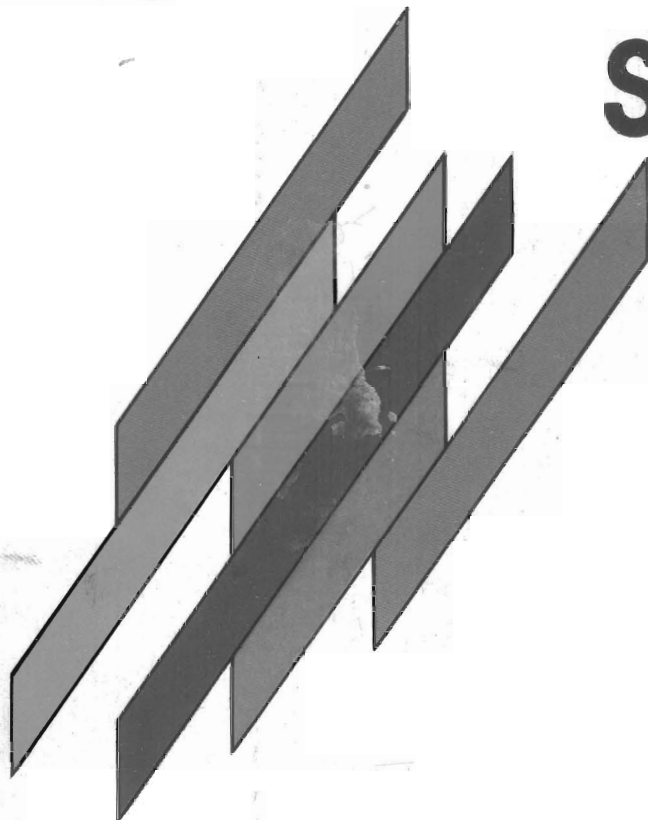


3/22/1990

Mineralia slovaca



vydavateľstvo **alfa** publisher

MINERALIA SLOVACA

Časopis Slovenskej geologickej spoločnosti a slovenských geologických organizácií
Journal of the Slovak Geological Society and of Slovak geological organizations

Vydáva Združenie Mineralia slovaca:

Geologický prieskum, š. p., Spišská Nová Ves; Geofond Bratislava; Geofyzika, š. p., Brno; Geologický ústav Dionýza Štúra Bratislava; Inžinierskogeologický a hydrogeologický prieskum, š. p., Žilina; Štátny podnik Naftový a plynárenský priemysel, koncern Bratislava; Rudné bane Banská Bystrica; Slovenská geologická spoločnosť Bratislava; Slovenský geologický úrad Bratislava; Slovenské magnezitové závody, š. p., Košice; Želzorudné bane Spišská Nová Ves

Published by Mineralia slovaca corporation:

REDAKTORI — EDITORS

Vedúci redaktor — Chief editor

Ing. Ján Bartalský, CSc.

Geologický prieskum

052 40 Spišská Nová Ves

Vedecký redaktor—Scientific editor

RNDr. Pavol Grecula, DrSc.

Geologický prieskum

Garbanova 1, 040 11 Košice

Redakcia — Office

Geoprieskum—Mineralia slovaca

p. p. 13, Garbanova I

040 11 Košice, ČSFR

REDAKČNÁ RADA — EDITORIAL BOARD

Predseda redakčnej rady — Chairman of Editorial board

RNDr. Rudolf Ďuďa
Geologický prieskum Košice

RNDr. Ing. Ján Burian, CSc.

Slovenský geologický úrad
Bukureštská 4, 817 62 Bratislava

Ing. Ivan Pagáč, CSc.
Naftový a plynárenský priemysel Bratislava

RNDr. Karol Egyűd
Geologický prieskum Spišská Nová Ves

RNDr. Eduard Köhler, CSc.
Geologický ústav SAV Bratislava

RNDr. Miroslav Račický, CSc.
Slovenský geologický úrad Bratislava

RNDr. Miroslav Harman, CSc.
Slovenský geologický úrad Bratislava

prof. RNDr. Ivan Kraus, DrSc.
Prírodovedecká fakulta UK Bratislava

Ing. Rudolf Rudinec, CSc.
Nafta Michalovce

prof. RNDr. Dušan Hovorka, DrSc.
Geologický ústav PF UK Bratislava

prof. RNDr. Ladislav Melioris, DrSc.
Prírodovedecká fakulta UK Bratislava

RNDr. Ondrej Samuel, DrSc.
Geologický ústav D. Štúra Bratislava

Ing. Mikuláš Ingr
IGHP Žilina

Ing. Alfonz Mihalič
Geologický prieskum, ATNS, Košice

RNDr. Miroslav Slavkay, CSc.
Geologický ústav D. Štúra Bratislava

Ing. Marián Jančura, CSc.
Želzorudné bane Spišská Nová Ves

prof. RNDr. Milan Mišík, DrSc.
Prírodovedecká fakulta UK Bratislava

RNDr. Pavol Tkáčik
IGHP Žilina

Ing. Jozef Karch
Slovenské magnezitové závody Košice

RNDr. Dušan Obernauer, CSc.
Geofyzika, závod Bratislava

RNDr. Imrich Varga
Geologický prieskum Košice

RNDr. Vlastimil Konečný, CSc.
Geologický ústav D. Štúra Bratislava

Ing. Peter Ondris
Rudné bane Banská Bystrica

RNDr. Dionýz Vass, DrSc.
Geologický ústav D. Štúra Bratislava

REDAKCIA — EDITORIAL STAFF

Technická redakcia

Mária Greculová

Jazyková redakcia

Magdaléna Čikovská

Administrácia

Mária Dryjová

Časopis Mineralia slovaca uverejňuje dosiaľ nepublikované originálne články, súhrnné referáty, recenzie, diskusie a krátke správy z regionálnej, ložiskovej, inžinierskej geológie, hydrogeológie a geofyziky. Príležitostne publikuje aj tematicky zameraný súbor článkov.

Podmienkou na uverejnenie článku je, že článok nie je súčasne zaslaný inému časopisu.

Zaslaním rukopisu do redakcie autor vyjadruje súhlas (za predpokladu, že článok bude uverejnený), že copyright preberá vydavateľstvo Alfa. Žiadna časť publikácie sa nesmie reprodukovat bez písomného súhlasu vydavateľstva Alfa.

The Journal Mineralia slovaca publishes up to now unpublished original papers, general reports, book reviews, discussions and short news on regional, economic and engineering geology and hydrogeology. The journal occasionally publishes also thematic selections of papers. The condition for publication of the paper is that it has not been contemporaneously submitted to other journal. By submitting the paper to the Editor the Autor expresses his agreement that in the case of publication the copyright is taken by the Alfa publishing company. No part of publication should be reproduced without written permission of the Alfa publishing company.

Manuscripts should be mailed to the scientific Editor.

Časopis vychádza šesťkrát ročne. Vydáva Geologický prieskum, š. p., Spišská Nová Ves vo Vydavateľstve technickej a ekonomickej literatúry Alfa, Hurbanovo nám. 3, 815 89 Bratislava.

Tlačia Východoslovenské tlačiarne, z. p., Švermova 47, 040 67 Košice. Objednávky vybavuje redakcia. Cena jednotlivého čísla Kčs 38,—, ročné predplatné Kčs 228,—.

The Mineralia slovaca is published six times a year. Subscriptions and correspondence concerning advertisements can be sent to 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 13, 040 11 Košice, Czechoslovakia.

Príspevok geofyzikálnych dát k riešeniu geologickej stavby a roponádejnosti juhovýchodného Slovenska

AUGUSTÍN ŠUTORA¹, BARTOLOMEJ LEŠKO¹, JOZEF ČVERČKO², JOZEF ŠRÁMEK¹

¹ Geofyzika, s. p., závod Brno, Poděbradova 102, 612 46 Brno

² Moravské naftové doly, k. p., závod Michalovce, Priemyselná 1, 071 01 Michalovce

(Doručené 30. 4. 1989, revidovaná verzia doručená 9. 11. 1989)

Contribution of geophysics to the solution of geological structure and forecasts of hydrocarbons in SE Slovakia

Geological interpretation of geophysical data along profiles A₂A₂', B₁B₁' and C₁C₁' indicated that the West Carpathian crust in Eastern Slovakia developed into its recent picture during all orogenic events of Alpine age initiating in the Upper Jurassic and terminating during Pleistocene by vertical movements of partial units and segments. This experience is probably valid for the entire West Carpathians as well.

In the time of orogenic processes during the Miocene when huge nappe structures originated at the expense of external flysch basins, only terminating nappe movements completed, or better devastated, the earlier nappes of the upper crust in internal Carpathians. Therefore after the Upper Miocene events it is almost impossible to localize the tectonic scar from which the Mesozoic Austroalpine nappes derived. In the recent gravimetric picture the Tatric, Krížna and Choč nappes remain but in the summit of frontal parts of an obducted crustal segment in the form of remnants hence neither their original southward extension may be assessed. Carbonate masses (mostly dolomite of model bodies No. 13" and 12" in profile B₁B₁') are considered to represent remnants of the Choč nappe group composing, between K_p = +33 to +60 km, the frontal part of the obducted segment in this profile. Such conclusion leads to the statement that scars after the paleogeographic source domains of Carpathian Mesozoic nappes have completely been destroyed far before the Miocene in the time of Mesozoic orogenic events of Paleogene age. The process led to the effacement of possible scars from the Carpathian arch similarly to the fate of Veporic and Gemeric units in the space of recent discontinuities Balaton—Darnó and Zagreb—Zemplin in Eastern Slovakia during the Miocene.

