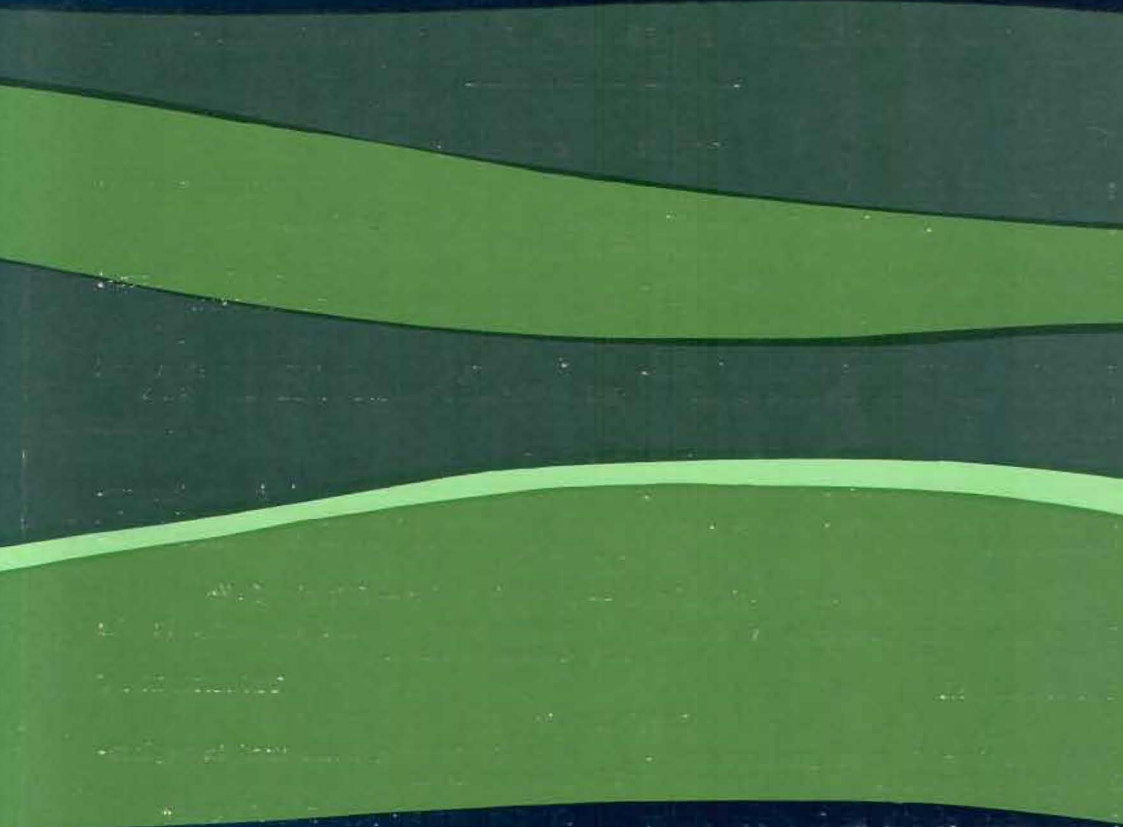


# MINERALIA SLOVACA

16

1984

3

The lower half of the cover features three horizontal, wavy bands of different shades of green. The top band is a dark forest green, the middle band is a medium green, and the bottom band is a lighter, lime green. These bands create a layered, landscape-like effect against the dark blue background.

# MINERALIA SLOVACA

Vol. 16  
1984  
217—312  
No 3

Casopis Slovenskej geologickej spoločnosti a slovenských geologickoprieskumných organizácií  
Journal of the Slovak Geological Society and of Slovak geological-research organizations

Vedúci redaktor **Ing. Ján Bartalský, CSc.** Chief editor

Vedecký redaktor: **RNDr. Pavol Grecula, CSc.** Scientific editor

## REDAKČNÁ RADA — EDITORIAL BOARD

Predseda redakčnej rady **Ing. Ján Kuráň, CSc.** Chairman of Editorial board

RNDr. Juraj Antaš, RNDr. Ján Bystrický, DrSc., akademik Bohuslav Cambel, RNDr. Miroslav Harman, CSc., prof. RNDr. Jakub Kamenický, RNDr. Vlastimil Konečný, CSc., Ing. Ján Kozáč, Ing. Ivan Kravjanský, RNDr. Bartolomej Leško, DrSc., akademik Michal Maheľ, Ing. Ivan Marušiak, CSc., prof. Ing. Milan Matula, DrSc., Ing. Ivan Pagáč, CSc., RNDr. Anton Porubský, CSc., Ing. Rudolf Rudinec, CSc., RNDr. Ondrej Samuel, DrSc., RNDr. Miroslav Slavkay, CSc., RNDr. Ivan Šarik, RNDr. Pavel Tkáčik, Ing. Milan Ťapák, CSc., prof. RNDr. Cyril Varček, CSc., RNDr. Imrich Varga

Technický redaktor

**p. g. Ján Kobulský**

Technical editor

## OBSAH CONTENTS

### PŮVODNÉ PRÁCE

### ORIGINAL PAPERS

*Bartolomej Leško — Tibor Ďurkovič — Viera Gašpariková  
Ondřej Samuel — Pavlína Šnopková*

Geologické hodnotenie vrtu Hanušovce-1

Geological evaluation of the Hanušovce-1  
217 drill-hole data (Eastern Slovakia)

*Radan Květ*

Planetární ekvidistanční poruchové systémy a bloková stavba Československa

Planetary equidistant rupture systems and  
257 the block structure of Czechoslovakia

### SPRÁVY

### REPORTS

*Boris Bartalský*

Scheelitovo-kassiteritová a barytovo-poly-metalická mineralizácia v západnej časti Čiernej hory

Scheelite-cassiterite and baryte-base-metal mineralization in the Western part of the Čierna hora Mts. (Eastern Slovakia)  
269

*Stanislav Jacko — Michal Zacharov — Vendelín Radzo — Miroslav Fulín*

Nález barytového zrudnenia v Čiernej hore

Baryte mineralization discovery, in the  
277 Čierna hora Mts.

### TERMINOLÓGIA

### TERMINOLOGY

*Pavol Grecula*

Poznámka k niektorým geochemicko-hľadacím termínom

Remarks to some terms used in exploration geochemistry  
725

Pokračovanie obsahu na 3. strane obálky

Continuation see page 3 of the cover

## Geologické hodnotenie vrtu Hanušovce-1

BARTOLOMEJ LEŠKO, TIBOR ĎURKOVIČ, VIERA GAŠPARIKOVÁ,  
ONDREJ SAMUEL, PAVLÍNA SNOPKOVÁ

Geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

(13 obr., 8 tabúl a 2 tab. v texte)

Doručené 15. 8. 1983

### Геологическая оценка скважины Ганушовце-I

Опорная скважина Ганушовце-I проверяла возможность накопления природных углеводородов на приподнятой части приутёсовой зоны Восточной Словакии в районе города Ганушовце над Топлей. Скважиной были установлены условия залегания и лито-стратиграфическое сложение утёсовых и магурских тектонических единиц. До глубины 4000 метров скважина пробурила меловые и палеогенные слои утёсового пояса тектонически сжатых в ассиметрические чешуи и „в блок“ надвинутых в северном (50—55°) направлении на магурский покров. Глубже 4000 метров до глубины 6003 метра были пробурены беловежские, стриговские и злинские слои криницкой и рачиянской единиц. Полученные результаты указывают на несогласие условий залегания между внутренним строением отдельных единиц и их геометрическим расположением в пространстве. Анализом этих явлений возможно считать, что магурские тектонические единицы глубже 5000 метров залегают полого к северу и надвинуты на внешний флишевой пояс или на тектонический комплекс краевой части североевропейской платформы.

### Geological evaluation of the Hanušovce 1 drill-hole data (Eastern Slovakia)

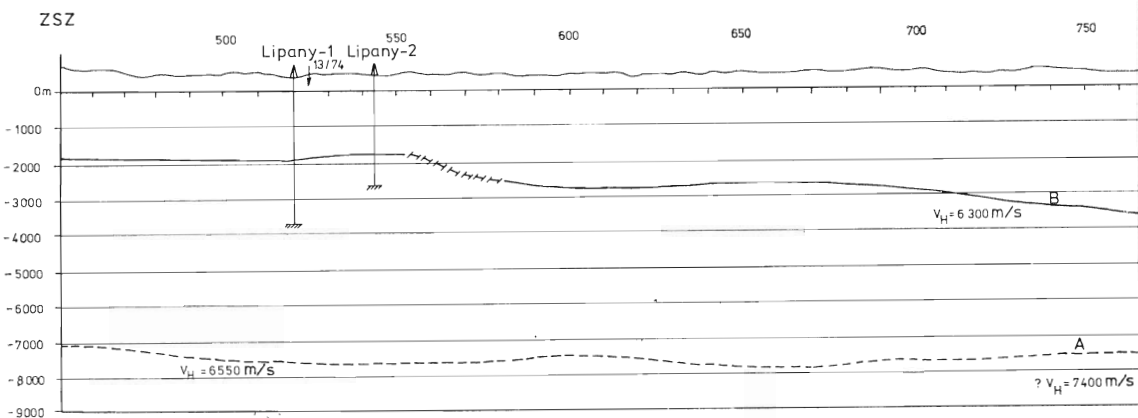
The goal of the Hanušovce-1 wildcat was to test the presence of natural hydrocarbons in the elevated portion of the Peri-Klippen zone in Eastern Slovakia. The drilling allowed the discovery of structures and lithological-stratigraphical content of Pieniny Klippen Belt and Magura flysch units. Down to 4,000 m depth, Cretaceous to Paleogene rocks of the Klippen Belt have been pierced which are piled up tectonically into asymmetrical slices and thrust "en bloc" to the north (50°—55°) over the Magura nappe. Beneath the former, down to the 6,003 m final depth, the drilling traversed the Beloveža, Strihovce and Zlín members of the Krynica and Rača units. Data obtained point to discrepancy between the internal structure of partial units and their geometric spatial distribution. An analysis of these features led to the conclusion that partial units of the Magura nappe are, in depths over 5,000 m, thrust along a flat-lying surface to the north over the outer flysch units or tectonic units of the North European platform margin.

Oporný vrt Hanušovce-1, ktorý dosiahol hĺbku 6003 m, sme založili v bradlovom pásme, geologicky najkomplikovanejšej jednotke Západných Karpát, a to v jeho priečne elevovanej časti — v hanušovskom hraste. Vrtný bod je asi 1 km na JZ od severného okraja povrchových východov vrchnej kriedy púchovského vývoja a približne 3 km od severného okraja nasunutia beňatinského flyšu (Leško — Samuel, 1968) na magurský príkrov. Pretože výsledky vrtu Lipany-1 (4000 m) v šarišskom úseku bradlového pásma boli z hľadiska roponosnosti pribradlovej oblasti povzbudivé (Leško et al., 1974; Leško, 1980), rozhodli sme sa sledovať tieto ciele aj ďalej smerom na V a JV a súčasne zisťovať úložné pomery, ako aj genetickú funkciu bradlového pásma v tektonike Západných Karpát.

### Hanušovský hrast

Hanušovský hrast (Buday, 1964) pôvodne označoval územie v neogénnej panve východného Slovenska v priestore medzi

kokošovsko-pavlovským zlomom na SZ a zlatníckym zlomom na JV. Do takto vymedzenej štruktúry patrila elevovaná časť spodnomiocénnych sedimentov na V od Prešova a vulkanický andezitový aparát (Kaličiak et al., 1981) v Slanských vrchoch pri Zlatej Bani. Neskôr pri hodnotení geologických a ropných otázok pribradlovej oblasti východného Slovenska (Leško, 1969, 1973, 1976), ako aj na základe analýzy povrchovej stavby a aplikácie geofyzikálnych meraní sme zistili, že elevovaná časť územia z neogénnej panvy pokračuje aj smerom na SV do bradlového a flyšového pásma. Konštatovali sme (Leško, 1960; Leško — Samuel, 1960, 1968), že enormný vývoj paleogénnych a kriedových sedimentov bradlového pásma pri povrchu s náznakom „prechodu“ do centrálnokarpatského paleogénu, ako aj vznievanie rozmeru v skoku zlomového systému pri vnútornom (južnom) okraji bradlového pásma by mohli pod bradlovým a magurským flyšovým pásmom signalizovať relatívne malú hĺbku podložených jednotiek spodného tektonického plánu.



Obr. 1. Refrakčný seizmický rez 12 R/74—76 medzi Plavčom a Hanušovcami nad Topľou vedený južne od bradlového pásma



### Povrchové a hĺbkové vymedzenie hrastu

Z Bouguérových izoanomál inhomogenít možno pod bradlovým a flyšovým pásom pri Hanušovciach a v severovýchodnom pokračovaní pozorovať rozšírenie podložných, od flyšových sedimentov ťažších horninových komplexov. Optimum týchto más je pri východnom úpätí Slanských vrchov pri Pavlovciach, Hermanovciach a Hanušovciach s výbežkom smerom na SV do flyšového pásma.

Hrástovú stavbu územia pri Hanušovciach dokresľuje aj seizmický výskum reflexnou a refrakčnou metódou (profil 12 R/75 12/76 a 16/75; obr. 1, 2). Napríklad v pozdĺžnom reze na profile 12 R/75 možno v priestore hrastu sledovať plochu rýchlostného rozhrania s rýchlosťou  $V_H = 6300$  m/s už v hĺbke 1600 m. Má tvar klenby s tendenciou poklesu smerom na Z do kapušianskej depresie a smerom na V do depresie v doline rieky Tople. Podobne aj seizmicko-reflexný profil 12/76 pri južnom okraji bradlového pásma medzi Pavlovcami a Čiernym registruje na čase 0,8 a 2,3 s výrazné zoskupenie

reflexných plôch klenbovitého tvaru. Vrchné časové rozhranie v hĺbke 1200 až 1600 m, overené v oblasti Lipian, patrí báze paleogénnych a reliéfu karbonátových sedimentov mezozoika. Spodné reflexné plôšky v hĺbke asi 4600–5000 m pravdepodobne odrážajú bázu mezozoických príkrovových jednotiek a litologicky odlišný reliéf penninských tektonických jednotiek. Pokladáme za málo pravdepodobné, aby v podloží vrchných austroalpínskych príkrovov (chočského a križňanského) do týchto oblastí pokračovalo tatrské pásmo (Leško — Varga, 1980) ako spodný príkrov austroalpinika.

Spodné reflexné rozhranie či zoskupenie reflexov na čase okolo 2,0 m/s v hanušovskom hraste má smerom na V vzostupnú tendenciu a ucelený fyzikálny prejav v čase 1,8–1,9/s do úrovne hĺbky 3800 m aj napriek tomu, že vrchné rozhranie na čase 1,0 s asi v hĺbke 1200 m klesá na úroveň 2200 m aj nižšie. To znamená, že seizmický obraz v profile 12/76 odráža dve časové a geneticky odlišné zoskupenia jednotiek, a to reliéf spodného štruktúrneho plánu, s odlišným litologic-

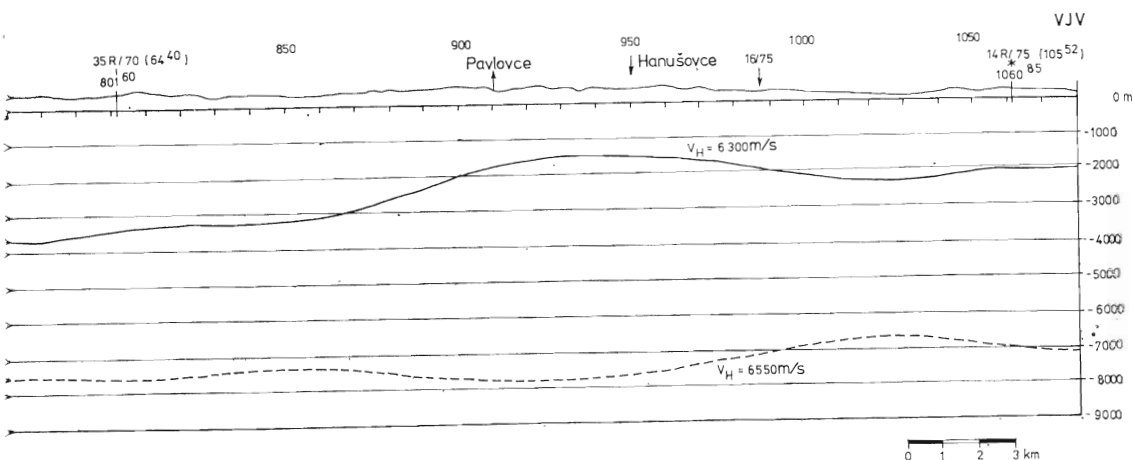
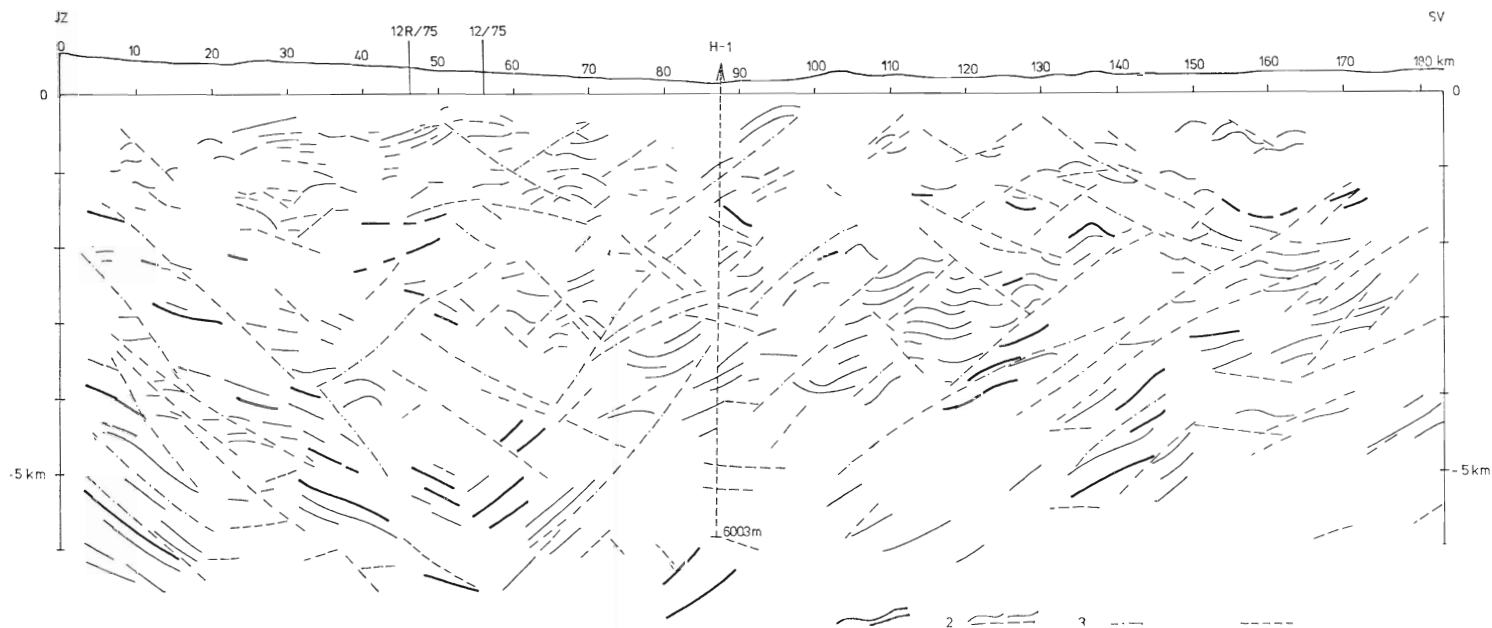


Fig. 1. Refraction seismic profile No 12 R/74–76 between Plaveč and Hanušovce nad Topľou situated southernly from the Pieniny Klippen Belt



Obr. 2. Seizmický hlbkový rez 16/75—76 (Kadlečík). 1 — výrazné reflexné plochy, 2 — menej výrazné a predpokladané reflexné plochy, 3 — prešmykové a tektonicky narušené litologické plochy, 4 — trasa a situácia vrtu Hanušovce-1  
 Fig. 2. Deep seismic profile No 16/75—76 (J. Kadlečík). 1 — reflexion surface, pronounced, 2 — the same, less pronounced, 3 — thrust surface and tectonically disturbed horizon, 4 — site and profile of the Hanušovce 1 wildcat

kým obsahom, ako majú povrchové jednotky, a reliéf podpovrchových jednotiek, s rozličným stupňom tektonického prepracovania, v našom prípade jednotiek krížňanského a chočského prikrovu s nadloženými paleogénnymi sedimentmi. Obraz hlbínnej stavby hanušovského hrastu dokresluje aj priečny karpatský reflexný profil 16/75, vedený od východného úpätia Slanských vrchov vnútrokarpatským paleogénom smerom na SV cez bradlové pásmo do priestoru magurského flyšového pásma. V južnej časti profilu na km 5—5,5 plôšky reflexov svedčia o úklone litologických komplexov podpovrchových jednotiek smerom na SV a od vertikálnej zóny, reprezentujúcej zlomový systém karpatského smeru, majú plôšky reflexov tendenciu prudkého vzostupu smerom na SV až na úroveň 1 a 2 km od povrchu reliéfu. Zlomový systém, badateľný v celom hĺbkovom priereze do úrovne 12 km, je asi západnou vetvou pokračovania topľianskeho zlomu z neogénnej panvy, ktorou rozdeľuje hanušovský hrast na dve samostatné čiastkové štruktúry: južnú, s vývojom a tektonickou účasťou od povrchu smerom do hĺbky s paleogénnym súvrstvím, mezozoickými prikrovmi a jednotkami penninika (ekvivalenty inačovskej jednotky, bradlové pieninské a magurské flyšové jednotky), a severnú, s bradlovým a flyšovým pásmom pri povrchu s koreňovými komplexmi vonkajšieho flyšového pásma alebo komplexmi tektonicky angažovanej severoeurópskej platformy.

## Geologické výsledky vrtu

Analýzou povrchových úložných pomerov a seizmologickým výskumom potvrdené elevačné tendencie podložných jednotiek, ako aj regionálne vyvinutá zlomová tektonika pôvodného prikrovového štruktúrneho plánu tvorili základňu na prie-

skum potenciálnych akumulácií prírodných uhľovodíkov. Preto, ako aj pre priaznivé ložiskové podmienky na výskyt uhľovodíkov zistených aj v oblasti Lipian sme v elevovanej časti bradlového pásma v severnej časti profilu 16/75 na východnom Slovensku uskutočnili hlboký oporný vrt Hanušovce-1, ktorý dosiahol hĺbku 6003 m (obr. 3).

Na základe kvantitatívnych údajov získaných z ťolcov a pieskovcov sme skúmané horniny z vrtu porovnávali so známymi súvrstviami flyšového pásma na východnom Slovensku z povrchových odberov (Ďurkovič in Leško et al., 1964; Matějka — Leško, 1953; Leško — Samuel, 1968; Čabalová — Ďurkovič, 1978). Ako základ poslužil mikroskopický výskum a klasifikácia klastických hornín v rámci kvantitatívnych údajov. Pri štúdiu ťolca sa použila rtg analýza, silikátová analýza a kvantitatívna spektrálna analýza. V biostratigrafickom smere sa skúmali mikrofosilie z oblasti foraminifer, kokolitoforíd a zvyšky fosilnej flóry. Na základe takto získaných dát a poznatkov sme prevrtávané sekvencie sedimentov do hĺbky 6003 m komplexne charakterizovali petrograficko-litologicky a biostratigraficky a zhrnuli, či začlenili sme ich do súvrství známych z povrchových geologických pomerov.

Hĺbkový interval 0—600 m

Oporný vrt sme lokalizovali v južnej časti bradlového pásma s prevažne pelitickým vývojom sedimentov vrchnej kriedy, a to v tektonickej šupine Grodína (Leško — Gašpariková — Samuel, 1966), kde mástricht a kampán z povrchových odberov hornín preukázala fauna globotrunkán s prevahou *Globotruncana area* (Cushman). Ale podľa analýzy vrtných úlomkov a niekoľkých vrtných jadier usudzujeme, že vrt tam prerazil takmer

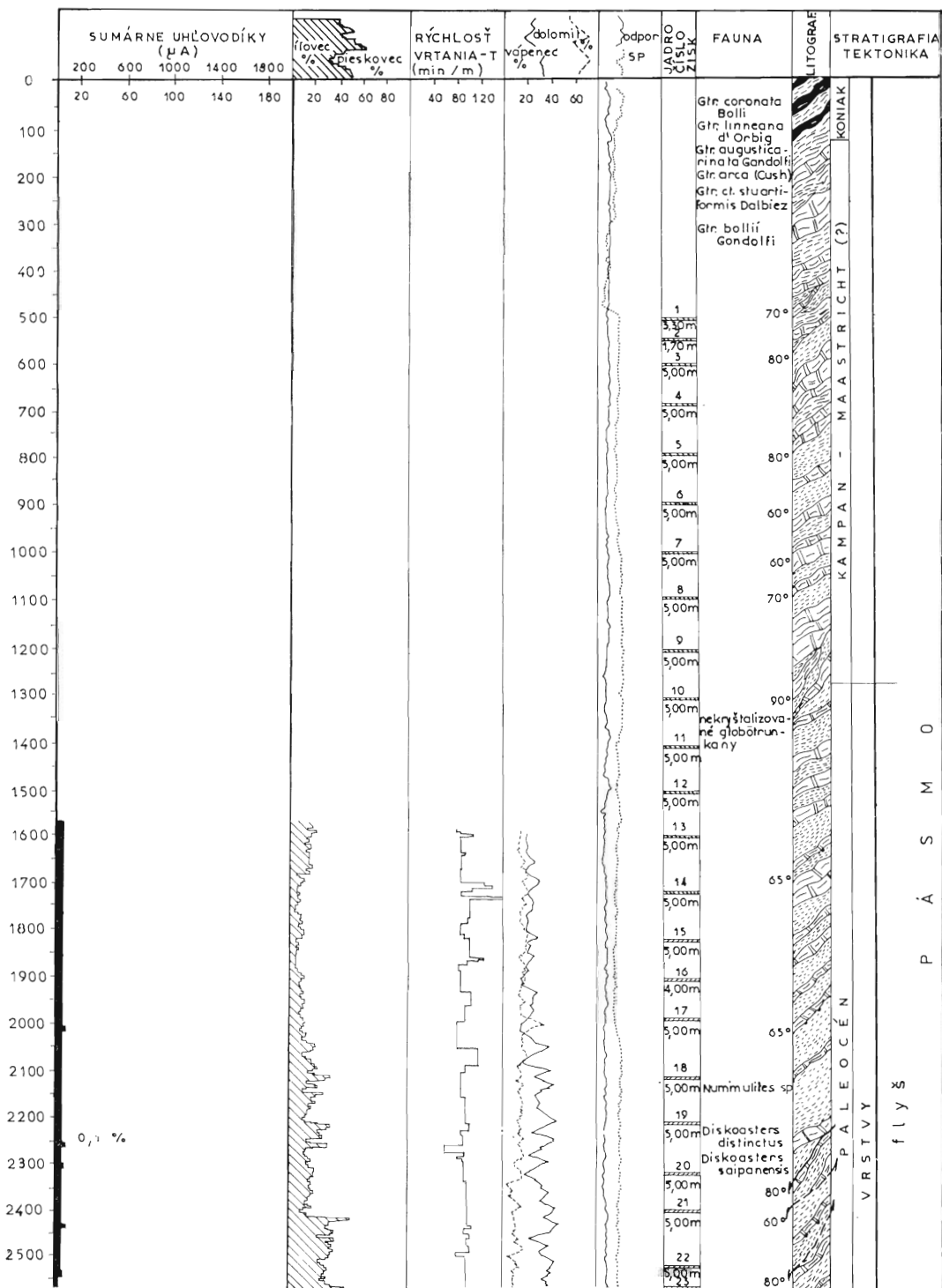
výlučne slieňovcovo-ílovcové sedimentačné prostredie, lebo získané horninové vzorky reprezentuje svetlosivý slieň, vápnitý ílovec až slieňovec s ojedinelými 2—5 cm vložkami jemnopiesčitého vápenca a siltovcu. V priestore medzi Ďurďošom a Remenínami asi 1 km smerom na S od vrtu súvrstvie koňaku vystupuje na povrch v mocnosti asi 50—80 m. Ide o sivý, sivomodrý, fialový a tehlovočervený slieň a slieňovec v rozličnej vzájomnej alternácii. Iba ojedinele sú v nich lavice (5—10 cm) modrosivého jemnozrnného silne vápnitého pieskovca až piesčitého vápenca. V hĺbkovom intervale 70—80 m toto prevažne pelitické súvrstvie obsahovalo pestrý červený vápnitý ílovec s asociáciou foraminifer *Globotruncana coronata* Bolli, *Gtr. linneiana* (d'Orb). V populácii týchto druhov sa sporadicky nachádza aj druh *Globotruncana angusticarinata* Gandolfi. Vekový diapazón prvého z druhov je podľa literatúry a našich výskumov zo Západných Karpát koňak — santón, kým druhý sa uvádza v rozsahu celého senónu. Najužší stratigrafický rozsah má druh *Globotruncana angusticarinata* Gandolfi, ktorého prvé objavenie sa v celosvetovom meradle uvádza viac-menej jednotne, t. j. od bázy koňaku. J. Salaj — O. Samuel (1966) pokladajú tento druh za významnú indexovú formu rovnomennej karpatskej

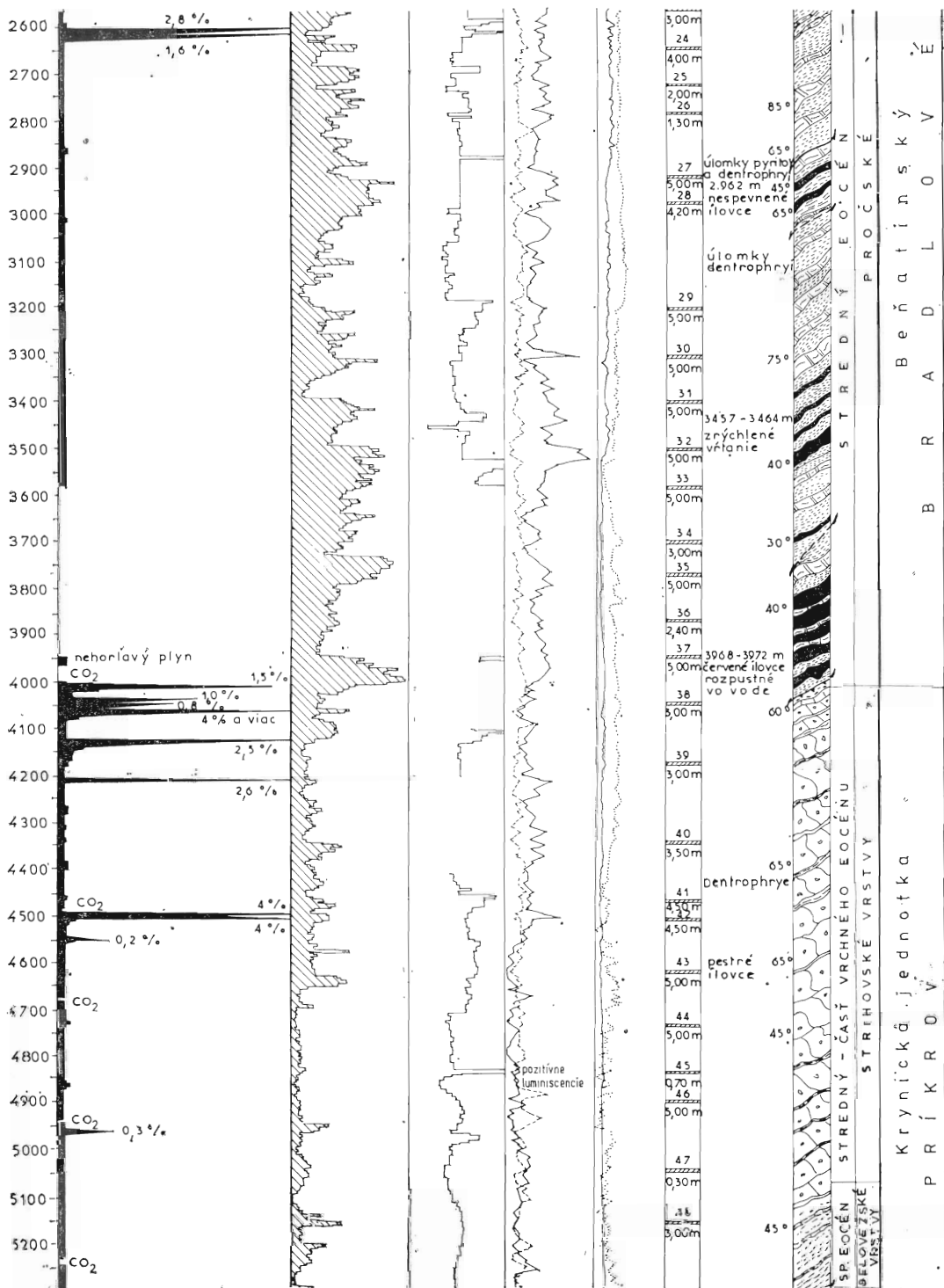
biozóny — *Globotruncana angusticarinata* a z chronostratigrafického hľadiska ho dávajú do vzťahu s koňakom, a to napriek tomu, že niektorí autori pripúšťajú možnosť vymretia tohto druhu až na báze santónu. Podľa skúseností z mikrobiostratigrafického výskumu bradlového pásma Západných Karpát možno konštatovať, že spomenutá asociácia indikuje koňacký vek.

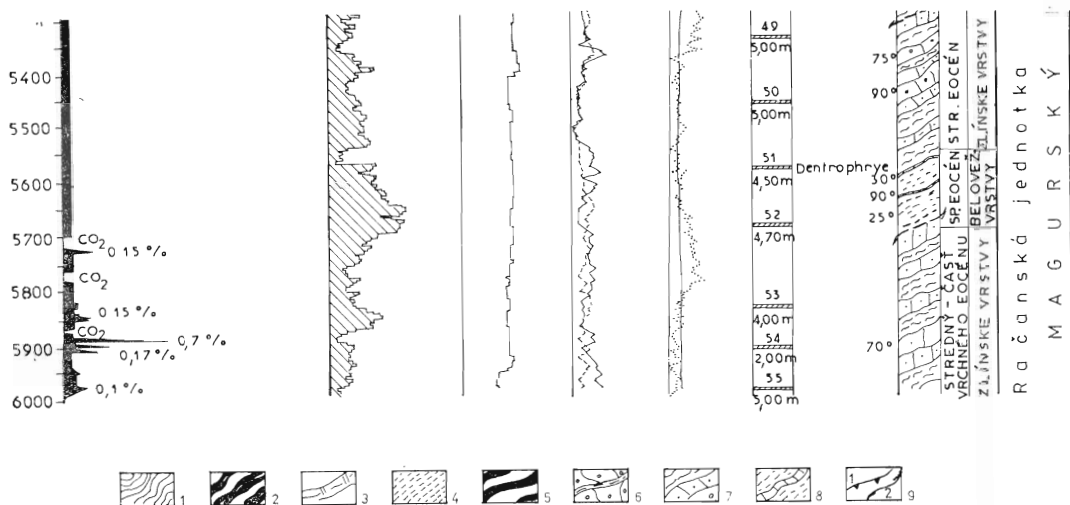
O niekoľko desiatok metrov nižšie sa v hĺbke 125—145 m našlo spoločenstvo kriedových foraminifer s *Globotruncana arca* (Cushman), *Gtr. cf. stuartiformis* Dalbiez, *Gtr. bollii* Gandolfi. Z kvantitatívnej stránky a podľa spôsobu zachovania je spoločenstvo foraminifer v podstate identické s predchádzajúcou asociáciou z hĺbky 70—80 m, ale rozdielne je druhové zloženie. Relatívne najhojnejšie sa vyskytuje *Globotruncana arca* (Cushman), s ktorou sa sporadicky vyskytuje pomerne nízko klenutá forma prejavujúca najväčšiu afinitu s druhom *Globotruncana stuartiformis* Dalbiez. Okrem nich bol ešte identifikovaný druh *Globotruncana bollii* Gandolfi. Stratigrafické rozpätie posledných dvoch druhov je kampán — mástricht. V tejto súvislosti treba poznamenať, že pri fylogenetickom vývoji druhu *Globotruncana stuartiformis* Dalbiez možno pozorovať postupné zväčšovanie klenutosti

Obr. 3. Oporný vrt Hanušovce-1 (Krištek — Leško, 1981). 1 — sivý slieň a slieňovec, 2 — pestrý slieň a slieňovec (púchovská fácia), 3 — piesčitý vápenec, 4 — tmavosivý vápnitý ílovec, 5 — červený a pestrý vápnitý ílovec (3, 4, 5 — flyš bradlového pásma — vrchná krieda paleogén), 6 — hrubolavicovitý vápnitý pieskovec (strihovské vrstvy), 7 — vápnitý a kremitý pieskovec, sivozelenkastý ílovec (zlínske vrstvy), 8 — pestrý íl a ílovec s vložkami muskovitického pieskovca (belovežské vrstvy), 6—8 — magurské flyšové pásmo, 9 — presunové plochy prvého a druhého radu

Fig. 3. Profile of the Hanušovce 1 wildcat (Krištek — Leško, 1981). 1 — grey marl and marlstone, 2 — variegated marl and marlstone (Púchov facies), 3 — arenaceous limestone, 4 — dark-grey calcareous claystone, 5 — red and variegated calcareous claystone (3—5 — flysch beds of the Pieniny Klippen Belt, Upper Cretaceous to Paleogene), 6 — thick tabular calcareous sandstone (Strihovce member), 7 — calcareous and siliceous sandstone, greyish-green claystone (Zlín member), 8 — variegated clay and claystone with micaceous sandstone intercalations (Beloveža member), 6—8 — Magura nappe, 9 — thrust surface







dorzálnej strany. Podľa tejto zákonitosti ancestrálne — nízkoklenuté formy tohto druhu sú vývojovo staršie a spravidla indikujú kampánsky vek. Tento fakt je v súlade aj s najnovšími náhľadmi o rozšírení druhu *Globotruncana arca* (Cushman), ktorý podľa väčšiny autorov hranicu kampánu nepresahuje, a teda patrí medzi indexové formy kampánu. Podľa toho opísaná asociácia foraminifer indikuje vek skúmanej vzorky.

Kampánske vrstvy zachytené ryhou pri Ďurďoši sa litologicky od slieňovcového vývoja mástrichtu v ničom neodlišujú. Dajú sa odlíšiť iba paleontologickou analýzou. Z úlomkových vzoriek vrtu nebolo možno túto paleontologickú charakteristiku podchytiť a v hĺbkovom intervale 0—600 m dokumentovať prítomnosť mástrichtu.

Ďalší odber vzoriek z pelitického kriedového súvrstvia okrem úlomkov schránek po globotruncanách neposkytol nijaké dáta na stratigrafické začlenenie prevrtávaných hornín, ale predpokladáme, že analogicky ako na povrchu v severnom (okrajovom) pásme pri Prosačove je v pelitickom súvrství vrchnej kriedy zastúpe-

ný senón s podložným turónom a cenomanom, ktorý spracovala V. Gašpariková — O. Samuel (in Leško, 1966).

Zo sivého slieňa a slieňovca bolo možno zhodnotiť iba 2 vzorky, a to z hĺbky 210 a 270 m. V mikroflórovej asociácii sa našli druhy rozšírené v kampáne až mástrichte. Sú to: *Suemegipollis triangularis* Góczan, *Oculopolis minoris* W. Kr., *Interporopollenites proporus* Weyl. et. Krieg., *Pseudooculopolis principallis* (Weil, et Krieg.) W. Kr., *Papilopolis regulus* Pf. Nedostatok fosilií týchto obzorov kriedy spôsobili skôr technické obmedzenia pri vrtaní ako ich skutočná neprítomnosť v profile vrtu.

Hĺbkový interval 600—1290 m

Smerom do hĺbky pod 600 m sa litologická skladba prevrtávaných hornín postupne, ale nápadne mení v prospech pieskovcovej zložky na úkor pelitu. Siltovec až jemnozrnný piesčité vápence okrem 5—12 cm vložiek tvorí aj lavie hrubé 40—80 cm. Časté sú sklzové telesá v pieskovcovom až piesčito-vápencom prostredí. Ílovec, prevažne vápnitý a jem-



nopiesčitý, je sivomodrý, zriedkavo pestrý a v tomto flyšovom súvrství má podradné zastúpenie.

Stratigrafické zaradenie tohto flyšového súvrstvia určuje niekoľko kritérií, pričom najdôležitejšie je paleontologické kritérium. Isté rozhranie signalizujú aj fyzikálne vlastnosti prevrtných hornín už v hĺbke 800 m medzi jadrom č. 5 a 6. Rozdiely v inak petrograficko-mineralogicky monotónnom zložení flyšových sekvencií celého profilu vrtu sa v tejto hĺbke prejavujú v objemovej hustote, pórovitosti a rýchlosti šírenia pozdĺžnych elastických vln (Pichová, 1983). Keby sme na stratigrafické rozčlenenie flyšových súvrství bradlového pásma nemali paleontologické kritériá, použili by sme, prirodzene, na stanovenie hranice medzi kriedou a paleogénom aj toto fyzikálne kritérium. Ale vo vzorkách z hĺbky 1200—1240 m sa zistila vrchnokriedová asociácia, ktorá z hľadiska druhového zloženia patrí medzi najpestrejšie asociácie zo skúmanej časti vrtu, pričom známky redepozície neprejavuje. V populácii druhu *Globotruncana arca* (Cushman) sa veľmi vzácnne vyskytuje *Globotruncana elevata* Brotzen, *Globotruncana tricarinata* (Quereau), *Globotruncana ventricosa* White, *Globotruncana fornicata* Plummer, *Globotruncana rossetta* (Carsey) a *Stensioeina exculpta* (Reuss). Okrem druhu *Globotruncana tricarinata* (Quereau) a *Globotruncana fornicata* Plummer sa všetky uvedené formy začínajú v rozličnom stratigrafickom nivó objavovať už v priebehu spodného senónu (koňak — santón) a prechádzajú do kampánu (hlavne spodného), kde vymierajú. Iba druh *Globotruncana arca* (Cushman) sa prvý raz začína objavovať na rozhraní santónu a kampánu, čo vylučuje možnosť identifikovať túto asociáciu ako staršiu, ako je kampán. Vzhľadom na prítomnosť druhu *Globotruncana elevata* Brotzen, ktorý sa už z vrchného kampánu vše-

obecne neuvádza, možno konštatovať, že táto asociácia indikuje spodnokampánsky vek.

V spoločenstve kokolitoforíd sme objavili taký vápnitý nanoplanktón, ktorý podobne ako foraminifery charakterizuje vrchnú kriedu a zložením zodpovedá hlavne kampánu. *Marthasterites furcatus* Deflandre, veľmi výrazný koňacký druh hlavne v bradlovom pásme, sa vo vrte nezistil. V hĺbke 615—620 m sme našli druh *Broinsonia* sp. cf., *B. parca* (Stradner) Bukry. Ten sa začína objavovať v spodnom kampáne a charakterizuje spodnokampánsku zónu *Broinsonia parca*. Okrem tejto vedúcej formy sme v celom uvedenom hĺbkovom rozpätí, t. j. do 1290 m, zistili druhy: *Ahmuellerella* ex gr. *octoradiata* (Gorca) Reinhardt, *Cretarhabdus conicus* Bramlette et Kartini, *Cretarhabdus crenulatus* Bramlette et Martini, *Cribrosphaera ehrenbergi* Arkhangelskij, *Eiffelitus* ex gr. *eximius* (Stover) Perch-Nielsen, *Gartnerago* ex gr. *obliquum* (Stradner) Reinhardt, *Micula decussata* Vekshina, *Praediscosphaera cretacea* (Arkhangelskij) Gartner, *Watznaueria harnesae* (Black) Perch — Nielsen, *Zygolithus* ex gr. *compactus* Bukry. Vrchnokampánsky druh *Tetralithus aculeus* (Stradner) Gartner, ktorý charakterizuje vrchnokampánsku zónu *Tetralithus aculeus*, sme v spoločenstvách nenašli. Podobne sa nevyskytoval rod *Arkhangelskiella*, zastúpený druhom *Arkhangelskiella symbiformis* Vekshina, ktorého hojný výskyt je charakteristický pre mástricht. Nezistili sme ani vedúce druhy spodného a vrchného mástrichtu *Lithraphidites quadratus* Bramlette et Martini a *Nephrolithus frequens* Gorka, ktoré charakterizujú spodnomástrichtskú zónu *Lithraphidites quadratus* a vrchnomástrichtskú zónu *Nephrolithus frequens*, a preto sa prítomnosť mástrichtu na základe vápnitého nanoplanktónu nedala potvrdiť.

Výskyt mikroflóry (tab. I—VIII) sa zisťoval v hĺbke 1010, 1135 a 1340 m s najbohatšou asociáciou v hĺbke 1240 m. Najdené druhy *Oculopollis minoris* W. Kr., *Oculopollis pertrudoides* W. Kr., *Plicapollis conserta* Pf. charakterizujú vrchnú kriedu, hlavne mástricht. Ostatné peľové zrnká sme pre zlé zachovanie mohli určiť iba podľa rodu. Sú to: *Pseudotrudopollis Complexiopollis*, *Minorpollis* sp. *Trudopollis* a i. Podobne ako vyššie sa aj v tejto hĺbke našlo veľa organických tmavých zuhoľnatených zvyškov a úlomkov sporomorf. Aj druhy *Plicapollisserta* Pf. a *Pseudoplicapollis maastrichtiensis* W. Kr., nájdené v hĺbke 1135 m, charakterizujú vrchnú kriedu. Z hĺbky 1010 m a 1340 m sme určili iba rody, a to *Plicapollis*, *Citricosisporites*, *Complexiopollis*, *Interporopollenites* sp., a spóry húb. Aj napriek nedostatku niektorých vedúcich stratigrafických druhov z biostratigrafického rozboru vychádza, že sa v hĺbkovom intervale 0—1290 m okrem vrchnokriedových foriem nijaké staršie ani mladšie biostratigrafické prvky nevyskytujú. Evidentne teda ide o vrchnú kriedu (senón) a v rámci nej možno na základe foraminifer rozlíšiť podľa veku tri rozdielne typy asociácií. Prvý reprezentuje koňak (70—80 m), druhý spodný kámpán (1200—1240 m) a tretí (125—145 m) sa zdá byť v porovnaní s prechádzajúcim typom mladší, najskôr strednokámpánsky. Z toho možno usudzovať, že vo vrte nejde o sukcesívny sled sedimentov vrchnej kriedy, ale o tektonické nahromadenie niekoľkých šupín za sebou. S podobnou situáciou sme sa stretli v priechnej ryhe medzi Prosačovom a Ďurďošom (Leško et al., 1966) smerom na SV od vrtu.

Hĺbkový interval 1290—2900 m

Tento interval sa v litologických črtách od intervalu nad ním takmer neodlišuje.

Vyznačuje sa prítomnosťou flyšových sekvencií s prevahou psamitických uloženín nad pelitmi v pomere 1 : 2 až 1 : 3 (ilovec — pieskovec). Ale nález zvyškov numulitov v spoločenstve kriedových globotrunkán nás upozornil na to, že aj v nezmenenej litologickej skladbe súvrstvia nadloženého (600—1290 m) hĺbkového intervalu vrt asi do hĺbky 1290 m prevrtával paleogénne súvrstvia „obalu“ kriedy bradlového pásma, v našom prípade pročské vrstvy.

Vzorky odobraté na mikrobiostratigrafickú analýzu boli v skutočnosti bezfosílné. Iba v hĺbke 2700—2707 m sa vyskytovali 2—3 úlomky druhovo neidentifikovateľných dvojkýlových globotrunkán. To je nesporne odraz výraznej faciálnej zmeny, pretože ani jedna z kriedových facií bradlového pásma nie je na obsah mikrofosílií chudobná, resp. bezfosílna. Nie sú známe prípady, aby sa aspoň vo výbrusovom materiáli sporadicky nezachytili prierezy foraminifer (alebo iných mikrofosílnych skupín) z ktorejkoľvek stratigrafickej úrovne alebo ktorejkoľvek faciie. To, ako aj ojedinelé výskyty dendrofryí nás vedú k presvedčeniu, že ide o litofáciu viažucu sa na flyšové pásmo. Zrejme je to typ asociácie vyskytujúcej sa pod kompenzačnou zónou, ktorá je z kriedy a paleogénu známa iba z flyšových sekvencií vonkajších Karpát.

V hĺbke 1390—2100 m boli skúmané vzorky prevažne sterilné, iba ojedinele sa v nich našli problematické formy, pri ktorých sme pre ich silné porušenie nemohli riešiť ich príslušnosť do vápnatého nanoplanktónu. V hĺbke 1403 a 1984 m sa našli ojedinelé kokolity. Išlo o druh *Coccolithus pelagicus* (Wallich) Schiller so širokým diapazónom, na základe ktorého nemožno stratigrafickú príslušnosť sedimentu spresniť. V hĺbke 2206 m sme zistili pomerne bohaté paleogénne spoločenstvo charakteristické pre vrchnú časť spodného eocénu

až spodnú časť stredného eocénu. Sú to: *Coccolithus pelagicus* (Wallich) Schiller, *Cyclococcolithus formosus* Kamptner, *Discoaster barbadiensis* Tan Sin Hok, *Discoaster distincus* Martini, *Discoaster ex gr. lodoensis* Bramlette et Riedel. Podľa štandardného zónovania E. Martiniho (1970) druhy *Discoaster lodoensis* a *Discoaster distincus* sa začínajú objavovať už v zóne *Marthasterites tribrachiatus* NP-12, ktorá charakterizuje vrchnú časť spodného eocénu. Podobné zloženie má i nadložná zóna *Discoaster lodoensis* NP-13, reprezentujúca rozhranie medzi spodným a stredným eocénom. Preto stanovené spoločenstvo z hĺbky 2206,20 m môže zodpovedať nanoplanktónovej zóne NP-12 a NP-13.

Do konečnej hĺbky tohto intervalu sme ojedinele našli a stanovili paleogénne formy, hlavne druh *Coccolithus pelagicus* (Wallich) Schiller, *Cyclococcolithus formosus* Kamptner a problematický druh *Coccolithus cf. eopelagicus* (Bramlette et Riedel) Bramlette et Sullivan, ďalej *Discoaster barbadiensis* Tan Sin Hok a druh *Discoaster ex gr. sublodoensis* Bramlette et Sullivan. Tento druh sa začína objavovať v zóne NP-13 *Discoaster lodoensis* — rozhranie medzi spodným a stredným eocénom — a zasahuje až do zóny NP-15 *Chiphragmalitus alatus* — do strednej časti stredného eocénu.

