36



**GEOLOGICKÉ PRÁCE  
SPRÁVY 98**

---

Vydal Geologický ústav Dionýza Štúra v roku 1993  
Vydavateľské oprávnenie GÚDŠ: MK 42/1990-21

Vedecký redaktor: RNDr. Dionýz Vass, DrSc.  
Vedúca redakcie: Ing. Jana Hrtusová  
Zodpovedná redaktorka: Ing. Miroslava Ludvigová  
Technická redaktorka: Gabriela Šípošová

Sadzba, tlač a knižárske spracovanie Charis, spol. s r.o., Bratislava.  
Náklad 500 kusov. Rozsah AH 14,36 AH, VH 14,57.