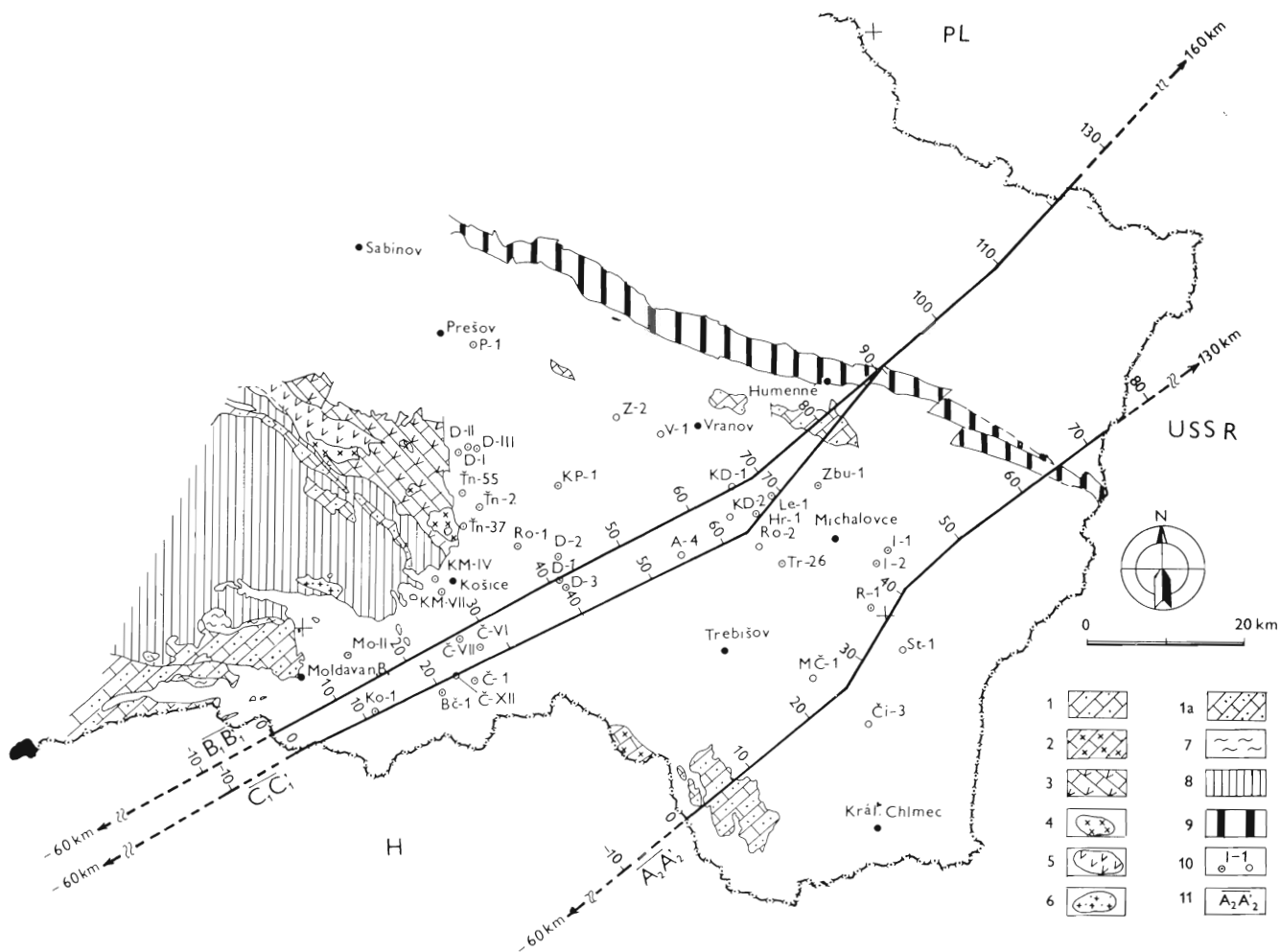
The question on the share of hydrocarbon migration from Mesozoic and older lithological complexes in the basement into elevation structures of Upper Miocene age in their cover remains unsolved. Densities point to the probability of this migration because such elevations between Lesné—Vranov n/T. — Zámutov and Hanušovce n/T. — Veľký Šariš — Levočské vrchy Mts. occur in favourable position above the Pre-Neogene framework. This favourable position is created by the foreground of the obduction surface of the southern crustal segment together with the presence of a crustal slab detached from the former southern margin of the North European platform in 5—6 km depths.

Úvod

Množstvo geofyzikálnych poznatkov z posledných rokov o plošnom a vertikálnom rozložení horninových mäs zemskej kôry spolu s geologickými poznatkami o povrchovej a podpovrchovej stavbe pieninského bradlového a flyšového pásma, humenského a zemplínskeho hrastu, ako aj výsledky vrtných prác z Východoslovenskej nížiny a Košickej kotliny umožňujú reálnejšie než predtým nahliadnuť do genézy kôry východnej časti Západných Karpát. Nové údaje o transporte litologicko-stratigrafických mäs pri posledných tektonických pohyboch prispievajú v podstatnej miere k riešeniu otázky roponádejnosti tohto regiónu.

Nové poznatky prináša aj komplexná analýza tiažových a geomagnetických dát z východoslovenskej

neogénnej panvy (obr. 10), v ktorej sme od povrchu predterciérnych litologických komplexov až po úroveň Moho-diskontinuitnej vrstvy vyčlenili niekoľko anomálnych prvkov a študovali sme ich vzťah k základnej geologickej stavbe. Na to sme zostavili odkrytú tiažovú mapu opravenú o tiažový prejav štruktúrnej diferenciácie na úrovni Moho-diskontinuit (obr. 2). Potrebnú korekciu sme urobili na základe údajov Šefaru et al. (1987). Medzi anomálne úseky patrí priestor smerom na východ od Prešova, priestor medzi Vranovom nad Topľou a Michalovcami a oblasť medzi Michalovcami a Ptruksou pri čs.-sovietskej hranici. Otázky vzájomných vzťahov anomálnych prvkov a ich genetickej závislosti od geologickej stavby sme riešili v súlade so skôr získanými poznatkami z pásma vnútorných a vonkajších Západných Karpát (Leško et al., 1980, 1982, 1985, 1988; Šutora et



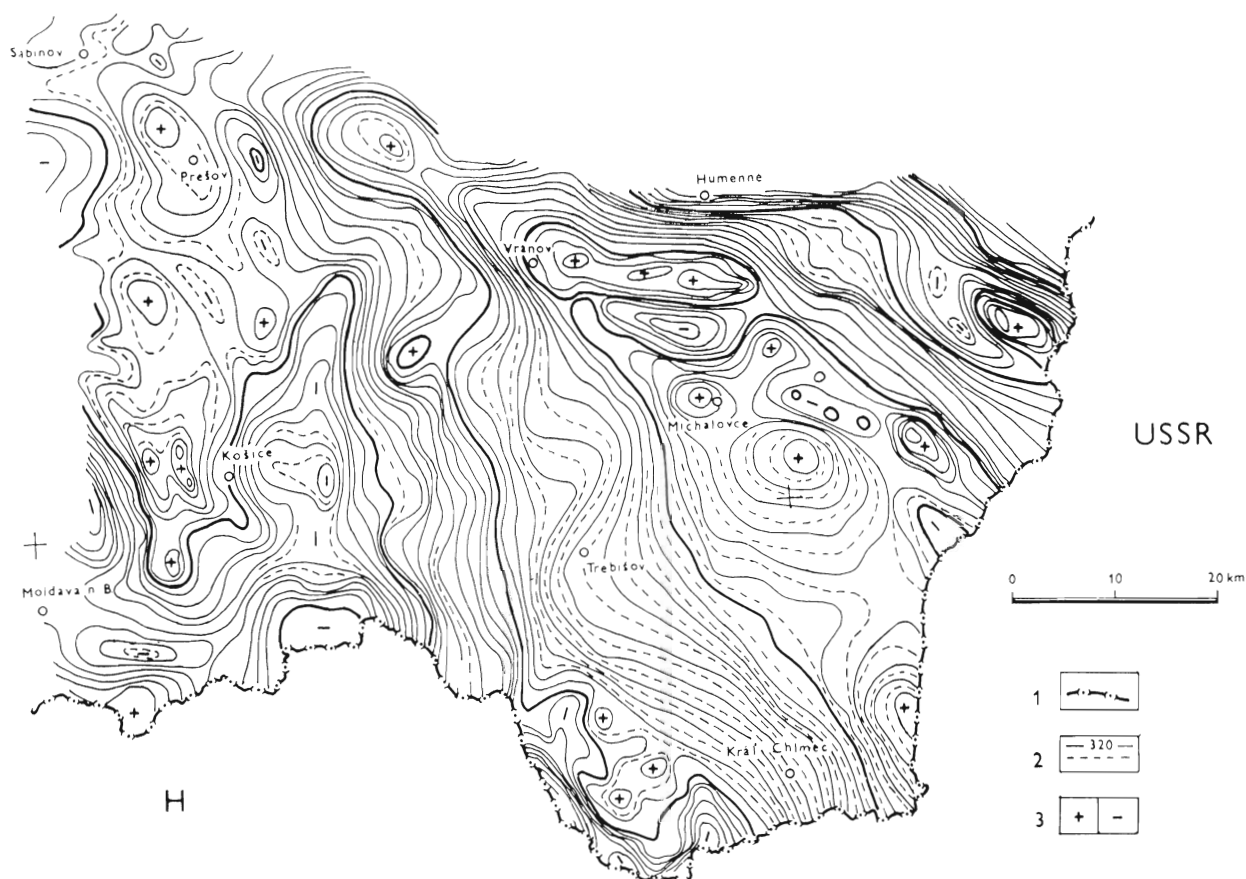
Obr. 1. Situácia geofyzikálne interpretovaných profilov A_2A_2 , B_1B_1 a C_1C_1 na geologickej schéme východného Slovenska (Leško a Šutura, 1988). 1 — karbonátové a pelitické súvrstvia vyšších mezozoických príkrovov južného kontinentálneho okraja karpatskej geosynklinály, 1a — vrchnopaleozoické až mezozoické súvrstvia zemplínskeho hrastu a Silickej planiny, 2 — paleozoické a staršie kryštalické bridlice a granity zemplínskeho hrastu, 3 — mezozoické a paleozoické, prevažne karbonátové súvrstvie, často metamorfované (dynamo-), 4 — granity, 5 — kryštalické bridlice paleozoika až proterozoika (3—5 — jednotky veporskej skupiny), 6 — mladé mezozoické granity, 7 — mezozoické, prevažne karbonátové súvrstvie, dynamometamorfované, s prvkami oceánskej kôry, 8 — paleozoické a staršie kryštalické bridlice a karbonáty s prvkami predmezozoickej oceánskej kôry (6—8 — jednotky gemerskej skupiny), 9 — pieninské bradlové pásmo, pelitické a flyšové súvrstvie, 10 — niektoré vrty, ktoré zastihli predterciérne podložie, 11 — interpretované geofyzikálne profile.

Fig. 1. Situation of geophysical profiles interpreted: A_2A_2 , B_1B_1 and C_1C_1 on geological sketch map of Eastern Slovakia (Leško and Šutura, 1988). 1 — carbonate and pelitic sequence of Upper Mesozoic nappes derived from the southern continental margin of Carpathian geosyncline, 1a — Upper Paleozoic to Mesozoic sequence of the Zemplín horst and of the Silica plateau, 2 — Paleozoic and older crystalline schist and granite of the Zemplín horst, 3 — Mesozoic and Paleozoic, mostly carbonate sequence, frequently (dynamo-) metamorphosed, 4 — granite, 5 — crystalline schist of Paleozoic to Proterozoic age (3—5 — units of the Vepor group), 6 — young Mesozoic granite, 7 — Mesozoic, mostly carbonate sequence, dynamometamorphosed with oceanic crustal elements, 8 — Paleozoic and older crystalline schist and carbonate with elements of Pre-Mesozoic oceanic crust (6—8 — units of the Gemeric group), 9 — the Pieniny Klippen Belt, pelitic and flysch sequences, 10 — some of drillings reaching the Pre-Cenozoic basement, 11 — geophysical profile interpreted.

al., 1982) na regionálnych profiloch A_2A_2 , B_1B_1 , C_1C_1 (obr. 1). Akceptovali sme tiež poznatky z prác: Šefara et al. (1987), Grecula a Együd (1977), Grecula a Hovorka (1987), Grecula a Varga (1979), Varga (1978), Fusán et al. (1987), Kilényi a Rumpler (1984), Fülöp et al. (1986, 1987), Tomek et al. (1987), Kázmér a Kovacs (1985) a ďalších autorov.