Ale aj mikroflóra, aj keď druhovo veľmi chudobná, dokumentuje, že prevrtávané súvrstvie v tomto hĺbkovom intervale je paleogénneho veku. Tak sme v hĺbke 2792—2796 m našli druhy, ktoré sú výskytom známe v paleocéne až spodnom eocéne. Sú to: *Interpollis suppligensis* (Pf) W. Kr., *Laeviporopollis cf. laevigatus* W.

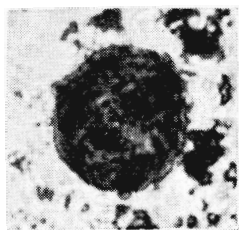
Kr.) *Pentaporoites belgicus* W. Kr. Ostatné sporomorfy sme určili iba podľa rodu: *Toroisporis* sp., *Triatriopollenites* sp., *Pityosporites* sp. V hĺbke 2810 m sme popri hojnom výskyte organických zvyškov, rozličného pletiva a ťažko určiteľného mikrop planktónu zistili iba veľmi málo mikroflóry. Druhy *Oculopollis minoris* W. Kr. a *Trudopollis fossulotrudens* Pf. sú charakteristické pre mástricht a druh *Tetrapollis validus* (Pf) Pf. pre paleocén.

Opísané vrstvy reprezentujú spodnú časť pročských vrstiev, ktoré v povrchovej stavbe bradlového pásma východného Slovenska tvoria bazálnu časť paleogénu beňatinského flyšu (Leško, 1960; Leško — Samuel, 1968).

Hĺbkový interval 2900—4000 m

Tento interval sa vyznačuje prítomnosťou vrchnej časti pročských vrstiev, tak ako v povrchovej stavbe bradlového pásma, so zvyčajným striedaním pестrej pelitickej zložky s lavicami drobnozrnného pieskovca, piesčitého vápenca a siltovca. Prevrtávaný interval, ako aj nad ním nadložný, bez prítomnosti pестrého ílovca a ílu, je intenzívne tektonicky prepracovaný. Podľa analógie úložných pripovrchových pomerov predpokladáme, že tvorí synklinálne a vrcholové časti beňatinského flyšu. Každá poloha pестrého (červeného, sivomodrého a zeleného) ílovca by sa mohla pokladať za násunovú (a preto drvenú) plochu čiastkových šupín beňatinského paleogénneho flyšu bradlového pásma. Od hĺbky 1290—4000 m sa vo vrtnom profile preukázateľne vyskytujú aspoň štyri tektonicky nahromadené šupi-

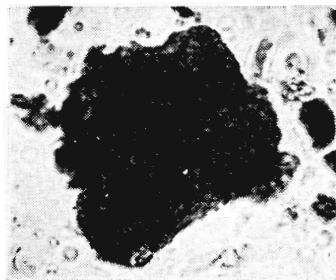
Tab. I. 1 — spóra húb, hĺbka 2795 m, 2—3 *Botryococcus* sp. hĺbka 4300 m, hĺbka 4280 m, 4—5 — *Leiotriletes microadriennis* W. Kr., 4300 a 4360 m, 6 — *Toroisporis* sp., hĺbka 2795—2796 m, 7 — *Cicatricosisporites* sp., hĺbka 4350 m, 8 — *Echinatisporis* sp., hĺbka 2810 m, 9 — *Toroisporis* sp., hĺbka 4600 m, 10 — *Cicatricosisporites* sp., hĺbka 1240, 11 — *Trilites* sp., hĺbka 1010 m



1



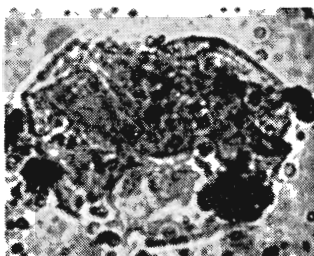
2



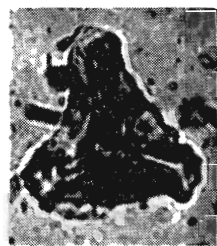
3



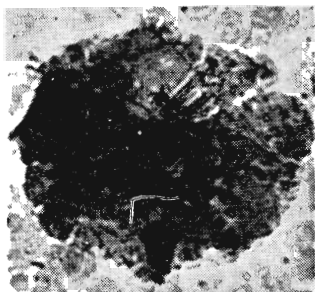
4



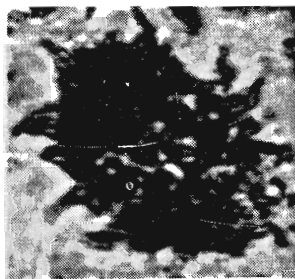
5



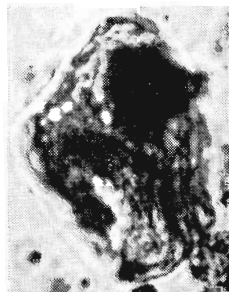
6



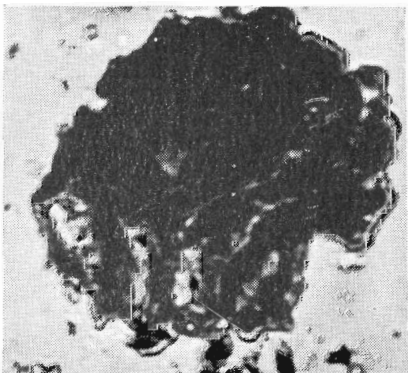
7



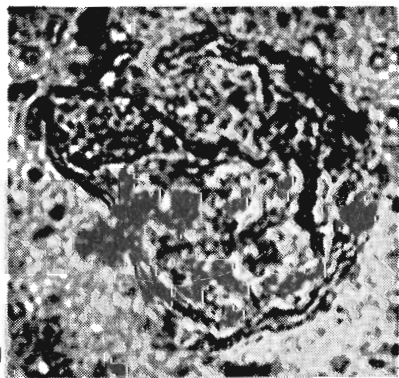
8



9



10



11

ny vytvorené z paleogénnych súvrství.

Zaujímavé sú sedimentárno-petrografické poznatky z prevrtávaných flyšových sekvencií do 4000 m, a to bez ohľadu na ich vrchnokriedovú alebo paleogénnu príslušnosť a psamitickú zložku.

Ílovec vo vrte Hanušovce-1 je polyminerálnou horninou. Na jeho zložení sa zúčastňujú: 1. minerály klastických prímiesí, 2. ílové minerály, 3. autigénne minerály. Minerály klastických prímiesí tvorí prevažne kremeň siltovej až pieskovej veľkosti. Menej hojný je muskovit, živec, biotit a akcesorické minerály (zirkón). Obsah klastických prímiesí sme v ílovci sledovali na základe hodnoty pomeru  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  (Kukal, 1962). Tento pomer označuje množstvo voľného klastického kremeňa. Ak je hodnota pomeru nad 3, obsah klastického minerálu — kremeňa je vyše 25 %. Na porovnanie s ílovcom magurskej jednotky na východnom Slovensku slúžia údaje z tab. 1.

Ako vidieť z tab. 1, získané údaje z vrtu Hanušovce-1 presahujú hodnotu 3, t. j. klastická prímies v ílovci v oboch sledovaných hĺbkových intervaloch (800 až 3873 m a 4048—5921 m) presahuje 25 %. V oboch prípadoch ide o piesčitý ílovec.

Pomer  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O}$  podľa F. J. Pettijohna (1957) vyjadruje stupeň chemickej zrelosti ílovca. Podľa tohto autora je hodnota uvedeného pomeru pri najzrelejších horninách až 125, pri nezrele ílovci klesá až pod hodnotu 10. Hodnoty získané v ílovci sú pomerne nízke.

Najhojnejšia je aleuriticko-pelitická a psamiticko-pelitická štruktúra. Sú aj prí-

pady, že klastickú prímies v ílovci tvoria úlomky, resp. sklzové závalky, najčastejšie siltového charakteru. Častá je prítomnosť redeponovanej mikrofauny. Z interných sedimentárnych textúr je pre ílovec charakteristická laminácia. Ílovec je prevažne sivej farby.

Podľa rtg analýzy (obr. 4, 5, 6) z ílových minerálov dominuje illit a kaolinit, ktoré sa v ílovci nevyskytujú priebežne v celom profile vrtu. Menej hojný je chlorit. Z autigénnych minerálov dominuje kalcit a dolomit. Intenzita difrakčných čiar kalcitu dobre korešponduje s obsahom CaO v ílovci.

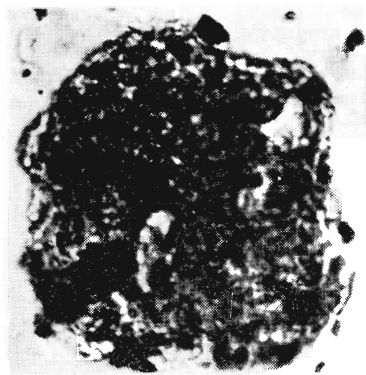
Zaujímavé je konštatovanie, že v celom profile vrtu v hĺbkovom intervale vrtu Hanušovce-1 nevidieť podstatné zmeny v zastúpení ílových a autigénnych minerálov.

#### *Chemické zloženie ílovca z hĺbkového intervalu 800—3873 m*

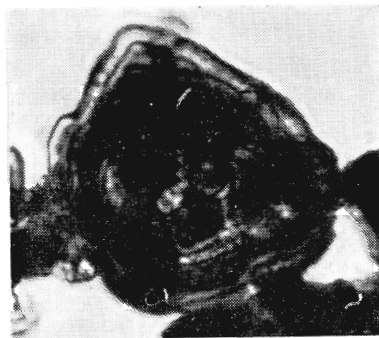
Z porovnania priemerného chemického zloženia ílovca v oboch hĺbkových intervaloch (tab. 1), t. j. ílovca pročských vrstiev (800—3879) a ílovca z hĺbkového intervalu 4048—5921 m (magurská jednotka), vidieť, že ílovec pročských vrstiev má oveľa nižšie zastúpenie  $\text{SiO}_2$  a podstatne vyššie zastúpenie CaO (tab. 1, obr. 7). Z mikroprvkov je zaujímavé zastúpenie Sr a Ba. V pročských vrstvách (800—3873 m) je oveľa vyššie zastúpenie stroncia a nižšie zastúpenie bária v porovnaní s ílovcom hĺbkového intervalu 4048—5921 m.

Chemické zloženie ílovca z hĺbky 4048—

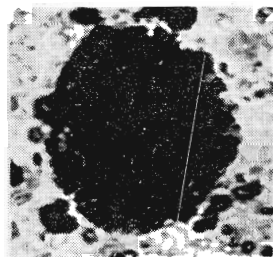
Tab. II. 1 — *Baculatisporites quintus* (Th. et Pf.) W. Kr., hĺbka 4250 m, 2 — *Polypodiaceisporites* sp., hĺbka 4270 m, 3—4 — cf. *Baculatisporites quintus* (Th. et Pf.) W. Kr., hĺbka 4300 m, hĺbka 4350 m, 5 — *Ephedripites* sp., hĺbka 2850 m, 6 — *Pityosporites microalatus* (R. Pot.) Th. et Pf., hĺbka 2810 m, 7 — *Cycadopites* sp., hĺbka 4290 m, 8 — *Classopollis* sp., hĺbka 4350 m, 9 — *Fusiformisporites* sp., hĺbka 4300 m, 10 — spora húb, hĺbka 2810 m, 11 — *Pseudoplicapollis principallis* (Weyl. et Krieg) hĺbka 210 m



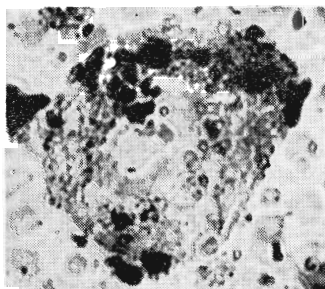
1



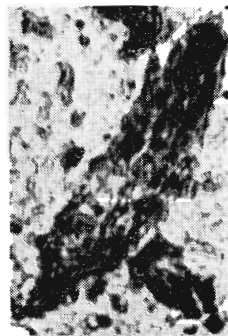
2



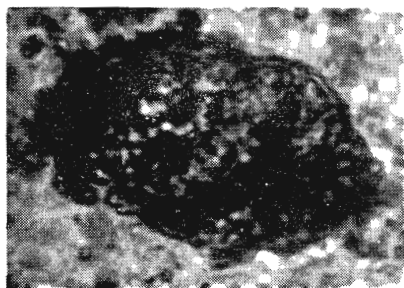
3



4



5



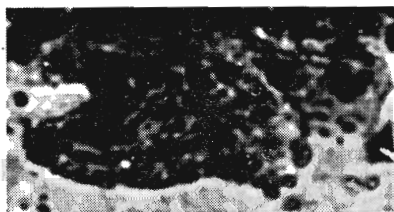
6



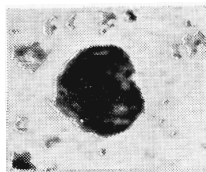
7



8



9



10



11

Priemerné chemické zloženie ílovca vo vrte Hanušovce-1 (H-1) a jeho porovnanie s priemerným zložením ílovca magurskej jednotky na východnom Slovensku

Average chemistry of claystone in the Hanušovce 1 wildcat in relation to average chemistry of claystone in the Magura nappe

Tab. 1

|                                                   | Vrt H-1    |             | magurská jednotka<br>(povrchové vzorky) |            |             |
|---------------------------------------------------|------------|-------------|-----------------------------------------|------------|-------------|
|                                                   | 800—3873 m | 4048—5921 m | belo-<br>vežské vr.                     | pestré vr. | zlínske vr. |
| SiO <sub>2</sub>                                  | 39,34      | 51,21       | 51,73                                   | 54,14      | 59,06       |
| TiO <sub>2</sub>                                  | 0,62       | 0,84        | 0,37                                    | 0,57       | 0,52        |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>                    | 11,22      | 15,68       | 17,62                                   | 18,85      | 12,03       |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>                    | 1,35       | 1,59        | 6,21                                    | 5,60       | 3,93        |
| FeO                                               | 2,84       | 3,65        | 1,37                                    | 1,82       | 1,57        |
| MgO                                               | 4,44       | 4,80        | 2,78                                    | 2,90       | 1,76        |
| CaO                                               | 15,32      | 5,83        | 3,71                                    | 2,40       | 7,29        |
| Na <sub>2</sub> O                                 | 0,72       | 1,09        | 1,39                                    | 0,68       | 0,45        |
| K <sub>2</sub> O                                  | 2,47       | 3,75        | 2,83                                    | 2,98       | 1,88        |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>                     | 0,12       | 0,13        | 0,13                                    | 0,16       | 0,09        |
| MnO                                               | 0,04       | 0,04        | 0,03                                    | 0,05       | 0,05        |
| Ga ppm                                            | 11,3       | 22,8        | 14,7                                    | 17,7       | 10,0        |
| V                                                 | 74,3       | 87,8        | 133,2                                   | 147,4      | 87,6        |
| Zr                                                | 65,8       | 60,4        | 217,5                                   | 406,0      | 244,4       |
| Co                                                | 13,1       | 18,6        | 15,7                                    | 15,7       | 12,1        |
| Cr                                                | 71,6       | 81,6        | 57,2                                    | 136,7      | 129,4       |
| Sr                                                | 264,8      | 148,2       | 94,2                                    | 97,2       | 109,0       |
| Ba                                                | 165,6      | 379,8       | 378,0                                   | 179,4      | 274,4       |
| SiO <sub>2</sub> /Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>  | 3,5        | 3,2         | 2,9                                     | 2,8        | 4,9         |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /Na <sub>2</sub> O | 15,5       | 14,3        | 12,6                                    | 27,7       | 25,5        |

5921 m sme porovnali s priemerným chemickým zložením ílovca súvrstvi magurskej jednotky na východnom Slovensku. Chemické zloženie ílovca zo skúmaného hĺbkového intervalu vo vrte Hanušovce-1 najskôr zodpovedá chemickému zloženiu ílovca z belovežských vrstiev magurskej jednotky. V obidvoch sledovaných celkoch je blízke zastúpenie SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CaO, Na<sub>2</sub>O, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, MnO, Sr, Ba, ako aj hodnota pomeru SiO<sub>2</sub>/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> a Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/Na<sub>2</sub>O (tab. 1).

Na grafických trojuholníkových diagramoch sme sledovali vzťahy medzi istými prvkami z ílovca belovežských pestrých a zlínskych vrstiev magurskej jednotky a porovnávali sme ich s hodnotami z ílovca z hĺbky 4048—5921 m. V diagramoch sme sledovali vzťahy medzi Ba — Sr — Ga,

V — Sr — Zr, V — Co — Cr, CaO — K<sub>2</sub>O — Na<sub>2</sub>O. Na uvedených diagramoch vidieť istú afinitu vertikálneho rezu skúmaného hĺbkového intervalu najskôr k ílovcu belovežských vrstiev.

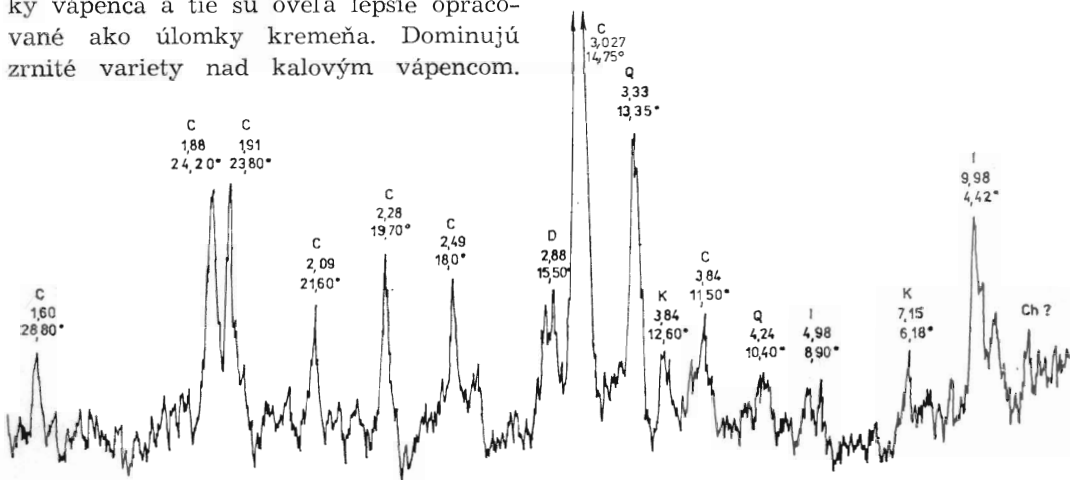
Vápencový pieskovec sa vyskytuje priebežne v profile vrtu do hĺbky 4000 m a je charakteristickým litotypom pročských vrstiev. Najčastejšie vytvára súvislé vrstvy. Ojedinele sa vyskytuje v podobe sklzových útržkov v ílovci. Gradačné zvrstvenie je vo vápencovom pieskovci sporadické. Dominujúcim typom zvrstvenia je laminácia (T<sub>c-e</sub> intervaly Boumu).

Granulometrické zloženie sa pohybuje od 0,05 do 0,6 mm. Dominuje siltovec a jemnozrnný pieskovec. Hruboizrnný pieskovec sa vyskytuje sporadicky. Pri klasifikácii sa

pridržiavame názvoslovia J. Kontu (1973; obr. 8).

Zastúpenie kremeňa v skúmaných horninách je 16–46 %. Kremeň býva nepravidelného tvaru, zvyčajne ostrohranný. Živce (0–5 %) zastupuje ortoklas a plagioklas. Častá je kalcifikácia živcov. Muskovit sa vyskytuje sporadicky. V sledovaných sedimentoch prevládajú úlomky vápnenca a tie sú oveľa lepšie opracované ako úlomky kremeňa. Dominujú zrnité variety nad kalovým vápencom.

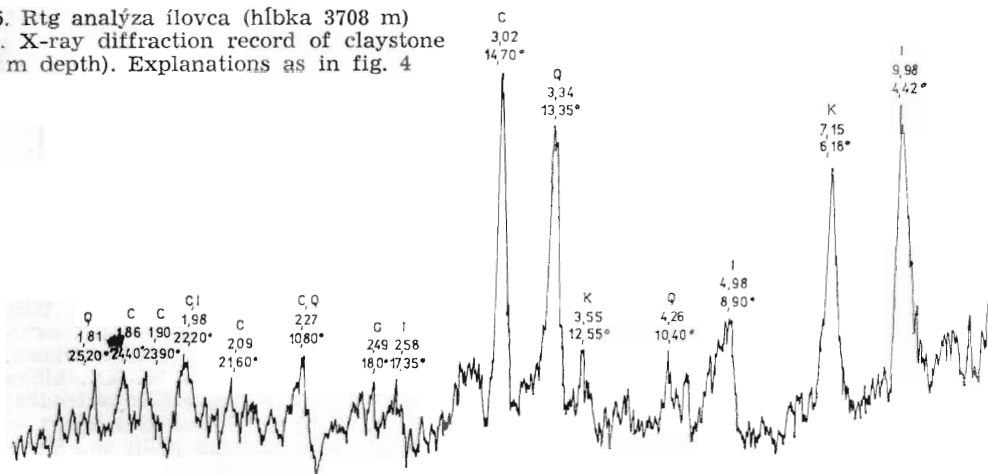
Percentuálne zastúpenie vápencových úlomkov v profile vrtu Hanušovce-1 graficky znázorňuje obr. 7. Úlomky kremeňa a pieskovca sú zastúpené od 1–17 %. Rohovec sa vyskytuje sporadicky a tvorí ho mikrokryštalický kremeň. Vek je najskôr jurský. Úlomky bazických hornín sú sporadické (diabázy) a zriedka možno



Obr. 4. Rtg analýza ílovca: I — illit, K — kaolit, Q — kremeň, D — dolomit, C — kalcit, Ch — chlorit, Z — živec (hĺbka 3873 m)

Fig. 4. X-ray diffraction record of claystone (3,873 m depth). I — illite, K — kaolinite, Q — quartz, D — dolomite, C — calcite, Ch — chlorite, Z — feldspar

Obr. 5. Rtg analýza ílovca (hĺbka 3708 m)  
Fig. 5. X-ray diffraction record of claystone (3,708 m depth). Explanations as in fig. 4





nájsť aj úlomky žuly a fylitu. Fosílie sú: *Siderolites vidali*, *Nummulites* sp. (1293 m), *Operculina* sp., orbitoidy, litotamniá. Základná hmota pieskovca je karbonátová s ílovitou prímесou. Tmel je výlučne kalcitový.

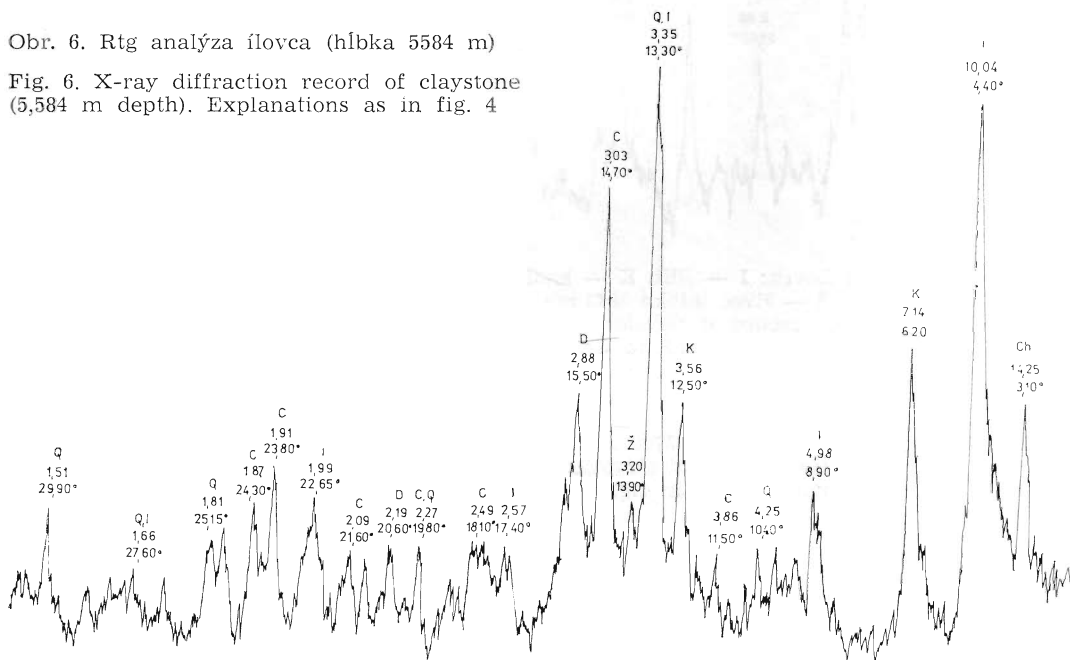
V tomto hĺbkovom intervale sme zistili nápadnú sterilitu mikrofosílií v odobratých vzorkách, a to aj napriek tomu, že sa na ich separovanie použili rozličné metódy. Z kvantitatívneho hľadiska sme zistili nápadné pribúdanie úlomkov dendrofryí, ale na ich základe nebolo možno určiť presné vekové zaradenie. Jediný rozdiel oproti predchádzajúcemu typu dendrofryí je v jemnejšej stavbe stien

schránky. Z toho možno aspoň usudzovať o miernom type sedimentačnej substancie s hojnou pelitickou zložkou a jemnejšou psamitickou frakciou ako pri predchádzajúcej fáci.

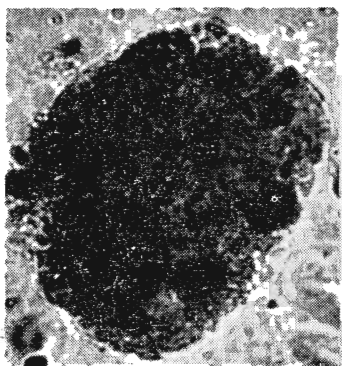
V hĺbke 3951 m sme našli mikroflóru, ktorej druhy sú rozšírené najmä v eocéne. Sú to: *Platycaryapollenites*, sp., *Spinulae — pollis sponosus* W. Kr. — Lenk, *Momipites guietus* (R. Pot.) Nichols, *Multiporopollenites pusztamaroti* Rakosi, *Triatriopollenites* sp. A, *Alnipollenites* sp. a *Laeviporopollis* cf. *laevigatus* (W. Kr.) W. Kr., ako aj *Interpollis suppligensis* (Pf.) W. Kr. Sú rozšírené v paleocéne až spodnom eocéne. Okrem toho vzorky z hĺbky 3410, 3530,

Obr. 6. Rtg analýza ílovca (hĺbka 5584 m)

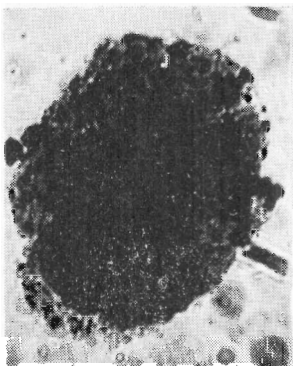
Fig. 6. X-ray diffraction record of claystone (5,584 m depth). Explanations as in fig. 4



Tab. III. 1—2 — *Sciadopityspollenites eocaenicus* W. Kr., hĺbka 4350 m, hĺbka 4300, 3 — cf. *Ovalipollis*, hĺbka 2792—2796 (preplavené z vrchného triasu), 4 — cf. *Classopollis*, hĺbka 210 m. 5 — *Ovalipollis* sp., hĺbka 4350 m (preplavené z vrchného triasu), 6—7 — *Complexiopollis* sp., hĺbka 5790 m, 8 — *Vacuopollis minor* W. Kr., hĺbka 1240 m, 9 — *Trudopollis fossulotrudens* Pf., hĺbka 2810 m, 10 — *Trudopollis pertrudens* Pf., hĺbka 2810 m, 11 — *Oculopollis minoris* W. Kr. — Mibus, hĺbka 2810 m, 12 — *Pseudotrudopollis* sp., hĺbka 5880 m (preplavené), 13 — *Pseudotrudopollis* sp., hĺbka 270 m (korózia)



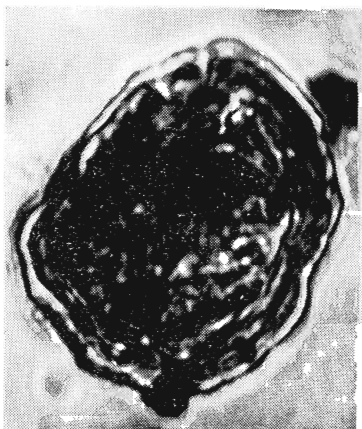
1



2



3



4



5



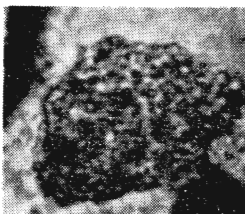
6



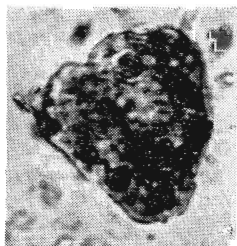
7



8



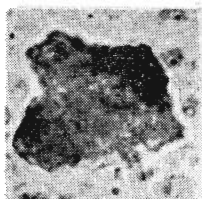
9



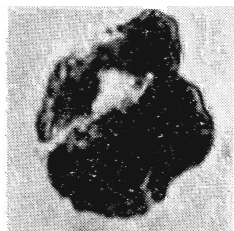
10



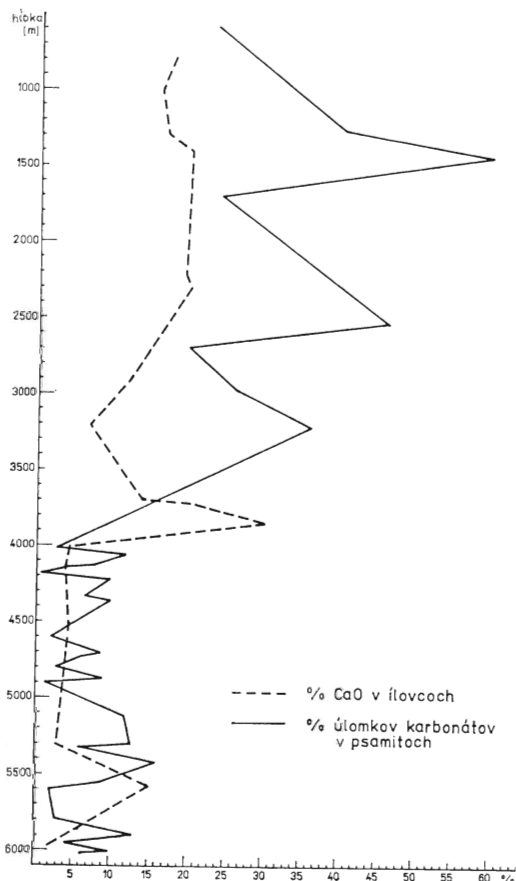
11



12



13



Obr. 7. Zastúpenie CaO v ílovci a úlomkov karbonátov v psamite

Fig. 7. Content of CaO in claystone and carbonate fragments in psammites

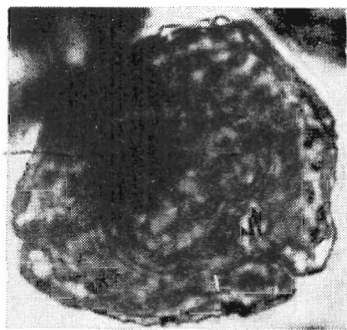
3541 a 3575 m boli veľmi bohaté na kerogén, ale neobsahovali spóry a peľové zrnká.

#### Hĺbkový interval 4000—6003 m

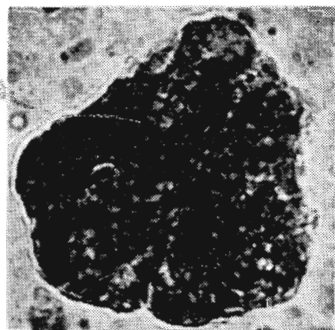
Od 4000 m do konečnej hĺbky 6003 m oporný vrt Hanušovce-1 overil flyšové sekvencie patriace do magurského flyšového pásma. Podľa litologických a petrograficko-sedimentárnych analýz v ňom možno vyčleniť niekoľko navzájom sa odlišujúcich sedimentárnych zoskupení flyšových usadenín. Vertikálne opakovanie tých istých flyšových súvrství svedčí o tektonickom nahromadení a úložných pomeroch magurského prikrovu pod bradlovým pásom.

Interval 4000—4080 m sa vyznačuje prítomnosťou pestrého vápniteho pelitu, vápencového pieskovca z bezprostredného podlažia pročských vrstiev a flyšových sedimentov zložených zo sľudnatého pieskovca, tmavosivého piesčitého ílovca so sľudou z podložných strihovských a belovežských vrstiev krynickej jednotky magurského prikrovu. Ak možno odobráť jadrá č. 37 a 38 z tohto intervalu považovať za reprezentujúce flyšové prostredie, potom ho tvorí tmavosivý ílovec s bohatou sieťou kalcitových žíl, jemnozrnný vápnitý pieskovec až siltovec so žilkami kalcitu do 1 cm, polohy brekcií s úlomkami ílovca a sľudnatého drobnozrnného

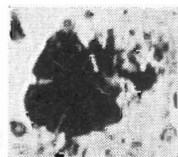
Tab. IV. 1 — *Papilopollis regulus* Pf., hĺbka 270 m, 2 — cf. *Krutzschipolis* hĺbka, 5790 m (preplavené), 3 — *Oculopollis minoris* W. Kr., hĺbka 4290 m (preplavené), 4 — *Oculopollis minoris* W. Kr. hĺbka 1240 m, 5 — *Interporopollenites* cf. *proporus* Weyl. et Krieg, hĺbka 1010 m, 6 — *Interporopollis microsuppligensis* Pf. hĺbka 2792—2796 m, 7 — *Normapollis*, hĺbka 4290 m (korózia, preplavené), 8 — *Complexiopollis* sp., hĺbka 1010 m, 9 — *Complexiopollis* sp., hĺbka 1010 m, 10 — ? *Pentapollenites pentangulus* (Pf.) W. Kr., hĺbka 4280 m, 11 — *Momipites quietus* (R. Poh.) Nichols, hĺbka 4280 m, 12 — *Triporopollenites microcoryloides* W. Kr., hĺbka 4290 m, 13—14 — *Plicapollis pseudoexzelucus* (W. Kr.) W. Kr., hĺbka 4360 m, hĺbka 4600 m, 15 — *Triatriopollenites bituites* (R. Pot.) Th. et Pf., hĺbka 4350 m, 16 — *Momipites quietus* (R. Pot.) Nickols, hĺbka 4310 m, 17 — *Triatriopollenites bituites* (R. Pot.) Th. et Pf., hĺbka 4300 m, 18—21 — *Minorpollis* sp., hĺbka 4400 m, hĺbka 4880 m, hĺbka 4290 m, hĺbka 4280 m



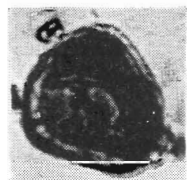
1



2



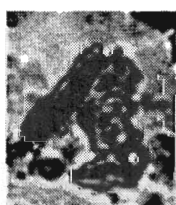
3



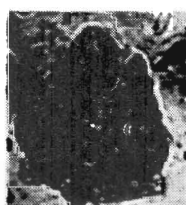
4



5



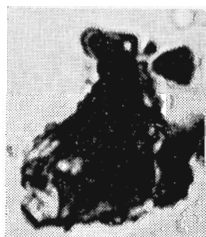
6



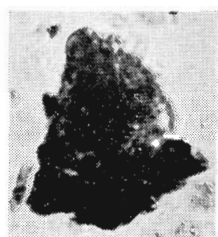
7



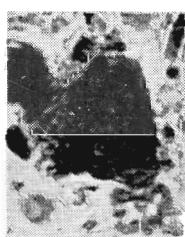
8



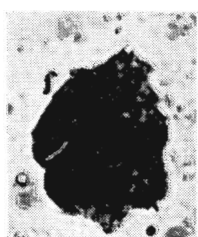
9



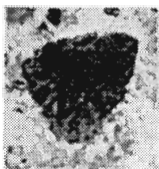
10



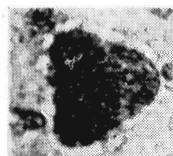
11



12



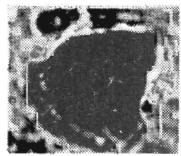
13



14

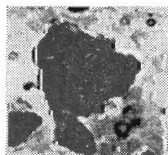


15

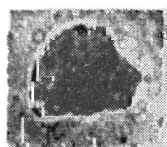


16

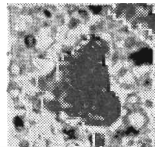
21



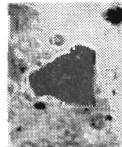
17



18



19



20



pieskovca. V hĺbke 4065—4069 m bol v červenom íle — ílovci objavený diskoster spodnoeocénneho veku *Mathasterites tribranchiatus*. To potvrdzuje prítomnosť belovežských vrstiev v tejto zóne, plne rozbitej a drvenej v dôsledku nasunutia bradlového pieninského pásma na magurský prikrov smerom na S—SV.

V podloží tektonicky drveného pásma s prevahou ílovca nad pieskovcom do hĺbky 5070 m vrt overoval prevažne pieskovcové flyšové sekvencie v pomere 1 : 3 až 1 : 5 (ílovec — pieskovec). Pieskovec prevažne jemnozrnný až strednozrnný a s vytriedením zrna smerom na povrch do siltovcového typu, je mierne drobnosľudnatý, čo sme v pieskovci pročských vrstiev v hĺbke 1290—4000 m nespozorovali. Vzorky z hĺbky často vynášali ílovcovopieskové brekcie, v ktorých boli ostrohranné úlomky pieskovca a odolného piesčitého ílovca chaoticky roztrúseného a následne potopené v bahnito-ílovцovej zmesi. Tento ílovec je na rozdiel od nadložného ílovca z pročských vrstiev menej vápnitý, sivozelený až čierny, jemne sľudnatý a jemne piesčitý. Vo vrtej drvine sa sporadicky vyskytovali aj úlomky červeného ílovca — ílu. Tie v povrchových úložných pomeroch vo vrchnej časti strihovských vrstiev tvoria 10—30 cm vložky.

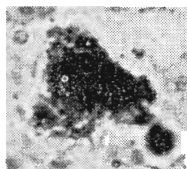
Smerom do podložia v hĺbke 5080 m prešiel vrt z prevažne pieskovcového flyšového prostredia do flyšových sekvencií s prevahou ílovca nad pieskovcom v pomere 2 : 1 až 3 : 1. Navyše v hĺbke

5240—5290 m vrt overil pestrý červený a sivozelenavý nevápnitý ílovec belovežského typu s nevelkým podielom lavičiek (3—10 cm) jemnozrnného pieskovca. Na základe litologickej povahy pokladáme toto súvrstvie v hĺbke 5070—5300 m za belovežské vrstvy južnej (krynicekej), jednotky magurského prikrovu. V opísanom hĺbkovom intervale sú mikrofosílie veľmi vzácné. Vyskytujú sa úlomky alebo aj celé jedince dvojkýlových globotrunkán, z ktorých bolo možno podľa druhu určiť iba *Globotruncana arca* (Cushman) a *Globotruncana fornicata* (Plummer) z hĺbky 4130 m a 4220 m. Podľa spôsobu zachovania a vertikálneho rozšírenia ide najskôr o pseudoasociáciu, pretože vekovým diapazónom sa uvedené druhy vôbec neprekrývajú. Prvý z druhov patrí za indexovú formu kampánu, kým stratigrafické rozšírenie druhého druhu sa všeobecne uvádza zo spodného senónu (koňak — spodný santón).

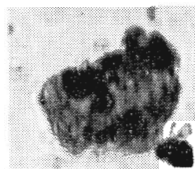
Po tomto intervale (od 4270—4731,30 m) nasleduje veľmi nápadná sterilita vzoriek. Je zaujímavé, že ani po použití rozličných metód sme nijaké zvyšky mikrofosílií nezískali. Výnimkou bol jediný exemplár dvojkýlového globotrunkana z hĺbky 4585 m a 5—6 ihlic húb a 1 rybacieho zúbka z hĺbky 4600 m bez užšej stratigrafickej hodnoty.

Najbohatšiu mikroflórovú asociáciu sme získali v hĺbke 4145, 4280, 4290, 4300, 4310, 4320, 4350 a 4360 m. Má rovnaký charakter a bežne sa vyskytuje v eocénnych se-

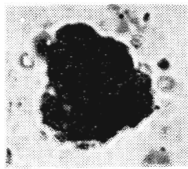
Tab. V. 1 — *Plicapollis pseudoexcelsus* (W. Kr.) W. Kr., hĺbka 4600 m, 2 — *Triatriopollenites* sp., hĺbka 4280 m, 3 — *Triatriopollenites bituites* (R. Pot.) Th. et Pf., hĺbka 4240 m, 4 — *Triatriopollenites lubomirovae* (Glad.) Kds., hĺbka 4290 m, 5 — *Triporepollenites* cf. *balinkense* Kds., hĺbka 4280 m, 6—8 — *Pompeckjoidaepollenites subhercynicus* (W. Kr.) W. Kr., hĺbka 4290 m, hĺbka 4280 m, 7 — *Intratriopollenites* cf. *ceciliensis* W. Kr., hĺbka 4280 m, 9 — *Pentaporites belgicus* hĺbka 1240 m, 10 — *Retiosipollis loburgensis* W. Kr., hĺbka 4280 m, 11—12 — *Polycolpites* sp., hĺbka 4360 m, 13 — *Spinulaepollis spinosus* W. Kr. — Lerk., hĺbka 4360 m, 14 — *Pseudospinaepollis pseudospinosus* W. Kr., hĺbka 4600 m, 15 — *Polycolpites etzdorfensis* W. Kr., hĺbka 4300 m, 16 — *Laeviporepollis laevigatus* (W. Kr.) W. Kr., hĺbka 2792 m, hĺbka 2796 m



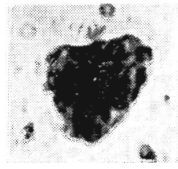
1



2



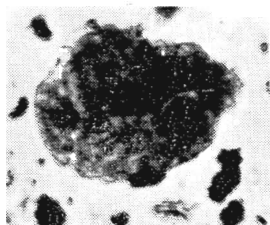
3



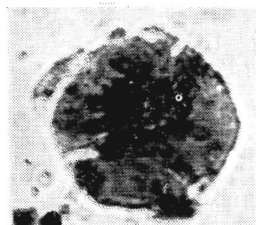
4



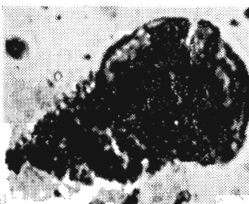
5



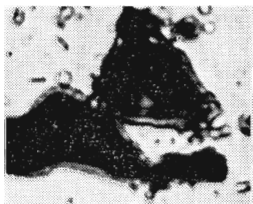
6



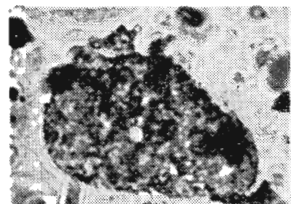
7



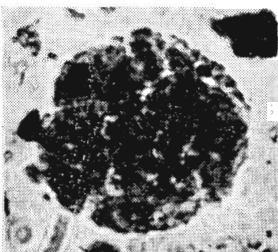
8



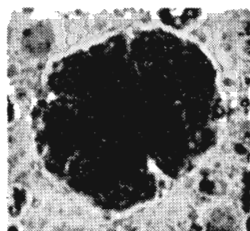
9



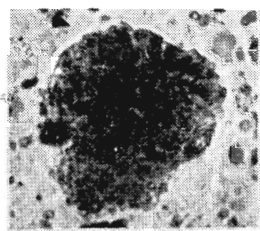
10



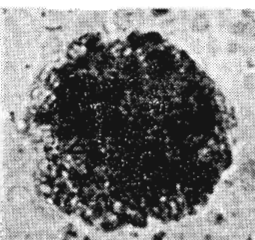
11



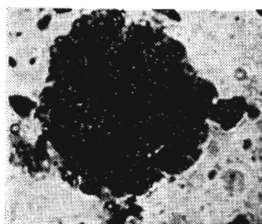
12



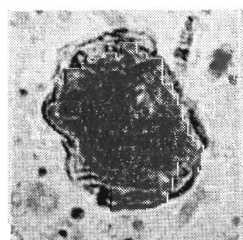
13



14



15



16

dimentoch. Skoro v každej vzorke sa našli aj druhy charakterizujúce hlavne spodný až stredný eocén. Sú to: *Subtriporopollenites urkutensis* Kedves, *Subtripollenites constans* Pf. subsp. *constans*, *Plicapollis pseudoexcelsus* (W. Kr.) W. Kr., *Labrapollis globosus* W. Kr. Druhy *Sciadopityspollenites eocaenicus* W. Kr., *Pseudospinaepollis pseudospinosus* W. Kr., *Polycolpites etzdorfensis* W. Kr., *Alnipollenites verus* R. Pot. a *Revesiapollis eocaenicus* W. Kr. sú rozšírené hlavne v strednom až vrchnom eocéne. Okrem eocénnych peľových zrníek sa našli aj vrchnokriedové až paleocénne druhy, ako *Oculopollis minoris* W. Kr., *Trudopellis* sp., *Vacuopollis minor* Paclt. — Góczan, *Tetrapollis validus* W. Kr., ale pretože sa vyskytli mladšie eocénne formy, sú viac ako pravdepodobne preplavené. Vo vzorke z hĺbky 4350 m sa našli aj vrchnotriasové sporomorfy (*Ovalipollis* sp., *Classopollis* sp.).

Z paleogénnych kokolitov sme v hĺbke 4048 m zistili hlavne druh *Coccolithus pelagicus* (Wallich) Schiller. V hĺbke 4065—4069 m sme našli nanoplanktón v úlomkoch ružovej farby s druhom *Marthasterites tribrachiatus* (Bramlette et Riedel). *Diskoostery* veľmi pripomínajú druh *Discoaster* ex gr. *binodosus* Martini. Nižšie v hĺbke 4071 m, tiež v úlomkoch ružovej farby, sme zistili *Discoaster* ex gr. *binodosus* Martini a *Discoaster* ex gr. *multi-*

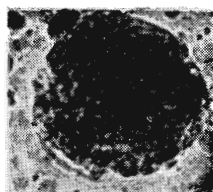
*radiatus* Bramlette et Riedel. Tieto druhy sú rozšírené vo vrchnom paleocéne a spodnom eocéne. V hĺbke 4075—4100 m sa v červenom ílovci opäť objavili ojedinelé druhy *Coccolithus pelagicus* (Wallich) Schiller a *Coccolithus* sp. a vápnitý nanoplanktón sa vyskytoval v hĺbke 4619 a 4620 m.

Z biostratigrafických analýz vyplýva, že v hĺbke od 4000 do 5300 m sme prevrtávali najprv tektonicky drvenú zónu (do 4080 m) z pestrého ílovca pročských a belovežských vrstiev spodného a stredného eocénu, nižšie do hĺbky 5070 m strihovské vrstvy (stratigraficky určené ako stredný a spodná časť vrchného eocénu, Leško — Samuel, 1968). Napokon do hĺbky 5300 m v podloží strihovských vrstiev boli odkryté belovežské vrstvy.

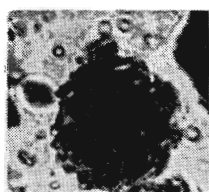
V podloží opísaných súvrství krynickej jednotky až do konečnej hĺbky vrtu sme zistili flyšové súvrstvie, v ktorom sa na úrovni stredného eocénu objavili aj polohy pieskovca sklovitého vzhľadu s glaukonitom, ktoré pripomínajú prechod do zlinských vrstiev severnejších čiastkových jednotiek magurského príkrovu. V tomto súvrství v intervale 5300—5600 a 5700—6003 m sme overili flyšové vrstvy s prevahou pieskovca nad ílovcom v pomere asi 2 : 1 až 3 : 1. Pieskovec je jemnozrnný až strednozrnný, vápnitý, s roztrúsenou sľudou, pri prechode do ílovej polohy

Tab. VI. 1 — *Intratiporopollenites eocaenicus* W. Kr., hĺbka 4400 m, 2—3 — *Spinulaepollis* cf. *spinosus* W. Kr. — Leuk., hĺbka 4300 m, hĺbka 4360 m, 4 — *Spinulaepollis* sp., hĺbka 5870 m 5—7 — *Revesiapollis eocaenicus* W. Kr., hĺbka 4300 m, hĺbka 4360 m, 8 — *Revesiapollis* sp., hĺbka 5790 m, 9 — *Revesiapollis eocaenicus* W. Kr., hĺbka 4280 m, 10—11 — *Chenopodipollis multiplex*, hĺbka 5890 m, 12 — *Dicollipollis middendorfi* W. Kr., hĺbka 4300 m, 13 — cf. *Alnipollenites*, hĺbka 4290 m, 14—15 — *Subtriporopollenites constans* (Pf.) W. Kr., hĺbka 4290 m, hĺbka 4330 m, 16 — cf. *Caryapollenites*, hĺbka 4290 m, 17 — cf. *Alnipollenites*, hĺbka 4310 m, 18 — *Alnipollenites verus* (R. Pot.) R. Pot., hĺbka 5870 m, 19 — cf. *Labrapollis globosus* W. Kr., hĺbka 4600 m, 20 — *Nyssapollenites kruschi* R. Pot., hĺbka 4290 m, 21 — *Monocolpopollentes tranquillus* (R. Pot.) Pf. et Ph., hĺbka 4290 m, 22 — *Tricolporopollenites microhemici* (R. Pot.), W. Kr., hĺbka 5870 m, 23 — *Trocolporopollenites eocaenicus* W. Kr., hĺbka 4350 m, 24 — *Tetracolporopollenites* sp., hĺbka 4310 m, 25 — *Cupuliferoidaeapollenites liblarensis* (Thoms, in R. Pot.) Thoms et Thg., hĺbka 4400 m

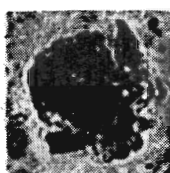




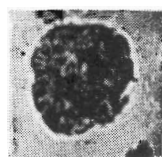
1



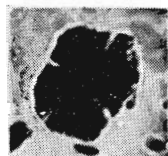
2



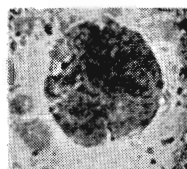
3



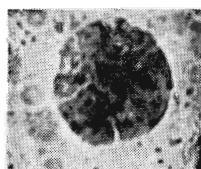
4



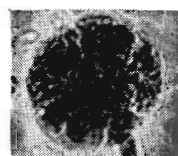
5



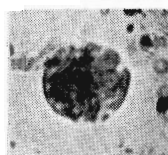
6



7



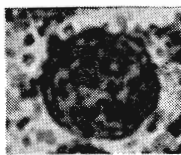
8



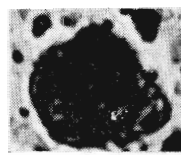
9



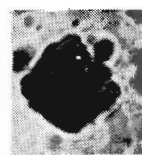
10



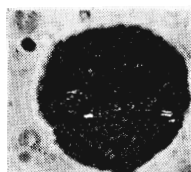
11



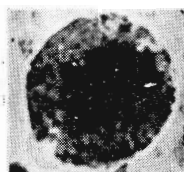
12



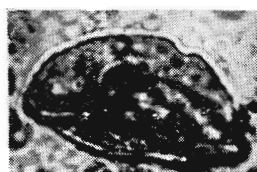
13



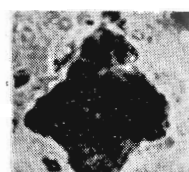
14



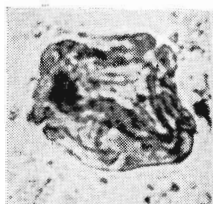
15



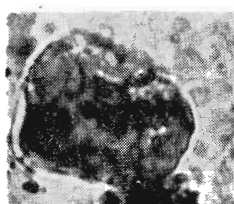
16



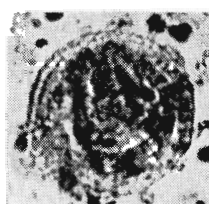
17



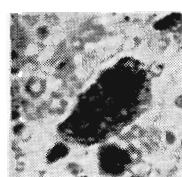
18



19



20

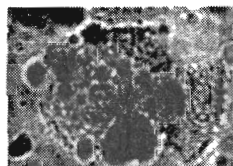


21

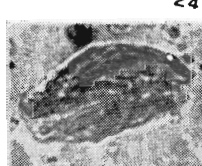
22



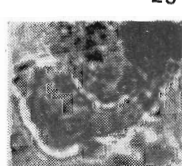
23



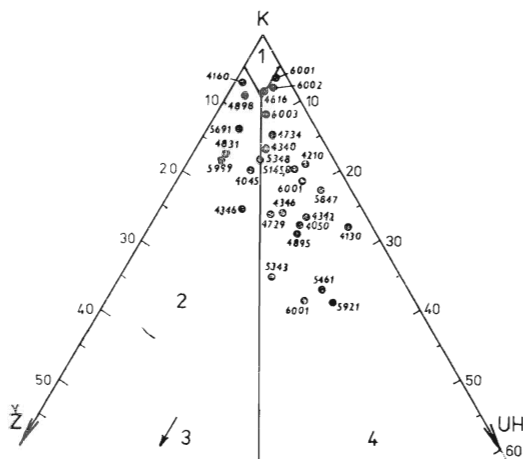
24



25







Obr. 8. Klasifikačný diagram vápencového pieskovca (Konta, 1973) z vrhu Hanušovce-1. 1 — Vápencový pieskovec, 2 — kalcitovo-kremenný pieskovec, 3 — litoklasticko-kremenný pieskovec, 4 — litoklastický pieskovec, 5 — hĺbka odberu vzorky (1000—6003 m)

Fig. 8. Classification plot of calcarenites (Konta, 1973) in the Hanušovce-1 wildcat. 1 — calcareous arenite, 2 — calcic to siliceous arenite, 3 — lithoclastic to siliceous arenite, 5 — lithoclastic arenite, 5 — sample depth (1000—6003 m)

je vyvinutý tvrdý málo vápnitý siltovec. Niektoré lavice pieskovca sa vyznačujú lomnými plochami sklovitého vzhľadu. Ílovcec býva nevápnitý sivozelenkastý, hnedastý, sivomodrý a s jemne roztrúsenou sľudou. V spoločenstve pieskovca tvorí hruborytmický až strednorytmický flyš.