Základné varianty riešenia, transformované do

východiskových a následne reambulovaných hustotných modelov sme testovali pomocou 2,5 rozmernej Talwaniho úlohy na počítači ICL-PV Quatro. Hustotné heterogenity sme pozdĺž uvedených profilov modelovali do hustotne homogénnych telies polygonálneho prierezu, ktorých tretí rozmer (kolmý na smer profilu), bol ohraničený vzdialenosťou ± 25 km. Vzhľadom na pomery zistené v štruktúrnej individu-



Obr. 2. Odkrytá mapa tiaže opravená o tiažový účinok štruktúrnej diferenciácie na úrovni MOHO-diskontinuitného rozhrania (Šutura, 1988). 1 — štátne hranice, 2 — izanomálie delta g ($\mu\text{m} \cdot \text{s}^{-2}$).

Fig. 2. Stripped gravity map corrected by gravity effect of structural differentiation at the level of MOHO discontinuity (Šutura, 1988). 1 — state frontier, 2 — isoanomaly delta g ($\mu\text{m} \cdot \text{s}^{-2}$).

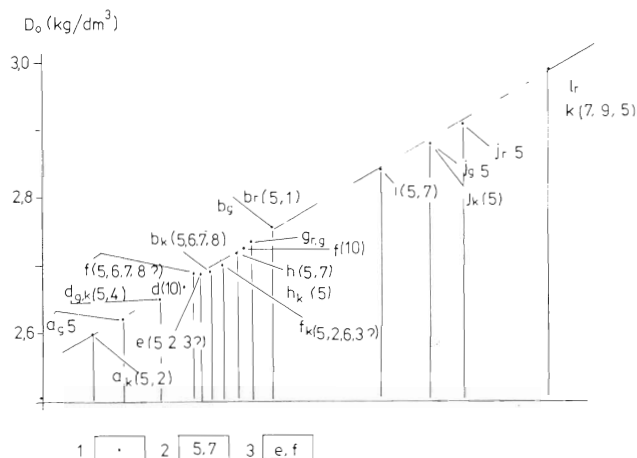
alizácii a diferenciácii horninového prostredia sme túto metódu použili pri zostavovaní litologických komplexov reliéfu predterciérneho podložia neogénnej panvy. V hlbších častiach kôry sme pre anomálne telesá aplikovali ohraničenie v treťom rozmere až ± 45 km. Pri finálnych modeloch dosiahnutá zhoda medzi tiažovou krivkou a vyrátaným tiažovým efektom nepresahovala $\pm 1,0$ mgl. Výsledky kvantitatívnej analýzy predkladáme vo forme čiastočne skrátených modelových rezov, hoci sme modelové riešenia analyzovali v intervaloch uvedených na obr. 1.

Hustotná charakteristika predterciérnych horninových komplexov

Fyzikálne parametre horninového prostredia, ktoré tvorí podpovrchovú a povrchovú stavbu zemskej kôry, sme stanovili z hustotných analýz vrtných vzoriek (Pichová, 1978—1988; Uhmanna a Angelidis, 1980) a z komplexnej práce Husáka (1987 in Šefara et al., 1987), ktoré sme transformovali do grafov (obr. 3, 4, 5, 6). Pre horninové komplexy širšieho územia

bradlového pásma sme použili výsledky z vrtu Hanušovce—1 (Borkovcová, 1983 in Leško et al., 1985) a pre flyšové pásmo poznatky Uhmanna et al. (1987). Tie nám potom umožnili určiť potrebné fyzikálne parametre veľkej časti terciérnych, paleozoických i starších horninových komplexov bradlového a flyšového pásma, ako aj podložia východoslovenskej terciérnej panvy.

Pri definovaní hustotného rozloženia hornín v spodnej časti zemskej kôry sme použili výsledky Vyskočila (1985). Ako počiatočnú — referenčnú strednú hustotu pre hĺbky od 10 km do 30 km sme použili hustotný parameter $D_0 = 2,80 \text{ kg} \cdot \text{dm}^{-3}$ a pre horniny z bezprostredného podložja Moho — diskontinuity $D_0 = 3,05 \text{ kg} \cdot \text{dm}^{-3}$. Hoci sme na množstve povrchových a vrtných vzoriek z územia Košickej kotliny a Východoslovenskej nížiny merali hustotné susceptibilitné a rýchlostné parametre, v geologickej interpretácii geofyzikálnych dát zostáva mnoho otvorených otázok. Príčinou je nielen málo petrografických a stratigrafických dát o hodnotení predterciérnych útvarov — zväčša alpínsky (dynamo-, anchi-) meta-



Obr. 3. Hustoty hornín mladšieho a staršieho paleozoika v gemerskom pásme. 1 — objemové hustoty (Do v $\text{kg} \cdot \text{dm}^{-3}$), 2 — označenie vrtov alebo povrchových odberov: 1 — Bočiar-1, 2 — Čaňa XII, 3 — Čaňa VII, 4 — Čaňa VI, 5 — povrchový odber s prijatými výsledkami Husáka (in Šefara et al., 1987), 6 — Komárovce IV, 7 — Komárovce IX, 8 — Komárovce VII, 9 — Košice-15, 10 — Čaňa-1; 3 — litologická charakteristika: ak — kremenitý porfýr karbónu, br — fylity rakoveckej formácie, bg — fylity gelnickej formácie, bk — karbónske fylity, d — kremenité pieskovce a droby, dkg — pieskovce — droby rakoveckej a gelnickej formácie, e — muskoviticko-sericitické bridlice, f — tmavé ilovité bridlice karbónu (fk), grg — karbonáty rakoveckej a gelnickej formácie, h-hk — vápence karbónskeho veku, i — dolomity karbónskeho veku, j — diabázy, k — magnetizy, l — amfibolity.

Fig. 3. Rock densities of Upper and Lower Paleozoic age in the Gemic belt. 1 — volume density (Do in $\text{kg} \cdot \text{dm}^{-3}$), 2 — sample site (drilling or surficial): 1 — Bočiar-1, 2 — Čaňa XII, 3 — Čaňa VII, 4 — Čaňa VI, 5 — surficial sample with acquired result by Husák (in Šefara et al., 1987), 6 — Komárovce IV, 7 — Komárovce IX, 8 — Komárovce VII, 9 — Košice-15, 10 — Čaňa-1; 3 — lithology: ak — quartz porphyry, Carboniferous, br — slate, Rakovec Group, bg — slate, Gelnica Group, bk — slate, Carboniferous, d — quartz arenite and greywacke, dkg — sandstone and greywacke, Rakovec and Gelnica Groups, e — muscovite-sericite shale, f — dark argillaceous slate, Carboniferous (fk), grg — carbonate, Rakovec and Gelnica Groups, h-hk — limestone, Carboniferous, i — dolomite, Carboniferous, j — diabase, k — magnetite, l — amphibolite.

morfovaných, ale predovšetkým geologická zložitost konštelácie študovaného územia. V tomto priestore sa zbiehajú línie alpsko-karpatských diskontinuit, čím vytvárajú stret západokarpatských a juhoalpských segmentov kôry (Kázmér a Kovacs, 1985) počas neoalpínskeho dotvárania stavby s ďalekosiahlym transportom vrchnokôrových litologických más smerom na sever a SV.

Nové petrografické analýzy Hovorku (1987 a 1988, ústne oznámenie) uvádzajú v tejto oblasti nové údaje o vzťahu magnetickej susceptibility k hustotným parametrom niektorých dynamometamorfovaných litologických sledov. Napríklad z petrografického opisu vzoriek z vrtov Iňačovce—3, Rebrín—1, Blatná Polianka—1, Zbudza—1 je zrejmé, že tam ide o horninové zoskupenie (dynamometamorfované pe-

lity, mramorizované vápence, kalcitické bridlice, „schistes lustrés“, serpentinity, ultrabázické vulkanity a vulkanické sedimenty) pochádzajúce z oblasti s oceánskou kôrou, ako napr. penninské jednotky Západných Álp. Hmotnosť týchto hornín obyčajne kolíše v závislosti od magnetickej susceptibility, ktorú zasa podmieňuje charakter metamorfózy minerálov, ako serpentinizácia, rekryštalizácia a tektonizácia horninového prostredia v dôsledku kinetických mechanizmov v čase mezo- až neoalpínskych orogénov (Leško et al., 1988).

Napr. peridotity z vrtu Zbudza—1 (obr. 6) pri susceptibilite $\gamma = 64\,000 \cdot 10^{-6}$ (SI) vykazujú hmotnosť $Do = 2,84 \text{ kg} \cdot \text{dm}^{-3}$. Ale pri hodnote $\gamma = 127\,000 \cdot 10^{-6}$ (SI) je ich hmotnosť $Do = 2,60 \text{ kg} \cdot \text{dm}^{-3}$. Podobnú závislosť medzi hmotnosťou a magneticou susceptibilitou sme zistili aj na vrte Komárovce—1 (obr. 4). Na základe tiažových a geomagnetických analýz z vrtov Komárovce—1 a Zbudza—1, ako aj ďalších lokalít sme tiež zistili, že zdrojom záporných tiažových a kladných geomagnetických anomálií sú skôr petrofyzikálne zmeny pôvodne rovnakých litologických sekvencií ako geologicky cudzie, anomálne odlišné telesá (obr. 7, 8, 9, 10).

Geologická interpretácia geofyzikálnych údajov

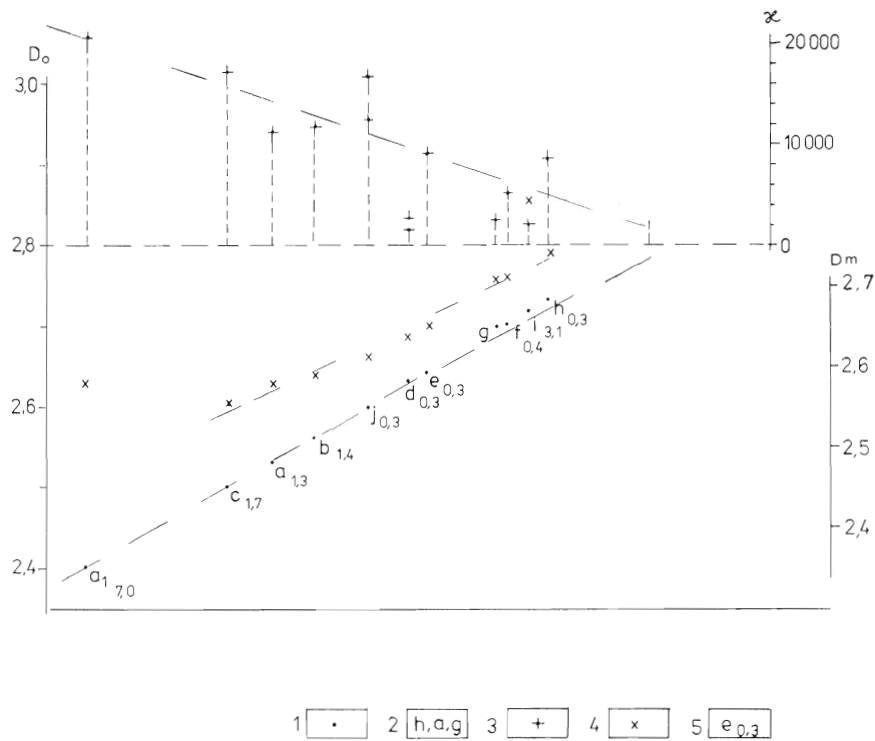
Na základe výsledkov komplexnej kvantitatívnej a kvalitatívnej analýzy tiažových a geomagnetických dát pozdĺž profilov A_2A_2' , B_1B_1' , C_1C_1' (obr. 11, 12, 13) môžeme vyčleniť dva odlišné úseky kôry predstavujúce južný a severný segment. Medzi nimi rozlišujeme vlastné kolízne pásmo obdukčného procesu v kôre, čiže pásmo, kde sa nahromadili alebo pohltili v plášti kôrové plásky, pochádzajúce z dvoch kontinentálnych segmentov.