V hĺbke 5600—5700 m vrt opäť odkryl pestré červené a sivozelené ílovcové polohy s prevahou nad pieskovcom, ktorý tam tvorí iba 3—5 cm vložky. Súvrstvie je silne tektonicky porušené, prevrášnené a bohaté na kalcitové žilky. Podľa litolo-

gických znakov ho zaraďujeme do belovežských vrstiev severnejších čiastkových jednotiek magurského príkrovu.

Petrografickú a mineralogickú pelitickú zložku sme už podrobne charakterizovali pri analýze a korelácii ílovca z bradlového pásma pročských vrstiev. Treba azda ešte dodať, že hodnotu pomeru  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O}$  ílovca z tohto hĺbkového intervalu 14,3 možno najskôr porovnávať s hodnotou 12,6, ktorú sme zistili v ílovci povrchových vzoriek v belovežských vrstvách magurskej jednotky na východnom Slovensku (tab. 1). Podobné hodnoty tohto pomeru z ílových sedimentov geosynklinálnych oblastí uvádza aj A. B. Ronov et al. (1965).

Petrograficky a mineralogicky je pre psamity charakteristická droba, drobový a arkózový pieskovec a arkóza.

Podľa granulometrických rozborov patria skúmané horniny v prevažnej väčšine do kategórie jemnozrnných pieskovcov (Md 0,05—0,25 mm). Ojedinele sa vyskytuje strednozrnný pieskovec (tab. 2; 4346 m, 4831 m, 5921 m) a v skúmanom materiáli je hojný aj siltovec. Pre horniny tejto granulometrickej kategórie je vo vrte Hanušovce-1 charakteristický typ zvrstvenia — laminácia. Dominujú  $T_{c-e}$  interval Boumu. Laminácia býva najčastejšie horizontálna, resp. mierne sprehýbaná. Zvýrazňuje ju ílovitá prímies, resp. prítomnosť muskovitu. Gradačné textúry sú zriedkavé.

Podľa klasifikačnej schémy J. Petránka (1963) v sledovanom hĺbkovom intervale dominujú droba (obr. 9), menej častý je

Tab. VII. 1 — *Ilexpollenites margaritatus* (R. Pot.) Thg., hĺbka 4280 m, 2 — *Areopites* sp. (korózia), hĺbka 4350 m, 3 — *Arecipites* sp., hĺbka 4260 m, 4 — *Cupuliferoipollenites isleyanus* (Traverse) R. Pot., hĺbka 4290 m, 5 — *Triatriopollenites lubomirovae* (Glad.) Kds., hĺbka 4300 m, 6 — *Tripoporollenites minimus* Kds., hĺbka 4290 m, 7 — *Plicapollis* sp., hĺbka 4350 m, 8 — *Cypripoidites* cf. *eucalyptoides* W. Kr., hĺbka 5890 m, 9—10 — *Pentapollenites* sp., hĺbka 4319 m, hĺbka 4319 m, 11 — *Polycolpites* sp., hĺbka 210 m, 12—13 — cf. *Deflandrea*, hĺbka 210 m



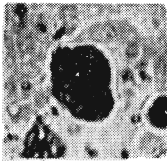
1



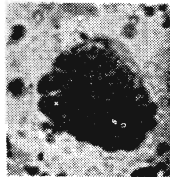
2



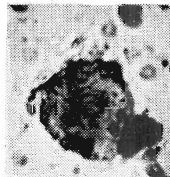
3



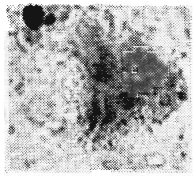
4



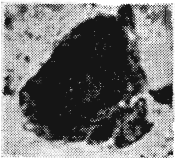
5



6



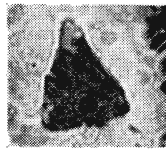
7



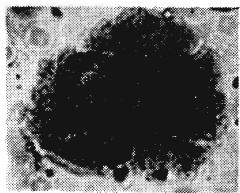
8



9



10



11



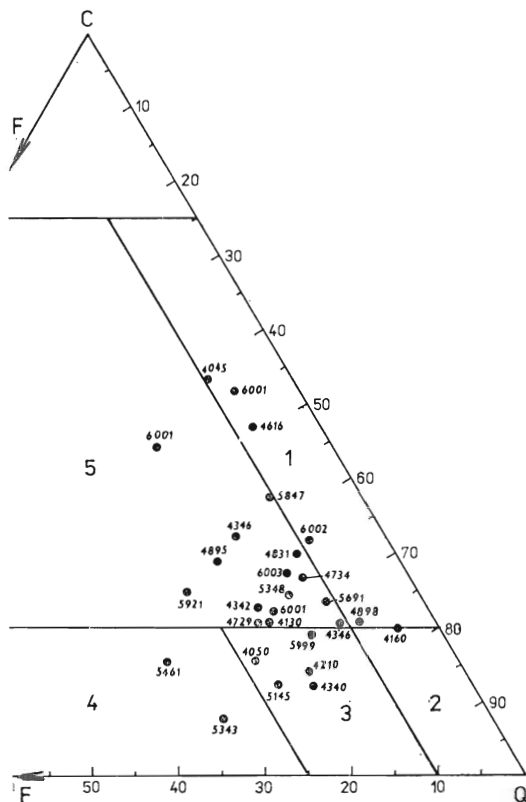
12



13

drobový pieskovec, arkózový pieskovec a arkóza. Podľa klasifikačnej schémy F. J. Pettijohna et al. (1972) je v prevahe li tická droba nad arkózovou drobou (obr. 10).

Modálne zloženie skúmaných hornín je v tab. 2. Dominujúcim minerálom v pies-

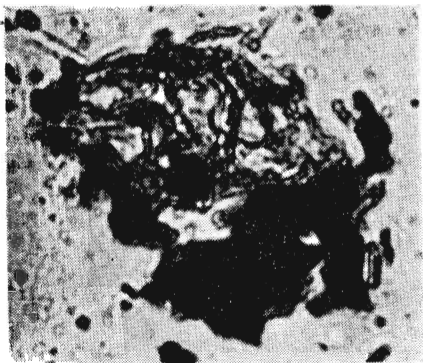


Obr. 9. Klasifikačný diagram pieskovecov podľa J. Petránka 1963. 1 — drobový pieskovec, 2 — kremenný pieskovec, 3 — arkózový pieskovec, 4 — arkóza, 5 — droba  
Fig. 9. Classification diagram of sandstones (J. Petránka 1963). 1 — subgraywacke, 2 — quartzose sandston, 3 — arkosic sandston, 4 — arkose, 5 — graywacke

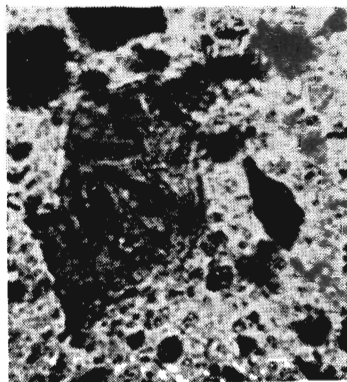
kovci a siltovci je kremeň (27—69 ‰). Býva subangulárneho tvaru, zaoblené zrná sú sporadické. Prevláda polykryštalický kremeň. Obsah živcov sa pohybuje od 1,2—11,8 ‰. Pomer ortoklasu k plagioklasu je zhruba 1 : 1. Plagioklas bazicity oligoklas — andezín je často kalcifikovaný. Mikroklín sa vyskytuje sporadicky. Zo slúd v pieskovci dominuje muskovit (maxim. obsah 7,4 ‰). Biotit je sporadický. Úlomky kremenca a pieskovca (maximálne zastúpenie 2 ‰) sú v sledovanom materiáli zriedkavé. Úlomky pieskovca sú neurčitej príslušnosti, kremenec je najskôr spodnotriasového veku, úlomky vápenca (maxim. 16,8 ‰) sú oveľa lepšie zaoblené ako zrná kremeňa a v profile vrtu sa vyskytujú priebežne. Dominuje mikrokryštalický vápenec nad kalovým, ojedinele s kalpionelami. Úlomky ílovca (maxim. 4 ‰) sú časté a sú pravdepodobne dvojakého pôvodu: istá časť je zo zdrojových zón, ktoré neboli z flyšových sedimentov, kým druhá pochádza z erodovaných starších flyšových sedimentov. Úlomky rohovca (maximálne 3 ‰) sa vyskytujú sporadicky, tvorí ich mikrokryštalický kremeň a sú to najpravdepodobnejšie horniny jurského veku. Úlomky bazických hornín (najskôr diabáz) — žuly a fylitov — sú sporadické.

Z autigénnych materiálov sa ojedinele vyskytuje glaukonit. Základnú hmotu pieskovca tvorí ílovitý materiál a karbonátovou prímесou a tmelom je iba kalcit.

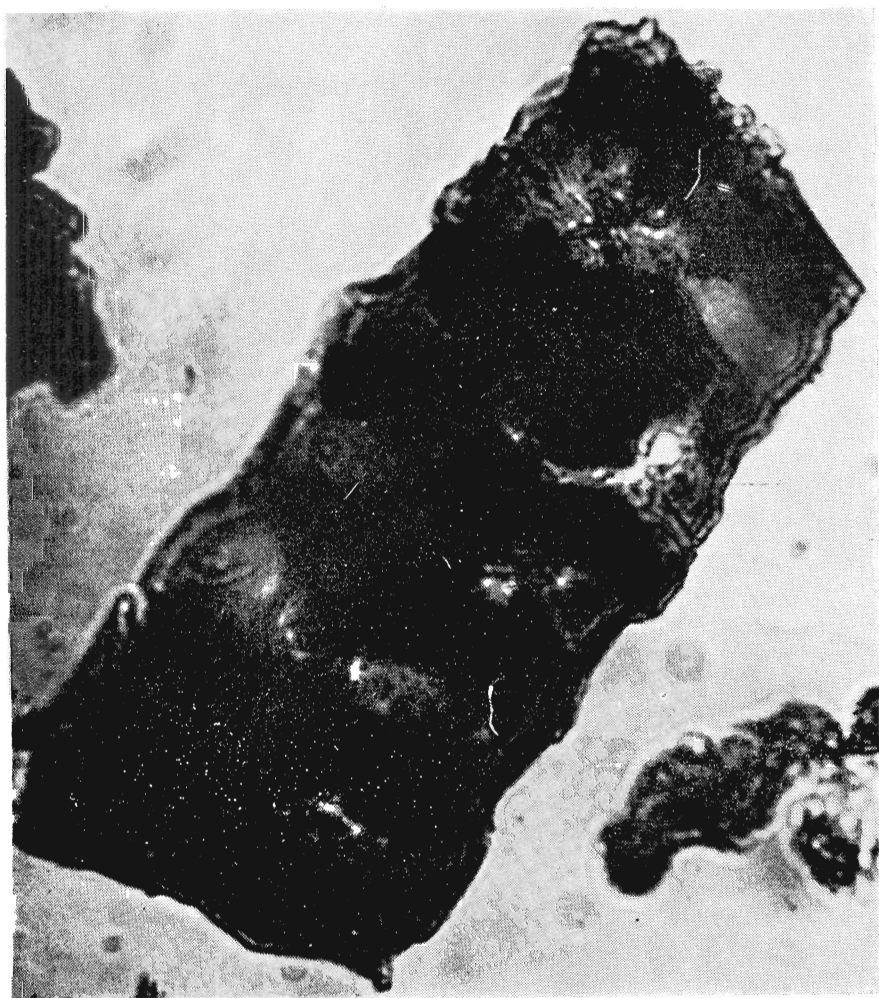
Skúmaný vzorkový materiál neposkytol informácie dostačujúce na kvantitatívne hodnotenie ťažkých minerálov. Tie sa vyskytujú sporadicky, a to iba v istých intervaloch. Najväčšiu frekvenciu má zirkón, granát, apatit, rutíl a turmalín, menej častý je hyperstén a hojný je pyrit.



1



2



3

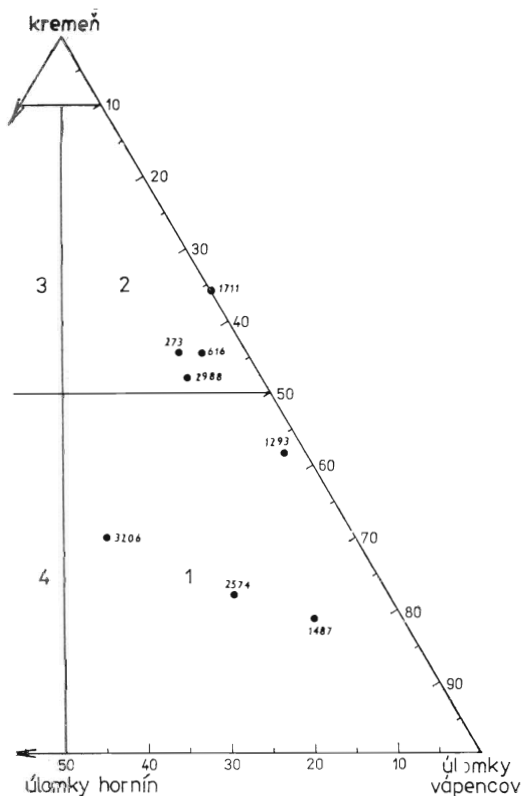
Modálne zloženie pieskovca magurskej jednotky (vrť Hanušovce-1)  
 Modal composition of sandstone in the Magura unit (Hanušovce 1 wildcat)

Tab. 2

| metre              | 4045 | 4050 | 4130 | 4131 | 4160 | 4210 | 4340 | 4342 | 4346a | 4346b | 4346c | 4615 | 4616 | 4729 | 4734 |
|--------------------|------|------|------|------|------|------|------|------|-------|-------|-------|------|------|------|------|
| Kremeň             | 27,0 | 49,4 | 35,0 | 19,2 | 68,9 | 52,2 | 46,3 | 34,1 | 46,3  | 59,0  | 44,0  | 34,0 | 39,8 | 49,5 | 51,4 |
| živce              | 4,0  | 6,2  | 1,2  | 1,7  | 4,2  | 3,7  | 6,1  | 4,8  | 7,4   | 4,0   | 10,0  |      | 3,9  | 8,6  | 4,3  |
| sludy              | 6,0  | 5,6  |      | 4,2  | 2,4  | 2,2  | 2,4  |      | 2,0   |       | 2,0   | 5,0  | 3,1  | 2,3  | 3,6  |
| kremence + piesk.  |      |      | 0,8  |      |      |      |      | 2,0  |       |       |       |      |      |      |      |
| vápence            | 3,0  | 12,3 | 8,3  | 4,2  | 1,4  | 10,4 | 6,7  | 7,9  | 9,4   | 11,0  | 6,0   |      | 2,3  | 9,1  | 6,3  |
| ílovce             |      |      | 2,0  |      |      |      |      | 0,8  |       |       |       |      |      | 1,4  |      |
| rohovce            |      |      | 2,0  |      |      |      |      |      |       |       |       |      |      | 0,5  |      |
| báziká             |      |      |      |      |      |      |      |      |       |       |       |      |      |      |      |
| základná hmota     | 38,0 | 11,1 | 12,6 | 66,7 | 16,4 | 9,7  | 7,3  | 12,7 | 16,1  | 16,0  | 26,0  | 53,0 | 41,4 | 15,9 | 21,7 |
| tmel               | 22,0 | 15,4 | 38,2 | 4,2  | 8,5  | 21,6 | 31,1 | 37,7 | 18,8  | 10,0  | 12,0  | 8,0  | 9,4  | 12,7 | 12,6 |
| Md zrnitosti v mm  | 0,08 | 0,11 | 0,18 | 0,04 | 0,16 | 0,20 | 0,16 | 0,22 | 0,09  | 0,28  | 0,10  | 0,08 | 0,16 | 0,12 | 0,16 |
| index zrelosti     | 3,85 | 2,66 | 2,47 | 3,28 | 12,1 | 3,68 | 3,61 | 2,20 | 2,46  | 3,93  | 2,75  |      | 6,37 | 2,53 | 4,81 |
| index proveniencie | 1,33 | 0,5  | 0,10 | 0,40 | 3,0  | 0,35 | 0,90 | 0,44 | 0,64  | 0,36  | 1,66  |      | 1,66 | 0,79 | 0,68 |

| metre              | 4831 | 4895 | 4898 | 5145 | 5343 | 5348 | 5461 | 5691 | 5847 | 5921 | 5999 | 6001a | 6001b | 6002 | 6003 |
|--------------------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|-------|-------|------|------|
| Kremeň             | 54,9 | 30,7 | 64,8 | 49,0 | 47,7 | 53,3 | 40,8 | 42,3 | 32,0 | 41,1 | 52,3 | 38,0  | 41,7  | 45,0 | 41,3 |
| živce              | 8,9  | 4,1  | 4,3  | 4,5  | 11,8 | 7,1  | 8,8  | 4,9  | 2,8  | 6,9  | 9,1  | 1,3   | 3,8   | 1,9  | 3,7  |
| sludy              | 2,4  | 0,4  | 7,4  | 1,5  | 1,3  | 2,8  | 3,2  |      |      |      | 3,8  | 2,5   | 1,3   | 4,0  | 2,6  |
| kremence + piesk.  |      |      |      |      |      |      |      |      | 3,0  | 0,7  |      |       |       |      |      |
| vápence            | 2,8  | 8,7  | 1,6  | 12,0 | 13,1 | 6,6  | 16,8 | 2,4  | 2,0  | 13,2 | 3,8  | 4,4   | 8,3   | 6,0  |      |
| ílovce             |      | 0,8  | 0,8  | 0,5  |      |      | 1,6  |      | 3,0  | 4,0  |      |       | 0,6   |      |      |
| rohovce            |      |      |      |      |      | 0,5  |      |      |      |      |      |       | 0,6   |      |      |
| báziká             | 0,8  |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |       |       |      | 5,6  |
| základná hmota     | 28,0 | 16,6 | 18,9 | 8,2  | 5,2  | 19,8 | 12,8 | 13,8 | 25,0 | 19,8 | 13,6 | 31,3  | 14,7  | 24,0 | 19,5 |
| tmel               | 2,0  | 38,6 | 1,6  | 24,5 | 20,9 | 9,9  | 16,0 | 36,6 | 33,0 | 15,2 | 17,4 | 22,5  | 28,8  | 20,0 | 27,3 |
| Md zrnitosti v mm  | 0,32 | 0,21 | 0,18 | 0,14 | 0,12 | 0,16 | 0,12 | 0,10 | 0,17 | 0,28 | 0,20 | 0,08  | 0,11  | 0,10 | 0,12 |
| index zrelosti     | 4,35 | 2,24 | 8,77 | 2,98 | 1,92 | 3,76 | 1,50 | 5,77 | 3,20 | 1,72 | 4,05 | 6,7   | 3,03  | 6,4  | 4,4  |
| index proveniencie | 2,44 | 0,43 | 2,0  | 0,36 | 0,90 | 1,00 | 0,47 | 2,00 | 0,25 | 0,33 | 2,40 | 0,28  | 0,40  | 0,16 | 0,6  |

Pri interpretácii hĺbkového intervalu 4000–5000 m s prevahou pieskovca sme na základe priemerného mineralogického zloženia skúmaných hornín vo vrtu Hanušovce-1 porovnali ich projekčný bod v trojuholníkovom diagrame (obr. 10, 11)



Obr. 10. Klasifikačný diagram drôb (Pettijohn — Potter — Siever, 1972) z vrtu Hanušovce-1. 1 — kremenné droby, 2 — arkóзовé droby, 3 — živcové droby, 4 — litické droby, 5 — (1000–6003) hĺbka odberu vzorky

Fig. 10. Classification plot of lithic arenites (Pettijohn et al., 1972) from the Hanušovce-1 wildcat. 1 — subarcose, 2 — arcose, 3 — feldspathic graywacke, 4 — lithic arenite, 5 — sample depth

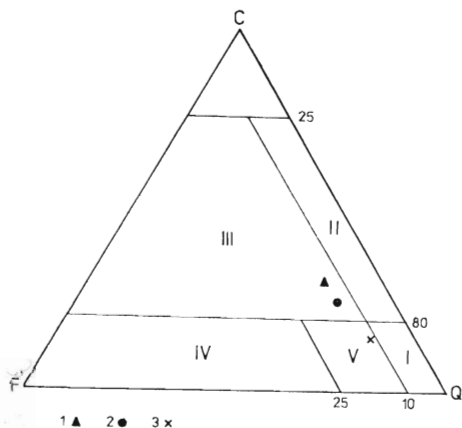
s priemerným zložením pieskovcov zlínskych vrstiev račianskej jednotky (Čabalová — Ďurkovič, 1978). Priemerné zloženie

nie pieskovca zo študovaného hĺbkového intervalu spadá do poľa drôb podobne ako priemerné mineralogické zloženie pieskovcov zlínskych vrstiev. Z biostratigrafického hľadiska je zaujímavé, že na rozdiel od predchádzajúcich metrov takmer všetky analyzované vzorky, napr. od 5459 do 5844 m, boli pozitívne. Aj to podľa nášho názoru signalizuje zmenu faciálneho prostredia. Zloženie malých foraminifér je monotónne; skladá sa výlučne z hrubostenných dendrofryí patriacich najmä do druhu *Dendrofrya robusta* Grzybowski. Ale tento druh nemá užšiu stratigrafickú hodnotu. Podľa indexovej hodnoty veľkosti schránok možno iba konštatovať, že v porovnaní s formami z predchádzajúcich metrov majú v priemere väčší rastový index schránky. Ak tieto hodnoty porovnáme s asociáciami z povrchových vzoriek, najväčšiu afinitu prejavujú s rastovým indexom druhov viažúcich sa napr. na vrchnokriedové až paleocénne asociácie z tzv. inocerámových vrstiev, resp. podmilitových alebo spodných belovežských vrstiev (paleocén — spodný eocén).

Asociácie malých foraminifér z hĺbky 5690 až 6003 m sú veľmi chudobné a monotónne. Aj ony sa skladajú výlučne z dendrofryí (*D. robusta* Grzybowski a *D. latissima* Grzybowski), ale na rozdiel od predchádzajúcich majú relatívne hladšiu stenu schránky, čo azda svedčí o výraznejšom uplatnení sa pelitickej zložky pri sedimentácii. Sporadicky sa v takejto hĺbke vyskytujú aj pyritové zrnká, čo sme pri predchádzajúcom type dendrofryových asociácií nepozorovali.

V sivom až tmavosivom vápnitom ílovcí sme v hĺbke 5588 m objavili niekoľko druhov diskoasterov, ktoré poukazujú na stredný eocén. Ide o druhy *Discoaster barbadiensis* Tan Sin Hok, *Discoaster cf. subloadoensis* Bramlette et Sullivan — úlomok *Discoaster ex gr. tani nodifer* Bram-

lette et Riedel, *Discoasteroides* Keupperi (Stradner) Bramlette et Sullivan. Spoločenstvo podobného zloženia sa vyskytovalo aj v hĺbke 5844 m, a to s druhom *Cyclcoccolithus formosus* Kamptner, *Discoaster barbadiensis* Tan Sin Hok a *Discoaster* sp. cf. *Discoaster* ex gr. *tani nodifer* Bramlette et Riedek. V tejto hĺbke sme našli aj globigerinú veľmi pripomínajúcu strednoeocénny druh *Globigerina* ex gr. *boweri* Bolli. Nájdene spoločenstvá kokolitoforid majú charakter strednoeocénnych spoločenstiev a zodpovedajú nanoplanktónovým zónam od NP-14 *Discoaster sublodoensis* až po NP-16 *Discoaster tani nodifer*.



Obr. 11. Porovnanie priemerného zloženia pieskovca v intervale 4000–5000 m vo vrte Hanušovce-1 s priemerným zložením pieskovca zlínskych a strihovských vrstiev magurskej jednotky na východnom Slovensku. 1 — zlínske vrstvy, 2 — strihovské vrstvy  
Fig. 11. Comparison of average composition of sandstone in the 4,000–5,000 m interval of the Hanušovce-1 wildcat with average composition of sandstone in the Zlín and Strihovce members of the Magura flysch unit in Eastern Slovakia. 1 — Zlín member, 2 — Strihovce member

Z mikroflóry sa v tejto hĺbke vyskytli iba spóry a peľové zrnká. Napriek zlej zachovanosti možno konštatovať jej po-

dobné zloženie ako v predchádzajúcich metroch v nadloží. Tak v hĺbke 5880 a 5890 m sú určené druhy *Monocolpopollenites tranquillus* R. Pot., *Revesiapollis eocaenicus* W. Kr., *Plicapollis pseudoexcelsus* W. Kr., *Baculatisporites quintus* (Wolf) W. Kr., *Alnipollenites* sp. rozšírené prevažne v strednom až vrchnom eocéne. Zároveň tam bolo veľa vrchnokriedových a paleocénnych foriem, *Krutzchipollis*, *Szorenyipollis elegans* Góczan, *Oculopollis* sp., *Pseudotrudopollis* sp., *Tetrapollis* sp. V hĺbke 5870 m sa druhy, ako je *Alnipollenites verus* R. Pot., *Fususpollenites fusus* (R. Pot.) Kds., *Tricolporopollenites microhenrici* (R. Pot.) W. Kr., *Cupuliferoipollenites oviformis* (R. Pot.) R. Pot., bežne vyskytujú v eocéne až oligocéne.

### Záver

Vrt Hanušovce-1 prešiel dvoma tektonickými jednotkami — bradlovým pásom a magurským príkrovom. Spoločenstvá malých foraminifer a vápnitého nanoplanktónu sa v týchto dvoch jednotkách prejavovali odlišne. Kým v bradlovom pásme boli spoločenstvá pomerne dobre zachované a ich formy identifikovateľné, v magurskom príkrove boli v dôsledku hojnej piesčitej prímеси vo veľkej miere sterilné.

Sedimenty navrtané do hĺbky 4000 m patria do vrchnej kriedy a paleogénu bradlového pásma. Vrchnú kriedu reprezentuje pelitická púchovská a flyšová fácia. Paleogénne sedimenty reprezentujú pročské vrstvy. Tvoria ich turbiditné sekvencie hlavne distálneho flyšu, reprezentované najmä jemnozrnným, redšie strednozrnným vápencovým pieskovcom (obsah vápencových úlomkov 20–63 %). Flyš pročských vrstiev má zvýšený obsah CaO. Pročské vrstvy reprezentujú karbonátový flyš bradlového pásma. Sedimenty v hĺbke 4000–6000 m sa od pročských

vrstiev odlišujú nižšou vápnitosťou v ílovcí aj v pieskovci. Ílovec tohto hĺbkového intervalu chemickým zložením zodpovedá najskôr ílovcu belovežských vrstiev magurskej jednotky. Pieskovec v intervale 4000—5000 m má afinitu blízku pieskovcom zlínskych vrstiev, príp. k pieskovcu vnútornej časti magurskej jednotky na východnom Slovensku.

### Štruktúrno-tektonické výsledky

Oporný vrt Hanušovce-1 má pre veľkú hĺbku (6003 m) a preto, že je v dominantnej jednotke Západných Karpát v pieninskom bradlovom pásme, pre interpretáciu stavby celého západokarpatského oblúka, a tým aj hodnotenie perspektívy vývoja a výskytu prírodných uhlíkovodíkov mimoriadny význam. Jednoznačne vysvetlil mechanizmus a smerové tendencie nasunutia bradlového pásma, ako aj južných a centrálnych jednotiek na flyšové pásmo Karpát.

V geologickej literatúre veľmi často sledovaná otázka genetickej spätosti bradlového pásma a magurského flyšového pásma je na základe získaných poznatkov do hĺbky 6003 m rozriešená. Mezozoikum pieninského bradlového pásma sa nemôže pokladať za organické podložie paleogénnych sedimentov magurského flyšového pásma, ako to predpokladal D. Andrusov, A. Matějka, Z. Ribi a i.

Napokon oporný vrt Hanušovce-1 poskytol alebo potvrdil poznatky niektorých autorov o paleogénno-miocénnej tektonike bradlového a magurského flyšového pásma. Vrt pomohol vysvetliť chronologickú postupnosť ich štruktúrneho vývoja. Oporný vrt sme umiestnili do vrchnokriedových vrstiev czorsztynskej jednotky bradlového pásma a necelý 1 km od ich severného okraja na povrchu. Podľa litologického profilu, ktorý sme vo vrte do

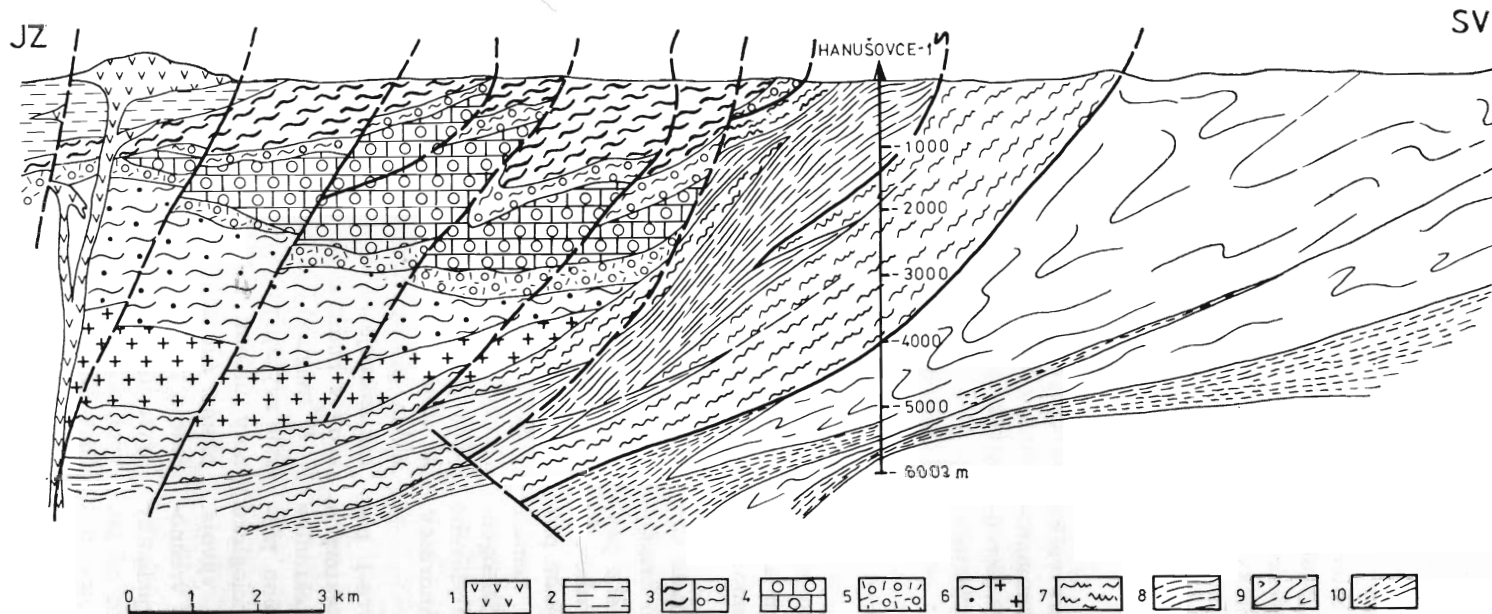
hĺbky 1290 m získali, jednotlivé šupiny vrchnej kriedy hrubé 100—300 m tektonicky veľmi rýchlo vyznievajú vertikálne a laterálne. Tak si predstavujeme aj bezprostredný výskyt pelitickej fácie koňaku v pripovrchovej polohe vrtu aj napriek tomu, že svahy doliny rieky Tople (vzdialené 100—150 m) tvorí flyšový vývoj vrchnej kriedy. Pročské vrstvy, paleogénny „obal“ kriedy bradlového pásma, vrt overoval od hĺbky 1290 do 4000 m a podľa opakovaných flyšových sekvencií predpokladáme, že boli prevrtané štyri šupiny pročských vrstiev, z ktorých spodné obsahujú aj pestrý červený íl a ílovec. Vzťah kriedových súvrství k pročským vrstvám je tektonický. Ale na základe niekoľkých výskytov vrchnokriedových pelitických súvrství v pročských vrstvách usudzujeme o možnosti ich tektonického zavlečenia pozdĺž plôch nasunutia čiastkových šupín.

Úklon kriedových a paleogénnych vrstiev bradlového pásma v profile vrtu je vcelku veľký. Väčší (75—85°) majú pelitické polohy, nižší (55—75°) flyšové vrstvy kriedy aj paleogénu. Napriek takémuto úklonu vrstiev plochy nasunutia čiastkových šupín (štruktúr), ako aj celkové nasunutie bradlového pásma na magurský príkrov je miernejšie 45—55°.

Na základe geometrie povrchovej časti stavby územia a rozmiestnenia čiastkových jednotiek a ich litológií vo vzťahu k situácii vrtu možno konštatovať, že úklon plochy nasunutia bradlového pásma smeruje na J a JZ na magurský príkrov v hodnote 50—55° (obr. 12, 13).

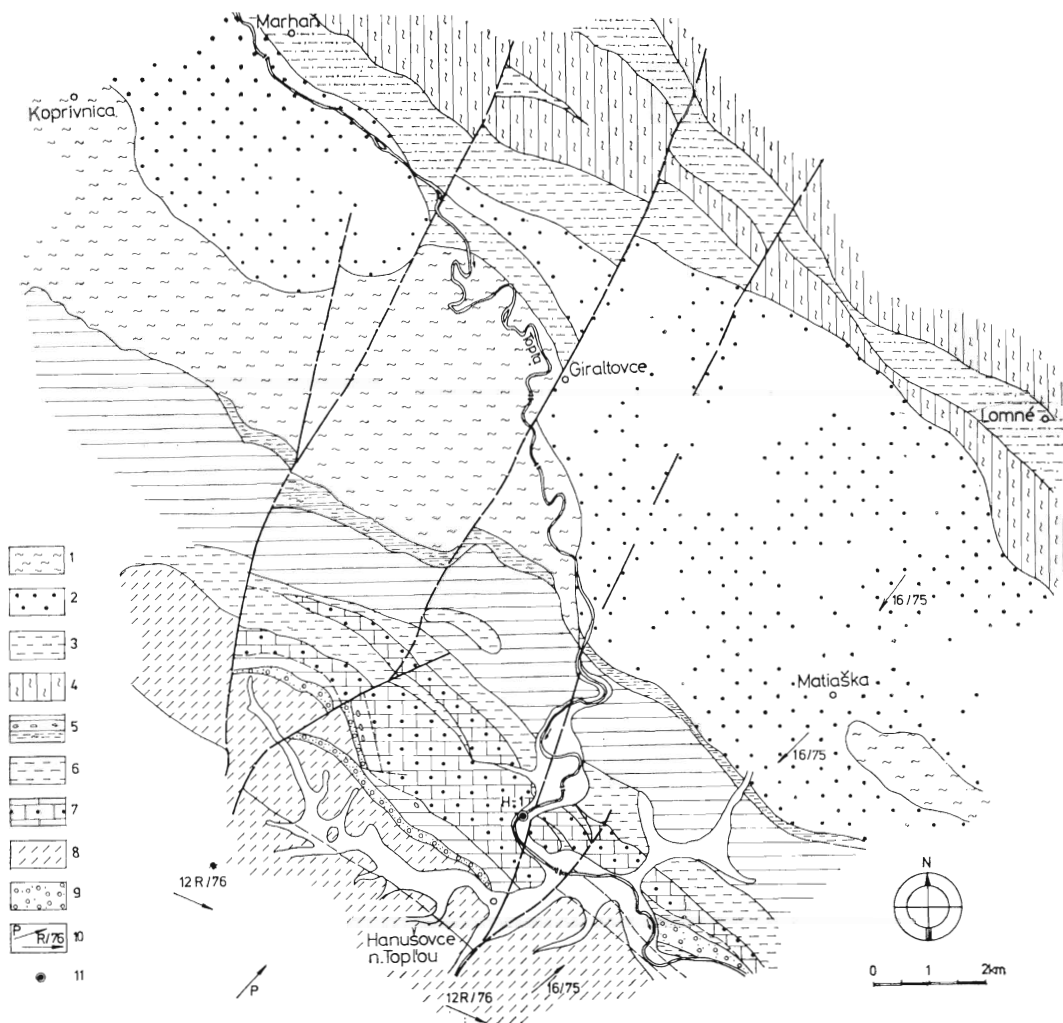
V magurských čiastkových jednotkách sme zvyčajne namerali o niečo nižšie hodnoty úklonu (45—65°) ako v bradlovom pásme. Ale ani takýto úklon nie je v súlade s povrchovým rozložením prevrtávaných litologických typov a celých flyšových sekvencií, lebo vrstvy z hĺbky 4000—6003 m sú na povrchu nepomerne ďalej, ako je uhol sklonu vrstiev zistený vo vrte.





Obr. 12. Geologický profil širšieho územia vrtu Hanušovce-1. 1 — vulkanity miocénu (zlatobanský aparát), 2 — miocén Prešovskej kotliny, 3 — vnútrokarpatský paleogén s bazálnymi konglomerátmi, 4 — karbonáty chočského (?) a križňanského príkrovu, 5 — paleogén — krieda a 6 — paleozoikum — kryštalicke bridlice penninskej jednotky, 7 — paleogén a 8 — mezozoikum pieninského bradlového pásma, 9 — strihovské vrstvy a 10 — belovežské vrstvy magurského príkrovu.

Fig. 12. Geological profile of wider surroundings of the Hanušovce-1 wildcat, 1 — volcanite, Miocene (Zlatá Baňa edifice), 2 — sediment of the Prešov basin, Miocene, 3 — Central Carpathian Paleogene development with basal conglomerate, 4 — carbonate, Choč (?) and Križna nappe, 5 — Paleogene to Cretaceous, 6 — crystalline schist of the Penninic unit, Paleozoic, 7 — Paleogene, 8 — Mesozoic (7—8 — the Pieniny Klippen Belt), 9 — Strihovce member, 10 — Beloveža member (9—10 — the Magura nappe)



Obr. 13. Geologická mapa okolia vrtu Hanušovce-1. 1 — malcovské vrstvy — pestrý íl, globigerinové sliene, menilitové bridlice (vrchný eocén — oligocén), 2 — strihovské vrstvy (stredný až vrchný eocén), 3 — belovežské vrstvy (paleocén — časť stredného eocénu), 4 — zlínske vrstvy (stredný — vrchný eocén), 5 — pročské vrstvy — pestrý ílovec, exotické bloky, zlepenc (paleocén — stredný eocén), 6 — slién a slienovec — púchovská fácia (vrchná krieda), 7 — flyšové vrstvy (vrchná krieda), 8 — paleogénne flyšové vrstvy (str. eocén, oligocén), 9 — zlepencové polohy v paleocéne (5–9 — bradlové pásmo), 10 — situácia geologického profilu a seizmických rezov, 11 — situácia oporného vrtu Hanušovce

Fig. 13. Geological sketch map of the Hanušovce-1 wildcat site. 1 — Malcov member, variegated clay, Globigerina marl, Menilite shale — Upper Eocene to Oligocene, 2 — Strihovce member — Middle to Upper Eocene, 3 — Beloveža member, Paleocene to Middle Eocene (pro parte), 4 — Zlín member, Middle to Upper Eocene, 5 — Proč member, variegated claystone, exotic boulders, conglomerate, Paleocene to Middle Eocene, 6 — marl and marlstone, Púchov facies, Upper Cretaceous, 7 — flysch beds, Upper Cretaceous, 8 — flysch beds, Middle Eocene to Oligocene, 9 — conglomerate layers in the Paleocene (5–9 — the Pieniny Klippen Belt), 10 — geological profile and seismic profile, 11 — site of the Hanušovce 1 wildcat

Napr. zlínske a belovežské vrstvy z hĺbky 5300—6003 m sú v povrchovej stavbe širšieho územia rozšírené až asi 11—13 km severne od vrtného bodu (v pásme Marhaň — Lomné). Z toho vychodí, že plochy nasunutia čiastkových jednotiek (štruktúr) magurského príkrovu majú iba úklon 20—25° na J, smerom do podložia je dokonca ešte miernejší. Ďalším ich znakom je aj ich stenčovanie smerom do podložia a naopak narastanie ich mocnosti smerom na povrch (do roviny dnešného morfológického zrezu (obr. 13).

Nie menej dôležité je, že napriek tomu, že vrt overil stredné pásma magurského príkrovu, nezachytil v hĺbke malcovské vrstvy synklinálnych pásiem magurského príkrovu rozšírených pri Giraltovcích a Raslaviciach. Predpokladáme, že je to dôkaz o dvojfázovosti tektonického vývoja bradlového a magurského flyšového pásma (Leško — Samuel, 1968), pretože kým paleogénne súvrstvia magurských členov sú do vrchného lutétu intenzívne zvrásnené, priabónske a oligocénne súvrstvia (globigerínové sliene, menilitové a malcovské vrstvy), rozšírené na povrchu v širokých synklinálnych pásmach, sa na miocénnych orogénoch aktívne nezúčastňujú. Tie sa ako transportná masa k staršiemu paleogénnemu štruktúrnemu plánu bradlového a magurského príkrovu správajú pasívne, čo sme konštatovali aj pri analýze povrchovej stavby územia (Leško — Samuel, 1969).

Napokon treba uviesť, že sa nám v projektovanom zámere vrtu do 6003 m nepodarilo overiť prítomnosť koreňových (tylových) častí krosnianskeho pásma ako reprezentanta epiplatformnej sedimentácie ani sedimenty oligocénu (spodného miocénu) až mezozoika, okraja tektonicky aktivizovanej severoeurópskej platformy. Za predpokladu, že tieto elementy vo východnej časti Karpát pokračujú v podloží pod komplexom príkrovových jednotiek sme-

rom na J, ako je to vo východných Alpách, potom sa vyskytujú v hĺbke 7000 m a nižšie. Napriek tomu vrt Hanušovce-1 potvrdil, že pieninské bradlové pásmo je v Západných Karpatoch jednou z hlavných migračných ciest uhľovodíkov do podpovrchových a technickými prácami dosiahnuteľných litologicko-štruktúrnych pascí.

Recenzoval R. Marschalko

## LITERATÚRA

- Buday, Z. (in: Matějka et al.) 1964: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000. M-34XXII — M-34-XXVIII Zborov — Košice. Bratislava, Ústr. úst. geol., s. 201—206.
- Čabalová, D. — Ďurkovič, T. 1978: Výskum fyzikálno-mechanických vlastností a petrografického zloženia pieskovecov makovických a strihovských vrstiev magurského flyšu na východnom Slovensku. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 71, s. 181—190.
- Ďurkovič, T. 1966: East Slovakian Sediments. *Zbor. geol. vied, rad ZK*, 6, pp. 107—154.
- Gašparíková, V. 1977: Zonálne členenie kriedy Západných Karpát na základe nanoplanktónu. *Manuskript — Geol. úst. D. Štúra Bratislava*.
- Kaličiak, M. 1980: Geologická stavba a vývoj neogénneho subsekventného magmatizmu v oblasti zlatobanského vulkanického aparátu (sev. časť Slanských vrchov). *Mineralia slov.*, 12, s. 1—12.
- Kedves, M. 1974: Paleogene fossil Sporomorphs of the Bakony Mountains. Part II. *Studia Biol. Hung., Budapest*, pp. 1—124.
- Kedves, M., 1978: Paleogene fossil sporomorphs of the Bakony Mountains III. *Studia biol. hung., Budapest*, 110 p.
- Konta, J. 1973: Kvantitatívni systém reziduálnych hornín, sedimentů a vulkanoklastických usazenín. *Praha, Univ. Karlova*, 351 s.
- Koráb, T. — Snopková, P. 1972: Palinologické a stratigrafické zhodnotenie ľupkovských vrstiev a ich paleografická interpretácia. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 58, s. 79—101.
- Krutzsch, W. — Lenk, G. 1973: Sporenpaläontologische Untersuchungen im Alttertiär des Weisseöster-Bekens. I. *Abh. Zentr. geol. Inst. (Berlin)*, 18, S. 59—76.

- Krutzsch, W. — Vanhoorne, R. 1977: Die Pollenflora von Einois und Loksbege in Belgien. *Paleontographica*, Abt. B (Stuttgart), 1—4, 163, S. 1—110.
- Kukal, Z. 1962: Některé metody petrografického výskumu zpevněných jílových sedimentu. *Geol. průzk.* 7, s. 207—209.
- Leško, B. 1960: Paleogén bradlového pásma na východnom Slovensku. *Geol. zbor. Slov. akad. vied*, 11, s. 95—103.
- Leško, B. — Gašparíková, V. — Samuel, O. 1966: Geologické pomery bradlového pásma pri Hanušovciach nad Topľou. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 38, s. 111—119.
- Leško, B. — Samuel, O. 1968: Geológia východoslovenského flyša. *Bratislava, Vydav. Slov. akad. vied*. 245 s.
- Leško, B. — Varga, J. 1980: Alpine elements in the West Carpathian structure and their significance. *Mineralia slov* 12, pp. 97—130.
- Leško, B. — Chmelík, F. — Rudin, R. 1982: Perspektívne územie na ropu a zemný plyn východne od Vysokých Tatier. *Geol. průzk.*, 22, 2, s. 37—39.
- Marschalko, R. 1975: Sedimentologický výskum paleogénnych zlepcov bradlového pásma a príslušných tektonických jednotiek a prostredie ich vzniku (východné Slovensko). *Nauka o Zemi; ser. geol.* 9, s. 5—111.
- Martini, E. 1970: Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation. *Prac. II. Plankt. conf. Roma 1970*.
- Matějka, A. — Leško, B. 1953: Flyš a vnútorné pásmo bradlové na východnom Slovensku medzi Hanušovcami a Humenným. *Geol. zbor. Slov. akad. vied*, 4, s. 137—162.
- Pettijohn, F. J. — Potter, P. E. — Siever, R. 1976: Sand and Sandstones. *Berlin, Springer*. 618 S.
- Rákosi, L. 1973: A Dorogi medence paleogén képződményeinek palinológiái. *Ann. Inst. geol. publ. hung.*, 60, 3, pp. 501—575.
- Salaj, J. — Samuel, O. 1966: Foraminifera der Westkarpaten-Kreide (Slowakei). *Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra*. 291 S.
- Slávik, J. — Leško, B. 1969: Tektonika sedimentárnych formácií vihorlatskej oblasti. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 47, s. 133—149.
- Snopková, P. 1977: Mikrostratigrafia východoslovenského flyša, vnútrokarpatského a budínskeho paleogénu Slovenska na základe spór a peľových zrn. *Manuskript — Geol. Úst. D. Štúra Bratislava*.
- Snopková, P. 1980: Paleogene Sporomorphs from West Carpathians. *Západné Karpaty, sér. paleontológia*, 5, pp. 7—74.

## Geological evaluation of the Hanušovce 1 drill-hole data (Eastern Slovakia)

BARTOLOMEJ LEŠKO — TIBOR ĐURKOVIČ — VIERA GAŠPARÍKOVÁ —  
ONDREJ SAMUEL — PAVLÍNA SNOPOKOVÁ

Based on results of broader geological and geophysical investigations in the Peri-Klippen zone in Eastern Slovakia, the Hanušovce-1 deep drilling has been realized (6,003 m). The wildcat was located into the Pieniny Klippen Belt proper, namely in its transversal horst structure near Hanušovce nad Topľou. The Klippen Belt represents typical and most extensively discussed part of the West Carpathian structure. On the one hand, the aim was to investigate the function of the Pieniny Klippen Belt within tectonics of the whole West Carpathian arc, on the other also its role in the migration and accumulation of hydrocarbons into subsurface and buried units. With this in mind, the drilling

has been situated in Upper Cretaceous sediments in the southern part of the Pieniny Klippen Belt, some 3 km southernly from its northeastward thrust surface over the Magura flysch nappe.