Profil A_2A_2'

Južný segment na tomto profile sa nachádza v úseku od Kp—10 km smerom na sever do Kp+17 km a jeho geofyzikálny obraz predstavujú tieto modelové telesá:

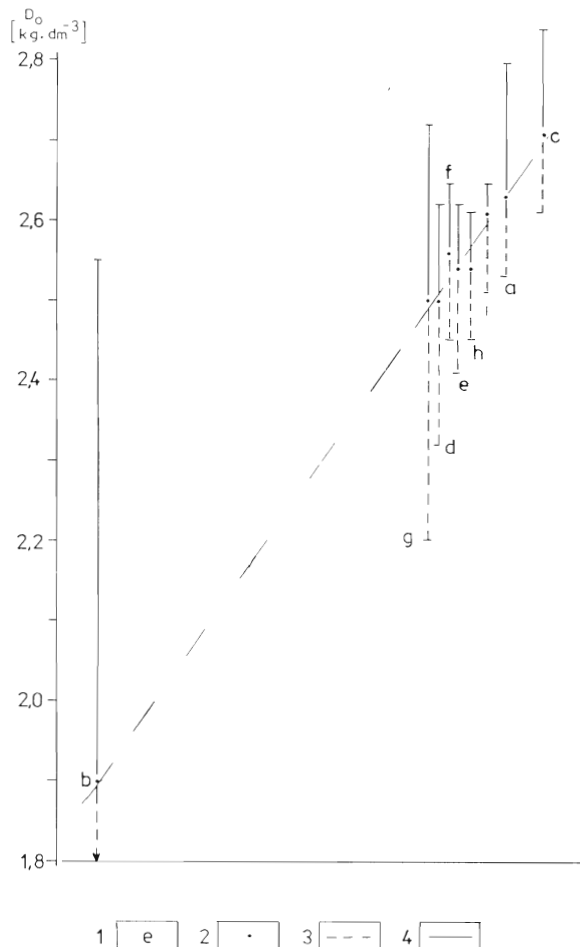
V spodnej kôre sa vyskytujú modelové telesá 8 a 11 s hmotnosťou $Do = 2,78 \text{ kg} \cdot \text{dm}^{-3}$ a $Do = 3,05 \text{ kg} \cdot \text{dm}^{-3}$. Z geologického hľadiska (obr. 11) by teleso 11 s hmotnosťou $Do = 3,05 \text{ kg} \cdot \text{dm}^{-3}$ zodpovedalo horninovým komplexom prechodnej zóny kôra — plášť, ktorá by tiež v seizmickom vlnovom obraze (Vejmčlek, 1988) zodpovedala rýchlostným parametrom 8,1 km/s (obr. 16). Moho-diskontinuita prebiehala v hĺbkovom intervale 25 až 26 km, čo je v súlade aj s poznatkami geofyzikálneho výskumu Šefaru et al. (1987).

Modelové teleso s priemernou hmotnosťou $Do =$



Obr. 4. Hustota a susceptibilita hornín mezozoika z vrtu Komárovce-1 s použitím podkladov Pospíšila, Gnojeka a Hovorku (1988). 1 — stredná hodnota objemovej hustoty (D_o v $\text{kg} \cdot \text{dm}^{-3}$), 2 — serpentinizovaný peridotit (Hovorka in Biela, 1978): a — hĺbka 1 155,5 m, b — 1 350 m, c — 1 528 m, d — 1 096,5 m, e — 1 194 m, f — 1 350 m, g — 983 m, h — 1 488 m, i — 1 700 m, j — 1 320,5 m, 3 — hodnota magnetickej susceptibility (10^{-6} , SI) podľa Pospíšila et al. (1988), 4 — mineralogická hustota ($\text{kg} \cdot \text{dm}^{-3}$), 5 — pórovitosť v %.

Fig. 4. Density and susceptibility of Mesozoic rocks in the Komárovce-1 drilling from data by Pospíšil et al. (1988). 1 — mean value of the volume density (D_o in $\text{kg} \cdot \text{dm}^{-3}$), 2 — serpentinized peridotite (Hovorka in Biela, 1978): a — 1 155.5 m depth, b — 1 350 m depth, c — 1 528 m depth, d — 1 096.5 m depth, e — 1 194 m depth, f — 1 350 m depth, g — 983 m depth, h — 1 488 m depth, i — 1 700 m depth, j — 1 320.5 m depth; 3 — magnetic susceptibility value (10^{-6} , SI) after Pospíšil et al. (1988), 4 — mineralogical density ($\text{kg} \cdot \text{dm}^{-3}$), 5 — porosity in %.

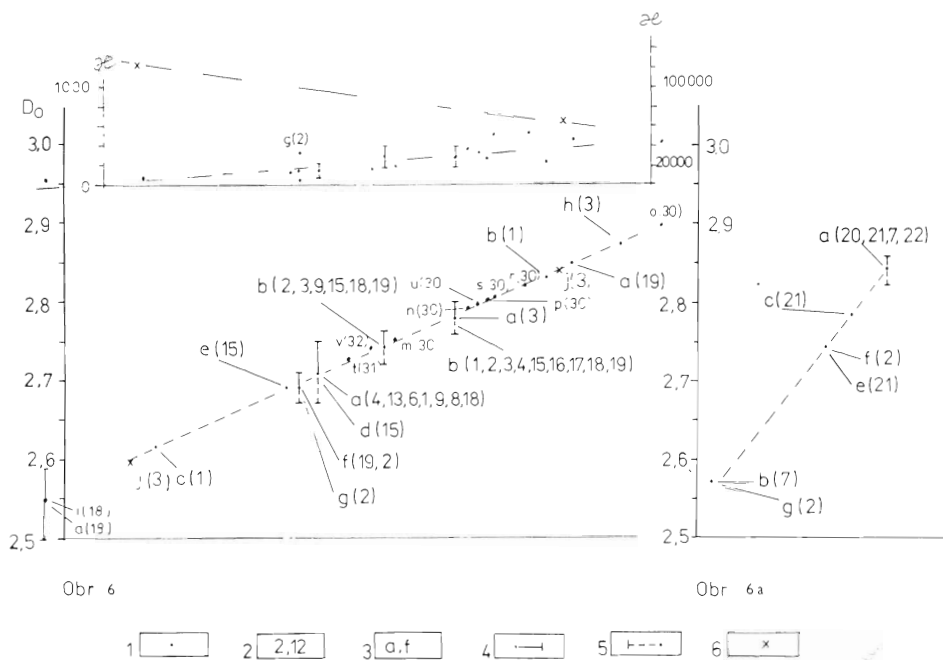


Obr. 5. Hustota hornín z južnej oblasti Zemplínskych vrchov (upravené podľa podkladov Obernauera et al., 1971), 1 — litologická charakteristika hornín: a — andezity, b — ryolity — ryolitové tufy, c — vápence, dolomitické vápence, d — kremence, kvacity, e — černochovske súvrstvie, f — cejkovské súvrstvie, g — spodnokarbónske súvrstvie, h — diabázové tufy, i — svorové ruly, 2 — priemerná objemová hustota (D_o v $\text{kg} \cdot \text{dm}^{-3}$), 3 — minimálne doložená objemová hustota, 4 — optimálne doložená objemová hustota ($\text{kg} \cdot \text{dm}^{-3}$).

Fig. 5. Density of rocks in the southern part of the Zemplínske vrchy Mts. (modified from Obernauer et al., 1971). 1 — lithology: a — andesite, b — rhyolite and tuff, c — limestone, dolomitic limestone, d — quartzite, silica rock, e — Čerchov Fm., f — Cejkov Fm., g — Lower Carboniferous sequence, h — diabase tuff, i — mica schist to gneiss, 2 — average volume density (D_o in $\text{kg} \cdot \text{dm}^{-3}$), 3 — minimal volume density, proved, 4 — optimal proved volume density ($\text{kg} \cdot \text{dm}^{-3}$).

$2,78 \text{ kg} \cdot \text{dm}^{-3}$ možno korelovať s horninovými komplexami spodnej a vrchnej časti kôry s tým, že v hĺbkach 13 až 10 km predpokladáme predkambrické až mezozoické sedimenty (karbonáty, psafity až pelity). Taký výklad podporuje aj zväzok reflexných plošiek na profile 598/84 v hĺbkovom intervale 10 až 13 km (Vejmělek, 1988; obr. 16).

Vrchný kôrový plášť, začínajúci sa asi v hĺbkach 10 až 11 km výraznými reflexnými plôškami (obr. 11, 12, a 16), reprezentujú modelové telesá 5, 6, 7 a 26. Modelové teleso 5 považujeme v bazálnej časti za ťažový prejav granitov a kryštallických bridlíc, opísaných Vozárovou (1989), s hmotnosťou $D_o = 2,72 \text{ kg} \cdot \text{dm}^{-3}$ až do úrovne hĺbok 5 až 6 km, kde zväzok výrazných reflexných plošiek na profile



Obr. 6. Objemová hustota a susceptibilita predterciálnych hornín z centrálnej časti Východoslovenskej nížiny (upravené podľa podkladov: Pichovej, 1979 až 1988; Uhmanna et al., 1980; Macha et al., 1988 a Pospíšila et al., 1988). 1 — priemerná objemová hustota (Do v $kg \cdot dm^{-3}$), 2 — označenie vrtu: 1 — Lesné-1, 2, 2 — Hrušov-1, 3 — Zbudza-1, 4 — Trhovište-26, 5 — Pozdišovce-1, 6 — Michalovce-1, 7 — Rozhanovce-1, 8 — Senné-6, 9 — Senné-2, 13 — Iňačovce-1, 15 — Trebišov-6, 16 — Pavlovce-1, 17 — 18 — Senné-1, 8, 19 — Bunkovce-1, 20—22 — Ďurkov-1, 2, 21 — Prešov-1, 30 — Rebrín-1, 31 — Iňačovce-3, 32 — Blatná Polianka-1; 3 — litologická charakteristika: a — fylity, b — bridlice a kremence, d — kryštalické bridlice, e — pieskovce, f — karbonáty, g — ílovcy, h — pyroxenity, i — serpentinizovaný peridotit, j — peridotit; 4 — optimálne doložené hodnoty objemovej hustoty, 5 — minimálne doložené hodnoty objemovej hustoty ($kg \cdot dm^{-3}$), 6 — serpentinizovaný peridotit z vrtu Zbudza-1.

Fig. 6. Volume density and susceptibility of Pre-Cenozoic rocks in the central parts of the East Slovakian lowland (modified after Pichová, 1979 to 1988; Uhmanna et al., 1980; Mach et al., 1988 and Pospíšil et al., 1988). 1 — average volume density (Do in $kg \cdot dm^{-3}$), 2 — drilling site: 1 — Lesné-1, 2, 2 — Hrušov-1, 3 — Zbudza-1, 4 — Trhovište-26, 5 — Pozdišovce-1, 6 — Michalovce-1, 7 — Rozhanovce-1, 8 — Senné-6, 9 — Senné-2, 13 — Iňačovce-1, 15 — Trebišov-6, 16 — Pavlovce-1, 17 — 18 — Senné-1, 8, 19 — Bunkovce-1, 20—22 — Ďurkov-1, 2, 21 — Prešov-1, 30 — Rebrín-1, 31 — Iňačovce-3, 32 — Blatná Polianka-1; 3 — lithology: a — phyllite, b — shale and quartzite, d — crystalline schist, e — sandstone, f — carbonate, g — claystone, h — pyroxenite, i — serpentinitized peridotite, j — peridotite, 4 — optimal proved volume density value, 5 — minimal proved volume density value ($kg \cdot dm^{-3}$), 6 — serpentinitized peridotite from Zbudza-1 drilling.

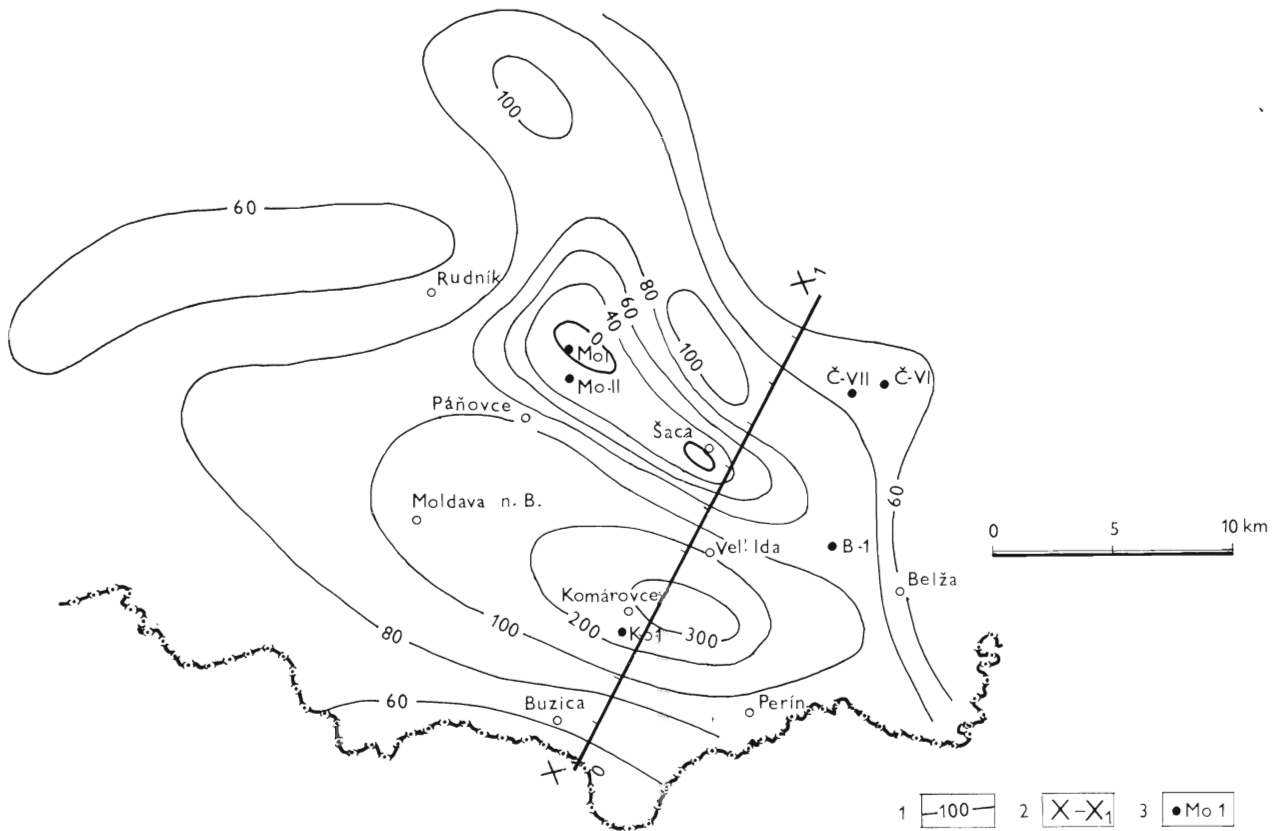
Obr. 6a. Objemová hustota a susceptibilita predterciálnych hornín zo severnej časti východoslovenskej neogénnej panvy (upravená podľa výsledkov Pichovej, 1979 až 1988 a Macha et al., 1988). 1, 2, 4, 5 — vysvetlivky ako na obr. 6; 3 — litologická charakteristika hornín zastihnutých vo vrte: a — dolomity, b — pieskovce, c — dolomitické zlepenie, e — dolomitické vápence, f — ílovcy, g — vápence.

Fig. 6a. Volume density and susceptibility of Pre-Cenozoic rocks in the northern part of the East Slovakian lowland (modified after Pichová, 1979 to 1988 and Mach et al., 1988). 1, 2, 4, 5 — explanations as in fig. 6, 3 — lithology of rocks from the drilling: a — dolomite, b — sandstone, c — dolomitic conglomerate, e — dolomitic limestone, f — claystone, g — limestone.

598/84 signalizuje už karbonátovo-pelitické prostredie. V jeho nadloží považujeme modelové telesá 6,7 a 26 s hmotnosťou $Do = 2,63 kg \cdot dm^{-3}$, $2,68 kg \cdot dm^{-3}$ a $2,60 kg \cdot dm^{-3}$ za sedimenty paleozoické psamiticko-pelitického vývoja s vložkami — polohami čierneho uhlia s bohatou vulkanickou prímiesou, čo ešte zvýrazňuje ich fyzikálne vlastnosti s nízkymi hustotami ($2,60 kg \cdot dm^{-3}$). Patrí tu asi aj kašovské súvrstvie vrchného paleozoika, tvoriace na povrchu hlavnú zložku zemiplínskeho hrastu (Grecula a Együd, 1977).

Južný kôrový segment na profile A_2A_2' je vo fyzikálnom obraze nápadne výrazný štruktúrnou konfiguráciou v dôsledku kolízie kontinentálnych blokov. Ak prihliadneme na jeho epikontinentálne

vrchné paleozoikum, hlavne karbón (Grecula a Együd, 1977; Grecula a Varga, 1979) a zvlášť obsah jury s polohami čierneho uhlia, a zoberieme do úvahy dynamický tvar nadobudnutý pravdepodobne počas kolízie a pohlcovania kôrových plástov severne ležiacoho kontinentu, ako aj jeho regionálnu pozíciu v susedstve západoalpského, pôvodne východoalpského segmentu, ohraničeného od S. SZ líniou Záhrab—Zemplín (segment D — Árkai a Lelkes-Felvári, 1987), ponúka sa možnosť predpokladať, že podobne ako v prípade segmentu Dráva—Bakony (Kázmér a Kovacs, 1985) ide aj tu o mimokarpatský neoalpínsky kôrový prvok. Časovo spadá aktivita južného kôrového segmentu pravdepodobne do obdobia od paleogénu (stredného eocénu) po vrchný



Obr. 7. Mapa izanomál delta Z (nT) upravená podľa Šutora (1954). 1 — priebeh izanomál delta Z, 2 — situácia interpretovaného profilu, 3 — situácia niektorých vrtov.

Fig.7. Map of isoanomalies delta Z (nT) modified after Šutora (1954). 1 — isoanomaly delta Z, 2 — interpreted profile, 3 — drilling site.

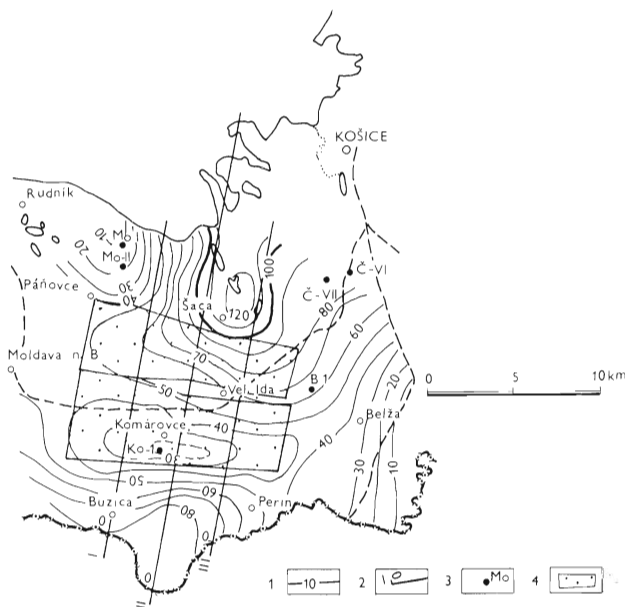
miocén, s čím súvisí aj likvidácia zvyškov sedimentačného priestoru pieninského bradlového pásma, južných častí magurského flyšového bazénu, ako aj spodnomiocénneho bazénu (eger — egenburg) rozloženého severne od bradlového pásma.

Severný segment na profile $A_2A'_2$ ohraničujeme medzi Pk + 10 km až Pk + 90 km. Ale v podpovrchovej a povrchovej stavbe tento segment pokračuje v aktívne postihnutej forme ďalej smerom na SV k okraju flyšových Karpát. V úseku Pk + 13 až Pk + 70 km je kôrový segment v celom priereze alpínsky maximálne aktivizovaný, čo sa predovšetkým prejavuje výrazným vyklenutím plášťových i spodnokôrových litologických celkov severoeurópskeho kontinentu (modelové telesá 13, 12, 16, 15), ako aj litologických zvyškov predstavujúcich pôvodnú, alpsko-karpatskú geosynklinálu (modelové telesá 9, 10, 25) (obr. 11).

Pri severnom okraji južného — „zemplínskeho“ — segmentu, čiže v centre kolíznej zóny kontinentálnych blokov, interpretujeme fyzikálne individualizované telesá 16, 15, 9, 10 a 25 ako reprezentantov litologických sledov, ktoré v dôsledku obdukčných procesov boli spolu s vyššími nadložnými karpatský-

mi geosynklinálnymi prvkami odlúpnuté od spodnej kôry severoeurópskeho kontinentu a vyvlečené na obdukované okraje severoeurópskeho kontinentu na vzdialenosť 110—150 km. Ich bazálne časti sa smerom na sever a severovýchod dvíhajú z úrovne -15 km v Pk 0 km až na úroveň -10 km. V priestore Pk + 50 km povrch týchto telies dosahuje do hĺbky iba 2 km.

Z hľadiska kvantitatívnej a kvalitatívnej analýzy tiažových dát, ako aj na základe poznatkov povrchovej a podpovrchovej stavby širšieho územia korelujeme modelové teleso 16 s hmotnosťou $D_0 = 2,72 \text{ kg} \cdot \text{dm}^{-3}$ s vulkanogénnymi komplexami a modelové teleso 15 s hmotnosťou $D_0 = 2,76 \text{ kg} \cdot \text{dm}^{-3}$ považujeme za ich predkambrický až mezozoický sedimentárny pokryv nad kontinentálnou kôrou. Modelové teleso 9 s hmotnosťou $D_0 = 2,75 \text{ kg} \cdot \text{dm}^{-3}$ už pravdepodobne reprezentuje paleozoické kryštallické bridlice v bazálnej a dynamometamorfné mezozoikum vo vrchnej časti, ktoré sa nachádza v pásme Bunkovce—Ináčovce—Zbudza. Nevylučujeme, že aj teleso 10 v bezprostrednej blízkosti „zemplínskeho“ segmentu v šupinovitej tektonickej forme patrí k týmto horninám. Modelové teleso 25 hmotnosti



Obr. 8. Odkrytá mapa tiaže na úroveň predterciérneho reliéfu opravená o tiažový účinok štruktúrnej diferenciácie na úrovni MOHO-diskontinuitného rozhrania (Šutora, 1988) a situácia interpretovaných profilov. 1 — priebeh izonomál delta g, 2 — situácia a označenie interpretovaných profilov, 3 — situácia vrtov, 4 — priestorové vymedzenie anomálneho zdroja.