The following lithological and stratigraphical rock units have been ascertained by the drilling.

A pelitic Upper Cretaceous sequence prevails in the 0—600 m interval. In variegated marl and calcareous claystone (70—80 m), a foraminifera assemblage containing *Globotruncana coronata* Bolli, *Gr. linneiana* (d'Orb.) has been identified. Depthwards, in the 125—145 m interval, the assemblage with *Globotruncana arca* (Cushman), *Gr. cf. stuar-*

*tiformis* Dalbie, *Grt. bollie* Gandolfi has been established. The results may point to the presence of Coniacian beds with *Globotruncana coronata bolli* in the overlies of Campanian variegated pelites (125—145 m). It was impossible to prove the presence of Maastrichtian beds from the fragmented samples available. Campanian and Maastrichtian beds have similar lithological aspect in surficial occurrences and their discrimination is possible only on paleontological grounds.

The lithology of drilled rocks gradually changed in the 100—600 m interval in favour of arenaceous constituent whereas the amount of pelitic one diminished. Siltstone and fine-grained arenaceous limestone create 5—12 cm thin intercalations or up to 40—80 cm thick banks in the sequence. Claystone varieties are calcareous, finely arenaceous, grey to greyish-blue and only rarely of variegated colour. Their stratigraphical position is given by Upper Cretaceous foraminifera assemblages with *Globotruncana arca* (Cushman) a. o. From the *coccolithoforids*, species in the sequence point, similarly, mainly to Campanian age (*Broinsonia parca*). Microflora species present there are even characteristic for Upper Cretaceous, e. g. *Oculopollis minoris* W. Kr., *O. pertrudoides* W. Kr., *Plicapollis conserta* Pf. and others.

The flysch sequence in the 1,290—2,900 m interval almost does not differ from the above sequence. The suite reveals flysch beds where the psammitic constituent prevails over the pelitic one in 1:2 to 1:3 rates. However, the occurrence of *Nummulites* associating with Upper Cretaceous *Globotruncana* drew attention to the Paleogene age of the drilled development. Generally, the sequence is poor in fossils and but sporadic *Coccolites* have been found in 1,403 m and 1,984 m depths: *Coccolithus pelagicus* (Wallich) Schiller, *Cyclococcolithus formosus* (Kampter), *Discoaster barbadiensis* Tan Sin Hok, *D. distinctus* Martini a. o. that point to the lower part of the Middle Eocene. The sequence pierced represents lower part of the Proč member in the Pieniny Klippen Belt of Eastern Slovakia. Upper parts of the Proč member have been traversed in the 2,900—4,000 m depth interval with common alternation of variegated pelitic constituent and banks of fine-grained sandstone, arenaceous limestone and siltstone. Layers of red and green claystone occur in several levels in the member, hence it is supposed that the

Proč member is present at least in four, tectonically piled up, slices. The microfloristic assemblage found in the lowermost slice contains species indicative mostly of Eocene age. The member is also rich in kerogene.

Flysch sequences have been drilled in the 4,000—6,003 m interval representing the Magura flysch nappe. Calcareous pelite and limestone from the immediate overlies of the Proč member, together with flysch beds composed of micaceous sandstone, arenaceous and mica-bearing claystone and rocks of the underlying Strihovce and Beloveža member of the Krynica unit in the Magura nappe, occur between 4,000 and 4,080 m. Mostly arenaceous flysch sequences have been drilled between 4,080 and 5,070 m depths with red claystone intercalations and claystone breccia levels. The sequence is attributed to the Strihovce member representing middle to lower parts of the Upper Eocene.

Near to the underlier and to a 5,300 m depth in the drilling, variagated and mainly claystone flysch sequences of the Beloveža member (Lower Eocene) have been traversed. In the underlier of the former, till to the final depth of the wildcat, flysch sequences containing even glauconite-bearing layers of glassy aspect have been found resembling the transition from the Strihovce to the Zlín member in partial units occurring in northerly positions from the Krynica unit of the Magura flysch nappe. Red and greyish-green claystone in the member prevails over sandstone in the 5,600—5,700 m depth interval. The entire sequence is strongly tectonically affected, but, on both lithological and facial grounds, it is attributed to the Beloveža member of more northerly partial units in the Magura nappe.

A striking sterility on microfossils has been found between 4,080 and 6,003 m in the drilling despite of several methods of sample treatment. A conspicuous increase of *Dendrophrya* fragments, some fragments of *Nummulites* and washed *Globotruncana* fragments represent the whole paleontological content.

Richest microflora was found in the 4,145—4,360 m interval where abundant assemblages are representative of Lower to Middle Eocene (e. g. *Subtriporopollenites urkutenis* Kedves, a. o.). *Coccolithus pelagicus* (Wallich) Schiller occurs in the nanoplankton.

Using the results of the Hanušovce-1 wildcat and assuming also data from the

previous Lubina-1 drilling, a solution is forwarded in the problem of genetic coherence between the Pieniny Klippen Belt and the Magura flysch discussed so extensively in the Carpathian literature. It has been proved that Mesozoic complexes of the Pieniny Klippen Belt may not be explained as the normal underlier to Paleogene beds in the Magura flysch belt. To the contrary, the Pieniny Klippen Belt has, in the sense indicated formerly (Leško — Samuel, 1968), its own younger sedimentary cover different by lithology from the Paleogene beds in the Magura unit. A tectonic boundary has been proved between both units of whole West Carpathian meaning and representing a thrust surface of first order. Nowhere stratigraphical nor lithological transitions are known between Paleogene developments of both units. In spite of the recent erosional level in the Pieniny Klippen Belt and the adjacent southern partial units of the Magura flysch nappe, disclosing in some places southvergent structural forms along the surface, it is clear that the Pieniny Klippen Belt occurs thrust over the Magura nappe in northern to northeastern directions and the thrust surface dips at an average of 45—50° south to southwestward whereas the dip values in single slices and partial sequences are by 15—25° higher. Similar tectonic pattern occurs in the Magura flysch nappe as well, but the dip values fluctuate between 45—65°. Such dips are contradictory to the geometry of surficial partial units as surficial pendants of the units drilled occur farther than their site may be expected if extrapolated from the inclinations found in the drilling. Hence the Zlín and Beloveža members traversed in the 5,300—6,003 m interval are correlated with their occurrence on the surface between Marhaň and Losviná villages situated some 11 km northerly from the drilling site. Consequently, single thrust surfaces of the Magura nappe have only

20—25° dip values becoming even more flat-lying in the depth southwards.

A predominance of orogenic movements during Paleogene and Miocene times over Cretaceous and older manifestations has been proved for the Peri-Klippen zone in agreement with previous data (Książkiewicz — Leško, 1959; Leško — Varga 1980). Older Pre-Paleogene manifestations have been overprinted by the results of Upper Eocene (Illyrian, Pre-Oligocene) and Miocene (Pre-Sarmatian) movements due to the harmonic folding of Upper Cretaceous and Paleogene sediments into anticlinal and synclinal slices (similarly as are the Pre-Middle Eocene sediments of the Magura flysch) and thrust, as a whole, over the Magura nappe. To the contrary, beds of Priabonian and Oligocene age (*Globigerina* marl, Menilite and Malcov beds) creating the broad and but moderately undulated synclinoria on the surface, do not participate actively on the movements during the Miocene but, as a passive mass, are transported together with the older Paleogene tectonic pattern in the Pieniny Klippen Belt and the Magura nappe. Neither the Malcov nor the Menilite beds have been drilled down to the final 6,003 m depth of the Hanušovce-1 wildcat although flysch sequences of Lower to Middle Eocene age, typical for more northerly partial units of the Magura nappe, have been clearly proved.

The project of the wildcat was also the intention to discover rear (roof-near) portions of the Krosno flysch belt together with remnants of the North European epiplatform sedimentary cover, but the wildcat did not reach this goal. On the contrary, the Hanušovce-1 drilling proved that the Pieniny Klippen Belt creates one of active migration channels for natural hydrocarbons into surface-near levels within the reach of further drilling in suitable lithological and structural traps in the Western Carpathians.

Preložil I. Varga

## ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI

### Nové výsledky geofyzikálneho prieskumu Západných Karpát

Geofyzikálna odborná skupina pri Slovenskej geologickej spoločnosti v Bratislave usporiadala 3. 11. 1983 seminár na tému Nové výsledky geofyzikálneho prieskumu Západných Karpát. Referáty zahŕňali témy o hlbinej stavbe a výskume niektorých kľúčových regiónov Západných Karpát, ako tatroveporika, Malých Karpát, Považského Inovca,

zemplínskeho ostrova a i. Pozornosť sa sústredila aj na metalogenetický výskum (okolie rochovského granitu, stredoslovenské a východoslovenské neovulkanity, ukážka úspešnej metodiky geofyzikálneho výskumu z oblasti Jeseníkov). Uverejňujeme stručný obsah referátov.

A. Šútor — M. Janoščík — B. Leško: **Geofyzikálne poznatky z oblasti Západných Karpát — západná časť** (Bratislava 3. 11. 1983)

Referát načrtol niektoré nové poznatky z komplexnej syntézy záujmovej oblasti. Zaoberal sa postavením Západných Karpát v juhovýchodnom pokračovaní platformy z hľadiska empiricky odvodených závislostí medzi geologickomorfologickou stavbou a rajonizáciou vyššieho radu s poznatkami z prác HSS.

Postavenie Západných Karpát v juhovýchodnom pokračovaní platformy sa analyzovalo na schematickom ideovom reze a porovnávalo sa s teoretickým modelom zemskej kôry (Krivoluckij, 1971). Zistilo sa, že oblasť Východných Alp koreluje s empiricky zistenou závislosťou horstiev a oblasť Českého masívu zodpovedá oblasti plošiny pevnín. Blok moravských predhlbní spolu s autonómnym blokom patria do zóny medzi plošinou pevnín a pevninským svahom. Pôvodne vymedzený tatroveporický blok koreluje s oblasťou pevninských svahov. Výsledky rozboru potvrdzujú aj to, že západokarpatský fundament kontinentálneho typu bol súčasťou epivariskej tabule a že sa geologický vývoj v tejto oblasti odohrával na kôre kontinentálneho typu pri zodpovedajúcej mocnosti granitovej etáže.

Proces zakladania základných diskontinuitných zón, resp. hlbinných aj kôrových zlomov v priestore výrazne dynamicky predisponovanej zóny možno pritom pokladať za dôležitý faktor vo vývoji Západných Karpát. Analýza závislosti hĺbky diskontinuity Moho vykonaná v oblasti Českého masívu a Západných Karpát v práci J. Ibrmajera

(1978) poukazuje aj na realnosť predpokladu, že sa nedá vylúčiť možnosť ich príčinnej súvislosti s problematikou kompenzačných procesov, ktoré zaistovali a zaistujú zachovávanie aspoň kvázirovnovážneho stavu zemskeho telesa v priestore intenzívneho namáhaného „okraja“ platformy.

So zakladaním základných tektonických zón a prvkov a s procesom ďalšej diferenciácie v tomto priestore ako s pohybom pozdĺž uvedených prvkov sa spája proces bazifikácie, ale nie oceanizácie epivariskej litosféry kontinentálneho typu a proces dilatného rozplývania kôry pozdĺž uvedených prvkov. Poznatky tohto druhu sa analyzovali v rámci profilu K II, K III aj K I. Poukazujú najmä na realnosť záveru, že sa bazifikačný proces presúval smerom od SZ do centrálnej časti „panónskeho diápiru“ a v tomto smere aj od hlbinných častí do prípravkovej až povrchovej oblasti.

Dôležitým činiteľom pri riešení morfoštruktúrnej a heterogénnej diferenciácie v oblasti Slovenského masívu na rozličnej úrovni je aj hustotná a rýchlostná diferenciácia v intervale súčasný reliéf — severovýchodná časť pláštá. Analýza dostupných podkladov dovolila premietnuť získané poznatky do generalizovaného hustotného modelu charakterizujúceho diferenciáciu kôry v severozápadnom okraji centrálnej časti Slovenského masívu a v jeho prechodnom segmente (autonómný blok). Súčasne sa analyzovala aj závislosť  $\sigma = f(Vp)$ .

Referát sa zaoberal aj charakteristickými črtami styku severoeurópskej platformy a karpatskej sústavy na území ČSSR. Poznatky tohto druhu podrobnejšie rozvádza A. Šútor — M. Janoščík — B. Leško (1983). V tejto práci viedli aj k zavedeniu názvu Slovenský masív.

## Planetární ekvidistanční poruchové systémy a bloková stavba Československa

RADAN KVĚT

Československá akademie věd, Geografický ústav, Mendlovo nám. 1, 662 82 Brno

(8 obr. a 3 tab. v textě)

(Doručené 15. 7. 1983)

### Планетарные равноудалённые разрывные системы и блоковое строение Чехословакии

На примере Чехословакии демонстрируется, что блоковое строение земной коры зависит на иерархически применяемых сетях закономерно ориентированных разрывных линий. Подчёркнута важность разлишения блоков и налебных и также роли комбинации направления одной или больше сетей ПРР систем для возникновения разломов пространства нарушений. Планетарные равноудалённые разрывные системы имеют влияние тоже на размерные деления блоков (приведена классификация). На схематических планах обозначено основное региональное деление Чехословакии одиночных ПРР систем, которые представляют модель для дальнейшего решения геологических вопросов.

### Planetary equidistant rupture systems and the block structure of Czechoslovakia

It is demonstrated on the example of Czechoslovak territory that the block structure of the Earth's crust is depending on the hierarchically prevailing and regularly oriented rupture lines. The importance of distinguishing block and paleoblock units is stressed together with the meaning of the combination of a single or several planetary equidistant rupture (PER) systems for the development of faults displaying bent strike. PER systems influence the size of single block systems as well, for which a classification is given. Schematic pictures demonstrate the regional subdivision of Czechoslovak territory according to single PER systems creating model for the solution of geological problems (including prospection for raw materials).

Obecné se uznává závislost vzniku bloků a na význačných zlomech různých typů. Méně často se přijímají myšlenky o existenci planetárního ekvidistančního systému poruchových linií.



tenci systémů poruch se stálou orientací v zemské kůře, které vyjádřil už před stolety A. Daubrée (1879) a jimiž se po něm podrobně zabýval zejména W. H. Hobbs (1911). Ani názory, že ve většině případů (zvláště pak v blokové stavbě) jde u poruch o prokopírování z hlubokého fundamentu, se neakceptují bez určitých pochybností.

Převažující výrazné směry orientace poruchových linií (omezujících také bloky zemské kůry) zatím různí autoři vysvětlují rozdílně, přičemž se neshodují ani co do jejich počtu. Od základních dvou (S—J, Z—V) nebo čtyř (navíc SZ—JV a JZ—SV) se v poslední době přechází k mnohem vyšším číselným údajům. Obecná shoda je prakticky pouze v tom, že se vždy uznává zároveň existence dvou směrů na sebe kolmých (pro tyto dvojice se v USA razí termín „pairset“ (Gay, 1973, v češtině by se pro ně snad hodilo označení „párové směry“). Například K. F. Tjapkin (1977) a V. Ja. P'jankov (1978) uvádějí 6—8 takovýchto párových směrů (tj. 12—16 směrů celkem).

Nelze tedy zatím hovořit o jednotné a obecně uznávané koncepci, z níž by výzkum poruchových linií a blokové stavby organicky vycházel. To však není problém jediný. Zatím nebylo např. také ujasněno, zda se má výzkum blokové stavby zabývat jen současnými živými bloky, nebo zda se mají interpretovat zároveň také paleobloky, u nichž je též zapotřebí sledovat jejich různé stáří. U některých paleolineamentů je přitom obtížné určit, zda jsou živé, či nikoli. Výzkum blokové stavby navíc stěžují různé metodické přístupy, bez snahy o ucelenou syntézu oddělených řešení. Tak se stává, že podle své základní orientace (ložiskově geologické, geotektonické, geofyzikální apod.) zakreslují autoři na nestejných místech totožně označované linie (např. labská linie, resp. labský lineament). Při vymezování bloků berou někteří inter-

pretátoři v úvahu určité linie (paleolineamenty) a jiní nikoli (např. blanická brázda). Další komplikace nastávají, když významné poruchy ve fundamentu znatelně neprostupují platformním pokryvem, a zůstávají proto buď zcela nepoznány, nebo je poznatků o nich velmi málo.

Prvořadý úkol při řešení blokového členění vidím v úplném poznání poruchových linií, a to nejen ve smyslu zjištění samotné existence poruchové linie, ale všech jejích dalších charakteristik včetně klasifikace ve smyslu planetárních ekvidistanačních poruchových systémů. Jde tedy především o určení její orientace (co nejpřesněji — tj. ve stupních), řádu, dále o prokázání její délky, evidence způsobů jejích projevů, popřípadě i způsobů zjištění a identifikace (např. výrazná rozhraní hornin, zřetelné sledování a vymapování na obnažených skalních masívech nebo v odkrytých lomech, geofyzikální diskontinuity, geomorfologické indicie apod.).

Dále je třeba stanovit velikostní členění bloků, neboť jejich klasifikace z tohoto hlediska je rovněž zcela neustálená. V tabulce 1 uvádím návrhy (Květ, 1978) pokoušející se sjednotit dosavadní terminologické varianty.

Omezení bloků zemské kůry je v podstatě určeno poruchami dosahujícími svrchního pláště, přesněji poruchami založenými ve svrchním plášti (týkají se tedy vždy fundamentu, avšak nemusí být vždy prokopírovány ve svrchní části zemské kůry, např. v platformním pokryvu). Bloky zemské kůry je možno a pro postupné lepší poznávání mechanismu jejich vzniku dokonce i nutno sledovat z hlediska geologické historie (podle existence paleolineamentů), i když v současné době třeba už jejich funkce zanikla (paleobloky).

Při takovém výzkumu blokové stavby se může významně uplatnit model planetárních ekvidistačních poruchových (PEP) systémů. Tyto PEP-systémy se definují jako

**Velikostní členění bloků zemské kůry**  
(Květ, 1983)  
*Subdivision of crustal blocks according to their size*

Tab. 1

| Název                                    | Délka nejdelší strany polygonu v km |
|------------------------------------------|-------------------------------------|
| kontinentální blok                       | > 1000                              |
| megablok (segment kontinentálního bloku) | 100—1000                            |
| blok (segment megabloku)                 | 10—100                              |
| kra (segment bloku)                      | 1—10                                |
| segment kry                              | < 1                                 |

Pro podrobnější členění až do detailních ložiskových poměrů by bylo možno navrhnout jinou klasifikační variantu, odvozenou od základní jednotky udané v kilometrech. Pak v rozmezí řádu lze definovat tyto dílčí jednotky:

Tab. 1a

| Název             | Délka nejdelší strany polygonu v km |
|-------------------|-------------------------------------|
| kiloblok          | > $10^3$                            |
| hektablok         | $10^2$ — $10^3$                     |
| dekablok          | $10^1$ — $10^2$                     |
| blok              | $10^0$ — $10^1$                     |
| deciblok          | $10^{-1}$ — $10^0$                  |
| centiblok         | $10^{-2}$ — $10^{-1}$               |
| miliblok          | $10^{-3}$ — $10^{-2}$               |
| segment milibloku | > $10^{-3}$                         |

asymetricky rozložené geometricky identické sítě symetricky orientovaných „párových směrů“ (pairsetů), s uplatňovanou hierarchií ekvidistancí. Základní síť tvoří tři „párové směry“ ( $0^\circ$ — $90^\circ$ ,  $36^\circ$ — $306^\circ$  a  $54^\circ$ — $324^\circ$ ) s úplnou symetrií podle poledníkového směru ( $0^\circ$ ), resp. podle rovnoběžkového směru ( $90^\circ$ ). Dosud bylo odvozeno pět systémů: alpská síť odpovídá výše uvedeným směrům, hercynská je pootočená o  $+26^\circ$ , kaledonská (dříve zvaná bezejmenná) o  $+16^\circ$ , kadomská (dříve zvaná assyntská) o  $+47^\circ$  a moldanubická o  $+5^\circ$  (Květ, 1976, 1982, 1983 — v poslední

citované práci je souborně vyložena problematika PEP-systémů včetně jejich geneze). Označování systémů, zvláště starších, lze přijímat jako předběžné, neboť je nutno počítat s tím, že dalším komplexním studiem blokové stavby se získají upřesněné poznatky. I kdyby se prokázala u všech systémů správnost jejich označení z hlediska genetického, nebude to v žádném případě znamenat, že systémy „fungovaly“ pouze v určených obdobích geologického vývoje. Systémy zůstávají uloženy v paměti zemské kůry (fundamentu) a při vhodných příležitostech dochází k jejich oživení a opětovnému uplatnění (prokopírování směrem k povrchu). Vzájemné azimutální posuny jednotlivých sítí byly odvozeny pouze na území ČSSR a střední Evropy a jejich totožnost ve vzdálených regionech nebo jiných kontinentech zatím nebyla plně prověřena.

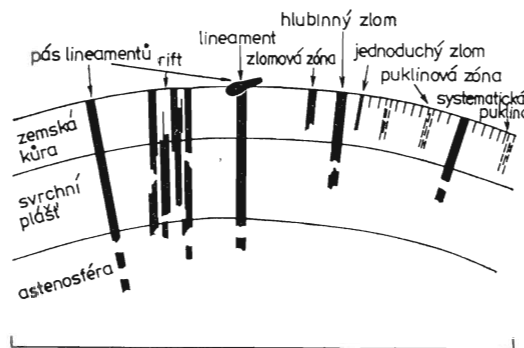
Vedle směrových konstant, dobře sledovatelných především v kontinentálních a velkých regionálních měřících, jsou pro PEP-systémy typické také viceméně konstantní vzdálenosti (ekvidistance) (Němec — Květ, 1979). Němec (1970) odvodil příslušné hodnoty a hierarchie paralelních

*Vybrané řady a hodnoty ekvidistancí*  
(podle Němce, 1970)  
*Selected categories and values of equidistances*

Tab. 2

| Řád | Ekvidistance v km | Zaokrouhlené* hodnoty v km |
|-----|-------------------|----------------------------|
| 5   | 398,6             | 400                        |
| 6   | 199,3             | 200                        |
| 7   | 99,6              | 100                        |
| 8   | 49,8              | 50                         |
| 9   | 24,9              | 25                         |

\* Zaokrouhlených hodnot lze použít při orientačním hodnocení nevelkých regionů



Obr. 1. Hierarchické členění primárních disjunktivních poruch zemské kůry (podle Hodgsona, 1978 upravil Květ, 1978)  
Fig. 1. Hierarchy of subdivision for primary disjunctive ruptures in the Earth's crust (according to Hodgson, 1978, modified)

lineamentů z průměru Země podle vztahu vyjádřeného vzorcem

$$y_x = 2^{-x}D,$$

kde  $x$  = daný řád ekvidistancí,  $y$  = ekvidistance pro daný řád,  $D$  = konstanta rovnající se průměru Země.

K odvození vztahu přišel na základě vlastního praktického poznatku, že ekvidistanční linie nemají shodnou intenzitu a že se u nich projevuje určitá hierarchická posloupnost. Poznatky o ekvidistancích lze ovšem vystopovat u mnoha autorů a dokonce i na způsobu vedení starších báňských prací. V tabulce 2 uvádím řády a příslušné hodnoty ekvidistancí, které se mohou uplatnit při studiu blokové stavby v Československu.

V přírodních podmínkách nelze očekávat u uvedených směrových nebo ekvidistančních konstant v detailu absolutní přesnost. U ekvidistancí prvních řádů se lineamenty neprojevují jako prosté diskontinuitní plochy, nýbrž jako pásma určité šířky. Vedle primárních poruch se objevují též poruchy sekundární, často křivolakého průběhu, ale někdy nesnadno odlišitelné od poruchy primární (zvláště v sedimen-

tárním pokryvu). Velmi mnoho odchylek od konstantních hodnot je způsobeno vzájemnými vazbami a ovlivněním jednotlivých PEP-systémů mezi sebou. Případy vyskytujících se odchylek nelze pokládat za důkaz chaotičnosti geologických struktur. Jde o výsledek interakce několika PEP-systémů. („Naložené“ struktury ve smyslu Tjapkina — viz Tjapkin — Kiveljuk, 1982.) Některé výraznější diskontinuity, determinované v geneticky starších sítích, částečně ovlivňují průběh nově vznikajících diskontinuit, jimž se snaží „vnutit“ pro určitý úsek svoji vlastní dráhu, načež jim „povolují“ pokračovat v původním nebo jiném blízkém predisponovaném směru po linii, jejíž vzdálenost od původního lineamentu se zpravidla rovná ekvidistanci nějakého nižšího řádu nebo součtu ekvidistancí několika různých řádů. Tento jev lze nazvat piráctvím PEP-systémů.

Na primárních disjunktivních plochách, charakteristických pro planetární puklinatost, dochází ke vzniku zlomů, jejichž hierarchii naznačuje obr. 1. Průběh zlomů v zemské kůře bývá málokdy výhradně přímkový. Jak jsem už naznačil, starší systémy se prokopírovávají z fundamentu do nadloží a v kombinaci směrů jedné nebo více sítí PEP-systémů umožňují vznik zlomů zalomeného průběhu (obr. 2). To vše má základní význam při vymezování hranic bloků zemské kůry.

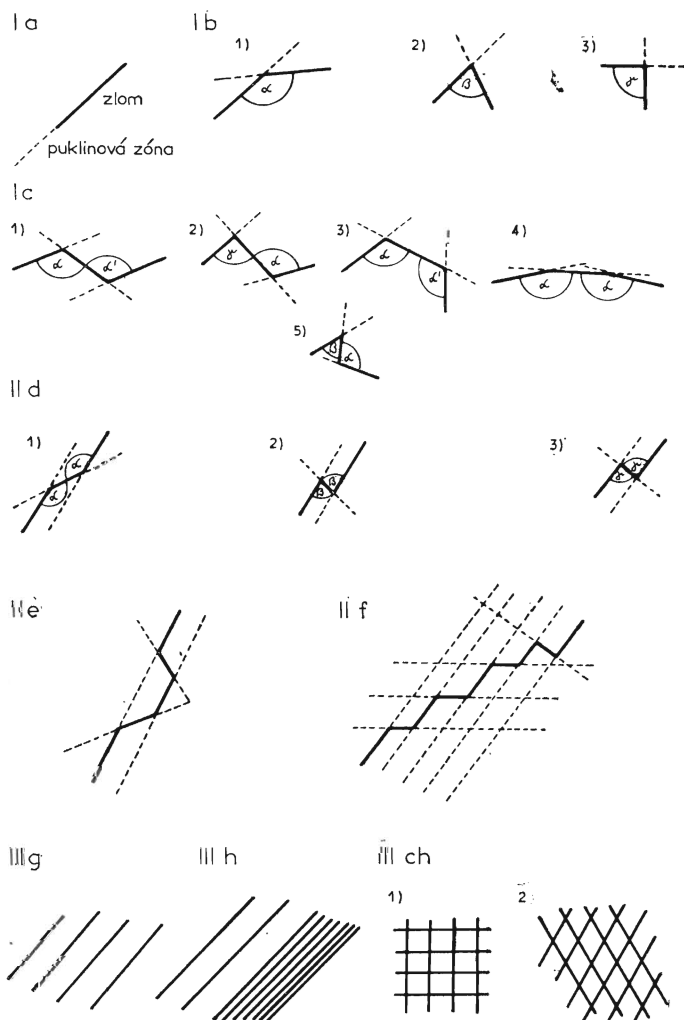
Podle zjištěné orientace lze zkoumanou poruchu přiřadit k některému směru určité sítě a zjistit tak možnou prvotní dobu vzniku oslabení. Poruchy ovšem mohly být později zcela umrtveny nebo naopak jednou i vícekrát nebo dokonce téměř stále ožívány v závislosti na vzájemných vztazích v hierarchii řádu ekvidistancí, nehledě na rozdílné přednostní uplatňování v různých oblastech Země.

Způsob interpretace poruchových linií podle modelu PEP-systémů, který může

příspěť i k řešení vlastní blokové stavby (vznik bloků i paleobloků) a na ní závislých geologických a geografických jevů, naznačují následující ukázky.

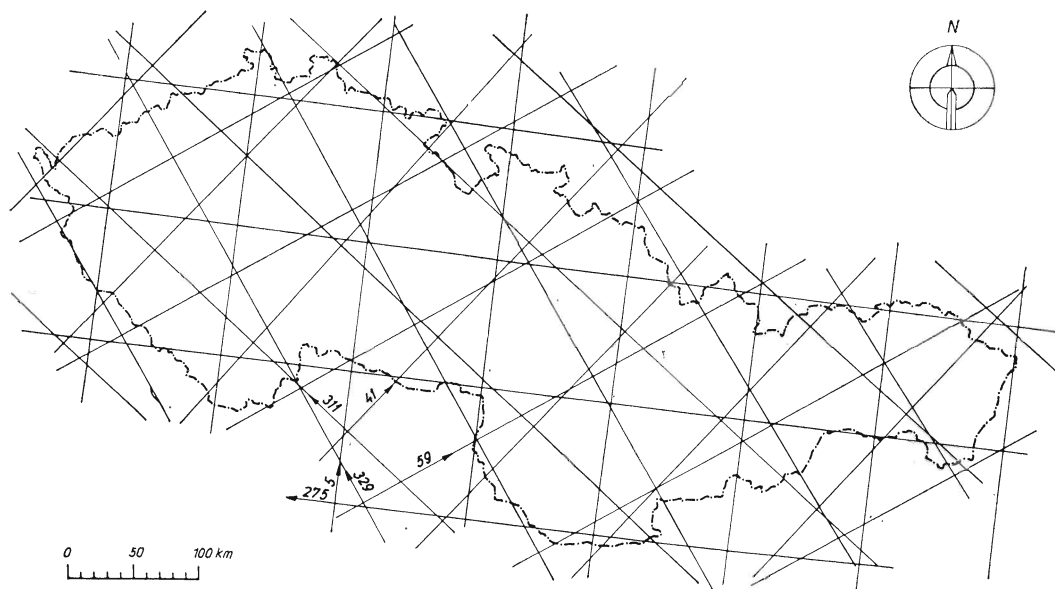
Pokusil jsem se odvodit základní síť jednotlivých PEP-systémů pro území naší republiky. Nejprve jsem na geologické mapě Československa v měřítku 1:1 000 000 (Svoboda, 1963) — ve válcovém zobrazení — pomocí sítě „párových

směrů“ 8. řádu (tedy čtvercové sítě ca 50 km) pro jednotlivé dvojice směrů zjistil linie významné z hlediska rozdílné stavby, např. tektonických hranic, zmapovaných zlomů, říční sítě, resp. dalších indicií v mapě zachycených. Při řešení každého systému jsem přikládal síťku v příslušných směrech a jejím posouváním hledal linie, resp. úseky linií, které s ní koincidovaly. Jakmile jsem dosáhl opticky



Obr. 2. Rozdělení zlomů podle jejich průběhu (sestavil Květ, 1978). I. typ zlomu, u něhož se neuplatňují ekvidistance: a) přímkový, b) jednoduše lomený, c) složitě lomený, II. typ zlomu s uplatněním ekvidistancí: d) zalomený, e) zpětně zalomený, f) vícenásobně zalomený, III. typ většího zlomu s uplatňováním ekvidistancí: g) zlomová zóna o stejných ekvidistancích, h) zlomová zóna o různých hodnotách ekvidistancí, ch) zlomové vymezení bloků

Fig. 2. Division of ruptures according to their strike (compiled by Květ, 1978). I — ruptures developing independently from equidistances: a — linear, b — simply bent, c — with complex bending, II — ruptures developing in relation to equidistances: d — bent, e — reversely bent, f — bent, III — rupture belts developing in relation to equidistances: g — rupture belt over regular equidistances, h — the same over irregular equidistances, ch — rupture limits of block units



Obr. 3. Regionální síť moldanubického systému v Československu

Fig. 3. Regional network of the Moldanubian system in Czechoslovakia

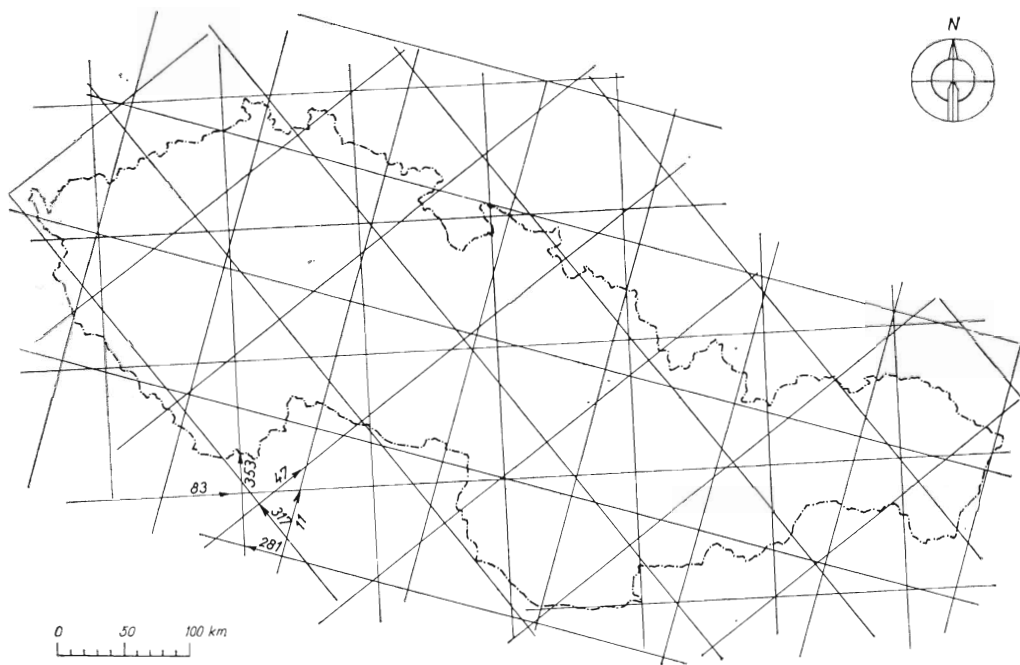
největší shody zvolené sítě s projevy lineamentů v mapě, vybral jsem linie vyššího, 7. řádu a takto získanou osnovu pak doplnil o chybějící linie (analýzou nezískané) podle teoretických hodnot.

Na obr. 3 až 7 schematicky ukazují získané výsledky. Takto v prvním přiblížení význačené směry poruchových linií ukazují např. na úlohu kadomského, ale stejně i kaledonského systému jak v Českém masívu, tak i v karpatské soustavě. Z hlediska odvození sítí PEP-systémů na našem území je zajímavé porovnání s poruchovými liniemi, které byly odvozeny ze snímků Landsat a dešifrovány rovněž podle modelu PEP-systémů (Hodgson — Květ, 1978). Na obr. 8 ukazují linie shodné s polohou kadomské sítě, odvozenou výše uvedeným způsobem, resp. i linie ležící v jejich blízkosti. Nutno podotknout, že moldanubická síť se projevuje velmi zřetelně v Českém masívu, ale méně vý-

razně v karpatské soustavě.

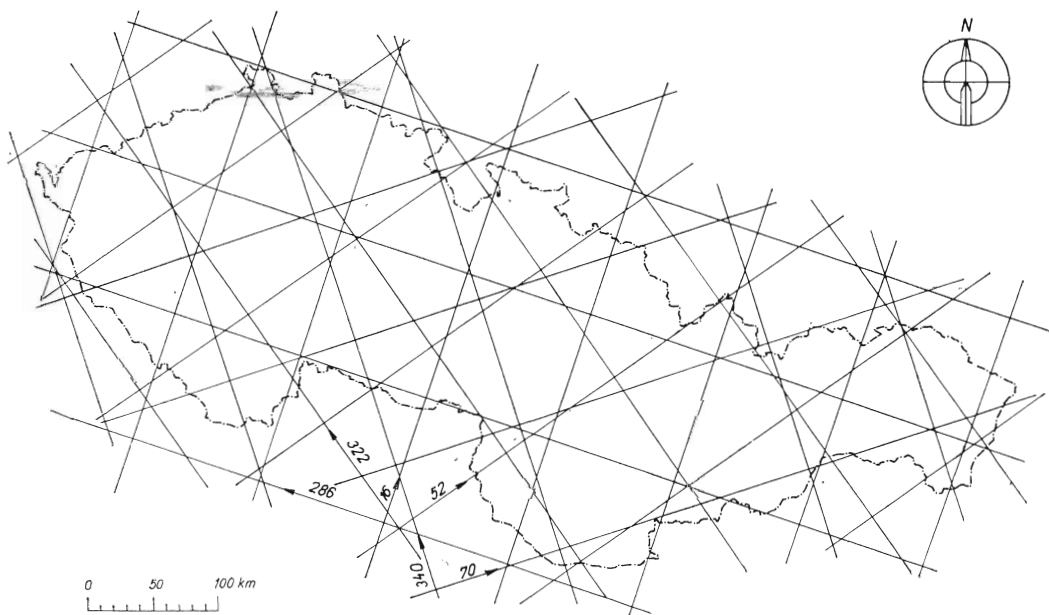
Ze získaných výsledků lze vycházet při dešifrování bloků, resp. paleobloků různé velikosti a různého stáří. Značně přesnou orientaci, kterou v úplném detailu není vůbec možno postihnout, lze sledovat bez větších odchylek v měřítcích 1 : 1 000 000 a 1 : 500 000, ale také ještě dobře při měřítku 1 : 200 000. Takto získané znalosti o poruchách mohou při uplatnění hierarchických řádů ekvidistancí být důležitou oporou též k vymezování segmentů bloků až do detailního měřítka, kde určování směrů poruch bývá již značně obtížné.

Uvedené výsledky si samozřejmě nemohou činit nárok na komplexní a definitivní řešení; jde o snahu vytvořit alespoň předběžný model, jehož by se dalo použít při řešení otázek spojených s vyhledáváním, průzkumem a těžbou ložisek nerostných surovin. Znalost PEP-systémů totiž může vést k poznání jakési strukturní



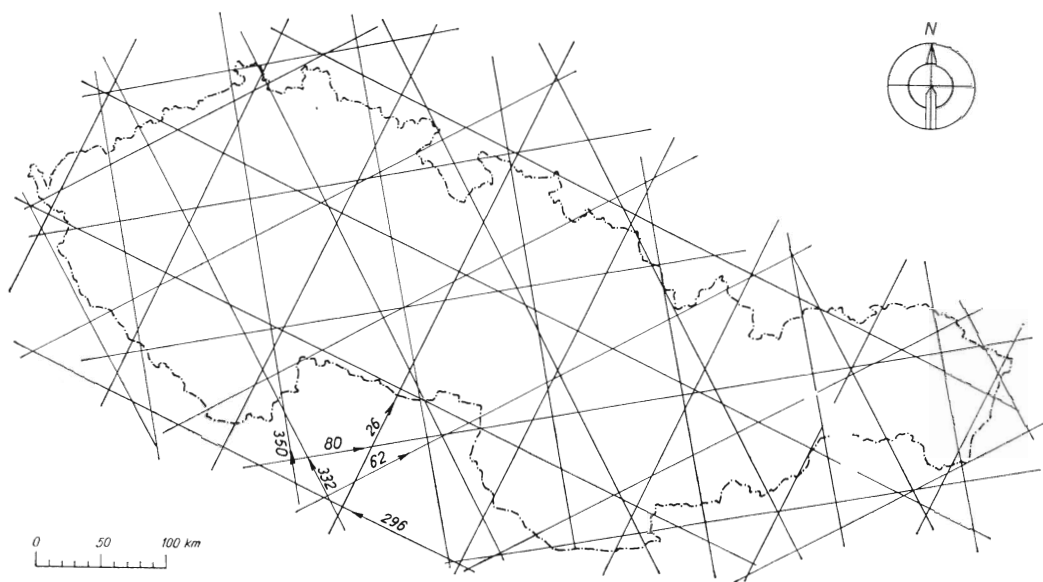
Obr. 4. Regionální síť kadomského systému v Československu

Fig. 4. Regional network of the Cadomian system in Czechoslovakia

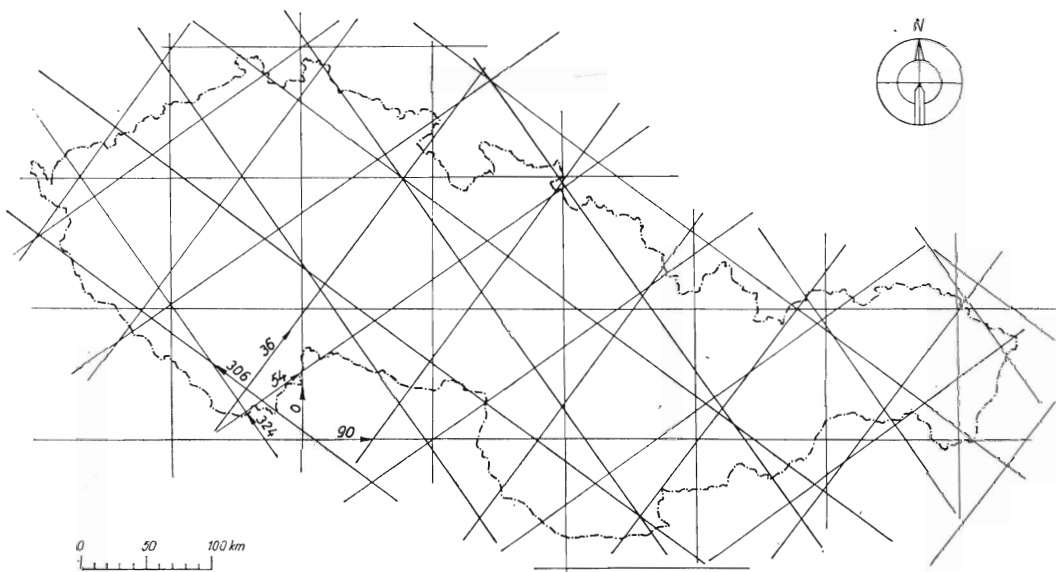


Obr. 5. Regionální síť kaledonského systému v Československu

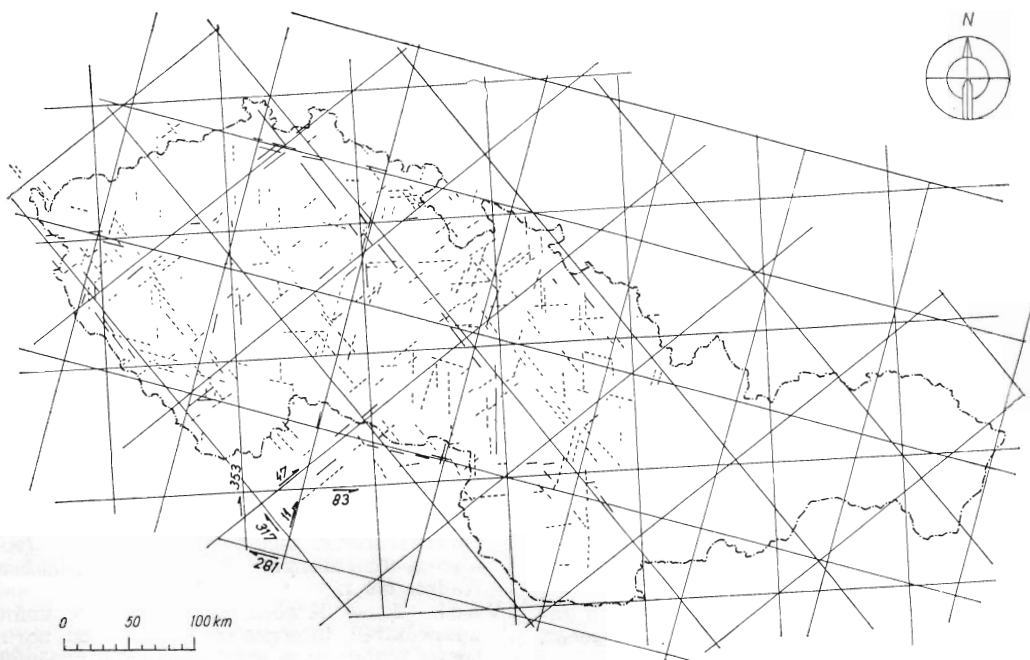
Fig. 5. Regional network of the Caledonian system in Czechoslovakia



Obr. 6. Regionální síť hercynského systému v Československu  
 Fig. 6. Regional network of the Hercynian system in Czechoslovakia



Obr. 7. Regionální síť alpského systému v Československu  
 Fig. 7. Regional network of the Alpine system in Czechoslovakia



Obr. 8. Regionální síť kadomského systému v Československu v porovnání s poruchovými liniemi dešifrovanými ze snímků Landsat a podle modelu PEP — systémů (podle Hodgsona — Květa 1978 upravil Květ 1980)

Fig. 8. Regional network of the Cadomian system in Czechoslovakia compared with rupture lines deduced from Landsat photographs using the model of PER systems (according to Hodgson — Květ 1978, modified)

předlohy zkoumané oblasti nebo ložiska, popřípadě pouze těžebního úseku ložiska. Správnost vybraného modelu strukturní předlohy se dá ověřovat průzkumnými pracemi nebo přímo při těžbě ložiska. V kterémkoliv stadiu hodnocení zásob se dá takového modelu použít jako doplnku k průzkumným pracím, jejichž síť se s ohledem na ekonomické a technické možnosti nedá vždy zahušťovat až do ověření všech podrobností. Těmito a dalšími možnostmi aplikace se však zabývám jinde (např. Květ — Malý, 1983 a Václ — Květ, 1983).

Pro vymezení paleobloků a zvláště živých bloků je zřejmě zcela nezbytný komplexní přístup z hlediska řady disciplín

geologie, geofyziky, geochemie, geografie a geodézie. Nejde tu však o žádný ryze akademický problém. Vzhledem k naznačeným souvislostem s problémy ložiskové geologie lze dokonce předpokládat, že čím rychleji a komplexněji se podaří úspěšně vyřešit blokovou stavbu Československa, tím dříve se dosáhne úspor nebo zvýšení užitku z prostředků vynakládaných na vyhledávání a průzkum nerostných surovin a tím rychleji se toto poznání projeví jak v tvorbě realistických modelů ložisek, tak i při plánování a řízení jejich těžby.

Děkuji dr. Václavu Němcovi za konzultace při přípravě tohoto článku.

Recenzoval A. Dudek



## LITERATURA

- Daubrée, A. 1879: Études synthétiques de géologie expérimentale. Paris, Dunod. 828 p.
- Gay Jr., P. S. 1973: Pervasive orthogonal fracturing in Earth's continental crust. *Salt Lake City, Amer. Stereoe Map Co.*, 124 p.
- Hobbs, W. H. 1911: Repeating patterns in the relief and in the structure of the land. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 22, pp. 123—176.
- Hodgson, R. A. — Květ, R. 1978: „Land-satové“ lineamenty a hlavní poruchové zóny v části Československa, analyzované za pomoci modelu planetárních ekvidistančních poruchových systémů. *Práce Odb. přír. věd Kraj. vlastivěd. muz v Olomouci*, 34, s. 3—20 (1981).
- Květ, R. 1976: Planetary equidistant rupture systems. In: *Proceed. 1. internat. confer. new basement tectonics*. Salt Lake City, Utah geol. Assoc. Publ., 5, pp. 594—603.
- Květ, R. 1982: Planetarnyje ravnoudalennyje razryvnyje sistemy i ich značeniye (na primerach iz gidrogeologii). *Bjul. Mosk. Obšč. Ispyt. Prir., Otd. geol.*, 57, 4, s. 124—131.
- Květ, R. 1983: Poruchy zemské kůry a zákonitosti jejich orientace. *Stud. geogr. (Brno)*, 79, 292 s.
- Květ, R. — Malý, L. 1983: Rosicko-oslavanská uhelná pánev ve světle geotektonické analýzy. In: *Problematika geologické stavby uhelných ložisek ve velkých hloubkách*. Zbýšov u Brna, s. 65—74.
- Němec, V. 1970: The law of regular structural pattern: its application with special regard to mathematical geology. In: *Geostatistice, a colloquium*. New York, Plenum, pp. 63—78.
- Němec, V. — Květ, R. 1979: The Hierarchy of Equidistances in the Planetary Equidistant Rupture Systems. In: *Proceed. 2. internat. confer. basement tectonics*, Denver, Basement Tectonics Comm., pp. 371—373.
- P'jankov, V. Ja. 1978: Osobennosti razlomnoj tektoniki centralnoj časti doneckogo bassejna po geologo-geofizičeskim dannym. *Geol. Ž. (Kiev)* 38, 1, s. 86—95.
- Svoboda, J. 1963: Přehledná geologická mapa ČSSR 1:1 000 000. Praha, Ústř. úst. geol.
- Tjapkin, K. F. 1977: Problemy izučeniya razlomno-blokovoj tektoniki dokembrija s pozicij novoj rotacionnoj gipotezi formirovaniya struktur v zemnoj kore. *Geol. Ž. (Kiev)*, 6, s. 3—17.
- Tjapkin, K. F. — Kiveljuk, T. T. 1982: Izučenie razlomnyh struktur geologo-geofizičeskimi metodami. Moskva, Nedra. 240 s.
- Václ, J. — Květ, R. 1983: Porovnání „parketové“ interpretace zlomového porušení s rozбором planetárních ekvidistančních poruchových (PEP) systémů v chebské pánvi a jejím fundamentu. In: *Problematika geologické stavby uhelných ložisek ve velkých hloubkách*. Zbýšov u Brna, s. 125—143.

## Planetary equidistant rupture systems and the block structure of Czechoslovakia

RADAN KVĚT

It is generally admitted that the development of block structures is dependent upon planetary rupture systems and important faults of various type. Ideas on the existence of rupture systems of steady attitude are accepted less frequently. The overwhelming pronounced orientations of rupture systems (delimiting also block units of the Earth's crust) are explained by various authors in different manner but there is no agreement nor on the number of such orientations. A general agreement does exist only that the

existence of two, mutually perpendicular, attitudes is always recognized. It is not clear hitherto whether investigations are to be focused only onto recent, moving, blocks or also paleoblock structures are to be interpreted and then also their different ages should be assumed. For the case of some paleolineaments, it is hardly to decide whether these structures are "alive" or not. Further complications are emerging in cases of important basement faults which do not disturb the platform cover and hence may

remain undetected or knowledge on their existence is insufficient.

The important aim in solving the block structure is a more detailed knowledge of rupture systems and not only in the sense of detecting the pure existence of a given fault line but even of all its characteristics the classification as planetary equidistant rupture systems (PER systems) including. A further task is the determination of block segregation size since classifications from this point of view are not completely established.