Fig. 8. Uncovered gravity map on the Pre-Cenozoic basement surface corrected by gravity effects of structural differentiation at the MOHO discontinuity (Šutora, 1988) and the interpreted profiles. 1 — isomorphs delta g, 2 — interpreted profile, 3 — drilling site, 4 — limits of the anomalous source.

$Do = 2,66 \text{ kg} \cdot \text{dm}^{-3}$ s telesom 9 zvyrazňuje mezo-ozoické zvyšky oceánskeho pôvodu v kôre Západných Karpát. V podpovrchovej stavbe predstavuje fyzikálne diferencované teleso 3 hmotnosti $Do = 2,15 \text{ kg} \cdot \text{dm}^{-3}$ vrchnomiocénne sedimenty s vulkanickou a andezitovou prímiesou.

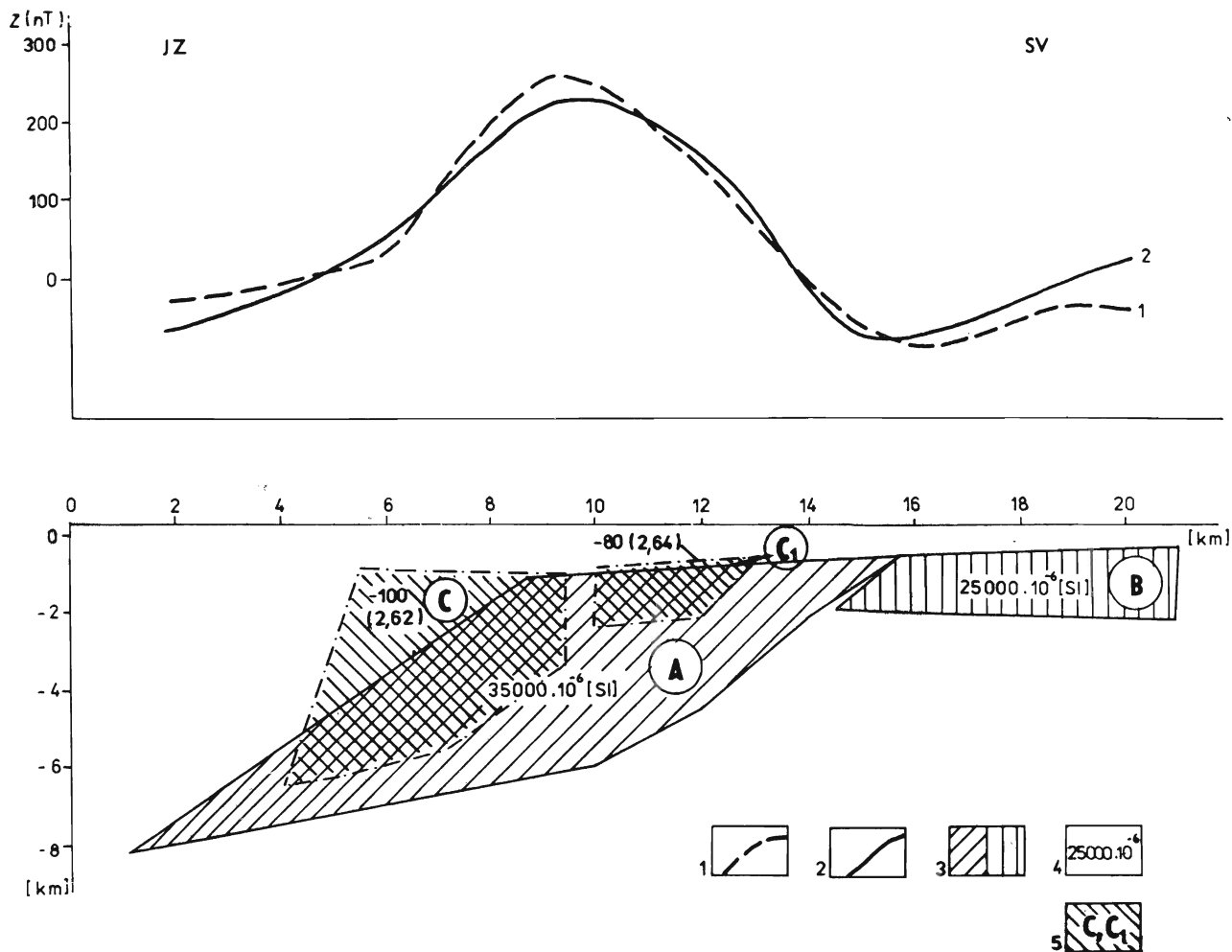
Severný úsek kolíznej zóny medzi Pk + 50 až + 75 km predstavuje v podpovrchovej stavbe zvyšky krížňanského príkrovu, pieninského bradlového pásma a krynickej jednotky magurského flyšového pásma. V ich podloží a nadloží horninových komplexov severoeurópskeho kontinentu (modelové teleso 14) je hmotový obraz asi od hĺbok 10 až 11 km nahor veľmi zložitý a individualizovaný v modelových telesách 21, 27, 19, 18 a 4.

Modelové teleso 21 s hmotnosťou $Do = 2,70 \text{ kg} \cdot \text{dm}^{-3}$ v podloží magurských flyšových sekvencií najskôr zodpovedá flyšovým súvrstviam duklianskej alebo tylovým častiam sliezskej jednotky v podobe odlúpnutých zvyškov pôvodnej platformy kontinentálneho pôvodu (sliezskej kordiliery v zmysle Książkiewicz, 1960—1963), ktoré v povrchovej stavbe indikujú fragmenty kryštalinika na šmykových plochách antiklinálnych pruhov v duklianskej jednotke alebo exotické bloky — klasty a „Lusky Bystrego“ v sliezskej jednotke (Ślęczka, 1959). Vrchná časť

telesa 21 od hĺbok 9 km smerom nahor predstavuje flyšové sekvencie magurského príkrovu.

V nadloží spomínaného telesa na južnej strane sa fyzikálne diferencuje teleso 27 s hmotnosťou $Do = 2,72 \text{ kg} \cdot \text{dm}^{-3}$ a po vonkajšej — severnej strane sa individualizuje modelové teleso 19 s hmotnosťou $Do = 2,80 \text{ kg} \cdot \text{dm}^{-3}$. Teleso 27 považujeme v podmienkach obdukcie a procesov skracovania kôrových plástov za horninový a štruktúrno-tektonický ekvivalent telesa 10 a 9. Naproti tomu modelové teleso 19 hmotnosti $Do = 2,80 \text{ kg} \cdot \text{dm}^{-3}$, vyskytujúce sa izolovane v paleogénnom flyšovom prostredí, pravdepodobne reprezentujú karbonáty. Teleso, sledovateľné v seizmologickom vlnovom a gravimetrickom obraze, zachováva v celom západokarpatskom oblúku rovnakú tektonickú pozíciu voči pieninskému bradlovému a magurskému flyšovému pásnu. Všade ho podstielajú flyšové súvrstvia vnútorných častkových jednotiek magurského príkrovu. Naproti tomu litologické komplexy jury až paleogénu bradlového pásma sú vždy v jeho tektonickom nadloží. Domnievame sa, že modelové teleso 19 ako karbonátový masív reprezentuje zvyšok devastovaného južného okraja severoeurópskeho kontinentu — severopieninskej kordiliery v zmysle Marschalka (1975), oddeľujúci pieninský a magurský flyšový sedimentačný bazén. Tektonicky sa však už musel formovať počas ilýrskych pohybov, lebo jeho súčasná konfigurácia v novovzniknutom štruktúrnom pláne svedčí o ďalekosiahlom (vyššie 100 km) transporte smerom na S—SV.

V jeho južnom susedstve sa individualizuje modelové teleso 18 hmotnosti $Do = 2,59 \text{ kg} \cdot \text{dm}^{-3}$ a teleso 4 hmotnosti $Do = 2,49 \text{ kg} \cdot \text{dm}^{-3}$. Zaberajú priestor povrchových východov bradlového pásma a oligomiocénnych usadenín v jeho severnom predpolí. Nízka hmotnosť modelových telies v priestore Kp + 58 až + 65 km koinciduje s litologickým obsahom kriedových púchovských vrstiev, paleogénneho pročského súvrstvia, malcovského oligocénneho súvrstvia a molasového egenburského súvrstvia. To tiež svedčí o tom, že jurské vápencové bradlá povrchovej stavby na okolí Podhorode a Beňatiny smerom do hĺbky vyznievajú. V priestore Pk + 49 až + 60 km v celej dĺžke nadložia telesa 27 sa individualizuje teleso 17 s hmotnosťou $Do = 2,695 \text{ kg} \cdot \text{dm}^{-3}$. Keďže vrtne práce v tomto priestore odkryli dolomitické vápence a dolomity, zdá sa, že zistená hmotnosť tohto telesa je veľmi nízka a nezodpovedá jeho litologickému obsahu. Preto sa domnievame, že hrúbka karbonátových komplexov humenského hrastu je v tomto priestore nepatrná, a preto sa gravitačne presadzujú horniny z telesa 21, prípadne horniny vrchnej časti telesa 27, alebo litologické teleso 18 je potrebné umiestniť aj do spodnej časti telesa 27, čiže do podložia dynamometamorfovaných mezozoických komplexov s prvkami oceánskej kôry, čo najviac



Obr. 9. Magnetometrická a tiažová interpretácia získaných dát na profiloch XX' a Ko-II a ich vzájomná korelácia. 1 — nameraná krivka delta Z, 2 — vyrátaný účinok anomálnych zdrojov, 3 — poruchové anomálne telesá, 4 — hodnoty aplikovanej susceptibilit, 5 — anomálne poruchové teleso interpretované na profile Ko-II.

Fig. 9. Magnetometric and gravity interpretation of acquired data on profiles XX' and Ko-II with their mutual correlation. 1 — measured curve of delta Z, 2 — calculated effect of anomalous source, 3 — disturbing anomalous body, 4 — value of used susceptibility, 5 — anomalous disturbing body interpreted on profile Ko-II.