In general, outlines of block units in the crust are given by ruptures reaching the upper mantle. More accurately, these ruptures originate in the upper mantle (and hence disturb allways the basement but in any case should not be overprinted into the uppermost levels e. g. in the platform cover). In such cases of investigations of the block structure, an important contribution may be yield by the models of PER systems. Rupture systems remain "stored" in the "memory" of the crust (basement) and, in cases of suitable occasions, become reactivated and reappear (overprint toward the surface). Besides constant attitudes, well expressed mainly in continental and large regional scales, the more or less steady distances are even characteristic for PER systems (equidistance). Nevertheless, in natural conditions, an absolute accuracy in detail could not be expected neither for strike constants nor equidistances. To the contrary, in the case of equidistances of first order, lineaments do not appear as simple discontinuity surfaces but as belts of certain width. Several deviations from constant values are caused by mutual interconnections and influences of single PER systems. Cases of existing deviations may not be explained as proofs for chaotic arrange-

ment of geological structures but these result from interactions between several PER systems.

Faults developing along primary disjunction surfaces characteristic for planetary ruptures have their hierarchy depicted in fig. 1. The strike of faults is only rarely a straight one in the Earth's crust. As it has been mentioned, older systems overprint from the basement into the overlier and allow, in combination of one or several PER system networks, faults of bent course to develop (fig. 2). This all has important meaning for the delimitation of block units in the crust.

Based on its known orientation, the investigated dislocation may be attributed to some strike of a certain network and so the possible primary age of the development of such crustal weakness may be deduced. In fact, single ruptures may later completely fade out or, once to several times or even almost continuously, be reactivated depending on mutual relations of single PER systems as well as on the position of the line in question in the hierarchy order of equidistances disregarding to various preferred orientations in different areas of the Earth.

An attempt was made to deduce basic networks of single PER systems for Czechoslovak territory. From the viewpoint of interference of PER system networks for this territory, interesting are comparisons with rupture lines deduced from LANDSAT pictures and even analysed according to the model of PER systems (Hodgson — Květ 1978).

Evidently, for the purposes to delimit paleoblock units and in peculiar the active blocks, a complex multidisciplinary approach is needed including geology, geophysics, geochemistry, geography and geodesy.

*Preložil I. Varga*

## ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI

D. Obernauer: **Súčasný stav geofyzikálnych poznatkov v oblasti tatrovporika** (Bratislava 3. 11. 1983)

Geofyzikálne mapovacie práce v mierke 1 : 25 000 sa začali roku 1970 v širšom okolí

Kráľovej hole. Boli to gravimetrické, magnetometrické merania a súčasne sa odobrali horninové vzorky na zisťovanie fyzikálnych vlastností hornín. Systematický geofyzikálny výskum pokračuje až do súčasnosti.

Získané poznatky boli doplnené o výsledky

leteckej geofyziky (aeromagnetika a aerogamaspektrometria). Pri geofyzikálno-geologickej interpretácii sa vzali do ohľadu najnovšie geologické poznatky, najmä skupiny A. Klinec et al.

Výsledky výskumu fyzikálnych charakteristík hornín, predstavujúce syntézu poznatkov zo súboru viac ako 5000 horninových vzoriek, sú veľmi cenným prínosom pre objektívnu interpretáciu fyzikálnych polí.

Podľa analýzy geofyzikálnych polí sa zostavila tektonická schéma a v nej boli vyčlenené štyri hlavné anomálne štruktúry: štruktúra Nízkyh Tatier, Kráľovej hole a Fabovej hole, Kohúta a gemerika. Vnútri týchto štruktúr bolo indikované množstvo doteraz neznámych fenoménov, napr. rochovský granit, magnetické svory typu Brezina atď.

Zostavené geofyzikálno-geologické rezy Fišiarika — Krpáň, Heľpa — Kopráš a Šumiac — Gočaltovo (zobrazujúce geologickú stavbu do hĺbky cca 5 km) potvrdili hypotézu o rozmiestnení mladého granitu a jeho význam vo vzťahu k rudolokalizujúcim prostrediam.

Na rozdielnom území sa poukázalo na veľmi dobrú koreláciu medzi fyzikálnymi rozhraniami a rudnými a nerudnými indíciami, čo umožňuje efektívne usmerňovať následný detailný prieskum.

**M. Filo — P. Kubeš — M. Kurkin:**  
**Geofyzikálny model geologickej stavby v okolí Rochoviec** (Bratislava 3. 11. 1983)

Plošným tiažovým a magnetickým mapovaním širšieho okolia Kohúta (Filo et al., 1974) sa v území Rochovce — Chyžné overila intenzívna a plošne rozsiahla záporná tiažová anomália sprevádzaná na južnom okraji kladnou magnetickou anomáliou. Výsledky výskumu fyzikálnych vlastností hornín a kvantitatívnej interpretácie poukázali na prítomnosť hustotne ľahkého a magnetického telesa v hĺbke okolo 800 m. Na overenie geofyzikálnych údajov bol vyhlbený štruktúrny vrt KV-3. V celom jeho profile sa zistili prejavy epigenetického zrudnenia (Ivanov, 1981).

Podľa geofyzikálnych a geologických informácií (Obernauer et al., 1980) bol zostavený „vstupný“ geofyzikálny model, ktorý poukázal na rad problémov pri riešení hlbšej stavby tejto oblasti. Znížením priemernej objemovej hustoty hlavne rochovského granitu, zmenou geometrie hustotne rozdielných prostredí a zohľadnením reliéfu terciéru autori získali nový geofyzikálny model, ktorého tiažový účinok dobre koreluje

s nameraným tiažovým poľom. Modelovaním sa vyčlenili základné štruktúro-tektonické prvky, ktoré sa môžu využiť pri riešení podobných úloh v oblasti Slovenského rudohoria.

Pri modelovaní sa nekládol dôraz na časové, litologické, petrografické a mineralogické aspekty.

**L. Zbořil — S. Halmešová — M. Kurkin — J. Šefara — M. Stránska:**  
**Nové poznatky geofyzikálneho výskumu vnútorných kotlín Slovenska** (Bratislava 3. 11. 1983)

Prevažná časť geofyzikálnych výskumov vnútorných kotlín bola orientovaná na priestor pribradového pásma, a to pri riešení stavby Trenčianskej, Ilavskej a Žilinskej kotliny, na „zónu“ zázrivsko-budapešťankeho tektonického systému (Turčianska a Žiarska kotlina) a na priestor, ktorým prebieha tzv. pferovsko-štiavnický (jastrabský) hlbinný zlom (Bánovská kotlina).

Z interpretácie aplikovaného komplexu geofyzikálnych metód (gravimetria, seizmika, geoelektrika) sa zistilo, že prevažná časť vnútorných kotlín, najmä v pribradovom pásme, má väčšiu mocnosť terciérnej výplne, ako sa doteraz predpokladalo. Novozistená beckovská depresia má cca 800 m mocnosť neogénu, trenčianska depresia cca 1000 m, v Ilavskej kotline je mocnosť neogénu na poklesnutých segmentoch väčšia ako 500 m; v Žiarskej kotline, v čiastkových depresiách, zrejme grabenového typu dosahuje mocnosť paleogénu 1500 až 2000 m.

Tri čiastkové neogénne depresie v Turčianskej kotline vykazujú mocnosť 1000—1500 m. Reinterpretáciou geofyzikálnych podkladov zo styku Žiarskej kotliny so sklenoteplickým ostrovom sa s ohľadom na výsledky štruktúrneho hydrogeologického vrtu ST-4 (Klago, 1981) overila skôr predpokladaná mocnosť žiarskej intravulkanickej depresie (v centrálnej časti 2600 m).

Geofyzikálne materiály z Bánovskej kotliny sú v štádiu komplexného hodnotenia. Z reinterpretácie seizmických meraní vychádza predpoklad, že depresiu v jej centrálnej časti vyplňajú neogénne sedimenty mocné cca 2600 m (Hrdlička, 1966).

Z hydrogeotermálneho aspektu je podstatné, že predterciérny substrát vo väčšej časti kotlín na značnom priestore tvoria mezozelekčné karbonáty porušené regionálnymi zlomovými systémami.

## Scheelitovo-kassiteritová a barytovo-polymetalická mineralizácia v západnej časti Čiernej hory

BORIS BARTALSKÝ

Geologický prieskum, n. p., 052 40 Spišská Nová Ves

(2 obr. v texte)

Doručené 21. 12. 1983

### Шеелито-касситеритовая и барито-полиметаллическая минерализация западной части Чёрной горы

На основании геохимических поисков (шлихи и стримседименты) в западной части Чёрной горы (Клукова-Маргечани) были установлены поисково выразительные аномалии минералов шеелита, касситерита и барита, которые на этой территории установлены впервые.

### Scheelite — cassiterite and baryte — base-metal mineralization in the western part of the Čierna hora Mts. (Eastern Slovakia)

Geochemical prospection (panning and stream sediment sampling) in the western part of the Čierna hora Mts. (Kľuknava and Margecany villages) led to the discovery of prognostic mineral assemblages as scheelite, cassiterite and baryte, hitherto unknown in the area.

V západnej časti Čiernej hory sme na ploche okolo 50 km<sup>2</sup> vykonali šlichovanie a odber vzoriek z potočných sedimentov (stream sediment).<sup>\*</sup> Šlichy (dovedna 55) sme odobrali s krokom 500 m a 100 vzoriek z jemnej frakcie po 250 m. Vzorky jemnej frakcie sme analyzovali semikvantitatívnou spektrálnou analýzou a spracovávali sme ich metódikou, ktorú navrhol I. Matula (1983). Scheelit sme identifikovali UV lampou a kassiterit reakciou HCl na zinkovom plechu. Kvantitatívne vzta-

hy medzi obsahom jednotlivých minerálov v šlichoch sme posudzovali metódou matematickej štatistiky — Fehnerovým koeficientom korelácie (RF).

Pri hodnotení výsledkov analýz sme na základe hydrogeologických a hydrologických pomerov územia konštatovali, že všetky potoky majú podobný hypsografický režim, spádové krivky sú plynulé, a

<sup>\*</sup> Podrobnejšie o tom v Poznámke k niektorým geochemickým hľadacím termínom.

preto by sa ťažké minerály v šlichoch nemali hromadiť nerovnomerne, sekundárne.

### Geologická stavba a mineralizácia územia

Čiernu horu tvoria komplexy kryštalinika, obalový perm a mezozoikum. Kryštalinikum je znosovou oblasťou minerálov nachodiacich sa v šlichoch. Podľa M. Fabiana (1978) sú kryštalinické komplexy z migmatitov, biotitických a dvojsľudných pararúl, diaforitických svorov a fylonitov. Medzi horninami kryštalinika sú početnými telesami aj amfibolity šošovkovitého tvaru.

Synkinematické migmatity budujú severnú časť kryštalinika západnej časti Čiernej hory. Prevažuje stromatitický a oftalmitický typ. Pribúdaním kremeňovo-živcového mobilizátu prechádzajú opisované migmatity do 20—30 m mocných polôh nebulitických migmatitov. Južnejšie sú polohy biotitických pararúl, potom diaforické svory a fylonity. Amfibolity tvoria drobné paralelné telesá s ostatnými metamorfickými. Migmatitizácia sa v nich prejavila prenikaním žiliek aplitického zloženia.

Prográdna metamorfóza počas variskej etapy zodpovedá podmienkam almandinických amfibolitov. Diafority vznikli z migmatitov a pararúl vo fácií zelených bridlíc. Hlavná fáza diaforézy sa kladie do obdobia kriedového vrásnenia (Fabian, 1978).

Západná časť Čiernej hory z hľadiska výskytu rúd ešte stále patrí medzi slabé preskúmané oblasti. Mineralizáciu v kryštaliniku západnej časti Čiernej hory opísal J. Pták (1955). Zrudnením a mineralógiou U-Th minerálov sa zaoberal L. Novotný et al. (1962, 1967). I. Križányi et al. (1979) na základe šlichovania upozornil na výskyt priemyselne významných šlichových minerálov. S. Jacko (1982) opísal v pásme

Čiernej hory štyri prínosové zrudňovanie periódy: najstaršia — kremeňovo-sideritová, naložená — kremeňovo-sulfidická, kremeňovo-hematitová a najmladšia — kremeňovo-antimonitová (jej prejavy v oblasti, ktorú sme sledovali, nie sú známe). Dve najstaršie periódy zaradil medzi analogické typy zrudnenia v gemeriku. Asociáciu kremeňovo-hematitovej periódy pokladá za produkt hydrotermálnej remobilizácie komponentov uvoľnených v procese regionálnej diaforézy kryštalinika. K podobným záverom došiel predtým aj J. Pták (1955, 1956). Opísal dve zrudňovacie fázy a pyroluzitovo-barytovú mineralizáciu a geneticky ju spájal so sideritovo-spekularitovo-sulfidickým zrudnením. Prejavy tejto mineralizácie sú známe z obalového mezozoika kryštalinika (triasové kvarcity).

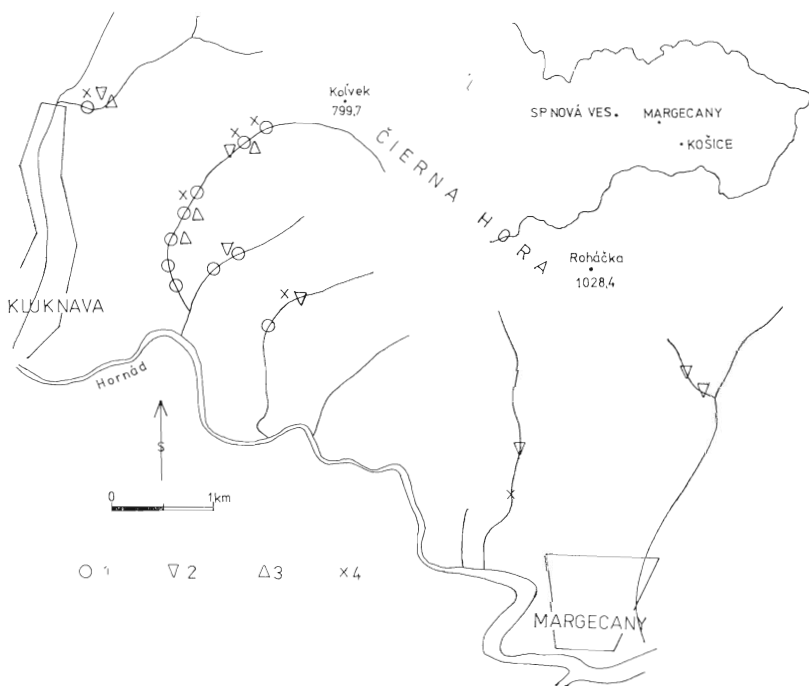
### Asociácia ťažkých minerálov v šlichoch a obsah prvkov v jemnozrnných potočných sedimentoch

Šlichy obsahujú nasledujúce minerály: amfibol, anatas, apatit, arzenopyrit, baryt, cordierit, distén, epidot, granát, hematit, chalkopyrit, chloritoid, chlority, chrómspinel, ilmenit, karbonáty, kassiterit, „kremičitan Pb“, leukoxén, limonit, magnetit, monazit, pliešky Pb, Zn, pyrit, pyroxén, rumelka, rutil, scheelit, staurolit, turmalín, zirkón, zlato a zoisit.

Maximálny (resp. anomálny) obsah mali: scheelit (od 10 do 20 zŕn asi v  $\frac{1}{4}$  šlichov), kassiterit (od 10 do 20 zŕn asi v  $\frac{1}{10}$  šlichov), arzenopyrit (do 10 zŕn asi v  $\frac{1}{5}$  šlichov), rumelka (do 2 zŕn v 3 šlichoch), baryt (od 500 zŕn do 20 ‰ objemu šlichov asi v  $\frac{1}{5}$  šlichov), chalkopyrit (v 1 šlichu 7 zŕn), zlato (do 3 zlatiniek v  $\frac{1}{5}$  šlichov), hematit (do 50 ‰ objemu šlichu), pyrit (od 100 do 500 zŕn asi v  $\frac{1}{10}$  šlichov), magnetit (do 20 ‰ objemu šlichu: obr. 1).

Výsledky výskumu ukázali na distribúciu minerálov, ktoré z tejto oblasti ešte neboli známe: scheelit, cínovec, arzenopyrit, rumelka, baryt, chalkopyrit a zlato. Obsah týchto minerálov v šlichoch nie je vysoký, ale spolu s výsledkami rozboru sedimentu poskytuje nový pohľad na metalogézu oblasti.

choch sa sústreďuje do pruhu, v ktorom sa koncentruje aj anomálny obsah prvkov v jemných sedimentoch Bi, Mo, Sn, Pb, Zn a vo východnej časti aj Ag a Cu. Anomálny obsah Ba a Sr v jemných sedimentoch a barytu v šlichoch koreluje najmä s obsahom arzenopyritu a so zvýšeným obsahom pyritu (v dolinách južne od kóty



Obr. 1. Distribúcia barytu, scheelitu, kassiteritu, pyritu, arzenopyritu v šlichoch. 1 — baryt (od 500 zŕn — 20 % objemu šlichu), 2 — scheelit (od 10—20 zŕn v šlichu), 3 — kassiterit (od 10—20 zŕn v šlichu), 4 — pyrit (od 100—500 zŕn v šlichu), arzenopyrit (do 10 zŕn)

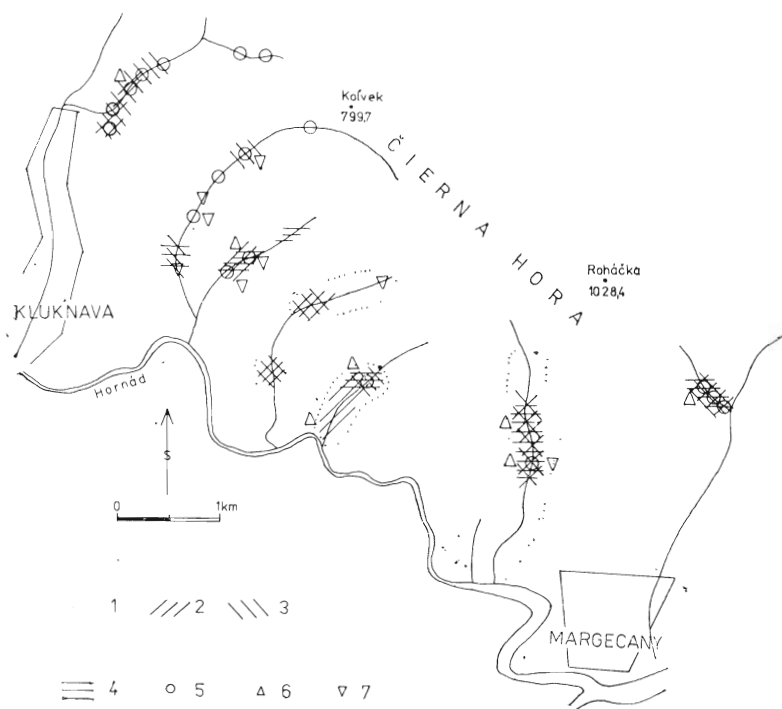
Fig. 1. Distribution of baryte, scheelite, cassiterite, pyrite and arsenopyrite in panning samples (grain number). 1 — baryte over 500, 20 % of the sample volume, 2 — scheelite, 10—20, 3 — cassiterite, 10—20, 4 — pyrite, 100—500, arsenopyrite, up to 10

Minerálne asociácie v šlichoch možno rozdeliť na asociáciu rudných minerálov a asociáciu horninotvorných minerálov. Prvá asociácia upozorňuje na typ mineralizácie znosovej oblasti šličov, kým druhá odráža horninové prostredie. S asociáciou rudných minerálov v šlichoch (scheelit, kassiterit, zlato, pyrit, arzenopyrit, chalkopyrit) sa viaže aj asociácia horninotvorných minerálov (apatit, amfibol, pyroxén), ktorá je pre oblasť s amfibolitmi typická.

Anomálny obsah týchto minerálov v šli-

799,7 m). Korelácia scheelitu s kassiteritom v šlichoch je pozoruhodná (RF-0,63-07). V juhovýchodnej časti územia so scheelitom v šlichoch koreluje anomálny obsah Sn v jemných sedimentoch (obr. 1, 2).

Uvedené anomálie sa koncentrujú do pruhu s pestrým litologickým zložením, v ktorom sa striedajú biotitické pararuly, kremeňité pararuly až kvarcity, migmatity, amfibolity aj aplity alebo prieniky kremeňovo-živcového mobilizátu. V tomto pruhu možno zároveň pozorovať aj rozlične mocné zóny mylonitizácie.



Obr. 2. Distribúcia Cu, Pb, Zn, Ag, Bi, Mo, Sn v jemných sedimentoch potokov. 1 — Cu, 2 — Pb, 3 — Zn, 4 — Ag, 5 — Bi, 6 — Mo, 7 — Sn

Fig. 2. Distribution of Cu, Pb, Zn, Ag, Bi, Mo and Sn contents in stream sediments. 1 — Cu, 2 — Pb, 3 — Zn, 4 — Ag, 5 — Bi, 6 — Mo, 7 — Sn

## Interpretácia výsledkov

Medzi zaujímavejšie zistenia v skúmanej oblasti patrí nález scheelitu. Pretože kryštalinikum Čiernej hory sa začleňuje do veporického typu, z ktorého už scheelitovú mineralizáciu opísalo viac prác (Hvožd'ara, 1967, 1971, 1979; Čillík — Hvožd'ara, 1978), možno aj tu očakávať analogický výskyt W mineralizácie s podobnou genézou. Asociácia minerálov mechanickej aureoly rozptylu je: scheelit, zlato, pyrit, chalkopyrit, sekundárne Bi minerály a rumelka. V zóne fylonitov sa koncentroval aj anomálny obsah W, Bi, Mo pri metalometrii pôdy (Hvožd'ara, 1979). Tento autor zaraďuje výskyty scheelitu vo veporiku medzi vrstvé stratiformné typy. Scheelitové ložiská tohto druhu sú v asociácii s metabázickými horninami a poukazujú na úzky vzťah scheelitového zrudnenia k litológii. Ty-

pickým reprezentantom tohto typu „time bound and strata bound“ je ložisko Mittersill (Maucher, 1977.) Nové nálezy scheelitového zrudnenia v Čiernej hore pokladáme za analogické.

Na základe faktov, ktoré sme zistili, ako sú asociácie minerálov v šliach (scheelit, zlato, pyrit, arzenopyrit, chalkopyrit) a anomálie prvkov (Mo, Bi, Pb, Zn) v jemných sedimentoch, ktoré sa viažu na pásno metamorfitov pestrého litologického zloženia (biotitické pararuly, kremenité pararuly až kvarcity, migmatity, amfibolity), možno opisované výskyty scheelitu v zmysle klasifikácie RVHP (1981) zaradiť medzi stratiformné typy. Táto klasifikácia uvádza ako litologicko-formačné kritérium vznikú tohto typu ložísk prítomnosť metamorfných komplexov vulkanicko-terigénnych karbonátových formácií. Prítomnosť rudonosnou je rulovo-amfibolitová formácia. Zdôrazňuje sa prítomnosť

vysokého stupňa metamorfózy — amfibolitová, epidotovo-amfibolitová fácia. Z oblasti, ktoré sme skúmali, opísal faciú almandinických amfibolitov M. Fabián (1978).

Výskyty scheelitu v šlichoch západnej časti Čiernej hory významne korelujú s obsahom kassiteritu v šlichoch (RF-0,63-0,7) v juhozápadnej časti územia. V juhovýchodnej časti sa kassiterit v šlichoch nevyskytuje, ale so scheelitom koreluje anomálny obsah cínu v jemných sedimentoch. Môže to byť výsledkom toho, že úlomky kassiteritu boli veľmi malé a spolu s ľahkými minerálmi boli zo šlichov vyplavené. Podľa spoločného vystupovania a priestorového rozmiestnenia scheelitu a kassiteritu (resp. anomálií cínu) usudzujeme, že majú blízky primárny zdroj a rovnaký genetický pôvod. Na základe šlichovej prospekcie v Nízkych Tatrách na nový typ geochemickej asociácie Sn—W—Li upozorňuje aj M. Linkošová — I. Čillík (1979).

Naše výsledky poukazujú na úzku späťnosť medzi formáciou W, Sn, Mo (Bi) a anomáliami Pb, Zn (vo východnej časti aj Ag a Cu) a obsahom pyritu (tu berieme do úvahy iba anomálny obsah), chalkopyritu, arzenopyritu v šlichoch, ktoré reprezentujú polymetalickú sulfidickú mineralizáciu. Tieto asociácie majú úzku väzbu s polohami vulkanicko-sedimentárneho charakteru, ktoré teraz predstavuje pásмо metamorfítov pestrého litologického zloženia. Tento fakt umožňuje nový pohľad na riešenie metalogenézy územia. Podľa uvedeného predpokladáme, že báziický vulkanizmus s kyslými diferenciatmi v tejto oblasti je vyhľadávacím kritériom týchto prvkov, ktoré boli metamorfne mobilizované, vznikol rozptýlený typ mineralizácie, resp. žilnikovo-vtrúseninový typ viažúci sa na isté litologické horizonty.

Barytovej mineralizácii možno priradiť podobnú genézu, pretože podľa asociácie

minerálov v šlichoch a prvkov v jemných sedimentoch sa baryt vyskytuje tam, kde aj scheelit a kassiterit (obr. 1, 2).

## Záver

Zistené výsledky geochemickej prospekcie potočných sedimentov okrem to, že potvrdili doteraz známe rudné výskyty, poukázali aj na prítomnosť mineralizácie, ktorá sa doteraz v tejto oblasti nezistila. Podarilo sa vymedziť pestrý vulkanický horizont, ktorý je pravdepodobne primárnym zdrojom a nositeľom scheelitu, kassiteritu a ďalších rudných minerálov.

Sulfidická polymetalická mineralizácia v tejto oblasti okrem chalkopyritu, arzenopyritu a pyritu indikuje aj pomerne vysoký obsah barytu v šlichoch v juhozápadnej časti územia. Baryt nepochádza z triasových kvarcitov, ktoré tvoria hrebeň Čiernej hory, odkiaľ nález opísal J. Pták (1956), ale reprezentuje v tejto časti územia doteraz neznámu barytovú mineralizáciu. Primárne výskyty barytu musia byť blízko barytových anomálií v šlichoch, pretože baryt ako veľmi krehký minerál sa nedostáva ďaleko od zdroja.

Aby sa zistil primárny zdroj a presnejšie genetické vzťahy scheelitovej, kassiteritovej a sulfidickej polymetalickej mineralizácie, treba vykonať detailnejšie geologické práce.

Recenzoval M. Slavkay

## LITERATÚRA

- Čillík, I. — Hvožďara, P. 1978: Niektoré otázky geologickej pozície a genézy scheelitu v okolí Čierneho Baloga a v tatroveporiádach. *Mineralia slov.*, 11, s. 193—204.
- Fabián, M. 1978: Geologicko-petrografické pomery doliny Hornádu medzi Kľuknavou Margecanmi. [Diplomová práca.] PFUK Bratislava.
- Hvožďara, P. 1967: Zlato-scheelitová mineralizácia v strednej časti veporid. *Geol.*



- práce, Spr. (Bratislava), 41, s. 167—172.
- Hvožďara, P. 1971: Štúdium zlatých mineralizácií niektorých jadrových pohorí Západných Karpát. [Kandidátska dizertačná práca.], PFUK Bratislava.
- Hvožďara, P. 1979: Vrstvový scheelit vo veporidnom kryštaliniku. *Mineralia slov.*, 11, s. 377—378.
- Jacko, S. 1982: Vplyv geologického prostredia na vývoj zrudnenia v pásme Čiernej hor. In: Gubač (red.): *Vplyv geol. prostredia na zrudnenie*. Bratislava, GUDŠ, s. 125—134.
- Križáni, I. — Ďuďa, R. — Bacsó, Z. 1979: Vysoké Tatry — Prešov, komplexná mineralogicko-geochemická prospekcia a atlas vzorkovacích bodov 1:50 000. *Manuskript — Geofond, GP Spišská Nová Ves*.
- Linkešová, M. — Čillík, I. 1979: Kassiterit v Nizkých Tatrách. *Mineralia slov.*, 11, s. 354.
- Maucher, A. 1977: Entdeckung und Erschliessung der Scheellitlagerstätte Mittersill Lagerstättenkundliche Theorie als Grundlage praktischen Erfolges. *Erzmetall*, 30, S. 15—21.
- Novotný, Z. — Stejskal, J. — Vavrda, I. 1962: Výskum permu severného okraja gemerid. [Záverčná správa.] *Manuskript — Geologický prieskum Spišská Nová Ves*, s. 1—150.
- Novotný, L. — Stejskal, J. — Vavrda, I. 1966: Geologické mapovanie v oblasti Kluknavy, Krompách a Čiernej hory. *Geofond Bratislava*.
- Pták, J. 1955: Geologické a rudné pomery západní časti Čiernej hory. [Diplomová práca.] *BF VŠT Košice*.
- Pták, J. 1956: Výskyt manganových rúd v triasových kvarcitoch Čiernej hory medzi Margecanmi a Kluknavou a názory na vznik sedimentárnych Mn-rúd v Popradskej kotline. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 9, s. 124—125.
- Pták, J. 1956: Niekoľko poznámok k verukánskym arkózam medzi Kluknavou a Margecanmi (hrebeň Čiernej hory) v súvislosti s otázkou turmalinizácie. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 5, s. 148—151.

## Scheelite — cassiterite and baryte — base-metal mineralization in the western part of the Čierna hora Mts. (Eastern Slovakia)

BORIS BARTALSKÝ

A set of 55 panning samples and of 100 samples from stream sediments has been used to delimit areas with prognostic importance in the western part of the Čierna hora Mts. Areal distributions of scheelite, cassiterite, baryte, arsenopyrite and chalcopyrite (panning samples) as well as anomalous high contents of Mo, Bi, Sn, Cu, Pb, Zn, Ag and Ba (stream sediments) have been delimited. The possible scheelite mineralization in the area is thought to be a strata-

bound metamorphogenous accumulation related also to sulphidic concentrations, as the W-Sn-Mo-Bi assemblage in stream sediments is even related to the anomalous concentrations of Pb, Zn, Cu, Ag and Ba. Both assemblages are probably bound genetically to a belt of metamorphics with variegated lithology (biotite and quartzitic paragneiss, quartzite, migmatite and amphibolite).

Preložil J. Varga

**Poznámka k niektorým geochemicko-výskumným termínom**

V článkoch o geochemickoprospekčných prácach sa používajú termíny prezrádajúce nedostatočnú ujasnenosť ich významu. Ide o termíny, ako je litogeochemia, metalometria, šlichometria, stream sedimenty a pod. Podnet napísať túto poznámku nám dalo používanie termínu šlichovanie a vzorkovanie stream sedimentov, resp. iné spojenia s označením stream sediment. Aj keď sa tento výraz medzi geológmi vžil alebo vžíva, je problematický z dvoch hľadísk. Ak by sa mala používať slovenská podoba anglického slova „stream“, bolo by vhodné písať ho „strím“, podobne ako tím (namiesto team). Aj keď je internacilizácia pomenovacích prostriedkov bežná a v odbornej terminológii často aj užitočná, v tomto prípade pri používaní výrazu „stream sediment“ spolu s výrazom šlichovanie narážame aj na odborný obsah uvedených výrazov.

Pod doterajším označením „geochemická prospekcia stream sedimentov“ by sa mal chápať nielen odber vzoriek z jemnozrnných (jemných) sedimentov potokov s cieľom ich ďalšieho laboratórneho, prevažne spektrometrického spracovania, ale aj šlichovanie, t. j. proces získavania ťažkej frakcie taktiež z potočných sedimentov odstredivým premývaním na mieste odberu vzorky. Obidve metódy skúmajú potočné sedimenty, ale rozličným spôsobom, preto obidve patria pod súhrnné označenie geochemická prospekcia potočných sedimentov. Z uvedeného vychodí, že

namiesto výrazov „geochemia stream sedimentov“; odber vzoriek stream sedimentov a pod. je vhodnejšie a správnejšie používať termín metalometria jemnozrnných (alebo jemných) potočných sedimentov. Teda geochemická prospekcia potočných sedimentov zahŕňa šlichovanie a potočnú metalometriu.

Ani termín metalometria bez nevhodného atribútu alebo prídavného mena by sa nemal používať, pokiaľ nemá všeobecný význam, t. j. zisťovanie obsahu kovových prvkov ako nejaký proces. Termín metalometria sa zaužíval (nesprávne) len na zisťovanie metalických prvkov v pôde. Odporúčame (a to nielen pracovníci redakcií, ale často aj čitatelia článkov a správ o prospekčnej geochemii) dôslednejšie odlišovať význam použitého termínu. Medzi odporúčanými termínmi sú: pôdna

Medzi odporúčanými termínmi sú: pôdna metalometria, horninová metalometria, potočná metalometria (resp. metalometria pôd, metalometria hornín, metalometria potočných sedimentov).

Treba spomenúť ešte termín litogeochemia a horninová metalometria. Ak sa skúma obsah kovových prvkov v hornine, je vhodné použiť termín horninová metalometria, ale ak sa skúma obsah rozličných prvkov v hornine aj na iné účely (napr. petrochemické, petrogenetické a pod.), adekvátnejší je termín litogeochemia alebo geochemia hornín.

*Pavol Grecula*

## ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI

L. Husák — I. Marušiak — M. Stránka: **Nové poznatky o rádioaktivite hornín Západných Karpát** (Bratislava 3. 11. 1983)

Pri aplikácii gamaspektrometrie v geofyzikálnych výskumoch Západných Karpát sme v ostatných rokoch začali výskum rádioaktivity hornín. Doteraz sme v laboratórnych podmienkach na 2500 vzorkách stanovili veľkosť úhrnnej gamaaktivity a obsahu U, Th a K. Vzorky hornín sme odobrali prevažne z hlbokých vrstiev, v menšej miere z povrchových odkryvov a banských diel zo stredoslovenských a východoslovenských neovulkanitov, Nízkyh Tatier a Slovenského rudohoria.

Pri základných typoch hornín zúčastňujúcich sa na geologickej stavbe oblastí sme zistili priemerné hodnoty úhrnnej gamaaktivity a priemerný obsah U, Th, K, ako aj zákonitosti ovplyvňujúce zmenu rádioaktívnych parametrov.

Z našich zistení vychodí, že vo výlevných, žilných a hlbinných horninách stredoslovenských neovulkanitov so stúpajúcou aciditou narastá obsah U, Th, K a veľkosť úhrnnej gamaaktivity, pričom výlevné horniny vo všeobecnosti obsahujú viac U a Th ako im zodpovedajúce hlbinné typy. V porovnaní s klarkovým má vyšší obsah U a Th. Pri ryolite a andezite veľkosť úhrnnej aktivity a koncentráciu U a Th najviac ovplyvňuje stupeň kryštalinity, acidity a obsah plagioklasov. Z hľadiska chemizmu sme v týchto horninách zistili výrazné korelácie medzi rádioaktivitou a obsahom  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{N}_2\text{O}$  a  $\text{K}_2\text{O}$ . Hydrotermálne premeny v neovulkanických horninách spôsobili zníženie úhrnnej gamaaktivity. V prevažnej miere Th a čiastočne aj U boli z horniny vynášané. V okolí žilných štruktúr polymetalického zrudnenia sme zistili výrazné obohacovanie horniny o U a K.

Z porovnania identických petrografických typov z oblasti stredoslovenských a východoslovenských neovulkanitov vychodí, že sa východoslovenské neovulkanity vyznačujú nižšími hodnotami úhrnnej gamaaktivity a nižšou koncentráciou U, Th a K.

Z oblasti Nízkyh Tatier máme najviac poznatkov o rádioaktivite hornín kryštalinika. Pozoruhodné je, že v granitoidných horninách v rade granit — granodiorit — diorit sú minimálne rozdiely v hodnotách úhrnnej

gamaaktivity a koncentrácia U a Th sa značne odlišuje od priemerného obsahu uvádzaného pri týchto typoch v literatúre. Najvýraznejšie diferencie sú v Th. Kým z literatúry vychodí klesanie obsahu Th v rade granit — granodiorit — diorit, v horninách Nízkyh Tatier sme zistili opačný trend.

Granitoidné horniny veporika sú okrem ročovských hornín rádioaktívnymi vlastnosťami porovnateľné s analogickými horninami Nízkyh Tatier. Odlišujú sa od nich nižšou hodnotou úhrnnej gamaaktivity a U a vyšším obsahom Th. Granit z oblasti Rochoviec sa od ostatných granitov veporika výrazne odlišuje vysokou koncentráciou Th, U a K.

Z hornín Spišsko-gemerského rudohoria sme získali rádioaktívne charakteristiky niektorých litologických typov gelnickej a krompašskej skupiny a gemerických granitov. Všeobecne sa uvedené horniny vyznačujú vysokou hodnotou úhrnnej gamaaktivity a vysokou koncentráciou sledovaných komponentov. Najvyššie hodnoty rádioaktívnych parametrov prislúchajú gemerickým granitom, pre ktoré je charakteristická vysoká úhrnná gamaaktivita U a čiastočne K a nízky obsah Th.

L. Pospíšil: **Nový vulkanický aparát Vihorlatských vrchov** (Bratislava 3. 11. 1983)

Na základe geofyzikálneho (Filo et al., 1975; Pospíšil, 1982) a geologického výskumu (Slávik, 1974; Bacsó, 1979) boli vo Vihorlatských vrchoch vyčlenené štyri centrálné vulkanické zóny, ktoré sa nachádzajú pozdĺž mohutnej štruktúry vrbnického zlomového pásma. Ale analýza družicových snímok z oblasti Vihorlatských vrchov ukázala na možnosť interpretovať ďalší vulkanický aparát v oblasti kóty Veľká Vavrová. Spreádzajú ho všetky typické geofyzikálne anomálie (výrazná pozitívna anomália  $\Delta g$ , kruhové usporiadanie magnetických anomálií) tak, ako ich z východoslovenských neovulkanitov opísal L. Pospíšil (1979, 1982). Ale na konečné geologické overenie treba vykonať detailnejšie mapovacie práce. Zistenie uvedenej štruktúry nevyhnutne povedie k reinterpretácii štruktúrnotektonických vzťahov v stavbe predterciérneho podložia tejto oblasti.

## Nález barytového zrudnenia v Čiernej hore

STANISLAV JACKO, MICHAL ZACHAROV, VENDELÍN RADZO,  
MIROSLAV FULÍN

Katedra geológie a mineralógie BF VŠT, park J. A. Komenského 15, 040 01 Košice

(2 obr. v texte)

Doručené 19. 1. 1983

### Обнажение баритового орудения в Чёрной Горе

Севернее Клюкнявы в тектонитах на окраинах кристаллика Чёрной горы был установлен прогнозный пояс кварцево-баритовой минерализации. Кварцево-баритовые жилы были установлены на 6 обнажениях мощности 1—25 см и на 4 элювиальных обнажениях. Предварительно установленная длина в средней части тектонических нарушений прогнозной зоны является 2,7 км, шириной приблизительно 300 м. ЮЗ периферия зоны прикрыта трансгрессивным палеогеном. На основании этой минерализованной зоны с точки зрения структурного контекста территории возможно предполагать наличие аналогических баритовых зон по направлению к ЮЗ в почве палеогена клюкнавской впадины.

### Baryte mineralization discovery, in the Čierna hora Mts.

Northerly of Kluknava village in tectonites of suthern margin of the Čierna hora crystalline complex a perspective mineralized zone of quartz-baryte mineralization has been verified. The quartz-baryte veins were found on six outcrops with 1—25 cm vein thicknes and on four eluvial localities. The up to now verified lenght of this zone which is in the middle part tectonically disjointed is 2,7 km, its width is approximately 300 m. The SW margin of this zone is covered by transgressive Paleogene. From the position of the mineralized zone in the general structural pattern of the area follows a very expectable presence of analogous baryte bearing zones in the SW direction under the Paleogene sediments.

Nateraz jediný mineralogický výskyt barytu v pásme Čiernej hory zaznamenal J. Pták (1956) pri štúdiu Mn zrudnenia v spodnotriasových kvarcitoch 2 km na JV od Štefanskej huty. Pyroluzit spolu s barytom tu vo forme 10 mm hrubých

akumulácií tmelia brekciovitú úlomky kvarcitov (l. c.).

Pri komplexnom výskume západnej časti Čiernej hory roku 1983 sa na SV, resp. SSZ od Kluknavy zistili početnejšie štruktúry s kremeňovou, kremeňovo-spekularitovou a kremeňovo-barytovou mineralizáciou. Vystupujú pri juhozápadnom okraji horstva v tektonicky mimoriadne exponovanom pásme smeru SZ—JV, teda v pásme súbežnom s margecianskou prešmykovou zónou, ktorá je v tomto úseku (cca 600 m na JZ od okraja kryštalinika) v celom rozsahu prekrytá paleogénom Kluknavskej kotliny.

Na geologickej stavbe predmetného územia pásma Čiernej hory sa zúčastňuje najmä kryštalinikum (komplex primorogénnych migmatitov a pararúl a komplex diafktorizovaných pararúl (Jacko, 1975, 1978), v menšom rozsahu mezozoikum (qT<sub>1</sub>) ružínskej skupiny a paleogén (obr. 1). Kryštalinikum je v celom rozsahu prevrásnené alpskými vrásami smeru SZ—JV mm — dm radu a prestúpené smernými zónami

fylnitov mm — 10 m hrúbky s úklonom na JZ aj na SV (obr. 2), v ktorých sú zakorenené aj spodnotriasové kvarcity. Smerné popaleogénne zlomy majú strmší (60—80 g) úklon a sú prednostne vyvinuté v širších relatívne starších fylnitových zónach. Prične (SV—JZ) postpaleogénne zlomy sú miestami sprevádzané až 5 m širokými drvenými zónami, ktoré výrazne segmentujú smerné pokračovanie litologických celkov. Z predalpínskych štruktúr sa lokálne zachovali cm — dm ležaté vrásky smeru V—Z.

Najrozsiahlejšie pásmo (1,3 km × 500 m) hydrotermálne mineralizovaných štruktúr je v tektonitoch južného pruhu komplexu primorogénnych migmatitov a pararúl 700 m na SV od objektov JRD Kluknava na juhozápadných svahoch kóty 683 medzi Prednou dolinou a Vyšnou dolinou. Najväčšia akumulácia mineralizovaných štruktúr sa viaže na juhovýchodný úsek tohto pásma, najmä na južné a juhozápadné svahy Klenovca (kóta 532 m) medzi Prednou dolinou a severovýchodnou — juho-

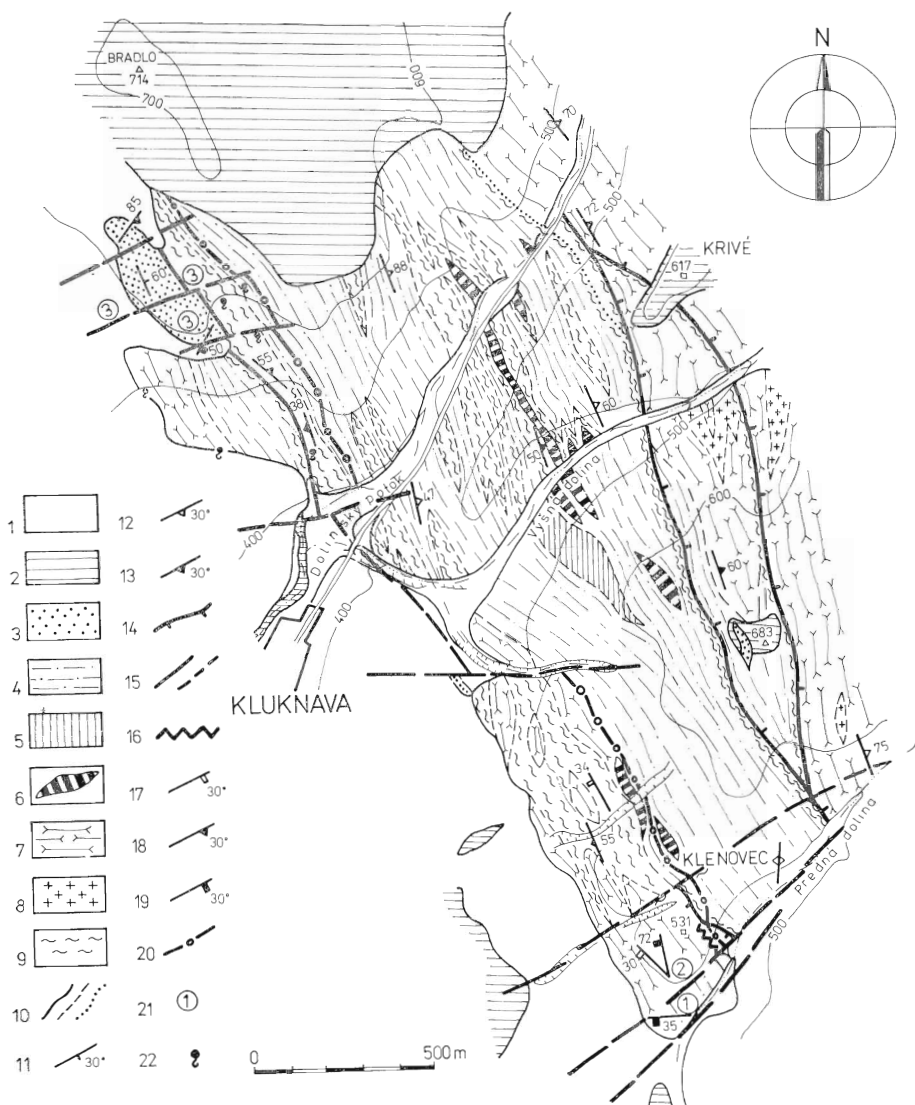
Obr. 1. Schematická geologická mapa západnej časti pásma Čiernej hory s vývojom kremeňovo-barytovej mineralizácie. Zostavil: S. Jacko, M. Zacharov — originál. 1 — kvartér, 2 — paleogén, 3 — spodný trias — kremence, (4—9 — kryštalinikum), 4—6 — komplex diafktorizovaných pararúl, 4 — diafktorizované pararuly — nečlenené, 5 — diafktorizované kremeňové ruly, 6 — amfibolity, 7—8 — komplex primorogénnych migmatitov a pararúl, 7 — migmatity — nečlenené, 8 — hybridné aplitické granity, 9 — mapovateľné fylnitové zóny, 10 — geologické hranice — overené, predpokladané, pozvoľné, 11 — vrstvosť, 12 — kryštalizačná bridličnosť, 13 — foliácia fylnitov, 14 — prešmyky, 15 — zlomy — overené, predpokladané, 16 — zóna hydrotermálneho kremeňa, 17 — mineralizované pukliny s kremeňom, 18 — mineralizované pukliny s kremeňom a spekularitom, 19 — mineralizované štruktúry s kremeňom a barytom, 20 — hranica prognóznej zóny, 21 — čísla výskytov kremeňovo-barytovej mineralizácie, 22 — pramene

Fig. 1. Schematic geological map of western part of the Čierna hora Mts. with quartz-baryte mineralization development. Originally compiled by S. Jacko — M. Zacharov. 1 — Quaternary, 2 — Paleogene, 3 — lower Triassic (quartzites), 4—9 — crystalline basement, 4 — complex of diaphthoritized paragneisses, 4 — diaphthoritized paragneisses — undifferentiated, 5 — diaphthoritized quartzose paragneisses, 6 — amphibolites, 7—8 — complex of primorogenic migmatites and paragneisses, 7 — migmatites — undifferentiated, 8 — hybride aplitic granites, 9 — mapable phylonite zones, geological boundaries — observed, inferred, gradual, 11 — bedding, 12 — metamorphic schistosity, 13 — phylonite foliation, 14 — thrusts, 15 — faults — observed, inferred, 16 — hydrothermal quartz zone, 17 — quartz mineralized joints, 18 — quartz-specularite mineralized joints, 19 — quartz-baryte mineralized structures, 20 — the perspective zone border, 21 — numbers of quartz-baryte mineralization localities, 22 — springs

západnou roklinou 400 m na SZ od kóty 532 m (obr. 1).

Barytonosné štruktúry sa overili v dvoch odkryvoch. Najrozsiahlejší výskyt narezala lesná cesta v Prednej doline 250 m na J od kóty 532 m. Tektonicky a svahovými pohybmi silne porušená barytová žila s  $\pm$  kremeňom má priemernú hrúbku 8–15 cm, max. 16–21 cm. Jemnozrnnú až

strednozrnnú žilnú výplň tvorí sivožltý, miestami aj ružovožltý baryt s ojedinělými ložnými šmuhami sivobieleho kremeňa. V nadložných úsekoch žily sú miestami nesúvislé mm hniezdovité akumulácie, pravdepodobne z Mn minerálov. Okrem smerného porušenia (šošovkovitý rozklz a strmé cm pukliny s úklonom na JZ) žilu spolu s okolitou horninou prestupujú



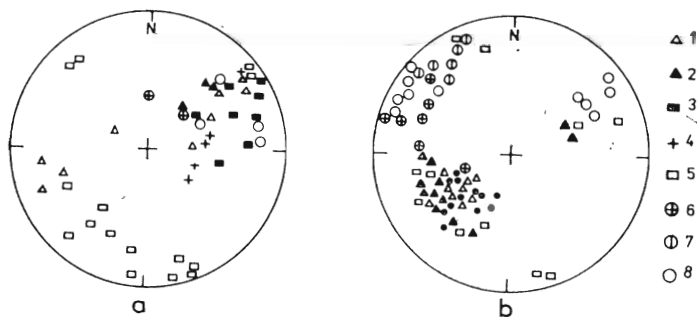
priečne cm pukliny. V podloží žily (pod 20 cm polohou fylonitov) sú vyvinuté šošovky prekremených migmatitov s hniezdami oxidov Fe.

Zrudnenie je v diaforitizovanej sivozelenej kremeňovo-feldšpatitickej rule zaklesnutej podľa zlomov smeru SV—JZ do komplexu primorogénnych migmatitov a pararúl. Hornina je pozdĺž týchto zlomov intenzívne drvená, rytmicky fylonitizovaná v smerných (SZ—JV) prešmykových zónach a hydrotermálne alterovaná v celej (t. j. 160 m) dĺžke priečného zárezu lesnej cesty.

Druhý výskyt barytovej mineralizácie je odkrytý na juhujuhozápadnom hrebeni Klenovca 160 m na JZ od kóty 532 m. Intra-klivážové hniezda jemnozrnného sivožltého barytu veľkého 1—2×7—15 cm spolu s medzifoliačnými (max. 15—20 cm hrubými) polohami sivobieleho kremeňa (s povlakmi spekularity na priečných puklinách) sú vyvinuté v jemnozrnných stromatiticko-nebulitických migmatitoch. Obi-

dva typy mineralizácie sú iba v hydrotermálne alterovanej cca 15 m širokej zóne diaforitizovaných migmatitov smeru SZ—JV.

Úlomky barytu veľké 5×4 cm, resp. 12×7 cm, sa našli aj ďalej smerom na SZ pri začiatku rokliny 120 m na SZ od kóty 532 m, resp. v strede rokliny 400 m na SZ od kóty 532 m, v oboch prípadoch vo fylonitových zónach migmatitov smeru SZ—JV s úklonom na JZ. Úlomky barytovej žiloviny cm rozmerov sa temer súvisle vyskytujú v úpätí južných svahov kóty 532 m, t. j. v Prednej doline od výskytu č. 1 až po nm. v. 445 m. Tu barytonosnú zónu od nadmorskej výšky 445 m po kótu 532 m zo SV ohraničuje ťah hydrotermálneho kremeňa s dm rozmermi jednotlivých blokov. Severozápadné pokračovanie tejto zóny je zároveň severovýchodnou hranicou prognózne najperspektívnejšieho úseku s barytovou mineralizáciou. Indikátorom barytonosných štruktúr v tomto úseku sú hydrotermálne altero-



Obr. 2a, b. Projekcia pólův štruktúr v prognózne zone na J svahoch kóty 683 (a) a na J svahoch Bradla (b). 1 — kryštalizačná bridličnatosť, 2 — bridličnatosť fylonitov, 3 — významnejšie dislokácie, 4 — kliváž, 5 — pukliny, 6 — štruktúry s kremeňovo-barytovou mineralizáciou, 7 — štruktúry s kremeňovo-spekularitovou mineralizáciou, 8 — štruktúry s kremeňovou mineralizáciou

Fig. 2a, b. Lower hemisphere pole projection of structural planes in the perspective mineralized zone of the southern slopes of the elevation point 683 (Fig. 2a) at the southern slopes of the elevation point Bradlo (2b). 1 — metamorphic schistosity, 2 — phylonite foliation, 3 — important dislocations, 4 — cleavage, 5 — joints, 6 — quartz-baryte mineralized structures, 7 — quartz-spekularite mineralized structures, 8 — quartz filled structures

vané „zelené“ severovýchodné a juhovýchodné zóny diafforitizovaných migmatitov, resp. rulových polôh v nich.

Z priestorových vzťahov a z porovnania hrúbky obidvoch výskytov barytovej mineralizácie na južných svahoch Klenovca vychodí, že ide o spoločnú zónu, z ktorej sú odkryté vrcholové úseky barytonosných štruktúr. To umocňuje prognózný význam zóny napriek tomu, že jej juhovýchodné pokračovanie je ufaté, resp. modifikované systémom zlomov smeru SV—JZ v Prednej doline.

Po krátkom prerušení v oblasti Vyšnej doliny a údolia Dolinského potoka nasadzuje barytová mineralizácia v principiálne analogickej štruktúrnej pozícii cca 1 km na SSZ od Kluknavy na južných svahoch Bradla (kóta 714 m; obr. 1). V severozápadnej — juhovýchodnej zóne tektonitov migmatitov a rúl, ktorá sem pokračuje z južných svahov kóty 683 m, sú na južných svahoch Bradla zakorenené budované a zlomami smeru SV—JZ priečne rozsegmentované šošovky kvarcitov spodného triasu.

Prevažná časť barytovej žiloviny tejto lokality je v elúviu, resp. v priľahlých kamenných moriach. Úlomky jemnokryštalického až strednokryštalického bieložltého a ružovkastého veľmi čistého barytu majú 15 až 20 cm dĺžku a 3—7 cm hrúbku. Vzhľadom na konfiguráciu terénu predpokladáme minimálny, resp. nanajvýš 10 m transport. Z tohto hľadiska sa barytová mineralizácia ( $\pm$  kremeň) viaže najmä na tektonizovaný styk spodotriasových kvarcitov s fylonitmi metamorfítov, a to hlavne na úseku, v ktorom sú smerné (SZ—JV) štruktúry pretnuté priečnymi (SV—JZ) zlomami. Maximálna koncentrácia barytovej mineralizácie (15—20 úlomkov veľkých priemerne 5 cm na 2 m<sup>2</sup>) je pritom vyvinutá pri severovýchodnom okraji šošovky metakvarcitov.

Primárna pozícia kremeňovo-barytovej

žiloviny sa na tejto lokalite overila len v spodotriasových kvarcitoch. Ide prevažne o priečne (SV—JZ) strmo uklonené spravidla tektonicky ohladené nepriebežné kremeňovo-barytové žilky a hniezda, ktoré pozíčne temer koincidujú s orientáciou kremeňovo-hematitových a časťou kremeňových žiliek. Menej často sa analogické žilky jemnozrnného sivobieleho barytu zistili v plochách metamorfnej foliácie kvarcitov. Barytová mineralizácia ojedinele tmelí brekciovité úlomky kvarcitov.

Analyticky stanovený obsah BaSO<sub>4</sub> (analytik V. Radzo) z opisovaných výskytov je takýto:

výskyt 1 — 91,96 ‰ BaSO<sub>4</sub>, výskyt 2 — 90,56 ‰ BaSO<sub>4</sub>, výskyt 3 — 91,07 ‰ BaSO<sub>4</sub>. Baryt sme stanovili aj röntgenograficky.

Litoštruktúrne vzťahy kremeňovo-barytovej mineralizácie na SV a SSV od Kluknavy sú mimoriadne dôležité z nasledujúcich dôvodov.

— Prítomnosť tejto mineralizácie na priečných (SV—JZ) puklinách a tektonické ohladenie žiliek svedčí o tom, že kremeňovo-barytová mineralizácia je mladšia ako kompresívne štruktúry margecianskeho typu a zároveň staršia ako posunové pohyby na priečných (SV—JZ) zlomoch.

— Depozícia kremeňovo-barytovej mineralizácie vo foliačných plochách fylonitov (južné svahy Klenovca) na tektonickom styku so spodotriasovými kvarciti (v poslednom prípade s výraznou tendenciou akumulácie mineralizácie na križovanie smerných a priečných štruktúr) posúva vek mineralizácie do etapy otvárania smerných kompresívnych štruktúr bezprostredne súvisiacej s razením priečného — ľahového (ac systému) severozápadnej — juhovýchodnej alpskej stavby. Priestorová spätosť kremeňovo-barytovej a kremeňovo-spekularitovej mineralizácie potvrdzuje tento predpoklad a zároveň obťažuje neprítomnosť tejto mineralizácie



na kremeňovo-sulfidických štruktúrach roľovskej prešmykovej zóny (c. f. Jacko, 1983), čo priamo súvisí s metalogenetickým významom roľovskej a margecianskej prešmykovej zóny.

— Smerný šošovkovitý rozklz kremeňovo-barytovej mineralizácie (južné svahy Klenovca) svedčí o opakovanej tektonickej aktivite zón margecianskeho typu, doloženej jedným z autorov v predchádzajúcich prácach. V súvislosti s predmetnou oblasťou pásma Čiernej hory a mineralizáciou doplníme tieto poznatky o fakt, že evidentne ide aj o strmé smerné postpaleogénne prešmyky sprevádzané vznikom prizlomových vlečných vrás aj v paleogéne.

— Prítomnosť kremeňovo-barytovej a

kremeňovo-spekularitovej mineralizácie v severnej zóne tektonitov situovanej v bezprostrednom podloží margecianskej prešmykovej zóny pozitívne koriguje naše doterajšie poznatky o metalogenetickom význame samotnej zóny a vzhľadom na národohospodársky význam aj súčasný deficit zásob barytu posúva prognózy potenciál nálezu barytovej mineralizácie do mimoriadne perspektívnej polohy. Vzhľadom na preukázané zákonitosti štruktúrnej kontroly mineralizácie možno objektívne predpokladať prekrytie juhozápadného okraja barytonosného pásma paleogénom kluknavskej kotliny a prítomnosť analogicky mineralizovaných štruktúr v bezprostrednom podloží aj nadloží tohto úseku margecianskej prešmykovej zóny.

## Baryte mineralisation discovery in the Čierna hora Mts

STANISLAV JACKO — MICHAL ZACHAROV — VENDELÍN RADZO — MIROSLAV FULÍN

At the southern margin of the western part of the Čierna hora Mts. a perspective quartz-baryte mineralization zone has been recently varified. The nearest area of the zone is principally formed by the following three lithostratigraphical units: 1. Paleogene sediments, 2. Lower Triassic quartzites, 3. A crystalline basement. The last unit of this region is represented by two of three lithostructural complexes distinguished by S. Jacko (1975) in the central part of this core Mts. They are namely: 1. Complex of primorogenic migmatites and paragneises, 2. Complex of diaphtoritized paragneises (Fig. 1).

The perspective mineralized zone rimming the SW margin of the pre-Tertiary complexes has a preliminary length of 2,7 km and a width of 300 m (Fig. 1). The zone is in its central part tectonically disjointed. The quartz-baryte mineralization forms 1—25 cm thick veins in the Alpine tectonites of the

complex of primorogenic migmatites and paragneises as well as in the Lower Triassic quartzites. Connections of quartz-baryte mineralization to other mineralized structures developed in the zone as well as to the most important mesoscopical structures of the zone are clearly seen from the Fig. 2. A typical feature of the mineralization is a very high the following baryte content: Locality No 1—91,96 %  $\text{BaSO}_4$ , Locality No 2—90,56 %  $\text{BaSO}_4$ , Locality No 3—91,07 %  $\text{BaSO}_4$ .

The perspective mineralized zone continues with a high probability towards SW under the Paleogene sedimentary cover. In the same direction according to position of the zone in the regional structural pattern is also possible to expect analogous baryte bearing zones on both sides of the Margecany thrust zone.

Translated by S. Jacko

## Vzácné zeminy — mýtus a realita

PETR JAKEŠ

Ústřední ústav geologický, Praha  
Department of Geology and Mineralogy, University of Kyoto, Japan

(18 obr. a 4 tab. v textu)

Doručené 7. 12. 1983

### Редкие земли — миф и реальность

В работе приведён обзор свойств, применения и интерпретационных возможностей элементов группы редких земель. Подчёркивается геохимическая гомогенность группы, поведение элементов в магматическом процессе и обсуждается „исключение“ из этого поведения. Уделяется внимание также „минералогическому контролю“ распределения этих элементов в магматических и метаморфных процессах. Приведены примеры использования элементов редких земель для изучения состава земной коры, изверженных пород покидающих земную кору и примеры интерпретации сложения планетарных поверхностей (эвкрыты и Луна) и росту континентальной коры.

### Rare earth elements — myth and reality

Basic properties of the rare earth elements (REE) and their geochemical behaviour are discussed. The mineralogical control of REE distribution is stressed and examples from the published papers are used to demonstrate the possibilities as well as limitations of the REE use. The paper is introduction to the REE related problems of igneous petrology and geochemistry. Meteoritic examples, mantle heterogeneities, chemistry of lunar rocks, basalt petrogenesis and Earth's continental growth are illustrated.

„Vzácné zeminy, to je hra, které se může účastnit každý, aniž zná pravidla.“ Tak charakterizoval situaci v sedmdesátých letech M. J. O'Hara. Prvků ze skupiny vzácných zemin se využívalo (a zneužívalo) k nejrůznějším důkazům; často byly „navěšovány“ na odborné práce, aby

doplnily zbožná přání autorů, která by bez „podstatných“ důkazů nemohla projít rigidním sítím redakčních rad. Právě takovými důkazy vzácné zeminy měly být. Kolem prvků ze skupiny vzácných zemin se v sedmdesátých letech vytvořila jakási aura „léku na všechno“, snad pro analy-

tickou náročnost stanovení, exotická jména a vskutku nepatrná množství, ve kterých se tyto prvky v přírodě vyskytují; možná, že i exotické uplatnění v technické praxi (barevné obrazovky, feromagnetické vlastnosti některých slitin, například samaria, použití ve výrobě laserových skel atd.) a nebývalá poptávka po vzácných zeminách způsobily jejich přehnanou popularitu mezi těmi petrology, kteří využívají výsledků geochemie.

Účelem tohoto článku je ukázat na reálné možnosti vyplývající ze stanovení prvků skupiny vzácných zemin a definovat základní pravidla „hry“ — manipulace s daty. Charakter distribuce prvků skupiny vzácných zemin v základních typech hornin a několik příkladů subjektivně vybraných z literatury ukazuje možnosti, ale i limitace užití vzácných zemin v petrologii a geochemii.

### Vlastnosti prvků vzácných zemin

Skupina prvků vzácných zemin je tvořena prvky s atomovým číslem 57 (lanthan) až 71 (lutetium). Patří mezi ně: La, Ce, Pr, Nd, Pm, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu. Nazývají se také lanthanidy anebo — pro postavení v periodickém Mendělejevově systému — „vnitřní tranzitní prvky“. V odborné literatuře se skupina označuje jako TR (terrae rare) a výrazu se užívá zejména u nás a v SSSR a (to i v člancích anglicky psaných), zatímco v ostatní anglicky psané literatuře se skupina označuje jako REE (rare earth elements).

Seznam prvků a jejich základní vlastnosti jsou prezentovány v tabulce 1.

Mezi prvky skupiny vzácných zemin bývá uváděn prvek yttrium (atomové číslo 39). Vyskytuje se ve stejné skupině Mendělejevovy tabulky jako **vzácné zeminy** (skupina III A periodické soustavy), má

stejně mocenství jako vzácné zeminy ( $3^{+}$ ) a iontový poloměr trojmocného iontu je shodný s iontovým poloměrem dysprosia. Vzácné zeminy s vyšším atomovým číslem než Gd se dokonce někdy nazývají „yttriové“. Dříve se uváděl ve skupině vzácných zemin i prvek scandium, avšak menší iontový poloměr způsobuje zcela odlišné geochemické chování tohoto prvku; v současné době se mezi vzácnými zeminami neuvádí.

Seznam v přírodě se vyskytujících izotopů prvků vzácných zemin je také v tabulce 1. Vyplývá z něj, že prvky Pr, Tb, Ho a Tm mají po jednom izotopu, ostatní pak izotopů několik. Prvek Pm nemá žádný stabilní izotop vyskytující se v přírodě.

Radioaktivní přirozeně se rozpadající izotopy vzácných zemin byly v minulosti pokládány za nevhodné pro geochronologické datování. Malá množství v horninách, dlouhé poločasy rozpadu byly uváděny k podpoře tohoto tvrzení. Výzkum v posledních deseti letech, zejména výzkum spojený s meteority a mimozemskými materiály, který vedl k mnohanásobnému zvýšení citlivosti a přesnosti hmotnostné spektrometrického stanovení prvků ze skupiny vzácných zemin, ukázal, že ve dvojici Nd-Sm existuje vynikající geochronologická možnost (např. DePaolo — Wasserburg, 1979, DePaolo, 1980). Oba prvky, jak je patrné z dalšího textu, se vzájemně v procesu vývoje kůry a pláště od sebe neoddělují, mají dlouhý poločas rozpadu a vzájemně blízké poměry iniciálních izotopů, kolem 0,5, a tak je metoda vhodná pro datování starých i nejstarších komplexů. Ve spojení s Rb-Sr a Pb-Th-U metodami je velice vhodná pro posouzení vývoje pláště, jeho kontaminace, diferenciace atd. a našla uplatnění i při studiu provenience sedimentárního materiálu. Pro rudní geologii a ložiskové aplikace její výhody zatím nebyly uplatněny.

## Prvky skupiny vzácných zemin — základní vlastnosti

Tab. 1

|              |    | at. číslo | at.hmot. | iontový<br>poloměr | izotop            | množství<br>% | poločas<br>rozpadu      |
|--------------|----|-----------|----------|--------------------|-------------------|---------------|-------------------------|
| lanthan      | La | 57        | 138.92   | 1.06               | La <sup>138</sup> | 0.089         | 1.1 x 10 <sup>11</sup>  |
|              |    |           |          |                    | La <sup>139</sup> | 99.911        |                         |
| cer          | Ce | 58        | 140.13   | 1.03               | Ce <sup>136</sup> | 0.193         | 5.0 x 10 <sup>15</sup>  |
|              |    |           |          |                    | Ce <sup>138</sup> | 0.250         |                         |
|              |    |           |          |                    | Ce <sup>140</sup> | 88.48         |                         |
|              |    |           |          |                    | Ce <sup>142</sup> | 11.07         |                         |
|              |    |           |          |                    | Pr <sup>141</sup> | 100           |                         |
| praseodymium | Pr | 59        | 140.92   | 1.01               | Nd <sup>142</sup> | 27.11         | 5.0 x 10 <sup>15</sup>  |
| neodymium    | Nd | 60        | 144.27   | 1.00               | Nd <sup>143</sup> | 12.17         |                         |
|              |    |           |          |                    | Nd <sup>144</sup> | 23.85         |                         |
|              |    |           |          |                    | Nd <sup>145</sup> | 8.30          |                         |
|              |    |           |          |                    | Nd <sup>146</sup> | 17.22         |                         |
|              |    |           |          |                    | Nd <sup>148</sup> | 5.73          |                         |
|              |    |           |          |                    | Nd <sup>150</sup> | 5.62          |                         |
| samarium     | Sm | 62        | 150.35   | 0.96               | Sm <sup>144</sup> | 3.09          | 1.06 x 10 <sup>11</sup> |
|              |    |           |          |                    | Sm <sup>147</sup> | 14.97         |                         |
|              |    |           |          |                    | Sm <sup>148</sup> | 11.24         |                         |
|              |    |           |          |                    | Sm <sup>149</sup> | 13.83         |                         |
|              |    |           |          |                    | Sm <sup>150</sup> | 7.44          | 1.2 x 10 <sup>13</sup>  |
|              |    |           |          |                    | Sm <sup>152</sup> | 26.72         |                         |
|              |    |           |          |                    | Sm <sup>154</sup> | 22.71         |                         |
| europium     | Eu | 63        | 152.0    | 0.95               | Eu <sup>151</sup> | 47.82         | 1.1 x 10 <sup>14</sup>  |
|              |    |           |          |                    | Eu <sup>153</sup> | 52.18         |                         |
| gadolinium   | Gd | 64        | 157.26   | 0.94               | Gd <sup>152</sup> | 0.20          | 1.1 x 10 <sup>14</sup>  |
|              |    |           |          |                    | Gd <sup>154</sup> | 2.15          |                         |
|              |    |           |          |                    | Gd <sup>155</sup> | 14.73         |                         |
|              |    |           |          |                    | Gd <sup>156</sup> | 20.47         |                         |
|              |    |           |          |                    | Gd <sup>157</sup> | 15.68         |                         |
|              |    |           |          |                    | Gd <sup>158</sup> | 24.87         |                         |
|              |    |           |          |                    | Gd <sup>160</sup> | 21.90         |                         |
|              |    |           |          |                    | Tb <sup>159</sup> | 100.0         |                         |
| terbium      | Tb | 65        | 158.93   | 0.92               | Dy <sup>156</sup> | 0.052         | 1.1 x 10 <sup>14</sup>  |
| dysprosium   | Dy | 66        | 162.51   | 0.91               | Dy <sup>158</sup> | 0.090         |                         |
|              |    |           |          |                    | Dy <sup>160</sup> | 2.26          |                         |
|              |    |           |          |                    | Dy <sup>161</sup> | 18.88         |                         |
|              |    |           |          |                    | Dy <sup>162</sup> | 25.53         |                         |
|              |    |           |          |                    | Dy <sup>163</sup> | 24.97         |                         |
|              |    |           |          |                    | Dy <sup>164</sup> | 28.18         |                         |
|              |    |           |          |                    | Ho <sup>165</sup> | 100.0         |                         |
| holmium      | Ho | 67        | 164.94   | 0.89               | Er <sup>162</sup> | 0.136         | 1.1 x 10 <sup>14</sup>  |
|              |    |           |          |                    | Er <sup>164</sup> | 1.56          |                         |
|              |    |           |          |                    | Er <sup>166</sup> | 33.41         |                         |
|              |    |           |          |                    | Er <sup>167</sup> | 22.94         |                         |
|              |    |           |          |                    | Er <sup>168</sup> | 27.07         |                         |
|              |    |           |          |                    | Er <sup>170</sup> | 14.88         |                         |
|              |    |           |          |                    | Tm <sup>169</sup> | 100.0         |                         |
| thulium      | Tm | 69        | 168.94   | 0.87               | Yb <sup>168</sup> | 0.135         | 1.1 x 10 <sup>14</sup>  |
| ytterbium    | Yb | 70        | 173.04   | 0.86               | Yb <sup>170</sup> | 3.03          |                         |
|              |    |           |          |                    | Yb <sup>171</sup> | 14.31         |                         |
|              |    |           |          |                    | Yb <sup>172</sup> | 21.82         |                         |
|              |    |           |          |                    | Yb <sup>173</sup> | 16.13         |                         |
|              |    |           |          |                    | Yb <sup>174</sup> | 31.84         |                         |
|              |    |           |          |                    | Yb <sup>176</sup> | 12.73         |                         |
|              |    |           |          |                    | Lu <sup>175</sup> | 97.41         |                         |
| lutetium     | Lu | 71        | 174.99   | 0.85               | Lu <sup>176</sup> | 2.59          |                         |

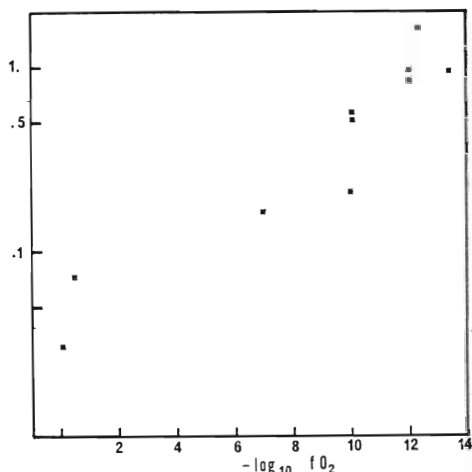
Velice slibným polem jsou i datování a izotopická studia vyplývající z přechodu Lu — Hf (Patchett et al., 1981), také pro „nekompatibilní chování“ obou prvků, jejich vysoké mocenství a podobný iontový poloměr, a tedy i geochemickou příbuznost. Tabulka 2 uvádí izotopy vzácných zemin a jejich dceřinné produkty, avšak izotopickým aplikacím a datovacím technikám není v tomto souhrnném článku věnována pozornost.

Geochemické chování prvků skupiny vzácných zemin vyplývá z jejich příbuznosti, zejména ze stejného mocenství (oxidační stav), a z kontinuálně se měnícího iontového poloměru.

**Mocenství.** Za „normálních“ geologických podmínek jsou všechny vzácné zeminy trojmocné ( $3^+$ ). Výjimku může tvořit čtyřmocný cer ( $Ce^{4+}$ ) a dvojmocné europium ( $Eu^{2+}$ ). Mocenství europia v taveninách je za dané teploty funkcí fugacity kyslíku (obr. 1) (Drake — Weill, 1975). Z tohoto stavu (a tím i změněného iontového poloměru) pak vyplývá odlišné chování europia od ostatních prvků skupiny vzácných zemin, zejména v přítomnosti Ca-bohatých fází např. plagioklasu. Vyšší oxidační stav Ce se také projevuje v jeho chování, například v charakteru distribuce vzácných zemin v mořské vodě.

Přehled nestabilních izotopů vzácných zemin  
Tab. 2

|                   |           |                         |                      |
|-------------------|-----------|-------------------------|----------------------|
| $^{138}\text{La}$ | EC        | $^{138}\text{Ba}$ (70%) | $1.6 \times 10^{11}$ |
|                   | $\beta^2$ | $^{138}\text{Ce}$ (30%) |                      |
| $^{144}\text{Nd}$ | $\alpha$  | $^{140}\text{Ce}$       | $2.1 \times 10^{15}$ |
| $^{147}\text{Sm}$ | $\alpha$  | $^{143}\text{Nd}$       | $1.2 \times 10^{11}$ |
| $^{176}\text{Lu}$ | $\beta^-$ | $^{176}\text{Hf}$       | $2.2 \times 10^{10}$ |



Obr. 1. Hodnota distribučního koeficientu europia KD (vertikální osa) pro plagioklas a taveninu je funkcí fugacity kyslíku (vodorovná osa) a tím i oxidačního stupně europia (Drake — Weill, 1975)

**Iontový poloměr.** Velikost iontového poloměru trojmocných vzácných zemin klesá se stoupajícím atomovým číslem (či hmotností) prvku. Tabulka 1 prezentuje iontové poloměry uváděné Ahrensem (Ahrens, 1952). Tento jev (klesání rozměru iontového poloměru) je v literatuře uváděn též jako lanthanidová kontrakce. Vzácné zeminy s iontovým poloměrem (1,1—0,98) bývají označovány jako velké, ale také (pro svou nízkou atomovou hmotnost) jako lehké (LREE). Jsou to prvky La-Eu. Malé vzácné zeminy (s iontovým poloměrem 0,98—0,85) jsou označovány jako těžké (HREE) a jsou to Gd-Lu (nazývají se též yttriové; tohoto jména se v současné literatuře užívá zřídka). Iontový poloměr  $Eu^{2+}$  je 1,24 a  $Ce^{4+}$  je 0,94. Blízkost iontového poloměru Eu iontovému poloměru  $Ca^{2+}$  byla uváděna již v minulosti. Nepravidelnosti v distribuci vzácných zemin v okolí europia byly nazývány „vápníkový“ efekt (například v raných pracích Masudy, 1963, 1968).

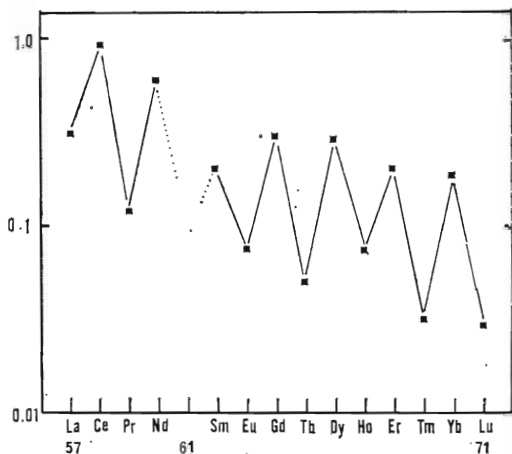
## Množství a distribuce vzácných zemin v meteoritech

Chování vzácných zemin v meteoritech (chondritech), které zřejmě od kondenzace primární sluneční mlhoviny neprodělaly žádnou významnou chemickou změnu, odráží charakter jejich vzniku ve hvězdách (supernovách a rudých obrech) a ilustruje vynikajícím způsobem základní geochemické pravidlo (Oddovo-Harkinsovo pravidlo). Toto pravidlo říká, že prvky se sudým atomovým číslem se vyskytují v přírodě ve větším množství než sousední prvky s lichými atomovými čísly; jádro se sudým počtem protonů a neutronů je stabilnější než jádro s lichým počtem. Obrázek 2 ilustruje tuto závislost. Na vodorovné ose jsou zanesena atomová čísla vzácných zemin, na svislé ose pak jejich absolutní množství. Vzniká charakteristický zubovitý obraz.

Srovnání množství vzácných zemin v chondritických meteoritech s množstvími ve Slunci prokazuje příbuznost obou systémů, ač množství v meteoritech jsou známa podstatně lépe a měřena se značně větší přesností.

Množství vzácných zemin v meteoritech, protože reprezentují s velkou pravděpodobností původní množství netěkavých prvků ve sluneční soustavě, se tedy užívá jako standardu, s kterým jsou srovnávána množství v pozemských materiálech (horninách). Dalším argumentem pro použití chondritového standardu je pak doložena i domněnka, že Země má jako celek chondritové složení, a tak chondritová množství slouží jako měřítko „původních“, diferenciací a frakcionací neovlivněných množství vzácných zemin.

Proto je i způsob, jakým se prvky skupiny vzácných zemin prezentují, založen na normalizaci (srovnání) s chondrity. Aby byl odstraněn efekt Oddovy-Harkinsovy distribuce množství vzácných zemin



Obr. 2. Absolutní množství prvků ze skupiny vzácných zemin v chondritických meteoritech. Na vodorovné ose jsou vyneseny prvky podle stoupajícího atomového čísla (klesající ionic-ový poloměr trojmocného iontu), na svislé ose hodnoty v ppm. Vzniká zubovitá křivka, ilustrující Oddovo-Harkinsovo pravidlo (viz text)

analyticky zjištěných v hornině, dělí se prvek po prvku množství odpovídajícího prvku v meteoritech. Hodnoty se vynášejí do grafu, na jehož vodorovné ose jsou uvedeny vzácné zeminy podle stoupajícího atomového čísla, na ose svislé pak chondrity normalizované hodnoty. V tabulce 3 jsou uvedeny dva soubory údajů pro chondrity. V literatuře existuje větší množství doporučených chondritových hodnot, v detailech se lišících, které jsou však při studiu pozemských hornin zanedbatelné. Tento způsob prezentace byl nezávisle navržen skupinou severoamerických autorů (Coryell — Chase — Winchester, 1963) a Masudou (Masuda, 1963) a nazývá se také Coryellův-Masudův způsob. Charakter distribuce pak ilustruje vzniklá křivka. Mluví se o chondritickém charakteru distribuce, což znamená, že křivka je subparalelní s vodorovnou osou v okolí hodnoty 1,0, nebo o charakteru

distribuce ochuzeném o lehké vzácné zeminy atd.

V podrobnějších studiích, zejména sedimentární frakcionace, se podobným způsobem užívá složených vzorků svrchní kůry, z nichž průměrná severoamerická břidlice (NASC — North American Shale Composite) je nejužívanějším „sedimentárním standardem“ (např. Wildeman — Condie, 1973). V jiných případech se užívá „mateřských zdrojů“ jako normalizačního faktoru; takovými jsou například mateřské horniny pro studium frakcionace odvozených hornin (peridotit čedič, droba granit). Při studiu obsahu a distribuce vzácných zemin v jednotlivých minerálech se užívá k normalizaci mateřských hornin.

*Obsahy vzácných zemin v chondritech  
(údaje v ppm)*

Tab. 3

|    | Wedepohl (1970) | Haskin et al. (1966) |
|----|-----------------|----------------------|
| La | 0.32            | 0.30                 |
| Ce | 0.94            | 0.84                 |
| Pr | 0.12            | 0.12                 |
| Nd | 0.60            | 0.58                 |
| Sm | 0.20            | 0.21                 |
| Eu | 0.073           | 0.074                |
| Gd | 0.31            | 0.32                 |
| Tb | 0.050           | 0.049                |
| Dy | 0.31            | 0.31                 |
| Ho | 0.073           | 0.073                |
| Er | 0.21            | 0.21                 |
| Tm | 0.033           | 0.033                |
| Yb | 0.19            | 0.17                 |
| Lu | 0.031           | 0.031                |

**Distribuce prvků vzácných zemin  
v horninotvorných minerálech**

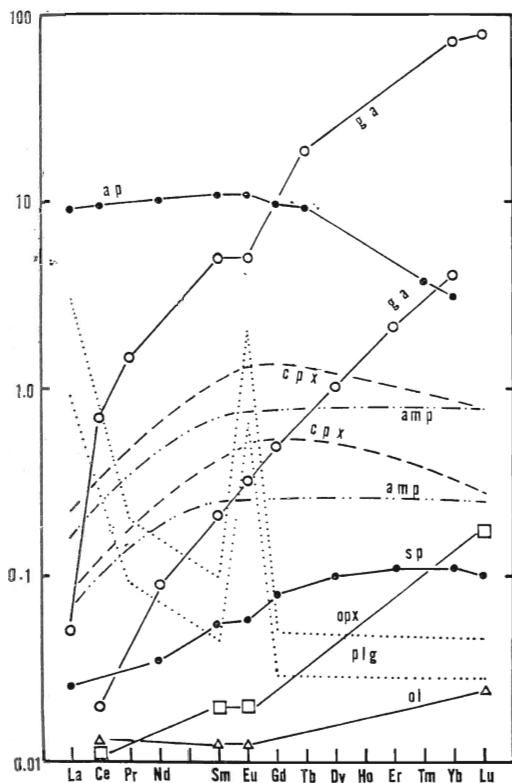
Pro porozumění petrogenetickým procesům je klíčovým poznáním distribuce stopových prvků (a vzácných zemin zejména) mezi pevnou fází (krystal) a taveninu (magma).

Kvantitativní chemické modelování partiální tavení, frakční krystalizace, asimilace atd., ale i empirické posouzení cha-

rakteru distribuce vzácných zemin spoleshá na znalost rozdělení distribučních koeficientů jednotlivých prvků mezi horninotvorné minerály a mezi minerály a taveniny. Většina petrogenetických modelů, ať je to vznik bazaltů partiálním tavením na úkor hornin svrchního pláště, či vznik granitových tavenin na úkor hornin spodní kůry, staví na znalosti distribučních koeficientů prvků mezi pevnou fází (krystal) a taveninu (magma) anebo vodu či plyn obsahující fází.

Poslední desítka let svědčila nebývalému rozmachu těchto aspektů petrologie a představy o „struktuře a uspořádání“ magmatu, distribuci elementů při počínajícím tavení, rozpustnosti vody v magmatu a tím i změnách fázových rovnováh, popřípadě metasomatizujících či metamorfních roztoků se radikálně, právě díky studiu distribučních koeficientů, změnil. Distribuční koeficienty pro prvky skupiny vzácných zemin byly (podobně jako pro ostatní prvky) studovány nejdříve pro systém krystal-tavenina a byly odvozeny z hodnot pro vyrostlice a základní hmotu vyvřelých (výlevných) hornin. Koeficienty jsou upřesňovány studiem experimentálních systémů, a to jak jednoduchých sloučenin, tak komplexních „přírodních systémů“. Byly definovány vlivy teploty a tlaku, ale i fugacity kyslíku na distribuční koeficienty většiny „geochemicky významných prvků“ a hlavních horninotvorných fází. Přehled uvádí například Irving (Irving, 1978). Vzácné zeminy nebyly v tomto ohledu zanedbávány; právě naopak. Byla jim věnována zvýšená pozornost, a tak došlo k upřesňování a zužování oblasti rozsahu hodnot distribučních koeficientů.

Obrázek 3 ukazuje, jakým způsobem jsou vzácné zeminy distribuovány mezi krystal a taveninu v hlavních horninotvorných magmatických minerálech. Je nutné upozornit na skutečnost, že tave-



Obr. 3. Distribuční koeficienty vzácných zemin (vertikální osa) mezi minerál a taveninu. Experimentální údaje převzaty z kompilace Irvinga (1978). Ol — olivín, plg — plagioklas, opx — pyroxen s nízkým obsahem Ca (ortopyroxen), sp — Al spinel, amp — amfibol, dvě křivky omezující pole kolísání distribučních koeficientů, cpx — Ca-bohatý pyroxen (klinopyroxen), dvě křivky omezují pole kolísání distribučních koeficientů, ga — granát, křivky omezují pole kolísání hodnoty distribučních koeficientů, ap — apatit

nina „chondritového složení“, bude-li koexistovat v rovnováze s daným krystalem, bude mít „komplementární“, tedy doplňkový charakter vzácných zemin. Znamená to, že součet množství vzácných zemin v krystalech a tavenině bude roven jedné. Vztah mezi množstvím krystalů a taveniny je dán distribučním zákonem a Rayleighovou frakcionací (Rayleighovým roz-

dělením). Rovnice pro distribuci stopových prvků mezi krystal a taveninu byly prezentovány například Shawem (Shaw, 1970) a byly rozpracovány řadou autorů, např. Hansonem (Hanson, 1978). V tomto článku jsou však prezentována empirická (tedy analyticky zjištěná) data pocházející z experimentálních systémů, která mohou posloužit jako podklad takových modelových výpočtů.

Pozoruhodným rysem je i srovnatelnost experimentálně zjištěných a v přirozených horninách „naměřených“ distribučních koeficientů. Obrázek 3 prezentuje pro jednoduchost základní experimentálně zjištěné distribuční koeficienty (zejména proto, že v experimentech mohou být striktně definovány fyzikálně chemické podmínky o něco lépe než v přírodních podmínkách). Závěry prezentované v textu se však týkají systémů přírodních.

**Olivín.** Je jedním z mála minerálů, který velmi málo ovlivňuje charakter distribuce vzácných zemin. Krystalochemická struktura nedovoluje totiž vstup iontu rozměru vzácných zemin do olivínu, a tak tavenina v rovnováze s olivínem bude mít stejný charakter distribuce jako tavenina primární, leč množství vzácných zemin bude v reziduální tavenině (po extrakci olivínu) vyšší než v tavenině původní. Distribuční koeficienty jsou u olivínu obecně velmi nízké a jen o něco vyšší pro těžké vzácné zeminy než pro lehké vzácné zeminy. Distribuční koeficienty tak vysvětlují charakter vzácných zemin u těch bazaltů, které pocházejí z poměrně malých hloubek, kde je frakcionace kontrolována přítomností olivínu (například v bazaltu středooceánských hřbetů).

**Pyroxeny.** Vzácné zeminy vstupují přednostně do klinopyroxenů a hodnoty koncentrací vzácných zemin v klinopyroxenech bývají o řád vyšší než v ortopyroxenech (tedy pyroxenech s nízkým obsa-



hem Ca). Distribuce vzácných zemin mezi magma a ortopyroxen je charakteristická nízkými distribučními koeficienty, nižšími pro lehké vzácné zeminy a vyššími pro těžké vzácné zeminy. Hodnoty jsou velmi nízké, a tak vliv na charakter distribuce reziduálního magmatu (po separaci pyroxenu s nízkým obsahem Ca) je podobně jako u olivínu malý, avšak množství vzácných zemin v reziduální tavenině výrazně stoupá. Podobný vliv na absolutní množství a na charakter distribuce má i spinel (Al-spinel). Přednostně akomoduje ve své mřížce těžké vzácné zeminy ve srovnání s lehkými, avšak absolutní množství jsou malá.

V případě Ca-bohatého pyroxenu je na charakteru distribuce patrný tzv. vápníkový efekt a Ca-bohatý pyroxen (klinopyroxen) koncentruje ty vzácné zeminy, jejichž iontový poloměr je blízký vápníku. Podobný charakter distribuce (krystal — tavenina) ukazují i amfiboly. U obou minerálů však publikované hodnoty kolísají v rozsahu jednoho řádu.

**Granát.** Patří mezi ty minerály, které ovlivňují do značné míry charakter distribuce vzácných zemin v kůře Země, protože do své mřížky akomoduje velké množství těžkých vzácných zemin a protože je podstatnou reziduální částí plášťových hornin. Přítomnost byť malého množství granátu výrazně ovlivní jak charakter distribuce, tak i celkové množství vzácných zemin, protože rozdíl ve velikosti distribučních koeficientů je větší než tři řády. Je-li granát „likvidní“ (a tedy i reziduální) fází ultrabazického složení v podmínkách hlubších částí zemského pláště — a dokonce se předpokládá, že i při tavení v subdukčních zónách tvoří granát a klinopyroxen neroztavené „eklogitové“ residuum —, nutně se tento rys objeví v charakteru magmatu, které opouští hlubší části pláště. O tomto aspektu se právě na základě studia vzác-

ných zemin mnohokrát diskutovalo: např. Gill, 1974 (citace in Gill, 1982) — s negativním výsledkem, nebo Apter, 1981 — s pozitivním výsledkem.

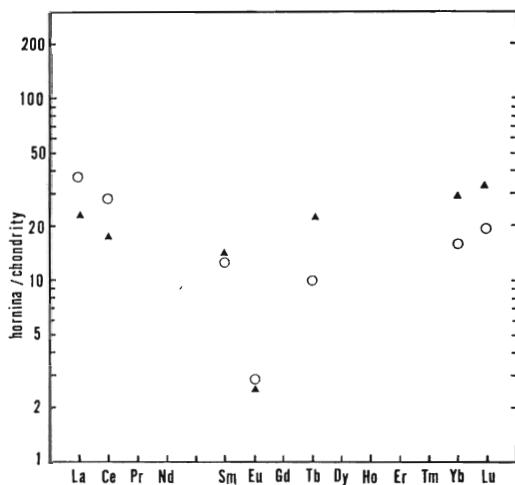
**Plagioklas.** Role frakcionace plagioklasu je patrna v každém z distribučních diagramů s europiovou pozitivní či negativní anomálií. Vstup Eu plagioklasové mřížky (závislý na fugacitě kyslíku a teplotě) (obr. 1) je znám dlouhou dobu. Distribuční koeficient Eu pro taveninu a plagioklas je o více než řád vyšší pro Eu než sousední vzácné zeminy tj. samarium a gadolinium. Efekt separace, případně kumulace plagioklasu patří k nejjasnějším případům interpretace vzácných zemin. Následným procesům, jako je například snadná dekompozice plagioklasu, případně přítomnost europiové anomálie v horninách archaika se dostalo v literatuře také pozornosti (Jakeš — Taylor, 1974).

**Apatit.** Významnou roli lze připsat řadě minerálů obsahujících Ca; apatitu, whitlockitu, titanitu, ale i akcesoriím bez Ca, jako je zirkon. Významně koncentrují vzácné zeminy, obvykle s tendencí preferovat těžké vzácné zeminy, ač u některých apatitů je tomu naopak. Je důležité zaznamenat, že data experimentu, která jsou zanesena v obrázcích, ne zcela vystihují přírodní koncentrace v apatitech (viz obr. 6, kde jsou zaneseny koncentrace vzácných zemin v minerálech gabra).

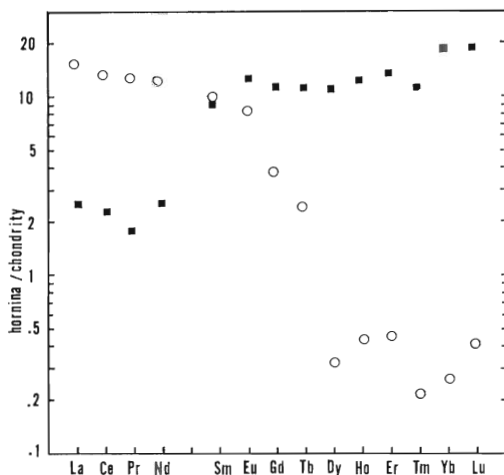
Akcesorické fáze, které jsou budovány nejčastěji prvky ze skupiny vzácných zemin, jsou vázány toliko na alkalické a peralkalické komplexy převážně plutonických vyvřelin.

## **Minerály metamorfovaných hornin, metamorfóza**

V metamorfovaných horninách hraje významnou roli schopnost Ca-minerálů koncentrovat vzácné zeminy. Je to zejména epidot, zatímco ostatní metamorfní



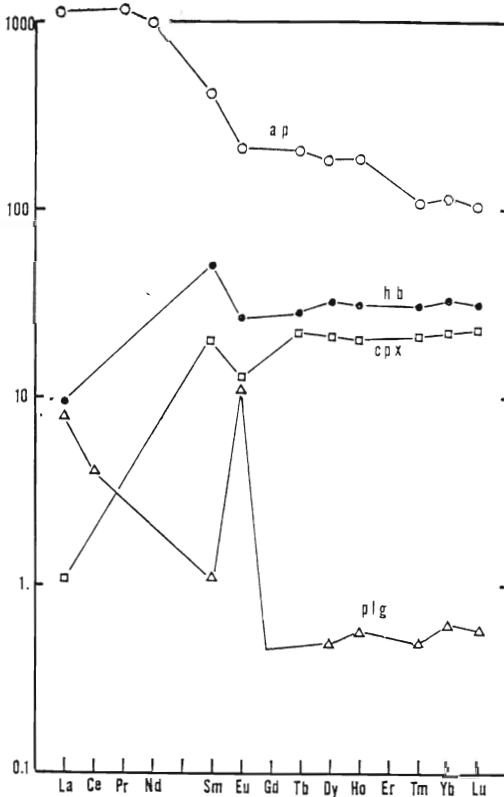
Obr. 4. Distribuce vzácných zemin v alterovaných a metamorfovaných proterozoických vulkanitech norských kaledonid (otevřené kroužky) a distribuce vzácných zemin v chloritu těžé horniny



Obr. 5. Distribuce vzácných zemin v eklogitu z ostrova Šikoku; granát = čtverečky, klinopyroxen = kolečka. Zřejmá je preference těžkých vzácných zemin pro granát

minerály, například chlorit (sheridanit), obsahují obvykle množství vzácných zemin podobná celkovým množstvím v hornině a svým charakterem distribuce odrážejí charakter distribuce celkové horniny. V obrázku 4 je tato skutečnost ilustrována na příkladu metavulkanických hornin proterozoika norských kaledonid. Role granátu je v metamorfních podmínkách stejná jako v podmínkách precipitace granátu z taveniny. Přednostně akomoduje těžké vzácné zeminy a diskriminuje ze své mřížky lehké vzácné zeminy. Jako příklad je uvedena distribuce vzácných zemin z eklogitů z ostrova Shikoku (obr. 5).

Významným rysem skupiny vzácných zemin je skutečnost, že se jejich množství v době metamorfózy nemění a že vzácné

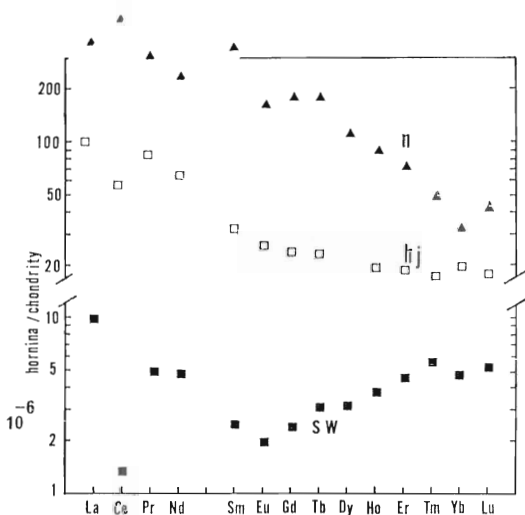


Obr. 6. Distribuce vzácných zemin mezi minerály gabra San Marcos. Ap — apatit, hb — amfibol, cpx — klinopyroxen, plg — plagioklas

zeminy zůstávají v průběhu progresivní metamorfózy „intaktní“ k chemickým změnám. Na hranici amfibolitové a granulitové facie, kde dochází k řadě dehydratačních reakcí (minerály s OH-skupinou nejsou stabilní) a kde může docházet také k parciálnímu tavení, chovají se prvky ze skupiny vzácných zemin jako typické inkompatibilní prvky a vstupují do vodou bohatých parciálních tavenin, například do „granitového minima“. Přednostně vstupují do taveniny lehké vzácné zeminy, avšak rovnováhy jsou z převážné části kontrolovány mineralogickým charakterem neroztaveného rezidu (bude-li například reziduální částí granátický amfibolit nebo eklogit, bude distribuce vzácných zemin odlišná od hornin, jejichž reziduálními komponentami bylo např. pyroxenické gabro, tj. plagioklas a pyroxen. Obecně se však soudí, že vzácné zeminy jsou jen omezeně pohyblivé či nepohyblivé během metamorfních procesů, a proto řada studií zabývajících se předmetamorfním substrátem hornin spoléhá na důkazy ze studia vzácných zemin.

Alterace mořskou vodou (zejména alterace vulkanických hornin například povrchu polštářů láv) bývá uváděna jako jeden z mála procesů, kdy dochází k výměně (redistribuci) vzácných zemin mezi mořskou vodou a horninami. U polštářových láv se předpokládá rovnováha jen mezi nejsvrchnějšími milimetrovými zónami polštářů, zatímco u klastických hornin je zřejmě díky podstatně většímu povrchu alterace rozsáhlejší, někde kompletní. Některé studie pak uvádějí analogie mezi složením mořské vody v recentu a mořské vody v dřívějších geologických obdobích, např. proterozoiku, a závěry jsou odvozeny právě ze studia vzácných zemin. Analogie charakteru distribuce v těchto horninách a v současně mořské vodě (srovnej obr. 7 a tab. 4) je vskutku pod-

manivá; v jiných studiích však je vliv mořské vody na bazalty popírán.



Obr. 7. Vzácné zeminy v sedimentech oceánského dna a v mořské vodě (sw). n — manganové nodule, hj — hnědé jílly, sw — mořská voda. Je nutné zaznamenat, že obsahy v mořské vodě jsou nepřesné, viz měřítko

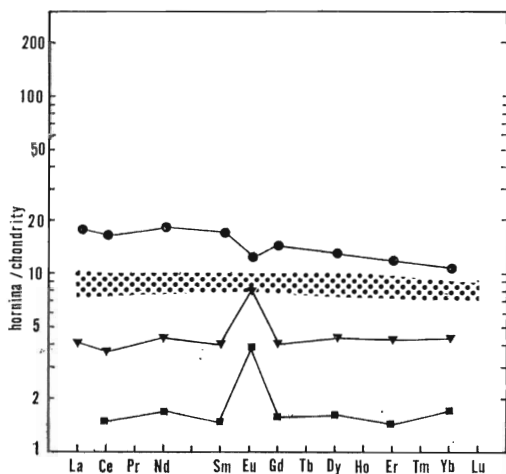
#### Vzácné zeminy v mořské vodě

Tab. 4

| prvek | obsah v ppb | doba setrvání (roky) |
|-------|-------------|----------------------|
| La    | 2.9         | 210                  |
| Ce    | 1.3         | 48                   |
| Pr    | 0.64        | 180                  |
| Nd    | 2.3         | 180                  |
| Sm    | 0.44        | 180                  |
| Eu    | 0.11        | 160                  |
| Gd    | 0.61        | 280                  |
| Tb    | -           | -                    |
| Dy    | 0.73        | 440                  |
| Ho    | 0.22        | -                    |
| Er    | 0.61        | 430                  |
| Tm    | 0.13        | 630                  |
| Yb    | 0.52        | 390                  |
| Lu    | 0.12        | 570                  |

## Distribuce vzácných zemin v plášti a kůře Země

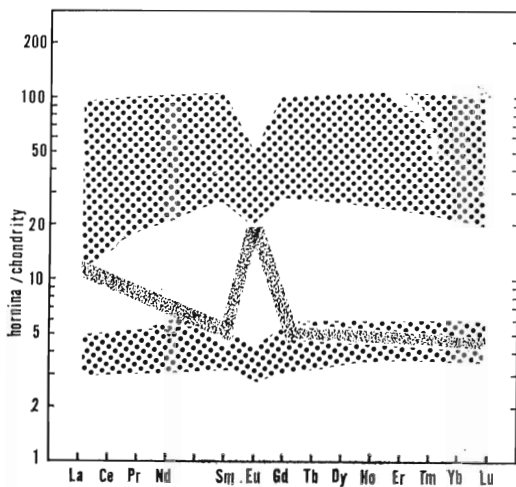
*Eukritické meteority.* Obrázek ilustruje distribuci vzácných zemin v eukritických meteoritech (eukrity jsou achondrity bazaltického složení, reprezentující povrch některého bazaltického tělesa; liší se izotopicky od měsíčních hornin, avšak struktury a textury jsou velmi podobné). Většina eukritů tvoří výrazný paralelní trend chondritovým množství, avšak koncentrace vzácných zemin jsou zhruba desetinásobně vyšší (obr. 8). Pouze tři dosud známé eukrity, mezi nimiž dominuje Stonařov-Stannern (německého jména pro stonařovský meteorit se dosud v odborné literatuře používá), tvoří výjimku. Stonařov má evidentní negativní europiovou anomálii, a může být proto pokládán za horninu frakcionovanou, z níž anebo z jejíhož primárního zdroje byl odstraněn



Obr. 8. Distribuce vzácných zemin v eukritických meteoritech (achondritech); hodnoty normalizované chondritovými množstvími. Zatímco většina eukritů má chondritický charakter distribuce vzácných zemin, meteorit Stonařov reprezentuje taveninu, ze které byl odstraněn plagioklas, zatímco Moore county a Serra de Mage reprezentují plagioklasové kumuláty

plagioklas. V charakteru distribuce vzácných zemin v meteoritech „Moore county“ a „Serra de Mage“ se objevuje pozitivní europiová anomálie, která svědčí o kumulativním charakteru těchto hornin, obohacených (proti původnímu zdroji) o plagioklas. Protože je známo, že plagioklas v tavenině bazaltického složení plave (vznáší se), mohou být tyto eukrity označeny jako „horní kumuláty“, zatímco ostatní eukrity zřejmě neprodělaly frakcionaci způsobenou krystalizací (a odstraněním nebo nahromaděním) plagioklasu (Basaltic volcanism study project).