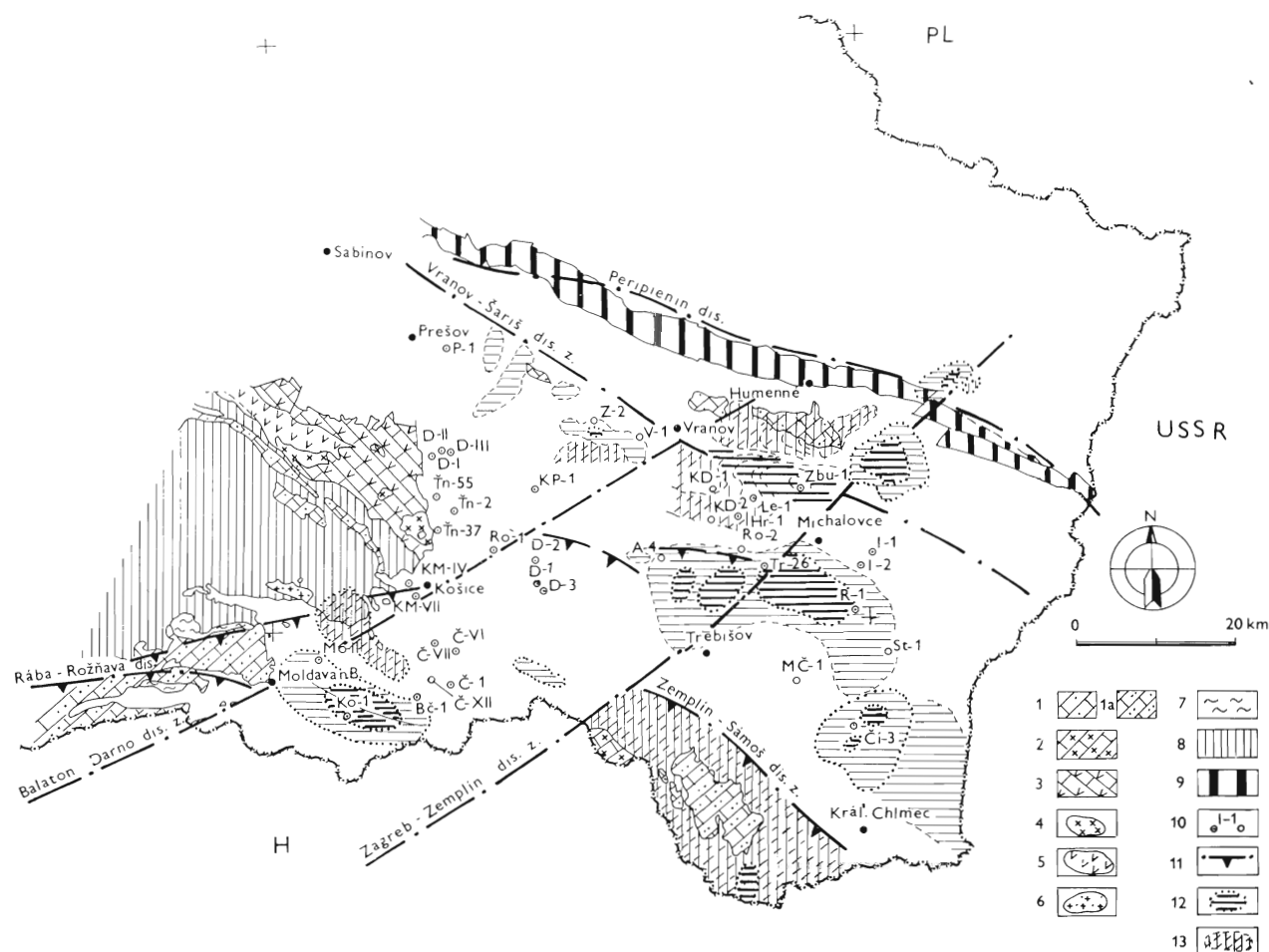
zodpovedá tektonickým procesom a paleogeografickej konfigurácii rozloženia litologicko-stratigrafických jednotiek pred spodným miocénom.

Severná časť profilu $A_2A'_2$ zachytáva krátky úsek flyšového pásma magurskej a duklianskej jednotky v modelových telesách 21, 22, 23 a 24. Modelové teleso 22 hmotnosti $D_0 = 2,655 \text{ kg} \cdot \text{dm}^{-3}$ reprezentuje eocénne súvrstvia račianskej jednotky (zlínske súvrstvie) a pestré podmenilitové, menilitové a krosnianske súvrstvia duklianskej jednotky. Plocha nasunutia magurského príkrovu na dukliansku jednotku v priestore Pk +76 je na profile fyzikálne zaznamenaná napriek tomu, že prebieha vo fyzikálne rovnakom hustotnom prostredí. Strihovské súvrstvie s prevahou pieskoviec zachycuje modelové teleso 21 hmotnosti

$D_0 = 2,70 \text{ kg} \cdot \text{dm}^{-3}$, čo je azda pre tento litologický komplex mierne prevýšená hodnota. Príčinu tohto javu môžeme snáď vidieť v prítomnosti hrubých polôh konglomerátov s klastami granitov, kryštalicých bridlic a karbonátov, ktoré zvyšujú hodnoty hmotnosti stredneocénneho flyšového súvrstvia z $D_0 = 2,65 \text{ kg} \cdot \text{dm}^{-3}$ na $D_0 = 2,70 \text{ kg} \cdot \text{dm}^{-3}$. Modelové teleso 23 koinciduje s priebehom vrchnokriedového lupkovského súvrstvia v duklianskej jednotke.

Profily $B_1B'_1$ a $C_1C'_1$

Tieto oblasti sme situovali západne od profilu $A_2A'_2$ a paralelne s ním do územia, kde ústia hlboko založené diskontinuálne pásma vybiehajúce z Južných



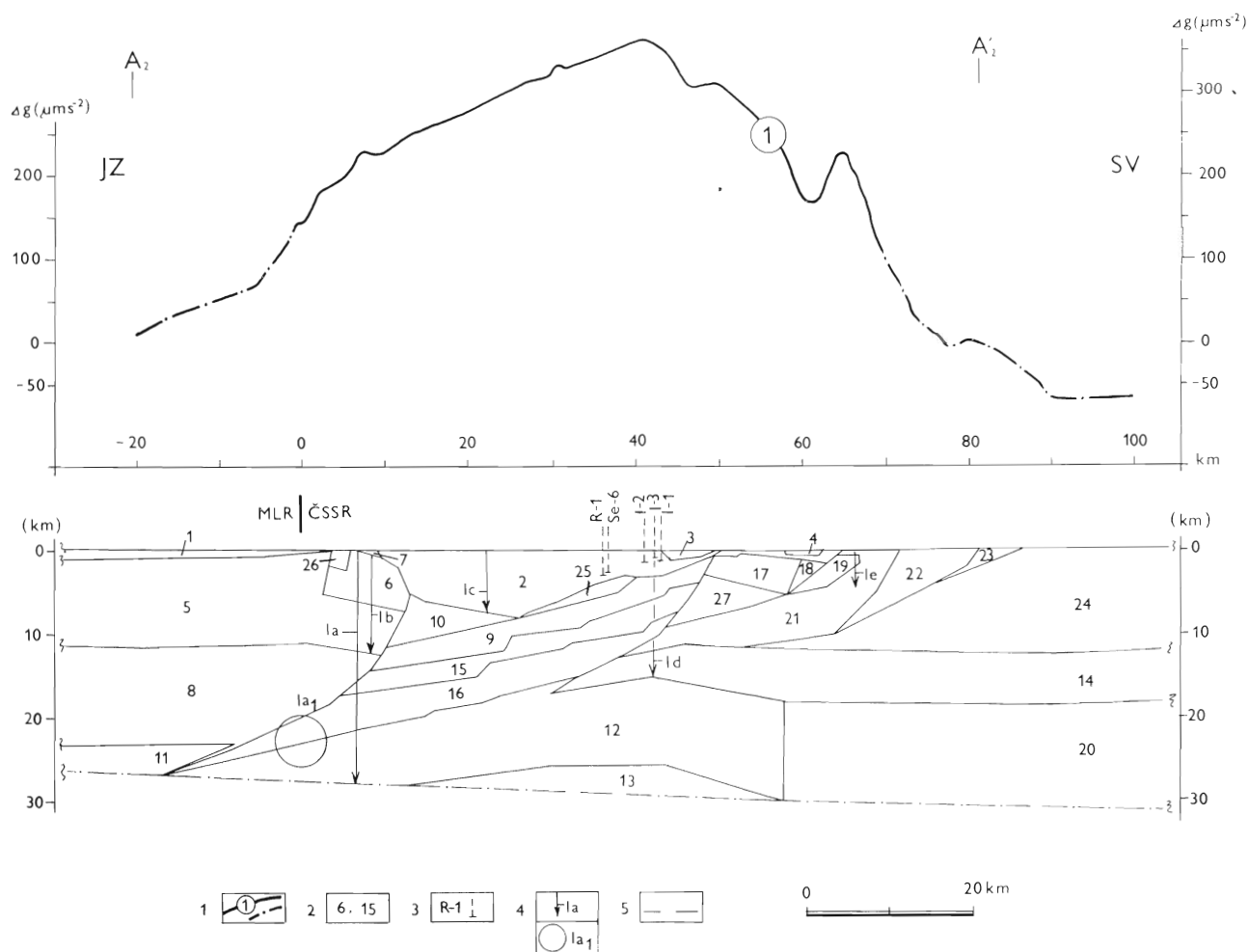
Obr. 10. Rozloženie výrazných magnetických anomálií v podloží východoslovenskej neogénnej panvy. 1—10 — vysvetlivky ako na obr. 1; 11 — hlavné diskontinuitné zóny vrchnomiocénneho obdukčného procesu a tectomiocénnych pohybov kôrových plástov, 12 — výrazné kladné geomagnetické anomálne prvky a ich vrcholové časti, 13 — plošné rozšírenie výraznejších záporných geomagnetických prvkov.

Fig. 10. Distribution of pronounced magnetic anomalies in the basement of the East Slovakian Neogene Basin. 1—10 — explanations as in fig. 1; 11 — main discontinuity belts of the Upper Miocene obduction process and of tectonic movements of crustal slabs in the Miocene, 12 — pronounced gravimetric highs and their summits, 13 — areal extent of pronounced negative geomagnetic elements.

— Východných Álp cez Maďarsko smerom na V a SV do Západných Karpát na východnom Slovensku. Medzi najdôležitejšie z nich patrí diskontinuitné pásmo Záhreb — Zemplín (Grecula a Varga, 1979), vychádzajúce z periadriatickej línie medzi Južnými a Východnými Alpami a pokračujúce popri severnom okraji pohoria Mecsek na SV k západnému okraju zemplínskeho hrastu.