*Měsíc.* Účinek krystalizace plagioklasu podobný eukritickým meteoritům je patrný z charakteru distribuce vzácných ze-

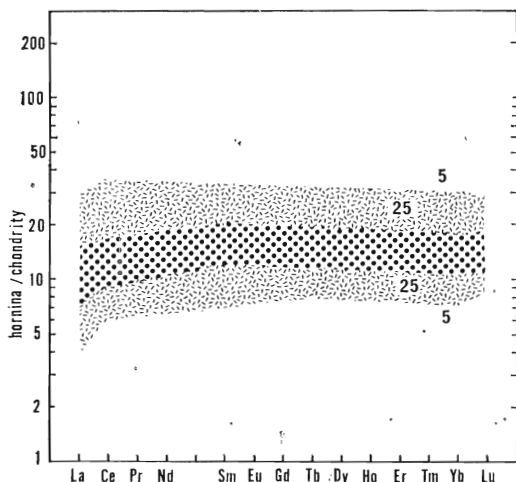


Obr. 9. Distribuce vzácných zemin v horninách měsíčního povrchu. V horním poli jsou křivky distribuce pro mořské bazalty. Rozptýlené hodnoty je značný a také rozsah europiové anomálie kolísá. Ve spodním šrafováném poli jsou pak zaneseny horniny moří, o kterých bylo jinými petrologickými argumenty prokázáno, že pocházejí z hlubších částí Měsíce (zelená skla atd.). Výraznou pozitivní europiovou anomálii mají horniny měsíčních pevnin, v tomto případě reprezentované bazaltickými členy (podstatně vyšší anomálie pak mají anortozitické členy horninové série pevnin)

min v horninách měsíčního povrchu (obr. 9). Starší části měsíčního povrchu, reprezentující primární kůru tohoto tělesa, mají významně zvýšený obsah Eu a svědčí o nahromadění plagioklasu. Bazalty oblasti lunárních moří mají charakter distribuce výrazně ochuzený o Eu, a protože pocházejí z hlubinného zdroje (z větší části mimo stabilitu plagioklasu), soudí se, že zdroj samotný je o Eu ochuzen a že zdroj mořských bazaltů (tedy plášť Měsíce) a měsíční kůra jsou vzájemně komplementární. Jako celek má však Měsíc chondritický charakter distribuce vzácných zemin, což lze odvodit z obsahu jiných nekompatibilních prvků, jako je Ba, Th, U atd., a z přímé korelace obsahů stopových a hlavních prvků v měsíčních horninách. Charakter distribuce vzácných zemin v bazaltech, které vznikly v hlubších částech Měsíce (které mají kumulativní povahu a mineralogické složení opx, cpx, ol), má menší „europiovou“ negativní anomálii (Taylor — Jakeš, 1974) (obr. 9).

**Plášť Země.** Charakter distribuce vzácných zemin v horninách, které pocházejí z pláště naší Země, ukazuje na podobnost s chondrity. Svědčí o tom obsahy vzácných zemin v horninách středooceánských hřbetů, o kterých se domníváme, že jsou přímým produktem plášťové diferenciace. Je nutné zaznamenat jemné rozdíly, které jsou pro petrologii pláště a kůry významné. Většina hornin středooceánských hřbetů (MORB) vytváří v diagramu normalizovaném chondrity rozsáhlé pole (viz obrázek 10), které je charakteristické malým ochuzením lehkými vzácnými zeminami.

Ze studia distribučních koeficientů je zřejmé, že taveniny vznikající parciálním tavením zdroje, který je tvořen pyroxenem, olivínem a spinelem, budou proto obohaceny lehkými vzácnými zeminami a v počátcích tavení (za předpokladu, že bylo dosaženo rovnováhy) bude množství

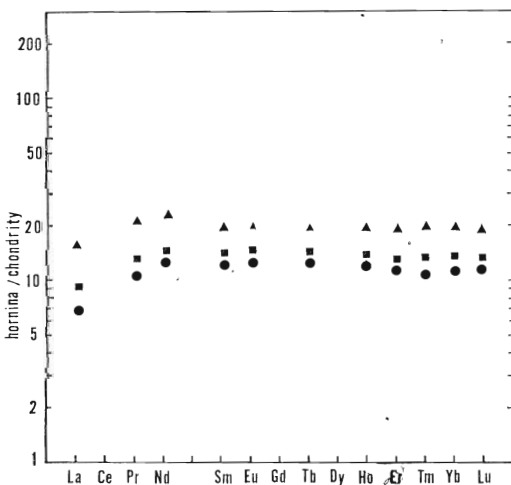


Obr. 10. Pole distribuce vzácných zemin v horninách středooceánských bazaltů. Číslo indikují frekvenci výskytu: do středního pásu spadá 40 % všech hornin středooceánských hřbetů. Zřejmé je ochuzení o lehké vzácné zemin

vzácných zemin v tavenině relativně velké. Při rozsáhlejší tavení pak dojde k „zředění“ tohoto množství; reziduum bude obohaceno o těžké vzácné zemin. Charakter distribuce vzácných zemin v peridotitech obsahujících spinel (olivín, pyroxen, spinel) ukazuje, že tyto parageneze (lherzolitové nodule) mohou být interpretovány jako pozůstatky (rezidua) parciálního tavení původního primitivního pláště. V případě, že bylo dosaženo rovnováhy mezi krystaly a taveninou, nelze však na základě distribuce vzácných zemin rozlišit, zda jde o neroztavené reziduum, tedy pozůstatek parciálního tavení, anebo o krystalový kumulát. Jako hornina mají tedy plášťové lherzolyty obsahující spinel (obr. 14) lehkými vzácnými zeminami ochuzený charakter. Těžké vzácné zemin jsou přítomny v chondritických anebo jen nepatrně vyšších nebo nižších množstvích. Také plášťové horniny, například vysokoteplotní intruze (Lizard) anebo i granátické peridotity Čes-

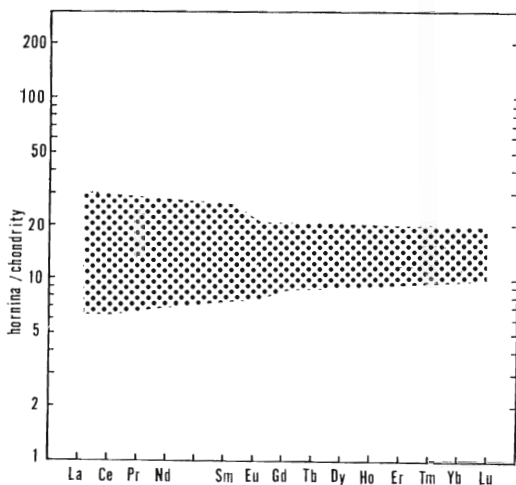
kého masívu, mají distribuci vzácných zemin charakteristickou ochuzením o lehké vzácné zeminy.

Tento rys je zřejmě charakteristický pro větší část dnešního svrchního pláště; a proto se soudí (nejen na základě studia vzácných zemin, ale zejména na základě studia izotopických poměrů Rb-Sr, Nd-Sm i dalších inkompatibilních a litofilních prvků), že svrchní plášť je „ochuzen“ o tyto elementy, a to právě o to množství nekompatibilních prvků (včetně vzácných zemin), které je v současné době koncentrováno v kůře. Ide o ochuzení toliko La, Ce a Pr (jak indikují tři příklady z oblastí hřbetu Juan de Fuca, Chilského hřbetu a z Východopacifické oblasti) (obr. 11). Tento rys, ochuzení o první tři lehké vzácné zeminy, je typický pro větší část dnešního svrchního pláště a předpokládá se, že indikuje „odstranění“ (ochuzení) lehkých vzácných zemin, spolu s dalšími nekompatibilními prvky při vzniku kůry (doba této události, ale i způsob



Obr. 11. Distribuce vzácných zemin ve třech horninách z rozdílných oblastí středooceánských hřbetů (Juan de Fuca, chilský hřbet, a východopacifický hřbet) ukazují, že ochuzení se týká toliko prvků La (Ce není zanesen) a Pr, zatímco u Nd jsou hodnoty vzhledem k chondritům a ostatním vzácným zeminám středooceánských bazaltů normální

— zda jednorázový či kontinuální — jsou předmětem diskusí, ve kterých právě prvky ze skupiny vzácných zemin, a zejména izotopická studia Nd-Sm a Lu-Hf, hrají podstatnou roli). Jen ojediněle se vyskytují horniny středooceánských hřbetů, které mají choditům subparalelní charakter distribuce vzácných zemin a které pocházejí z pláště neochuzeného (takové horniny středooceánských hřbetů jsou označovány jako anomální) (viz obr. 12).



Obr. 12. Charakter distribuce, který připomíná chondritické rozdělení, je u středooceánských bazaltů označen jako anomální. Ve šrafovaném poli se vyskytuje ca 85 % všech anomálních středooceánských bazaltů. Distribuční charakter tohoto typu vede ke spekulacím o „rozinkovém“ modelu svrchního pláště

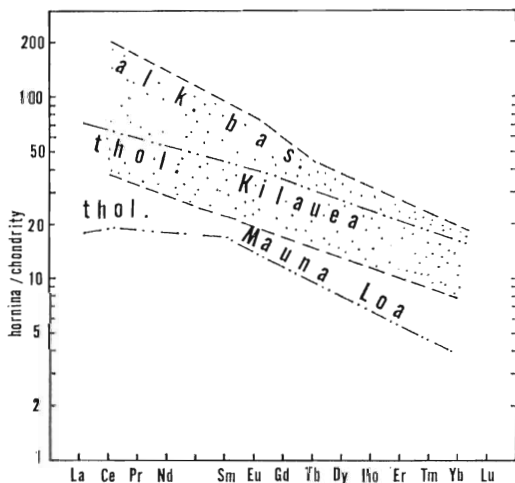
Z tohoto hlediska je významná i petrologická implikace chondritické (a lehkými vzácnými zeminami ochuzené) distribuce v středooceánských bazaltech pro mineralogické složení komplementárního rezidua, tedy materiálu, který zůstává v plášti Země. Také horniny komplementární MORB bazaltům neobsahují významný podíl minerálů, které radikálně mění charakter distribuce vzácných zemin

(neobsahují granát). Proto se předpokládá (i na základě jiných argumentů), že komplementárním materiálem jsou horniny obsahující olivín, pyroxen a spinel. Právě z tohoto důvodu se soudí, že horniny středoocéánských hřbetů mají původ v mělkých částech pláště, tedy v těch částech, kde není stabilní granátický peridotit, ale pouze spinel obsahující peridotit. Kdyby totiž pocházely ze zdroje, který obsahuje byť malé množství granátu, byly by lehké vzácné zeminy v tavenině (tedy bazaltu) obohaceny relativně k těžkým vzácným zeminám a křivky distribuce by byly podobné křivkám v obrázku 13, kde jsou prezentovány horniny Havajských ostrovů.

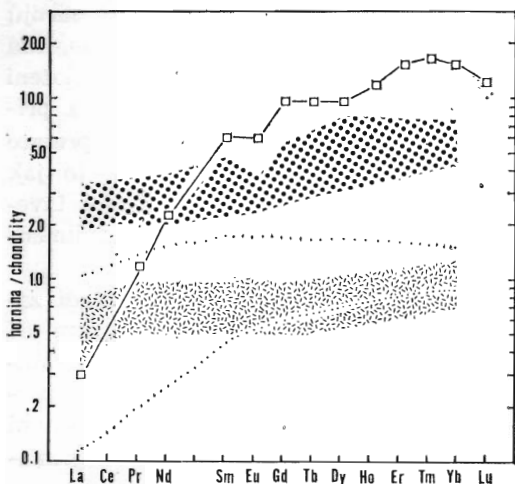
Z diagramu pro bazaltové horniny Havajských ostrovů (obr. 13) vyplývá, že i tholeiitové horniny z této oblasti jsou značně diferencovaně obohacené lehkými vzácnými zeminami, indikujícími původ v těch oblastech pláště, kde je pravděpodobně stabilní granát. Vyšší množství

lehkých vzácných zemin v alkalických bazaltech této oblasti může odpovídat menšímu rozsahu parciálního tavení (při pokročilejší připovrchové diferenciaci by frakcionace běžnými minerály — cpx, ol, opx — musela být značná a způsobila by výraznou změnu Fe/Mg poměru). Přesto však malý rozsah parciálního tavení může produkovat bazalty s vyššími obsahy lehkých vzácných zemin a reziduum tvořené pyroxeny, olivínem a spinelem může být svým charakterem shodné se „spinelovými lherzolitami“ bazaltických inkluzí.

Normalizované obsahy vzácných zemin v lherzolitech bazaltů obsahujících spinel jsou prezentovány v obrázku 14. Lehké vzácné zeminy jsou ve spinelových lherzolitech výrazně ochuzeny (a nebylo zatím nalezeno mnoho spinelových lherzolitů, které by měly chondritická množství lehkých vzácných zemin); jsou proto pokládány za útržky výrazně ochuzeného pláště, často „kumulativní povahy“. V tomtéž obrázku (14) jsou prezentovány i křivky distribuce vzácných zemin pro vysokoteplotní ultrabazickou intruzi typu Lizard a pro granátický peridotit a s nimi se vyskytující eklogity v Českém masívu. Z charakteru distribuce je zřejmé, že i granátický peridotit reprezentují „ochuzený“ plášť — Jakeš et al. (1984) to dokládají na řadě dalších inkompaktibilních prvků (Ba, K, Rb, Cs) — a že eklogitové pásy či eklogitová tělesa vyskytující se v asociaci s těmito peridotity nejsou „chybějící“ bazaltickou komponentou, která by měla reprezentovat z granátického peridotitu vzniklou taveninu, ale že mají podobně jako peridotity výrazně „ochuzený“ charakter. Eklogitové pásy reprezentují pravděpodobně granát-pyroxenické reziduum po extrakci čedičové taveniny, které v podmínkách kůry dosáhlo „metamorfnní eklogitové rovnováhy“. (Tento petrologický aspekt však z distribuce vzácných zemin nemůže být patrný.)



Obr. 13. Charakter distribuce vzácných zemin v horninách Havajských ostrovů. I primitivní taveniny, jakými jsou bazalty, mají zvýšené obsahy lehkých vzácných zemin, zřejmě v důsledku přítomnosti granátu ve zdroji těchto hornin

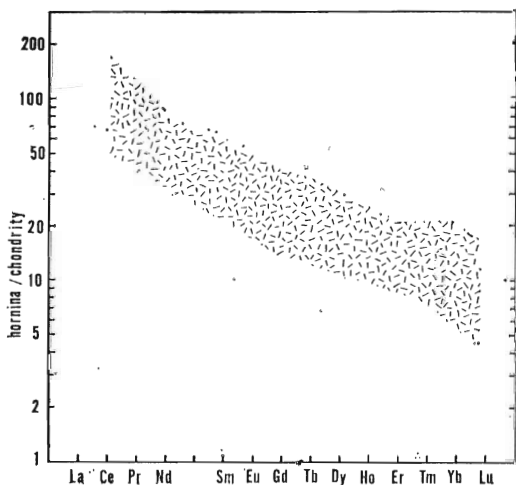


Obr. 14. Charakter distribuce vzácných zemin v některých ultrabazických horninách. Tečkami je ohraničeno pole lherzolitů obsahujících spinel, vyskytujících se jako inkluze v bazaltech, prázdnými čtverečky je znázorněna vysokotepelná intruze Lizard. Dolní šrafované pole reprezentuje granátické peridotity Českého masívu, zřetelně ochuzené o lehké vzácné zeminy, horní pole (s negativní europiovou anomálií) reprezentuje eklogity vyskytující se v asociaci s těmito peridotity. Z distribuce vzácných zemin je zřejmé, že eklogity nemohou reprezentovat „chybějící“ bazaltickou taveninu, „vypocenou“ z peridotitu.

Charakter distribuce vzácných zemin v horninách velkých bazaltových výlevů je podobně jako u tholeitů havajských obohacen o lehké vzácné zeminy (například dekanské trapy) (obr. 15), avšak diskuse, zejména na základě izotopického složení (Rb-Sr), vede k nejednoznačnému závěru o původu lehkých vzácných zemin v těchto horninách; mnohými autory jsou obsahy lehkých vzácných zemin pokládány za produkty kontaminace materiálem svrchní kontinentální kůry.

**Ostrovní oblouky.** Horniny ostrovních oblouků mají pestrout paletu množství i distribučních křivek vzácných zemin. Podobně jako u hlavních elementů i u vzácných zemin ukazují horniny na

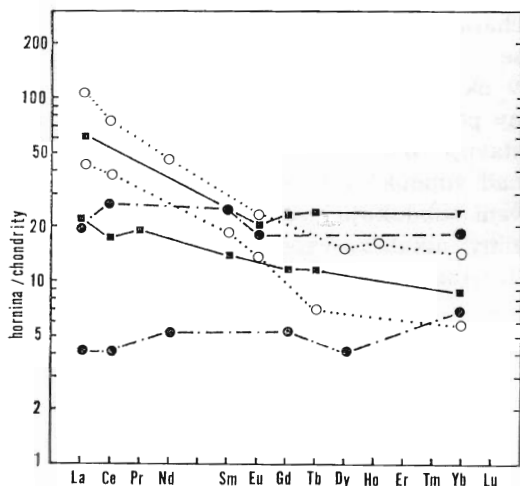
pravidelné uspořádání ve struktuře ostrovního oblouku. Charakter vzácných zemin v hrubých rysech koreluje s hloubkou Benioffovy zóny. Tholeitová série ostrovních oblouků byla právě na základě studia vzácných zemin definována (Jakeš — Gill, 1970) a vzácné zeminy limitují svým charakterem zdroj původu hornin, které se vyskytují v ostrovních obloucích v okolí vulkanické fronty; takové horniny pocházejí z primitivního zdroje a představují buď taveniny plášťového klínu nad subdukční zónou, anebo rozsáhlé tavení subdukující oceánické litosféry. Horniny alkalicko-vápenaté asociace však mají distribuční křivky obohacené o lehké vzácné zeminy. V těchto horninách existuje i korelace mezi obsahem nekompatibilních prvků (například K) a poměrem La/Yb, jež je měřítkem sklonu distribuční křivky, a tedy obohacení lehkými vzácnými zeminami. V každém případě indikují distribuční křivky přítomnost fází diskriminujících lehké vzácné zeminy



Obr. 15. Distribuce vzácných zemin v dekanských trapech. Podobný charakter distribuce lze pozorovat i u dalších velkých bazaltických výlevů (Columbia River Basalts, Karoo dolerity, sibiřské trapy atd.)



anebo rozsáhlé tavení již existujících o lehké vzácné zemin y ochuzených materiálů. Obrázek (16) ilustruje distribuční křivky „andezitových“ hornin ostrovních oblouků.

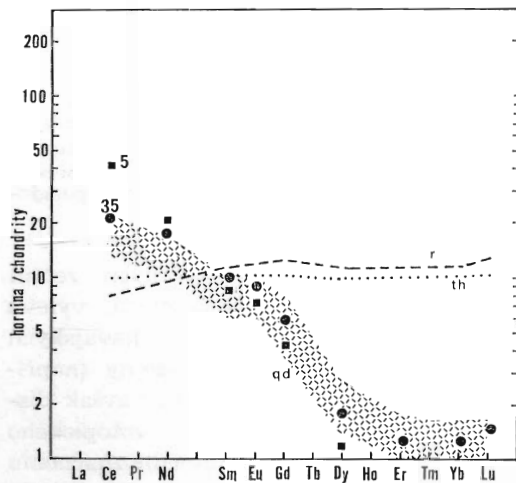


Obr. 16. Charakter distribuce vzácných zemin v horninách ostrovních oblouků. Plnými kroužky jsou vyznačena pole tholeiitických andezitů, čtverečky pole vápenatoalkalických hornin s nízkým nebo středním obsahem draslíku, prázdnými kroužky pole hornin vápenatoalkalické asociace s vysokými obsahy draslíku. (V diagramu nejsou zaneseny bazaltické ani dacitické horninové typy, ani horniny aktivních kontinentálních okrajů, pro které je charakteristické ještě značnější obohacení lehkými vzácnými zeminami)

**Kontinentální kůra.** Studium množství a distribuce vzácných zemin v horninách bazaltického složení, pocházejících pravděpodobně ze svrchního pláště, je jednoznačnější než v jednotlivých horninách kontinentální, zejména vyvinuté kontinentální kůry; do interpretace složení bazaltických hornin vstupuje menší množství „proměnných“; variabilita primárního zdroje je menší (plášť má obecně chondritová množství vzácných zemin a relativně dobře známou mineralogii, danou rovnováhou v systému peridotitů obsahujících

spinel nebo granát); množství zdrojů v kůře je podstatně větší a mineralogická variabilita odpovídá chemickému složení hornin kůry; je navíc komplikována přítomností vody, proto není interpretace hornin, které vznikly v kůře, a to jak magmatickým procesem (parciálním tavením ve spodní části kůry), tak sedimentárním procesem, jednoduchá.

Tak například Hanson (1978) uvádí zajímavý příklad použití vzácných zemin při kvantitativním modelování vzniku granitických hornin (křemenných dioritů) parciálním tavením tholeiitů s reziduálními fázemi eklogitového složení, tedy s granátem a klinopyroxenem. Příklad je ilustrován v obrázku 17 a ukazuje, jak nepatrně se změnil charakter distribuce rezidua proti původnímu složení a jak množství



Obr. 17. Příklad užití vzácných zemin pro výpočet modelového složení granitu z tholeiitového substrátu (viz text). Th — tholeiitová výchozí hornina, r — charakter rezidua (klinopyroxen a granát), čtverečky indikují hodnoty pro normalizované vzácné zemin y při 5 %-ním parciálním tavením, zatímco plné kroužky ukazují charakter distribuce při 35 %-ním parciálním tavením. Srafované pole reprezentuje skutečné přírodní horniny — křemenné diority (qd), které by měly vznikat na úkor tholeiitů

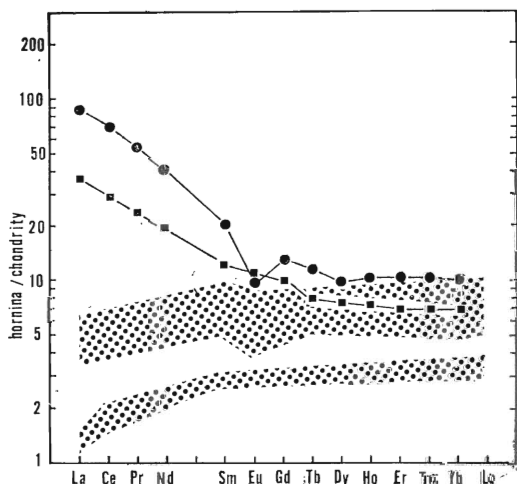
parciálního tavení výrazně ovlivní charakter distribuce lehkých vzácných zemin. Z tohoto příkladu je totiž zřejmé, jak důležitá je i znalost přesných distribučních koeficientů a jak proměnlivé distribuční křivky mohou vzniknout při parciálním tavení materiálu v kůře v závislosti na reziduálních fázích a množství parciálního tavení.

Jiný, v mnohém podobný příklad, uvádějí Tindle a Pearce (1983). Na základě analýzy autolitů a xenolitů v granitických horninách (analyzovány byly jak vzácné zeminy, tak řada dalších stopových prvků) odvozují vztahy mezi substrátem a taveninou, v tomto případě křemennými diority a drobami na jedné straně, na druhé straně pak granitickými horninami. Snaží se prokázat, že parciální tavení obou typů hornin vede sice ke granitickým (trondhjemitickým) taveninám, ovšem s rozdílnými křivkami distribuce vzácných zemin (v závislosti na charakteru distribuce v materiálu, který je podroben parciálnímu tavení).

Je proto důležité každý z analyzovaných případů hornin vzniklých v kůře posuzovat na základě znalosti „iniciálního složení“ (obvykle předpokládaného), distribučních koeficientů mezi jednotlivé minerály a geologické historie horniny. Pouhé srovnání distribučních křivek vzácných zemin a tvrzení o příbuznosti procesů, které vedly k jejich vzniku, zejména u hornin granitového složení, je z geochemického hlediska neopodstatněné a studium vzácných zemin je pak příliš nákladná hra bez pravidel. Je důležité znovu připomenout roli akcesorických minerálů, například apatitu, roli substrátu a charakter rezidia a tím i nutnost individuálního přístupu ke každé hornině, která prošla několikerou geochemickou diferenciací a není přímým a relativně jednoduchým produktem tavení či diferenciace v plášti.

Srovnání metamorfovaných ekvivalentů vyvřelých hornin, distribuce vzácných zemin mezi jednotlivé koexistující fáze a individuální a pečlivý přístup ke každé „analyticky“ náročné hodnotě je na místě.

*Kontinentální kůra.* Celkové složení kontinentální kůry je však relativně dobře známe a kontinentální kůra jako celek je komplementární svrchnímu plášti. Charakter archaické a recentní kontinentální kůry se liší nejen v množstvích, ale i v charakteru distribuce vzácných zemin i v přítomnosti europiové anomálie (obr. 18). Rozdíly byly v minulosti mnohokrát probírány (Jakeš — Taylor, 1974) a současná diskuse (McLennan et al., 1983) významně pomáhá při dešifrování otázky kontinentálního růstu. Ukazuje se například, že sedimentární horniny archaických komplexů (v Jižní Africe) jsou budovány několika magmatickými zdroji, že kůra obnažená v archaiku (před 3,3–3,6 miliardami let) byla o něco mafičtější než kůra dnešních kontinentálních oblastí a že procesy přetavení kontinentální kůry hrá-



Obr. 18. Souhrnný diagram pro typické reprezentanty archaické kůry (plné čtverečky) a recentní kontinentální kůry (plná kolečka). Šrafované pole reprezentuje archaické komatiity

ly v jejím vývoji roli až o něco později, například na hranici archaika a proterozoika. Výzkum vzácných zemin je v tom aspektu velmi vhodný, protože v sedimentárním procesu nedochází k jejich frakcionaci, a vzácné zeminy tak velmi dobře „dědí“ chemické charakteristiky primárního zdroje. Křivky distribuce jsou prezentovány v obrázku 18, kde jsou pro ilustraci charakteru archaické kůry zobrazeny, i křivky pro komatiity.

Také diskuse o charakteru spodní kůry, která se začíná objevovat v literatuře a která je vedena na základě geochemie nekompatibilních litofilních prvků (Maccarrone et al., 1983), získá na přesvědčivosti, budou-li v ní využity jedinečné vlastnosti distribuce vzácných zemin. Z diskuse je zřejmé, že část nekompatibilních elementů může být v horninách granulitové facie zachována, v jiném případě je odstraněna dehydratačními reakcemi; platí to o K/Rb a je zřejmé, že tento aspekt (regionální proměnlivosti přechodu amfibolitové a granulitové facie) může být osvětlen studiem spektra vzácných zemin.

Graf (1977) užil analýzy chování vzácných zemin v alterovaných vulkanických horninách provázejících masívní ložiska sulfidických rud a prokázal (byť poněkud nepřesvědčivě), že hydrotermální roztoky těchto ložisek nemají magmatický původ.

Současný vývoj ve výzkumu vzácných zemin je omezen analytickými možnostmi. Hmotnostní spektrometrie, instrumentální neutronová aktivační analýza jsou velmi náročnými analytickými metodami. Významného pokroku bylo dosaženo v užití iontové mikrosondy (či sekundární iontové hmotové spektrometrie). Současné práce naznačují, že se daří odstranit anebo minimalizovat efekt „komplexních molekul“ a spolehlivě určovat v malých množstvích vzácné zeminy (Metson et al., 1984). Znamená to, že v blízké budoucnosti bude možné analyzovat vzácné zeminy

„in situ“ v minerálech a pochopit tak v detailu procesy distribuce těchto prvků. Metson et al. (1984) byli schopni změřit obsahy vzácných zemin v horninotvorných minerálech (amfibolu, titanitu, zirkonu) v množstvích v některých případech menších než chondritových. Jsem přesvědčen, že rozvoj iontových sond přispěje geochemii toutéž měrou, jako elektronové mikrosondy přispěly petrologii.

*Poznámka:* Literatura týkající se problému vzácných zemin je velice rozsáhlá, a proto nemůže být prezentována v souhrnu; její výběr je tedy omezen. Ani příklady, které byly v tomto textu vybrány, neobsahují celou šíři aplikace vzácných zemin v petrologii. Příklady jsou voleny subjektivně, s ohledem na vlastní zkušenost autora tohoto textu.

#### LITERATURA

- Ahrens, L. H. 1952: The use of the ionization potentials. Part I. Ionic radii of the elements. *Geochim. cosmochim. Acta*, 2, p. 155—169.
- Apted, M. J. 1981: Rare earth element systematics of hydrous liquids from partial melting of basaltic eclogite: a reevaluation. *Earth planet. Sci. Lett.*, 52, p. 172—182.
- Balashov, Y. A. 1966: Differentiation of rare earth elements during magmatic process. In Vinogradov, ed.: *Chemistry of the Earth's crust*, vol. 1, p. 272—287.
- Basaltic volcanism study project: 1981: Basaltic volcanism on the terrestrial planets. *New York, Pergamon Press*, 1288 p.
- Coryell, C. D — Chase, J. W. — Winchester, J. W. 1963: A procedure for geochemical interpretation of terrestrial rare-earth abundance patterns. *J. geophys. Res.*, 68, p. 559—566.
- DePaolo, D. J. — Wasserburg, G. J. 1979: Petrogenetic mixing models and Nd-Sr isotopic patterns. *Geochim. cosmochim. Acta*, 43, p. 615—627.
- DePaolo, D. J. 1980: Crustal growth and mantle evolution: Inferences from of element transport and Nd and Sr isotopes. *Geochim. cosmochim. Acta*, 44, p. 1185—1196.
- Drake, M. J. — Weill, D. F. 1975: The partition of Sr, Ba, Ca, Y, Eu<sup>2+</sup>, Eu<sup>3+</sup> and other REE between plagioclase feldspar and magmatic silicate liquid: an experi-

- mental study. *Geochim. cosmochim. Acta*, 39, p. 689—712.
- Gill, J. B. 1982: Orogenic andesites and plate tectonics. Berlin, Heidelberg, New York., Springer, 390 p.
- Graf, J.L. 1977: Rare earth elements as hydrothermal tracers during the formation of massive sulfide deposits in volcanic rocks. *Econ. Geol.*, 72, p. 527—546.
- Hanson, G. N. 1978: The application of trace elements to the petrogenesis of igneous rocks of granitic composition. *Earth planet. Sci. Lett.*, 38, p. 26—43.
- Irving, A. J. 1978: A review of experimental studies of crystal/liquid trace element partitioning. *Geochim. cosmochim. Acta*, 42, p. 743—770.
- Jakeš, P. — Gill, J. B. 1970: Rare earth elements and the island arc tholeiitic series. *Earth planet. Sci. Lett.*, 9, p. 17—28.
- Jakeš, P. — Taylor, S. R. 1974: Excess europium in Archaean sediments. *Geochim. cosmochim. Acta*.
- Jakeš, P. — Jelínek, E. — Fiala, J. — Taylor, S. R. 1984: Major and trace elements in eclogites and their host garnet peridotites. Data from Bohemian Massif. *Contr. Mineral. Petrology (in print)*.
- Maccarrone, E. — Paglionico, A — Roturra, A. 1983: Granulite-amphibolite facies metasediments from the Serre (Calabria, Southern Italy): their protoliths and the processes controlling their chemistry. *Lithos*, 16, s. 95—111.
- Masuda, A. 1968: Geochemistry of lanthanides in basalts of Central Japan. *Earth planet. Sci. Lett.*, 5, p. 377—381.
- Mann, A. C. 1983: Trace element geochemistry of high-alumina basalt-andesite-dacite-rhyodacite lavas of the main volcanic series of Santorini volcano, Greece. *Contr. Mineral Petrology*, 84, p. 43—57.
- Metson, J. B. — Bancroft, G. M. — Nesbitt, H. W. — Jonasson, R. G. 1984: Analysis for rare earth elements in accessory minerals by specimen isolated secondary ion mass spectrometry. *Nature*, 307, p. 347—349.
- McLennan, S. M. — Taylor, S. R. — Erikson, K. A. 1983: Geochemistry of Archaean shales from the Pilbara Supergroup, Western Australia. *Geochim. cosmochim. Acta*, 47, p. 1211—1222.
- McLennan, S. M. — Taylor, S. R. — Kroner, A. 1983: Geochemical evolution of Archaean shales from South Africa. I. The Swaziland and Pongola supergroups. *Precamb. Res.*, 22, p. 93—124.
- Patchett, P. J. — Kouvo, O. — Hedge, C. E. — Tatsumoto, M. 1981: Evolution of continental crust and mantle heterogeneity: Evidence from Hf isotopes. *Contr. Mineral. Petrology*, 78, p. 279—297.
- Philpotts, J. A. — Schnetzler, C. C. 1970: Phenocryst-matrix partition coefficients for K, Rb, Sr and Ba with application to anorthosite and basalt genesis. *Geochim. cosmochim. Acta*, 34, p. 307—322.
- Shaw, D. M. 1970: Trace element fractionation during anatexis. *Geochim. cosmochim. Acta*, 34, p. 237—254.
- Taylor, R. S. — Jakeš, P. 1974: The geochemical evolution of the moon. *Proc. 5th Lunar Sci. Conf.*, 2, p. 1287—1305.
- Tindle, A. G. — Pearce, J. A. 1983: Assimilation and partial melting of continental crust: evidence from the mineralogy and geochemistry of autoliths and xenoliths. *Lithos*, 16, p. 185—202.
- Wildeman, T. R. — Condie, K. C. 1973: Rare earths in Archaean greywackes from Wyoming and from the Fig. Tree Group, South Africa. *Geochim. cosmochim. Acta*, 37, p. 439—453.

## ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI

V. Janotka — J. Lanc — V. Nosko: **Anomálne zóny Malých Karpát, Považského Inovca a ich geofyzikálny obraz** (Bratislava 3. 11. 1984)

V Malých Karpatoch sa na základe výsledkov geoelektrických meraní (VES, VDV) a gravimetrie podarilo na dvoch regionálnych profiloch (PF-I Košariská — Kujovčovo, PF-II Volhoviško — Lím bach) charakterizovať niektoré pozície mezozoických komplexov a kryštalinika, ako aj príznaky šupinovitej stavby. Výsledky doplní interpretácia mag-

netotelurických meraní, ktoré sa v súčasnosti spracúvajú.

V Považskom Inovci na základe výsledkov geoelektrických metód, gravimetrie (odkrytá mapa, normované gradienty, Kurkín, 1981), magnetometrie, leteckého variantu GSM a magnetometrie boli spoľahlivo vyčlenené stykové zóny paleozoika, mezozoika a kryštalinika, ich hĺbkové rozčlenenie a potvrdená aj šupinatost stavby jednotlivých geologických jednotiek. Niektoré interpretované závery vedú aj k lokalizácii ložiskovo nádejných zón (výsledky GSM) viažúcich sa na

štruktúrno-geologické prvky paleozoika (perm, karbón, ? devón) a kryštalinika. Medzi troma regionálnymi profilmi je reálna korelácia hlavne z hľadiska tektoniky a vyčlenenia niektorých štruktúrnych prvkov.

Výsledky z obidvoch vrchov možno pokladať za úspešné, ale zároveň sa objavil rad nových problémov a námetov. Novorealizované, resp. zamýšľané metódy a metodiky (magnetotelurické merania v Malých Karpatoch, odvodené polia pre vyššiu hustotu a Linsserova metóda v gravimetrii v Považskom Inovci) a dobrá geofyzikálno-geologická súčinnosť môžu poskytnúť nové pohľady na riešenú problematiku.

**A. Panáček: Nové poznatky z geofyzikálneho výskumu stredoslovenských neovulkanitov** (Bratislava 3. 11. 1983)

Referát demonštroval najnovšie výsledky geofyzikálneho výskumu stavby vulkanického aparátu Poľany a Javoria na troch regionálnych profiloch a detailného geofyzikálneho výskumu východne od Kalinky zameraného na riešenie metalogenetických problémov, ktorý nadväzoval na regionálny výskum.

Pri komplexnom spracúvaní geofyzikálnych údajov z oblasti vulkanického aparátu Poľana a Javorie sa rešpektovali nasledujúce závislosti:

1. V periférnej oblasti stratovulkánov (nepremenén horniny) sa s klesajúcim merným odporom hornín znižuje ich hustota a magnetizácia. Napr.: efuzíva, extrúzia — 100 až 500 ohmm, 2,4–2,5 kgdm<sup>-3</sup>, hrubouľomkovité vulkanoklastiká — 50 až 150 ohmm, 2,2–2,3 kgdm<sup>-3</sup>, tufty — tufty — drobnouľomkovité vulkanoklastiká — 10 až 70 ohmm, 2,0–2,2 kgdm<sup>-3</sup>.

2. V centrálnej zóne a v premenených oblastiach (propylitizácie, argilitizácie) s intenzitou premeny rastie polarizovateľnosť a hustota, klesá merný odpor a magnetizácia, s intenzitou silicifikácie rastie merný odpor a klesá magnetizácia a polarizovateľnosť.

V oblasti troch regionálnych profilov podľa geofyzikálnych prejavov autori v rámci Poľany vyčlenili periférnu a centrálnu zónu. Periférnou je oblasť medzi vonkajšími hranicami vulkanických hornín Poľany a kalderovým zlomom a stotožňujú ju so zlomom, na ktorom je výrazný pokles podložia. Centrálnu zónu rozdeľujú na vonkajšiu a vnútornú subzónu. Vonkajšia subzóna je charakteristická veľkou mocnosťou stratovulkánického komplexu, ktorý pri formovaní kalderového zlomu hlbšie poklesol a v ktorom sa vyskytujú diskordantné a konkordantné intrúzia. Vnútnu subzónu budujú prevažne

iba horniny intruzívneho komplexu (dioritový a ryodacitový porfýr a autoklastické intruzívne brekie).

Podobne možno charakterizovať aj stavbu vulkanického aparátu Javoria.

Výsledkom detailných geofyzikálnych prác východne od Kalinky je potvrdenie teórie zakoreňovania telies sekundárnych hydrokvarcitov a jeho lokalizácia. Okrem toho bolo možno interpretovať líniové polarizovateľné (pyritizované) polohy. Podľa ďalšej detailizácie sa ukázalo, že sa pyritizácia okrem objemovej impregnácie viaže aj na žilníkové, hniezdové, príp. komorové formy usporiadané do línie.

**J. Šefara — P. Džuppa: Niektoré nové geofyzikálne poznatky z oblasti zemľinského ostrova** (Bratislava 3. 11. 1983)

V rámci výskumnej úlohy Slovensko — uhlie — geofyzika sa roku 1981/1982 vykonali úvodné geofyzikálne merania v širšom okolí Veľkej Trne s cieľom pomôcť priestorovo vymedziť produktívne vrstvy antracitu a riešiť zložité tektonické pomery územia.

Komplikovaná geologicko-geofyzikálna interpretácia je odrazom zložitosti geologických pomerov lokality. Kvantitatívne interpretácia VES a geologické zhodnotenie geoelektrických vrstiev sú napriek relatívnemu dostatku vrtov často nejednoznačné. Potvrdili sa vrásovo-príkrvové a zlomové štruktúry. V oblasti čerhovského ostrova sa v podloží čerhovského súvrstvia zistil ďalší nízko odporový horizont, pravdepodobne zodpovedajúci produktívnemu súvrstviu. Zmapoval sa reliéf ťňanskkej depresie a potvrdil sa jej zlomový charakter. V severnej a východnej časti skúmaného územia, ktoré sa odporúčili na ďalší geofyzikálno-geologický prieskum, sú opísané oblasti s menej komplikovanou stavbou a pravdepodobným výskytom produktívneho súvrstvia blízko povrchu. Ako menej nádejná oblasť bolo označené širšie okolie kóty Čokáš.

Metodika geofyzikálneho prieskumu na vyhľadávanie produktívneho súvrstvia antracitu je v štádiu vývoja.

Metódy prieskumu VES, SOP, VDV sa osvedčili. Metóda VP poukázala na rad výrazných anomálií. Ak sa potvrdí korelácia anomálií VP s antracitovými polohami, metóda VP sa stane veľmi efektívnou. Prínos očakávame od sondážneho variantu VP. V ďalšom prieskume do komplexu geofyzikálnych metód zavedieme spontánnu polarizáciu (SP), magnetometriu a v obmedzenom rozsahu gamaspektrometriu.

D. Andrusov — O. Samuel (red.): **Stratigrafický slovník Západných Karpát. Zv. 1. A — K.** 1. vyd. Bratislava, Geologický ústav D. Štúra 1983. 440 s., 45 tab.

Medzi novými geologickými publikáciami sa objavil už dávno očakávaný recenzovaný slovník, resp. jeho prvá časť. Po dlhej príprave a tlači (dovedna 11 rokov) sa geologická verejnosť dočkala diela potrebného pre každého, kto sa geológiu aktívne venuje. Treba vysoko oceniť prácu zostavovateľského kolektívu (osobitne redaktora slovníka D. Andrusova a O. Samuela), ako aj rozhodnutie GÚDŠ, lebo sa podujali vydať unikátne trojväzbové dielo, ktoré sa isto stane na dlhý čas pomocníkom aj podnecovateľom ďalšieho rozvoja geológie Západných Karpát.

Po úvode, obsahujúcom aj prehľad o už vydaných stratigrafických slovníkoch, analyzuje kapitola Vývin stratigrafickej nomenklatúry a terminológie domácu, ale aj svetovú problematiku tejto citlivej oblasti. Z prehľadu vidieť, že stratigrafická terminológia je celosvetovým problémom, ale zásady jej tvorby sa predsa len kryštalizujú. Bolo by preto rozumné a prirodzené rešpektovať ich aj u nás a vedome vylučovať pokusy obchádzať ich či dokonca ignorovať. Nijako nemožno prijať konštatáciu, že súčasný trend „stratigrafického prehodnocovania“ dávno vžitých názvov vyvolá zmätok v geológii Západných Karpát v takej miere, že si geológovia nebudú navzájom rozumieť. Aj keď v prechodnom období „robenia poriadku“ v stratigrafickej nomenklatúre Západných Karpát naozaj vznikajú problémy a vynárajú sa nedoriešené otázky, najjednoduchšie východisko je v dôslednom rešpektovaní zásad stratigrafickej klasifikácie. Práve takéto zásady sú obsahom aj ďalšej kapitoly recenzovanej práce. Kapitola Princípy zostavenia stratigrafického slovníka čs. Karpát (práve z tohto podtitulu je čitateľovi jasné, že to nie je stratigrafický slovník Západných Karpát, ale iba ich čs. časti, a to napriek tomu, že sa názov Stratigrafický slovník Západných Karpát opätovne objavuje v úvode publikácie) by azda mala obsahovať aj vysvetlivky, resp. explikácie, ako treba so slovníkom či s heslami v ňom pracovať. Napr. na s. 39 sa píše, že „Jednotky, ktoré majú už len historický význam alebo z rôznych dôvodov pôsobi ich používanie dezorientujúco (napr. názvy niektorých „sérií“ — skupín), resp. sú vecne prekonané a nemali by sa v budúcnosti používať...“, ale už z porovnania napr.

hesla drnavská „séria“ a gelnická „séria“ nie je jasné, či sa nemajú používať celé heslá alebo iba slová v úvodzovkách. Prvé z uvedených hesiel sa už nepoužíva, kým v druhom sa iba časť „séria“ nahrádza novším názvom skupina. Ale vidí sa nám, že sa ani zostavovatelia slovníka nevyrovnali s termínom „séria“ jednoznačne. Možno to potvrdiť aj tým, že v texte komentujúcom heslá sa tento termín píše s úvodzovkami, ale aj bez nich (napr. na s. 270, 311 a i.).

Ďalšia nejasnosť súvisí s používaním „geografického názvu lokality...“ podľa dnes platného označenia“ pri pomenovaní stratigrafických jednotiek. Patrílo sa uviesť, čo je dnešná platnosť geografických názvov. Podľa nás majú kodifikačnú silu Geografické informácie, ktoré vydal Slovenský úrad geodézie a kartografie a ktoré sú záväzné pre všetkých používateľov geografických názvov. Upozorňujeme na to, že používať zastarané (dnes neštandardizované) geografické názvy, aj keď sú na topografických mapách staršieho vydania, nemožno. Preto napr. aj heslo dešťanský vápenec, pri ktorom redaktori upozorňujú na to, že jeho motivantom je názov istého kopca, nemôže byť korektný, pretože, ako uvádzajú Geografické informácie (8, 1976, s. 27), motivujúci je názov vrchu Doštianky. Ide teda o doštiansky vápenec.

V nasledujúcej kapitole Stručný prehľad geologickej stavby čs. Karpát mali zostavovatelia neľahkú úlohu na malej ploche a výstižne splniť cieľ, a preto ani čitateľ od nej nemôže očakávať úplnejšie údaje o geologickej stavbe. Ale aj tak sú tu aj nedopatrenia, napr. to, že sa v tab. 7 a 8 medzi základné tektonické jednotky zaraďuje aj zemplinkum a silicikum, o ktorých v texte tejto kapitoly (ani ďalej) niet ani zmienky. Pri termíne zemplinkum sa to dá vysvetliť aspoň tým, že sú autori textu a tabuľky odlišní, ale pokiaľ ide o silicikum, autor je ten istý.

V kapitole Základné črty stratigrafie a paleografie útvarov čs. Karpát pôsobí trochu rušivo, že sa v texte zjavujú názvy „sérií“, ako je jarabská, kokavská, tatranská, kým v tab. 7 sa uvedené názvy vôbec nepoužili, ale pre kryštalinikum je tam rad iných názvov. Ak sa už vo veporiku spomenula žula Kráľičky (charakterizuje sa tu ako osobitná žula?), bolo by bývalo adekvátne uviesť aj názvy iných žúl, a ak sa zo stratigrafického hľadiska uviedla jarabská (tatranská) a kokavská séria, bolo by bývalo vhodné uviesť aj superpozíčný vzťah, ako je to pri iných stratigrafických jednotkách.

Rozdiely pri komentároch v texte a tabuľkách nás vedú k myšlienke, či by nebolo bývalo vhodné a účelne zostaviť porovnávacie tabuľky rozličných litostratigrafických členení (podľa autorov) v rámci tektonických jednotiek, a to od najstarších až po súčasné. Čitateľovi by to uľahčilo orientáciu v heslách slovníka. Na druhej strane priloženým tabuľkám chýbajú vysvetlivky, resp. poznámky. Napr. v tab. 7 sú pod zemlinikom dve litostratigrafické členenia, takže čitateľ vlastne nevie, o čo ide (chýba tu označenie vyššej litotrastigrafickej jednotky — cejkovskej skupiny). V tej istej tabuľke by sa pri gemeriku dalo usudzovať, že drnavské súvrstvie patrí do rakoveckej skupiny a že sa meliatska skupina začína až spodným triasom (v tab. 8, kde je stratigrafia triasu, sa meliatska skupina nenachádza).

Základnú časť slovníka tvorí Abecedný zoznam stratigrafických jednotiek. V každom hesle sa uvádza miesto, od ktorého je názov odvodený, autor, charakteristika a korelácia s názvami, ktorými ten istý horninový súbor označili iní autori, vzťah jednotky k vyšším alebo nižším stratigrafickým jednotkám, ako aj synonymné názvy. Hodnotu väčšiny veľmi dobre spracovaných hesiel iste každý vysoko ocení. Ale aj tu možno nájsť nedôslednosti, ktoré by pri používaní hesiel a termínov mohli viesť k omylom. Napr. v perme gemerika je novoveské súvrstvie (s. 405 a tab. 7), ale aj novoveskohutské súvrstvie (s. 431). Ide o to isté súvrstvie, odvodené od mena obce Novoveská Huta, a preto správny názov by mal byť novoveskohutianske súvrstvie (podobne je utvorený aj názov hutianske súvrstvie na s. 353). Ak sa takéto názvy vidia ťažkopádne, autori by sa im mali vyhýbať už pri pomenúvaní stratigrafickej jednotky. V slovníku je čerchovská a čerhovská jednotka v paleogéne (s. 45 a 405), čo môže viesť k zámene s čerhovským súvrstviem v Zemplínskych vrchoch. Nesprávne sa uvádza názov haftanské vrstvy (s. 231 a 251), resp. haftianske vrstvy (s. 324), lebo motivantom je meno samoty Hatfa na S od obce Viničky na východnom Slovensku. Správny názov je *hatfanské* vrstvy.

Osobitne treba upozorniť na tvorenie adjektív typu rakovský — rakovecký, drienovský —

drienovecký a pod. Prvé z nich sú v plnom súlade s jazykovednou kodifikáciou, ale je pri nich zastretý vzťah k motivujúcemu názvu. Preto by v terminológii bolo treba rozlišovať napr. drienovské zlepence (tu by bol potenciálne motivantom Drienov) od názvu drienovecké zlepence (kde je motivantom Drienovec). Tak by sa odstránila homonymia adjektív, ktorá by mohla viesť k nedorozumeniam zásadného významu.

Slovník nevyriešil ani používanie adjektív utvorených od názvov na -ikum. Ak sa uprednostňuje termín gemerikum pred gemeridy, potom nemôže byť reč o gemeridnom perme, lež iba o gemerickom atď. Príklady tohto druhu uvádzame aj preto, že stratigrafický slovník bude slúžiť nie iba ako odborná pomôcka geológom, ale v širšom meradle. Podľa nášho náhľadu sa odbornovo-jazykovedné otázky mali vyriešiť už počas prípravy slovníka.

Pri korektúre bolo treba odstrániť úplne neopodstatnené odlišné zápisy, ako je napr. krakľovský (s. 47) — kraklovský (tab. 7, táto podoba je korektná), biriňské vrstvy (s. 278) — birinské (s. 223; táto podoba je správna), cergovská — cervovská vrchovina (s. 223), Zemplínsky ostrov — zemplínsky ostrov (s. 407, druhá podoba je korektná), medziterénne príkrovy (s. 43), viničianske — viničianske (s. 231 — druhá podoba je korektná) a i. Tento stav sa zrejme naprávi aspoň spoločnými errátami v 3. zväzku slovníka.

Aj keď možno uvažovať o tom, či slovník mal uviesť všetky publikované stratigrafické jednotky, napr. z paleozoika Spišsko-gemeriského rudohoria, predsa len napr. heslo črmeľská „séria“, používané v minulosti aj dnes, sa v ňom malo komentovať ako iné heslá.

Slovník vznikol azda v čase najväčších premien v stratigrafickej terminológii a nomenklatúre, a to sa na ňom muselo prejaviť. Bude nevyhnutné urobiť v poslednom jeho zväzku aj korektúry prvých dvoch dielov. Napriek istým nedostatkom je recenzovaný stratigrafický slovník Západných Karpát mimoriadne cenným dielom, po ktorom budú často siahať pracovníci všetkých geologických inštitúcií.

Pavol Grecula

### K nedožitým päťdesiatinám Jozefa Izsu



Uplynulo vyše roka, čo sme sa začiatkom marca 1983 na Martinskom cintoríne v Bratislave navždy lúčili s geológom a dobrým priateľom Jozefom Izsom. Medzi nami stačilo povedať len Jožo a všetci sme vedeli, o koho ide. Vlastne išlo, lebo smrť si ho vybrala uprostred najplodnejších rokov jeho životnej aktivity v službách IGHP, n. p., Žilina ako geológa hydrogeológa a manažéra.

Jozef Izso sa narodil 22. júla 1933 v Bratislave v skromnej robotníckej rodine. Už v mladosti vynikal usilovnosťou a húževnatosťou. Základnú školu ukončil roku 1948 v Bratislave, tam pokračoval aj v stredoškolských štúdiách na vyššej priemyselnej škole stavebnej, ktorú ukončil maturitou roku 1953. Univerzitné štúdiá skončil roku 1959 na Geologicko-geografickej fakulte UK v Bratislave ako promovovaný geológ.

Už ako stredoškolák sa zapájal do budovania Slovenska usilovnou prácou, za ktorú roku 1951 dostal vyznamenanie úderníka Priehrady mládeže.

Po skončení vysokoškolských štúdií (1959) začal ako promovovaný geológ pracovať v Geologickom prieskume, n. p., Spišská Nová Ves. Od roku 1961 pôsobil v terajšom IGHP, n. p., Žilina, kde sa postupne preorientoval na špecializáciu hydrogeológa. V nej potom aj ďalej úspešne pracoval a za dosiahnuté výsledky dostal roku 1976 rezortné vyznamenanie Najlepší pracovník geologickej služby. Od roku 1978 až do smrti pracoval vo funk-

cii odborného odborového geológa v IGHP.

Ako hydrogeológ riešil mnoho problémov spätých so získavaním vodných zdrojov. Zo závažnejších hydrogeologických správ vypracoval hodnotenie lokality Dolný Pial, Lubina, Martovce, Santovka, Veľké Kosihy, Zelený Háj, Zemianska Olča a i. V regionálnom rozsahu pracoval na probléme havarijných zdrojov vody po dunajskej povodni roku 1966 v okolí Kravian, Chotína a Komárna, úspešne vyhľadával vodné zdroje v území Kubra—Trenčín. Výsledky hydrogeologických prieskumov najrozsiahlejšie spracoval v záverečných správach Podunajská nížina — V. časť a Podunajská nížina — VII. časť, v ktorých sa ukázal ako erudovaný odborník — hydrogeológ. V rokoch 1981—1982 pracoval ako hydrogeológ v Nigérii. Dobrá znalosť cudzích jazykov a jemu príznačná iniciatívnosť mu umožnili významne sa zúčastňovať na zabezpečovaní vedecko-technickej spolupráce so zahraničnými organizáciami, kde si získal uznanie všetkých partnerov.

Z kruhu rodiny, priateľov a tvorivej práce v rámci geologickej služby IGHP, n. p., Žilina ho vyrvala nečakaná smrť 28. februára 1983.

Jozef Izso mal rád dobrých ľudí a svojím zdravým optimizmom im pomáhal prekonávať ťažkosti v práci a vo všednom živote. Pracovné povinnosti si plnil do poslednej chvíle svojho života, ktorý zasvätil práci v radoch tých, ktorí pomáhajú odkrývať bohatstvá našej zeme a využívať ich v prospech celej spoločnosti.

Zomrel v roku svojej päťdesiatky, ktorej sa už nedožil, ale my, ktorí sme ho poznali, si ho pre jeho statočnosť a nezištné priateľstvo v spomienkach zachováme.

A. Porubský, P. Tkáčik



## Naši jubilanti

### Prínos RNDr. Ľudovíta Ivana, CSc., do slovenskej geológie



Roku 1983 sa svojich sedemdesiatin dožil popredný budovateľ modernej slovenskej geológie a oživovateľ jej zabudnutej minulosti RNDr. Ľudovít Ivan, CSc.

Jubilant sa narodil 9. augusta 1913 na južnom Slovensku v obci Belek (dnes časť spojenej obce Podhájska, okres Nové Zámky). Základné vzdelanie získal v rodnej obci, reálne gymnázium vyštudoval v Bratislave, kde roku 1934 maturoval. Po maturite sa zapísal na Prírodovedeckú fakultu Karlovej univerzity v Prahe na odbor prírodopis a zemepis. Pred ukončením jeho štúdií bola Karlova univerzita zavretá (1939), a tak aprobáciu stredoškolského profesora získal v Bratislave.

Prvé roky svojej odbornej činnosti venoval pedagogickej praxi. Pôsobil ako profesor prírodopisu a zemepisu na Učitelskom ústave v Spišskej kapitule, na Gymnázium v Liptov-

skom Mikuláši a napokon v Bratislave. Roku 1946, v čase, keď sa začínal povojnový rozmach geologických vied na Slovensku, opustil učebné gymnázia a stal sa odborným pracovníkom Štátneho geologického ústavu v Bratislave. Pracoval na doktorskej dizertačnej práci a roku 1949 ju na pôde svojej alma mater na Karlovej univerzite v Prahe obhájil. Neskôr získal aj titul kandidáta geologicko-mineralogických vied (1967).

Zivotné dielo L. Ivana, ktorého ťažiskom bola geológia, je pestré a mnohostranné. Vedeckému výskumu sa začal venovať ešte ako stredoškolský profesor. Študoval travertíny a travertínové pramene, k čomu ho azda podnietilo jeho pôsobenie v Spišskej kapitule, blízko recentných travertínových žriedel na Sivej brade a fosílnych travertínov na Dreveníku (1, 5, 6, 37, 70). Poznatky o travertínoch zhrnul v prvej monografii o slovenských travertínoch (8). Po skončení vojny sa už ako odborný pracovník ŠGÚ vrátil do rodného kraja a skúmal geologické fenomény, stavbu, geologický vývoj a zdroje minerálnych vôd východnej časti Podunajskej nížiny (7, 9, 11, 14, 19, 27, 30, 34, 40, 41, 43). Opäť sa vrátil k téme svojich prvých výskumov, k travertínom a osobitnú pozornosť venoval najzaujímavejšiemu travertínu na Slovensku — levickému zlatému ónyxu (10). Upozorňoval na zdroje, zásoby a využívanie travertínu ako dekoratívneho kameňa (2, 3, 10).

Druhou oblasťou, ktorej geologickú stavbu jubilarant študoval, bola Rimavská kotlina. Sledoval najmä severnú časť kotliny s fosílnymi kryhovými zosuvmi strednomiocénnych andezitových vulkanoklastík a upozorňoval na možné nebezpečenstvo oživenia zosuvov (22, 29, 38).

Kus záslužnej vedeckej a odbornej práce vykonal L. Ivan pri vyhľadávaní nerastných surovín. Objavil a preskúmal ložisko keramických surovín a lignitu v Bátovskej kotline (30, 34), ktorého význam sa plne oceňuje až v súčasnosti, keď sa v súvislosti so svetovou energetickou krízou prehodnocujú domáce energetické zdroje a vypracováva sa technológia na využívanie pukanského lignitu. Ako jeden z mála geológov včas pochopil význam netradičných, moderných nerastných surovín a dal sa s plnou vervou

do ich vyhľadávania na východnom Slovensku. V okolí zemplínskeho ostrova (Zemplínske vrchy) objavil rad ložísk perlitu, bentonitu a iných keramických surovín, ktoré spolu so surovinami zabezpečovanými Ing. J. Slávikom, DrSc., tvorili surovinovú bázu nevyhnutnú na výstavbu dnes už rozvinutého keramického priemyslu na východnom Slovensku. Pri vyhľadávaní nerastných surovín študoval nielen ich kvalitu a kvantitu, ale venoval veľkú pozornosť základným geologickým otázkam východoslovenského neogénu, ktorý je nositeľom týchto surovín. Riešil otázky stratigrafického postavenia, veku a genézy keramických surovín a perlitov, prispel k riešeniu stavby neogénu v okolí Zemplínskych vrchov a na východnom úpätí južnej časti Slanských vrchov a objasnil niektoré otázky paleogeografie východoslovenského neogénu (46, 47, 48, 49, 50, 51, 52, 53, 55, 57, 61, 62, 64, 66).

Popri geologických výskumoch venoval L. Ivan pozornosť aj geomorfologickým javom (12). Podnikol viac ciest do zahraničia k brehu Baltu, Jadranu a na Kubu, kde študoval geologické fenomény, činnosť mora a vznik príbrežných sedimentov (35, 45).

Nie menšie zásluhy získal jubilant svojou organizačnou prácou v slovenskej geológii. Už v prvých povojnových rokoch pomáhal stavať slovenskú geológiu na vlastné nohy. Ako riaditeľovi Geologického ústavu D. Štúra (1952—1958) mu pripadla úloha znova vybudovať ústav, ktorý sa po nevhodných delimitačných zásahoch prakticky rozpadol (na sklonku roku 1951 väčšiu časť odborných pracovníkov preradili na pracoviská hlavných správ geologického prieskumu). Tejto ťažkej úlohy sa zhostil veľmi dobre. Má veľkú zásluhu o dostavbu novej budovy ústavu a v nej začal nanovo budovať oddelenia a laboratória, z ktorých mnohé úspešne pracujú dodnes. Jeho organizačné schopnosti sa využili pri výstavbe slovenského Geofondu. Pracovisko Geofondu viedol od konca roku 1964 a roku 1969 ho vymenovali za riaditeľa Geofondu s pôsobnosťou pre Slovensko. Organizoval a viedol výstavbu tejto novej organizácie. Podľa rastúcich potrieb a geologickej praxe zriaďoval nové organizačné jednotky Geofondu, rozšíril pracoviská a vybudoval nový, dôstojný stánok tejto organizácie, kde sa dnes zhromažďujú všetky základné údaje o geológii Slovenska.

Zaslúžil sa o rast a rozkvet Slovenskej geologickej spoločnosti, ktorej bol v rokoch

1965—1970 predsedom (60).

Popri výskumnej a organizačnej práci venoval jubilant osobitnú pozornosť histórii slovenskej geológie. Kriesil a súčasnej geologickej verejnosti aj celému národu pripomínal svetlú pamiatku prvých slovenských prírodovedcov — geológov. Na ich príklade ukázal, že v čase, keď veľké európske národy formovali geologické vedné disciplíny, aj z malého národa pod Tatrami vzišli význační geológovia a prírodovedci. Osobitne sa zaslúžil o vzkriesenie pamiatky prvého významného slovenského geológa Dionýza Štúra, riaditeľa Ríšskeho geologického ústavu vo Viedni (15, 16, 17, 20, 21, 69, 76), ktorého meno nesie geologický ústav v Bratislave a múzeum v Banskej Štiavnici. Tohto veľikána slovenskej geológie priblížil slovenskej mládeži knižnou publikáciou (71). Oživil aj spomienku na významného paleontológa slovenského pôvodu J. V. Rohona (78). Zhodnotil dielo a prínos pre slovenskú geológiu ďalších prírodovedcov: G. K. Zechentera (23, 24), J. B. Klemensa (31), J. A. Kornhubera (39), A. Kmefa (44) a J. V. Starohorského (42, 65, 72). Študoval a popularizoval históriu banskej akadémie v Banskej Štiavnici, jednej z najstarších baníckych vysokých škôl v Európe (25), priblížil osobnosti jej významných profesorov (33), najmä jedného z jej zakladateľov S. Mikovíniho a prvého profesora geologických vied Jána Pettku (54).

Študoval rukopisnú pozostalosť po významných na Slovensku pôsobiacich prírodovedcoch 19. storočia (26) a napísal históriu vzniku a pôsobenia geologických inštitúcií na Slovensku od roku 1918 do roku 1978 (73). Týmto prácami sa jubilant zaradil medzi prvých a popredných historiografov slovenskej geológie.

Záslužná je jeho práca v oblasti popularizácie geológie a jej histórie. Patrí medzi geológov, ktorí si našli cestu k mládeži aj k širokej verejnosti a ktorých zásluhou slovenská geológia prenikla do povedomia našich národov. Publikoval niekoľko vedecko-populárnych článkov s geologickou tematikou v Krásach Slovenska (6, 7, 11), v časopise Technik (2, 3, 4, 5, 13), Vesmír (35, 37), Svet vedy (45, 46), Príroda a spoločnosť (15), v deníku Slovenská politika, Práca a Kultúrnem živote. Bol spoluautorom diela o prírode Tatranského národného parku (32). Napriek angažovanosti vo vedeckom výskume a v organizácii geológie v jubilatovi nikdy nezabudla jeho pedagogická erudícia. Niektoré

z vedecko-populárnych článkov a knižných publikácií venoval mládeži (napr. 27, 71). Plodná bola jeho spolupráca s ministerstvom školstva. Napísal scenáre alebo ako odborný poradca spolupracoval na viac ako 25 náučno-vedeckých filmoch a 10 diafilmoch určených na výučbu v školách a na popularizáciu prírodných vied.

Záslužnú prácu jubilanta v odbore geológie viac ráz ocenili. Roku 1971 mu udelili vyznamenanie Za pracovnú vernosť a roku 1963 čestný odznak Najlepší pracovník geologickej služby. Okrem toho dostal rad čestných uznaní od Čs. spoločnosti pre geológiu a mineralógiu, od riaditeľa GÚDS, Keramických závodov, n. p., Košice, Slovenského banského múzea v Banskej Štiavnici, od IGHP Žilina a bola mu udelená pamätná medaila Ústredného ústavu geologického a Geologického ústavu D. Štúra.

Pracovný elán, vedecká a odborná fundovanosť a organizačné schopnosti predurčili jubilanta za jedného z budovateľov modernej slovenskej geológie. Jeho vynikajúce osobné vlastnosti — zmysel pre pracovitost, vytváranie dobrých medziľudských vzťahov, srdečný, priateľský a citlivý vzťah k spolupracovníkom, k ich požiadavkám, potrebám a práci — ho ako čestného, priameho a hlboko ľudsky dobrého človeka zapísali do mysle tých, ktorí s ním boli v pracovnom či spoločenskom styku.

Slovenská geologická spoločnosť, geologické inštitúcie, ktoré v minulosti viedol a budoval, všetci jeho spolupracovníci a celá geologická verejnosť mu vyslovujú úprimnú vďaku, obdiv a želajú do ďalších rokov života mnoho zdravia, pohody a vôle aj odhodlania naďalej znásobovať mnohoročné skúsenosti geológa na stránkach odbornej aj vedecko-populárnej tlače.

Dionýz Vass

Bibliografia RNDr. Ludovíta Ivana, CSc.

Práce z oblasti geológie

1. Ivan, L. 1941: Správa o výskumoch r. 1940. Bericht über die slowakischen Travertinvorkommen. *Geol. práce, Zoš. (Bratislava)*, 1, s. 30—34, s. 49—50.
2. — 1941: Kamenná ozdoba Bratislavy. *Technik Bratislava*, č. 10.
3. — 1942: Nejužívanejší obkladné a dekoratívne kamene bratislavské. *Technik (Bratislava)*, 2/10, s. 149—151.
4. — 1942: Vezuv. *Technik (Bratislava)*, 3/2, s. 24—26.
5. — 1943: Travertíny a travertínové jazierka na Slovensku. *Technik (Bratislava)*, 4/1, s. 88—91.
6. — 1942—1943: Dreveník, travertínový vrch. *Krásy Slovenska (Turč. Sv. Martin)*, 21/9—10, s. 223—226.
7. — 1943—1944: Geologické pomery Santova a Dudiniec. *Krásy Slovenska (Turč. Sv. Martin)*, 22, 4, s. 82—86.
8. — 1943: Výskyty travertínov na Slovensku. Die Travertinvorkommen in der Slowakei. *Geol. práce. Zoš. (Bratislava)*, 9, s. 1—71.
9. — 1947: Spráš a jej výskyt medzi dolným tokom Hrona a dolným tokom Žitavy. *Príroda (Turčiansky Sv. Martin)*, 2/9, s. 135—137.
10. — 1949: Levický zlatý ónyx — najkrajší európsky kameň. *Slovensko (Bratislava)*, 14, 7, s. 165—164.
11. — 1950: Sv. Beňadik a okolie. *Krásy Slovenska (Bratislava)*, 27/10, s. 228—230.
12. — 1951: Poznámky k vihorlatským jazerám. *Geol. zbor. (Bratislava)*, 2, s. 117—127.
13. — 1951: Vezuv, vrch krásy, hrôzy a vedeckých výskumov. *Technik (Bratislava)*, s. 24—25.
14. Ivan, L. — Mahel, M. 1952: Geologická stavba a minerálne pramene okolia Levíc. *Geol. práce, Zoš. (Bratislava)*, 32, s. 1—22.
15. — 1953: 60. výročie slávneho geológa Dionýza Štúra (1827—1893). *Príroda a spoloč. (Martin)*, s. 525—529.
16. — 1953: Dionýz Štúr — geniálny slovenský geológ. *Sborník prací k sedemdesátému narozeninám: Zdenku Nejedlému. Čs. akad. věd. Praha, Vyd. nakl. Čs. akad. věd*, s. 500—503.
17. — 1953: Práca a život Dionýza Štúra. *Geol. zbor. Slov. akad. věd*, 4/1—2, s. 3—49.
18. — 1953: Správa o geologickom mapovaní medzi Dolnou Slanou a Rimavou. *Geol. zbor. Slov. akad. věd*, 4/3—4, s. 825—837.
19. — 1953: Prehľad geológie v okolí Sv. Beňadika. *Krásy Slovenska (Bratislava)*, 30.
20. — 1953: Veľký prírodovedec Dionýz Štúr — žiak slávnej banskostiavnicekej Akadémie. *Samostatný zošit. Bratislava, Povereníctvo školstva*. 23 s.
21. Ivan, L. — Nový, J. M. 1954: Dionýz Štúr, život a dielo. *Martin, Osveťa*, 90 s.
22. — 1954: Správa o geologickom mapovaní v okolí Hodejova. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 1, s. 85—86.
23. Ivan, L. — Nový, J. M. 1955: G. K.

- Zechenter. Priekopníci našej prítomnosti. *Martin, Osveta*.
24. — — 1955: Dr. Gustáv Kazimír Zechenter, 1824—1908. *Geol. zbor. Slov. akad. vied*, 6, s. 5—17.
  25. — — 1955: K 185. výročiu štiavnickej Akadémie. *Naša veda (Bratislava)*, 2, s. 154—159.
  26. — — 1955: Niektoré rukopisné pozostalosti po význačných prírodovedcoch 19. storočia. *Sbor. Děj. přír. věd, Techn. (Praha)*, 2, s. 69—79.
  27. — — 1955: Správa o geologickom výskume v severnej oblasti Podunajskej nížiny. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 4, s. 127—134.
  28. Ivan, L. — Nový, J. M. 1955: Po zaviatych stopách. *Bratislava, Slov. nakl. detskej knihy*. 138 s.
  29. — — 1956: Správa o výskume v severnej oblasti Rimavskej kotliny. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 9, s. 64—73.
  30. — — 1956: Geologické pomery strednej časti Bátovskej kotliny. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 9, s. 74—83.
  31. — — 1956: Jozef Božetech Klemens (8. 3. 1817—19. 1. 1883). *Geol. zbor. Slov. akad. vied*, s. 136—142.
  32. Bystrický, J. — Dub, O. — Futák, J. — Hirš, M. — Ivan, L. — Korběl, L. — Lukniš, M. — Pelíšek, J. — Petrovič, Š. — Somora, J. 1956: Príroda Tatranského národného parku. *Martin, Osveta*. 112 s.
  33. — — 1957: Profesori geologických vied na štiavnickej Akadémii. *Geol. zbor. Slov. akad. vied (Bratislava)*, 8, 1, s. 5—27.
  34. — — 1957: Správa o prehľadnom geologickom mapovaní medzi Gondovom a Pečenicami, okres Levice. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 11, s. 116—120.
  35. — — 1958: Geologické javy na pobreží Jaderského mora. *Vesmír (Praha)*, 37/3, s. 83—86.
  36. — — 1959: O niektorých geologických javoch na pobreží Adriatického mora. *Geogr. čas. Slov. akad. vied*, 11, s. 93—110.
  37. — — 1959: Slovenské travertíny. *Vesmír (Praha)*, s. 226—227.
  38. — — 1959: Správa o geologickom mapovaní terciéru východne od rieky Slanej. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 15, s. 145—150.
  39. — — 1960: Dr. Juraj Andrej Kornhuber (1824—1905), zakladateľ Lekársko-prírodovedeckého spolku v Bratislave. *Geol. zbor. Slov. akad. vied*, s. 153—159.
  40. — — 1960: Poznámky k vývoju sarmatu s horninami diatomitického typu v Ipelskej tabuli. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 19, s. 125—130.
  41. — — 1960: Správa o geologickom mapovaní na top. pláne Želiezovce. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 20, s. 177—182.
  42. — — 1961: K osemdesiatke profesora Jána Volka Starohorského. *Geol. zbor. Slov. akad. vied*, 12, s. 145—148.
  43. Ivan, L. — Brestenská, E. — Buday, T. — Seneš, J. 1961: Sekcia C — neogén. *Zjazdový sprievodca XII. zjazdu Čs. spoločnosti pre mineralógiu a geológiu. Bratislava*, s. 86—109.
  44. — — 1962: Činnosť Andreja Kmefa v geologických vedách. Z príležitosti výročia jeho 120. narodenín. *Geol. zbor. Slov. akad. vied*, 13, s. 3—12.
  45. — — 1962: Geologické zaujímavosti z ostrova Rujana. *Svet vedy (Bratislava)*, 9, s. 298—304.
  46. — — 1962: Perlity — priemyselné suroviny dneška. *Svet vedy (Bratislava)*, 9, s. 660—663.
  47. Ivan, L. — Leško, B. 1962: Stratigrafická pozícia keramických surovín v neogéne a ich využitie. *Geol. práce, Zoš. (Bratislava)*, 63, s. 233—237.
  48. — — 1963: Geologická pozícia perlitov v južnej časti Zemplinských vrchov. *Spr. geol. výsk. v roku 1963 (Bratislava)*, 2, s. 143—145.
  49. — — 1965: Poznámky k bentonickým horninám v oblasti Michalany — Veľká Trňa. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 35, s. 73—86.
  50. — — 1965: Úvahy o hranici tortón — sarmat vo východoslovenskom neogéne. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 37, s. 55—64.
  51. — — 1965: Nové výskyty nerudných surovín v neogéne Slovenska. *Spr. geol. výsk. roku 1964 (Bratislava)*, 2, 116 s.
  52. — — 1965: Poznámky k vývoju východoslovenského neogénu vo vzťahu k nerudným surovinám. *Zbor. Východoslov. múz. v Košiciach, sér. A, geol. vedy, VI-A*, s. 73—94.
  53. — — 1966: Entstehung der Bentonite in der ostslowakischen Tiefebene. *Geol. zbor. Geologica carpath. (Bratislava)*, 17, s. 83—95.
  54. — — 1966: Ján Pettko, prvý profesor geologických vied na Štiavnickej akadémii. *Čas. Mineral. Geol.*, 11/3, s. 233—237.
  55. — — 1966: Úvahy o genéze východoslovenských bentonitov. *Čas. Mineral. Geol.*, 11/4, s. 424.
  56. — — 1966: Film ako moderná vyučovacia pomôcka v geológii. *Čas. Mineral. Geol.*, 11/4, s. 497.
  57. — — 1967: Einige Resultate der Rohstoff-Untersuchungen im slowakischen Neogene. *Spisy přírodověd. Fak. Univ. J. E. Purkyně, ser. G 10*, 482, S. 175—177.
  58. — — 1967: Genéza pieskov v južnej oblasti Malých Karpát. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 40, s. 129—135.
  59. — — 1968: The State geological documentation centre (Geofond). *Earth Sci. Rev. (Amsterdam)*, 4 pp. 53—54.

60. — 1969: Prehľad činnosti Slovenskej geologickej spoločnosti za funkčné obdobie 1965—1968. *Mineralia slov.*, 1, s. 68—70.
61. — 1969: Vývoj názorov na genézu montmorillonitov a ich akumuláciu. *Mineralia slov.*, 1, s. 156—158.
62. — 1969: Výskyty bentonitov na kontinentoch a ich stratigrafická pozícia. In: *Konferencie o využití bentonitů ve stavebnictví a geologickém inženýrství. Praha, s. 1—6.*
63. — 1970: Nové náhlady na genézu bauxitov a ich aplikácia na slovenský región. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 51, s. 211—222.
64. — 1970: O stratigrafickom začlenení bentonitových ložísk. *Geol. Práce, Spr. (Bratislava)*, 53, s. 173—183.
65. — 1970: Profesor Ján Volko Starohorský deväťdesiatročný, slovenský geológ. *Mineralia slov.*, 2—6, s. 171.
66. — 1970: Význam ílových hornín v kultúrnych etapách a o histórii bentonitov. In: *Bentonit — jeho použitie v potravinárskom a farmaceutickom priemysle. Pezinok, ČSTVS, Dom techniky Košice, s. 7—17.*
67. — 1971: Prehľad vývoja vrtných prác na Slovensku. Vývoj vrtacích a trhacích prác v baníctve na Slovensku. *Banská Štiavnica, Slovenské banské múzeum, s. 214—250.*
68. — 1971: Geologické a banské časopisy v Rakúsko-Uhorsku a ich vplyv na Slovenskú vedu. *Banská Štiavnica, Slov. banské múzeum.*
69. — 1974: K 80. výročiu smrti Dionýza Štúra. *Mineralia slov.*, 6/2 s. 173—177.
70. — 1975: Niektoré slovenské tranvertíny a ich ochrana. *Ochr. príř. (Praha)*, 15, s. 275—286.
71. Ivan, L. — Nový, J. M. 1976: Dionýz Štúr, bohatier vedy. *Bratislava, Mladé letá, 141 s.*
72. — 1978: Za Jánom Volkom Starohorským (1880—1977). *Mineralia slov.*, 10, s. 375—378.
73. — 1981: Vznik a činnosť geologických inštitúcií na Slovensku v rokoch 1918—1978. *Z dejín geologických vied na Slovensku. Banská Štiavnica, Slovenské banské múzeum, s. 226—285.*
74. — 1981: K stopäťdesiatemu výročiu narodenia D. Štúra. *Z dejín geologických vied na Slovensku. Banská Štiavnica, Slovenské banské múzeum, s. 192—210.*
75. — 1981: Prof. Eduard Horniš zomrel. *Geol. práce, Spr. 75 (Bratislava)*, 75, s. 7—11.
76. — 1981: Z korešpondencie významných prírodovedcov XIX. storočia s D. Štúrom. *Dejiny vied a techniky 14, Praha, Academia, nakl. Čs. akad. věd, s. 14—24.*
77. — 1983: Z dejín geologických výskumov v Malých Karpatoch. *Zbor. Slov. ban. múz., s. 143—153.*
78. — 1983: Univ. prof. dr. Jozef Viktor Rohon — vynikajúci slovenský paleontológ (k 60. výročiu úmrtia). *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 79, s. 21—23.

## Životné jubileum RNDr. Jana Kotásky



V prekotném běhu času a událostí uniklo pozornosti životní jubileum RNDr. Jana Kotásky. Jubilant se narodil 8. září 1929 v Hodoníně. Základní školu navštěvoval v Bratislavě a ve Strážnici. V letech

1941—1949 studoval na strážnickém gymnáziu, kde roku 1949 maturoval. K přírodovědě se dostal zásluhou prof. Sladkého, který se zabýval geologií. Po maturitě studoval geologii u prof. K. Zapletala na tehdejší Masa-

rykově univerzitě v Brně. Jeho diplomová práce se týkala „Geologie okolí obce Poník“ (1954). V roce 1968 předložil na Komenského univerzitě v Bratislavě u prof. D. Andrusova disertační práci „Perm Západních Karpat z hlediska paleomagnetických výzkumů a jeho stratigrafické začlenění“, kterou obhájil, a získal titul doktora přírodních věd. Během studií se zúčastnil geologických akcí v Bílých Karpatech (neovulkanity v okolí Uherského Brodu), v Rychlebských horách (Bílá Voda a okolí) a na Českomoravské vrchovině (Skutečsko). Na Slovensku pracoval v oblasti západních veporů. Po ukončení vysokoškolských studií v oboru geologie nastoupil roku 1954 do Geologického ústavu Dionýza Štúra v Bratislavě a pokračoval v práci v území mezi Lubietovou, Poníkami a Hrochotem. Později se zabýval tektonickou stav-

bou západní části Spišskogemerského rudohoří mezi Rožnavou, Štítníkem, Jelšavou a Lučencem. V roce 1960 přešel do Ústavu užité geofyziky v Brně, kde pokračoval ve studiích v oblasti gemerid, veporid a Západních Karpat. Tam též spolupracoval na kvalitativním vyhodnocení aeromagnetických a tíhových měření v měřítku 1:200 000. V Západních Karpatech se spolu s M. Krsem na základě paleomagnetismu pokusil o stratigrafické rozčlenění permských sedimentů od triasových. Výsledky prokázaly, že horniny chočského příkrovu byly vlivem alpské orogeneze rotovány. Tím se potvrdila příkrovová koncepce pro Západní Karpaty. Ve spolu-

práci s maďarskými geology byly paleomagneticky zpracovány permské horniny panonského bloku v tektonické jednotce Mecsek-Nagyörös, v centrálně transdanubské jednotce na Balatonu a v pohoří Bükk. Na Moravě se zabýval spolu s J. Weisssem stratografií metamorfítů v jz. části svratecké klenby.

V současné době pracuje dr. J. Kotásek jako provozní geolog u Železniční průmyslové stavební výroby v Uherském Ostrohu, kde zajišťuje nová ložiska pro těžbu kameniva.

Do dalších let mu přejí jeho přátelé hodně zdraví a úspěchů!

Tomáš Kruta

## ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI

V. Pašteka: **Interpretácia transformovaných polí v oblasti Západných Karpát** (Bratislava 3. 11. 1983)

Fourierove spektrá zvýrazňujú niektoré črty magnetických a tiažových anomálií, čo sa dá využiť na určenie hĺbky horného, ale niekedy aj spodného ohraničenia telies.

Hĺbková interpretácia magnetických anomálií sa použila na magnetickú regionálnu anomáliu tiahnúcu sa pozdĺž karpatského oblúka, kde sa na základe interpretovaných hĺbok určila približná hĺbka tzv. Curieho izotermy v skúmanej oblasti.

Pri štúdiu tiažového poľa Západných Karpát sa vykonal prepočet máp Bougerových anomálií v mierke 1:200 000 smerom hore. Z týchto máp sa urobila aj smerová filtrácia, čo umožnilo „odfiltrovať“ karpatské a potom predkarpatské štruktúry. Na základe analýzy týchto máp sa dá predpokladať platnosť teórie nasunutia karpatskej sústavy na stredo-európsku platformu.

Jozef Michalík: **Vývoj a štruktúra spoločenstiev triasových brachiopód** (Liptovský Ján, 18. 10. 1983)

Ekologická analýza brachiopódových faun ukazuje, že ich dnešná distribúcia nezodpovedá ich optimálnym biologickým potrebám. Tento stav trvá od veľkej krízy kmeňa na sklonku paleozoika. Permotriasová regresia spôsobila zmenšenie populácií a ich životného areálu; zníženie počtu spoločenstiev a ich taxonomickej diverzity viedlo k zníženiu

rýchlosti taxonomickej a kladogenetickej evolúcie, k urýchleniu fylogenetической evolúcie a vymieraniu.

Nestabilizované podmienky spodnotriasovej morskej sedimentácie viedli k vývoju primitívnych oportunistických spoločenstiev: len v oceánoch preživali archaické relikticky spolu s predkami moderných foriem brachiopód. Tieto fauny sú však veľmi neúplne známe: doteraz nepoznáme zástupcov viacerých čeľadí, ktoré permotriasovú krízu evidentne neprežili (strofomenidá, kranidiá, baziliolidá...).

Aniská transgresia urýchlila diverzifikáciu plytkovodnejších a hlbokovodných spoločenstiev v alpsko-karpatskej oblasti (siahajúcej cez Afganistan a Pamír po čínsku oblasť Huj-čžou) a dinaridnej oblasti (cez Himaláje po Indočinu). Vývoj v čínskej oblasti Cilianšañ a sovietskom Prímorí bol prechodom k postupne sa odlišujúcej boreálnej oblasti. Maximum spodnotriasovej transgresie v ladine sa odrážalo v prenikaní tetýdnych foriem do boreálu, v pokračovaní aniských línii vývoja, diverzifikácií a vyhraňovaní distribúcie tetýdnych spoločenstiev brachiopód.

Diferenciácia spoločenstiev triasových brachiopód vyvrcholila počas karnu. V čase, keď sa aj jednotlivé tetýdne oblasti skladali z mozaiky spoločenstiev, je pozoruhodné objavenie sa príbuzných typov v odľahlej notálnej a boreálnej oblasti. Vrchnotriasovú regresiu sprevádzal rastúci endemizmus. Z viacerých oblastí sveta však celkom chýbajú údaje napr. o norickej faune. Prestavba paleogeografického režimu počas starokimerskej orogenézy viedla na sklonku triasu k rastu oportunizmu, zníženiu diverzity brachiopód-

dových spoločenstiev a napokon k novej kríze vo vývoji kmeňa.

V čase náhlych zmien brachiopódové niche rýchlo vyplňali formy iných skupín, tolerantnejšie a prispôbovivejšie zmenám prostredia. Ale podrobná interpretácia vyžaduje venovať viac pozornosti paleobiocenotickému smeru štúdia, ktorý môže pomôcť vysvetliť rad teoretických paleontologických otázok, ale aj problémov mnohých príbuzných geologických odborov.

**Rudolf Rudinec: Paleofaciálna rekonštrukcia trefohorných panví východného Slovenska z hľadiska výskytu uhlia, ropy a plynu (Košice 14. 12. 1983)**

Paleofaciálny vývoj terciérnych bazénov od vrchnej kriedy po pliocén na východnom Slovensku bol demonštrovaný súborom paleogeografických máp.

Flyšovú sedimentáciu paleogénu prezentovali mapy rozšírenia vrchnej kriedy, spodného a vrchného paleogénu. Pri rekonštrukcii vývoja neogénneho bazénu na východnom Slovensku sa využili aj výsledky z karpatského vnútorného prehybu, lebo ten spolu

s bazénom tvorí tzv. transkarpatskú depresiu. Molasový vývoj transkarpatskej depresie demonštrovali paleogeografické mapy egeru, egenburgu, karpátu, spodného bádenu, stredného bádenu, vrchného bádenu, sarmatu, panónu a pliocénu.

Pri každom bazéne sa analyzovalo jeho možné prepojenie s morom, znosové oblasti, smer transportu materiálu a litofaciálneho vývoja ako odrazu prebiehajúcich tektonických udalostí. Pri neogéne sa zdôraznil bohatý podiel sopečných produktov na jeho výplni (až 25 %).

Z pohľadu ložiskovej geológie sa urobila stručná analýza možných výskytov uhlia, ktorého relatívne väčšie koncentrácie sa viažu hlavne na súvrstvia vyššieho sarmatu, panónu a pontu.

Z hľadiska výskytu živíc sa ukazuje, že aj predneogénne súvrstvia sú tu perspektívne — centrálnokarpatský paleogén sa javí ako nová ropno-plynová provincia. Ako perspektívne sa ukazujú aj sekvencie vonkajšieho flyšu — hlavne duklianskej jednotky.

Z neogénu sú doteraz najperspektívnejšie súvrstvia vrchného bádenu a spodného sarmatu, aj keď v okrajových častiach s väčším podielom detritickej zložky možno za nádejné pokladať aj spodnejšie členy výplne.

MINERALIA SLOVACA — časopis Slovenskej geologickej spoločnosti a slovenských geologickoprieskumných organizácií, ročník 16, číslo 3, jún 1984

Vydáva Geologický prieskum, n. p., 052 40 Spišská Nová Ves v n. p. ALFA, vydavateľstve technickej a ekonomickej literatúry, Hurbanovo nám. 3, 815 89 Bratislava, tel. 331 441 až 45.

Adresa redakcie: Geoprieskum — Mineralia slovaca, p. p. 7, Garbanova 1, 040 11 Košice, tel. 437 846. Vedúci redaktor: Ing. Ján Bartalský, CSc., zástupca: RNDr. Pavol Grecula, CSc. Vychádza 6-krát ročne. Tlačia Východoslovenské tlačiarne, n. p., Svermova 47, 040 67 Košice. Objednávky adresujte redakcii časopisu. Cena jednotlivého čísla Kčs 15,—, ročné predplatné Kčs 90,—. Imprimované 26. 6. 1984.

Subscriptions and correspondence concerning advertisements be sent SLOVART Ltd., Gottwaldovo nám. 6, 817 64 Bratislava.

The Mineralia slovaca is also available on an exchange basis. For details please write to the Editor Mineralia slovaca, P. O. Box 7, 040 11 Košice, Czechoslovakia.

© ALFA, vydavateľstvo technickej a ekonomickej literatúry, Bratislava 1984.

## ERRATA

Vinou autorov na str. 242 a 247 došlo k zá-  
mene textu obrázkov

Správny text je:

Obr. 8. Klasifikačný diagram drôb (Pettijohn — Potter — Siever, 1972) z vrtu Hanušovce-1. 1 — kremenné droby, 2 — arkózové droby, 3 — živcové droby, 4 — litické droby, 5 — (1000—6003) hĺbka odberu vzorky, K — kremeň, Ž — živce, UH — úlomky hornín

Fig. 8. Classification plot of lithic arenites (Pettijohn et al., 1972) from the Hanušovce-1 wildcat. 1 — subarcose, 2 — arcose graywacke, 3 — feldspathic graywacke, 4 — lithic arenite, 5 — sample depth, K — quartz, Ž — feldspar, UH — lithic fragment

Obr. 10. Klasifikačný diagram vápencového pieskovca (Konta, 1973) z vrtu Hanušovce-1. 1 — Vápencový pieskovec, 2 — kalcitovo-kremenný pieskovec, 3 — litoklasticko-kremenný pieskovec, 4 — litoklastický pieskovec, 5 — hĺbka odberu vzorky (1000—6003 m)

Fig. 10. Classification plot of calcarenites (Konta, 1973) in the Hanušovce-1 wildcat. 1 — calcareous arenite, 2 — calcic to siliceous arenite, 3 — lithoclastic to siliceous arenite, 5 — lithoclastic arenite, 5 — sample depth (1000—6003 m)



## Plán odborných akcií Slovenskej geologickej spoločnosti na II. polrok 1984

V II. polroku 1984 pobočky (Bratislava, Banská Bystrica, Košice, Spišská Nová Ves, Žilina) a odborné skupiny pri Ústrednom výbore Slovenskej geologickej spoločnosti v Bratislave (geofyzika, geochémia, hydrogeológia, inžinierska geológia, paleontológia, sedimentológia, zberatelia minerálov a skamenín) usporiadajú nasledujúce akcie:

### Bratislavská pobočka (predseda doc. RNDr. D. Hovorka, CSc.)

13. 9. 1984

L. Kamenický: *Geologická stavba kryštalinika Západných Karpát a korelácia so susednými oblasťami*. Zabezpečuje: D. Hovorka.

27. 9. 1984

Seminár 30. výročie založenia Geofondu (činnosť a zameranie, prehliadka pracoviska). Zabezpečuje: D. Hovorka.

18. 10. 1984

B. Leško: *Výsledky výskumu na ropu a zemný plyn v predneogénnych útvaroch Západných Karpát*. Zabezpečuje: D. Hovorka.

15. 11. 1984

D. Hovorka — P. Ivan — J. Spišiak: *Klátovská skupina a klátovský príkrov — nové jednotky vnútorných Západných Karpát*. Zabezpečuje: D. Hovorka.

29. 11. 1984

J. Kamenický — L. Kamenický: *K problematike prekambria v Západných Karpatoch*. Zabezpečuje: D. Hovorka.

### Geofyzikálna skupina (predseda RNDr. L. Pospíšil, CSc.)

8. 11. 1984

Geofyzikálny deň: *Nové poznatky z regionálnych geofyzikálnych meraní v Západných Karpatoch* (gravimetria, seizmika, hydrogeofyzika, hlbinná stavba, metalogenetické štruktúry). Zabezpečuje: L. Pospíšil.

### Geochemická skupina (predseda doc. RNDr. J. Jarkovský, DrSc.)

11. 10. 1984

M. Gargulák — J. Václav: *Pôdna geochemická prospekcia v Slovenskom rudohorí v podmienkach ložiskového oddelenia GÚDŠ Bratislava*. Zabezpečuje: K. Vrana.

J. Čurlík: *Zákonitosti geochemickej migrácie látok a procesy karbonatizácie v pokryvných sedimentoch*. Zabezpečuje J. Jarkovský.

23.—25. 10. 1984

Seminár *Rudníanske rudné pole* (geochemicko-metalogenetická charakteris-

tika). Miesto: Rudňany. Hlavný usporiadateľ: ČSVTS ŽB Rudňany. Spoluusporiadatelia: geochemická skupina pri SGS, Katedra geochemie a mineralógie PF UK Bratislava, pobočka SGS v Spišskej Novej Vsi. Zabezpečuje: J. Jarkovský.

22. 11. 1984

M. Khun: *Geochemický výskum čiernych bridlíc z niektorých lokalít Západných Karpát*. Zabezpečuje: J. Jarkovský.

I. Petrik: *Geochemia stopových prvkov v biotite (význam pre petrogenézu granitoidov)*. Zabezpečuje: K. Vrana.

6. 12. 1984

V. Hurai: *Alpínska metalogenéza v západnej časti Slovenského rudohoria a v Ľumbierskej zóne Nizkých Tatier*. Zabezpečuje: J. Jarkovský.

Hydrogeologická skupina (predseda RNDr. V. Dovina)

1. 11. 1984

L. Melioris: *Hydrogeologické poznatky z oblasti Madridu v Španielsku*. Zabezpečuje: F. Čech junior.

20. 12. 1984

Seminár *Problematika hydrogeologickej databanky* (zhodnotenie doterajších poznatkov z jej tvorby). Zabezpečuje: J. Kriripolský.

Inžinierskogeologická skupina (predseda RNDr. R. Holzer, CSc.)

19.—21. 9. 1984

Exkurzia: *Lokality na Morave a západnom Slovensku*. Zabezpečuje: R. Holzer.

25. 10. 1984

M. Matys: *Problematika laboratórneho a terénneho výskumu vlastností zemín v Škandinávii* (skúsenosti zo študijného pohybu). Zabezpečuje: R. Holzer.

3. 12. 1984

J. Vlčko — R. Adamcová: *Inžinierskogeologická optimalizácia v urbanizácii a v energetickej výstavbe*. Zabezpečuje: R. Holzer.

J. Jasenák: *Stabilita svahov povrchovej bane Lehota*. Zabezpečuje: R. Holzer.

Sedimentologická skupina (predseda Ing. R. Marschalko, CSc.)

2.—4. 10. 1984

I. Sedimentologické kolokvium: Pozostáva z celodenného seminára na tému *Sedimentárne prostredie karpatskej geosynklinály* a z 2-dňovej exkurzie s témou *Sedimentárne panvy na styku vnútorných a vonkajších Karpát a braďového pásma* (stredné a horné Považie, Orava). Zabezpečuje: R. Marschalko.

Skupina zberateľov minerálov a skamenenín (predseda RNDr. J. Miškovic)

15. 9. 1984

*Výmenná burza nerastov* (medzinárodná účasť). Miesto konania: Prešov. Zabezpečuje: J. Miškovic, M. Košuth.

**Banskobystrická pobočka** (predseda RNDr. M. Petro)

16. 10. 1984

Seminár *Aplikácia geofyzikálnych metód v geológii*. Zabezpečuje: M. Petro.

**Košická pobočka** (predseda RNDr. P. Grecula, CSc.)

September 1984

Fórum mladých: *Nové výsledky výskumu a prieskumu východoslovenských neovulkanitov*. Zabezpečuje: E. Kaličiaková, Z. Bacsó.

Október 1984

Kongresový deň: *Referáty účastníkov o svetovom geologickom kongrese v Moskve*. Zabezpečuje: P. Grecula.

November 1984

Inžinierskogeologický deň: *Problematica inžinierskogeologického výskumu a prieskumu Košickej kotliny*. Zabezpečuje: M. Kaličiak, A. Giret.

December 1984

Seminár: *Nové výsledky prieskumu v oblasti Rožňavy* (fáranie). Zabezpečuje: A. Abonyi.

**Spišskonovoveská pobočka** (predseda RNDr. M. Slavkay, CSc.)

September 1984

D. Cabala et al.: *Hydrogeologické poznatky z expertíznej činnosti v Jemene*. Zabezpečuje: D. Cabala.

November 1984

*Problematica vyhľadávania a prieskumu W rúd na Slovensku*. Zabezpečuje: M. Tréger.

December 1984

V. Závist: *Ložiská pyritových a medených rúd Kuby*. Zabezpečuje: J. Hurný.

**Žilinská pobočka** (predseda RNDr. K. Malatinský, CSc.)

20.—21. 10. 1984

Seminár *Problematica inžinierskogeologického prieskumu pri výstavbe vodo-hospodárskych a energetických diel*. Miesto konania: Ipeiský Potok. Zabezpečuje: M. Ingr.

J. Michel et al.: *Nové poznatky v geologickom prieskume nerudných nerastných surovín na severozápadnom Slovensku*. Zabezpečuje: S. Mikoláš.

*Cyklus prednášok prof. Ing. V. Mencla, DrSc. z oblasti inžinierskej geológie a geotechniky*. Zabezpečuje: M. Ingr.

O. Franko — O. Samuel

Harmonogram väčších akcií Slovenskej geologickej spoločnosti  
v II. polroku 1984

Tab. 1

| Druh práce                                   | Dátum akcie      | Usporiadajúca pobočka,<br>skupina (miesto)                          |
|----------------------------------------------|------------------|---------------------------------------------------------------------|
| Výmenná burza nerastov                       | 15. 9. 1984      | Skupina zberateľov<br>(Prešov)                                      |
| Fórum mladých<br>(VS neovulkanity)           | september 1984   | Košice                                                              |
| Exkurzia<br>(inžinierska geológia)           | 19.—21. 9. 1984  | Inžinierska geológia<br>(Záp. Slovensko, Morava)                    |
| 30. výročie založenia<br>Geofondu            | 27. 9. 1984      | Bratislava                                                          |
| 1. sedimentologické kolókvium<br>s exkurziou | 2.—4. 10. 1984   | Sedimentológovia<br>(Bratislava, stredné<br>a horné Považie, Orava) |
| Svetový geologický kongres<br>v Moskve       | október 1984     | Košice                                                              |
| Seminár (vodohospodárske<br>a energ. diela)  | 20.—21. 10. 1984 | Žilina (Ipeľský Potok)                                              |
| Seminár (rudnianske rudné<br>pole)           | 23.—25. 10. 1984 | Geochémia<br>(Rudňany)                                              |
| Geofyzikálny deň                             | 8. 11. 1984      | Geofyzika<br>(Bratislava)                                           |
| Inžinierskogeologický deň                    | november 1984    | Košice                                                              |
| Seminár (W rudy)                             | november 1984    | Spišská Nová Ves                                                    |
| Seminár (fáranie)                            | december 1984    | Košice (Rudňany)                                                    |
| Seminár (hydrogeologická<br>databanka)       | 20. 12. 1984     | Hydrogeológia<br>(Bratislava)                                       |

*Petr Jakeš*

Vzácné zeminy — mýtus a realita

283 Rare earth elements — myth and reality

RECENZIA

REVIEW

*Pavol Grecula*A. Andrusov — O. Samuel (red.): Strati-  
grafický slovník Západných KarpátA. Andrusov — O. Samuel (red.): Strati-  
graphic dictionary of the West Carpat-  
hians

303

KRONIKA

CRONICLE

*Anton Porubský — Pavol Tkáčik*

K nedožitým päťdesiatinám Jozefa Izsu

To the fiftieth anniversary of birth of the  
late Jozef Izso

305

*Dionýz Vass*Prínos RNDr. Ludovíta Ivana, CSc., do  
slovenskej geológieContribution of RNDr. Ludovít Ivan, CSc.  
to the Slovak geology

306

*Tomáš Kruta*

Životné jubileum RNDr. Jana Kotásk

310 Jubilee of RNDr. Jan Kotásek

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI

THE SOCIETY'S LIFE

Seminár Nové výsledky geofyzikálneho  
prieskumu Západných Karpát, s. 256, 267,  
268, 276, 301, 302, 311Seminary devoted to new results of geo-  
physical investigations in the West Car-  
pathians, p. 256, 267, 268, 276, 301, 302, 311*Jozef Michalík*Vývoj a štruktúra spoločenstiev triasových  
brachiopódEvolution and assemblage structures of  
311 Triassic brachiopods*Rudolf Kudinec*Paleofaciálna rekonštrukcia trefohorných  
panví východného Slovenska z hľadiska  
výskytu uhlia, ropy a plynuPaleofacial reconstruction of Cenozoic  
basins in Eastern Slovakia from the view-  
point of coal and natural hydrocarbon oc-  
currences

312

**VYDAVATEL:**

**SLOVENSKÁ GEOLOGICKÁ SPOLOČNOSŤ – BRATISLAVA**

**SLOVENSKÝ GEOLOGICKÝ ÚRAD – BRATISLAVA**

**INŽINIERSKOGEOLOGICKÝ A HYDROGEOLOGICKÝ PRIESKUM, N. P., ŽILINA**

**NAFTA, K. P., GBELY**

**GEOLOGICKÝ PRIESKUM, N. P., SPIŠSKÁ NOVÁ VES**

49 374