Niekoľko desiatok km západnejšie od predchádzajúcej línie prebieha diskontinuitné pásmo Balaton — Darnó (Zelenka, 1975; Varga, 1978; Grecula a Varga, 1979), ktoré podľa citovaných autorov na našom území vytvára južné ohraničenie silického mezozoického príkrovu voči Maďarskému stredohoriu s epikontinentálnou jurou a spodnou kriedou a s bohato zastúpeným vulkanizmom v triase Bukovských vrchov. Okrem toho podľa názoru Greculu a Vargu (1979) na rožňavskej diskontinuitnej ploche

ako na severnom — severovýchodnom pokračovaní rábskej línie mal by v doline riečky Bodvy tektonicky vyznieť drávsko-bakonský segment Kázméra a Kovácsa (1985), od juhu ohraničený diskontinuitnou plochou Balaton — Darnó. Podľa posledne menovaných autorov bol tento segment vysunutý z oblasti medzi Južnými a Východnými Alpami počas mezoalpínskych fáz smerom na východ až SV na vzdialenosť 450 km. Na naše územie by mal drávsko-bakonský segment zasahovať len nepatrne, a to v trojuholníku Košice — Bodva — línia Balaton — Darnó. Lenže oveľa väčšou mierou naše územie zasahuje kôrový segment rozložený medzi líniou Balaton — Darnó a líniou Záhreb — Zemplín s paleozoicko-mezozoickými sedimentami Bukovských vrchov v tzv. dinárskej fáci. To vytvára uzol stretu karpatských geosynklinálnych stavebných prvkov s juhoalpiskými kôrovými prvkami v neopalpínskom štruktúrnom pláne Západ-



Obr. 11. Geofyzikálny rez pozdĺž profilu A_2A_2' . 1 — nameraná tiažová krivka (interval Pk 0 až — 65 km: odkrytá tiažová mapa na úroveň predterciérneho reliéfu opravená o tiažový účinok štruktúrnej diferenciácie na úroveň MOHO-diskontinuity; interval Pk 0 až — 20 km a Pk +65 až +160 km: úplná Bouguerova anomália pre redukčnú hustotu $2,67 \text{ kg} \cdot \text{dm}^{-3}$ opravená o tiažový účinok hlbínnej stavby). 2 — modelové telesá. 3 — vrtná dokumentácia z blízkeho okolia profilu, 4 — významné geologicko-fyzikálne indikácie: Ia, Ia₁, Ib — seizmický profil 598/84, obr. 14, Ic — reambulovaná mapa reliéfu predterciérneho podložia neogénnej východoslovenskej panvy, Id — poznatky z refrakčných profilov. Ie — poznatky z vrtu Hanušovce-I a zo seizmických výskumov flyšového pásma, 5 — zovšeobecnený priebeh MOHO-diskontinuitného rozhrania podľa Šefaru et al., (1987).

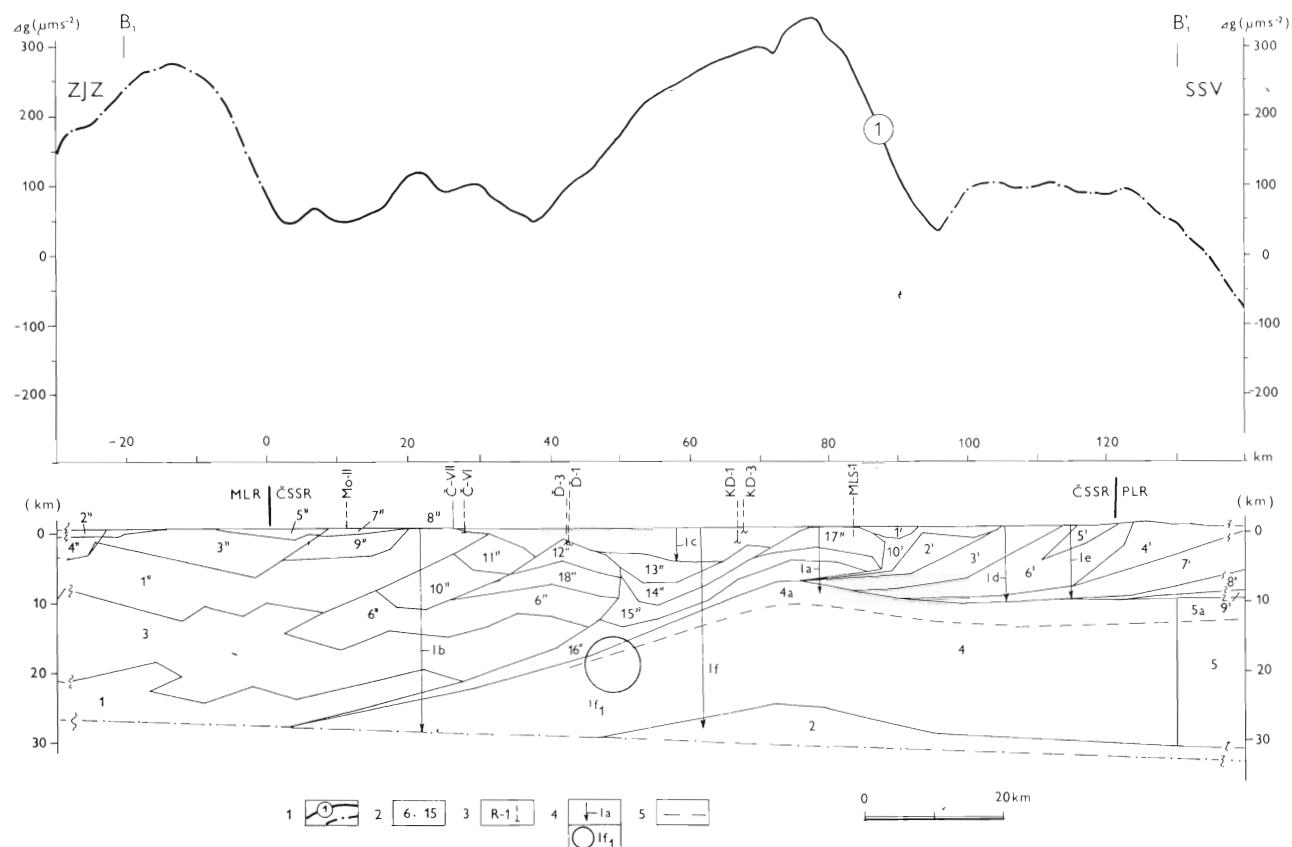
Fig. 11. Geophysical profile A_2A_2' . 1 — measured gravity curve (interval Pk 0 to — 65 km: uncovered gravity map on the level of the Pre-Cenozoic basement surface corrected by gravity effect of structural differentiation on the level of MOHO; interval Pk 0 to — 20 km and Pk +65 to +160 km: composite Bouguer's anomaly for reduction density $2.67 \text{ kg} \cdot \text{dm}^{-3}$ corrected by gravity effect of the deep structure), 2 — model body, 3 — drilling data from the near surroundings of the profile, 4 — main geological and geophysical indication: Ia, Ia₁, Ib — seismic profile No. 598/84, fig. 14, Ic — corrected map of the Pre-Neogene basement surface in the East Slovakian Basin, Id — knowledge from the refraction profile, Ie — knowledge from the Hanušovce-I drilling and from seismological research of the flysch belt, 5 — generalization of the MOHO discontinuity after Šefara et al. (1987). Density characteristics in $\text{kg} \cdot \text{dm}^{-3}$, values in the Slovak caption.

ných Karpát na východnom Slovensku. V dôsledku tejto situácie pri riešení východného pokračovania západokarpatských stavebných prvkov v karpatskom oblúku vzniká problém ich identity v tejto oblasti, ktorý napokon zvyšuje aj veľmi zložitý geofyzikálny obraz (seizmologický, tiažový a geomagnetický).

Geofyzikálne dáta získané na profiloch B_1B_1' a C_1C_1' z južného segmentu kôry umožňujú len alternatívne riešenie, čím otvárajú priestor na disku-

siu. Tieto dáta aj tak limitujú možnosti prístupu ku geologickému výkladu zvlášť tam, kde fyzikálne vlastnosti horninového prostredia sú rozdielne.

Južný segment kôry na profiloch B_1B_1' a C_1C_1' sa vyznačuje miernym úklonom geologických prvkov smerom na VZ a Z. To dokumentuje, že produkty kolízie (skracovania a pohlčovania) kôrových prvkov sú rozložené v kolíznom pásme, zaberajúcom celú dĺžku profilu smerom na S po priestor Pk +60 km.



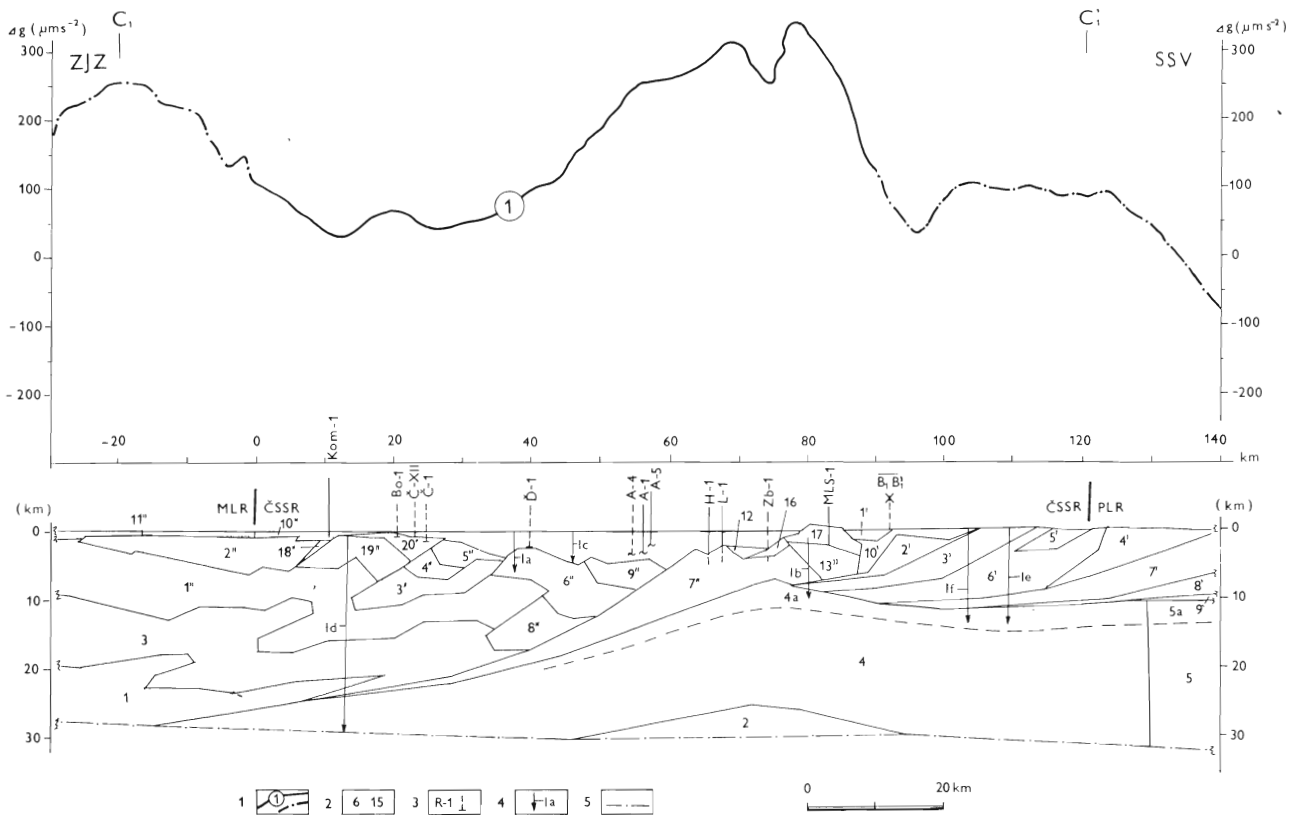
Obr. 12. Geofyzikálny rez pozdĺž profilu B₁B₁'. 1 — nameraná tiažová krivka (interval Pk 0 až +95 km: odkrytá tiažová mapa na úrovni predterciérneho reliéfu opravená o tiažový účinok štruktúrnej diferenciácie na úrovni MOHO-diskontinuítneho rozhrania; interval Pk 0 až -30 km a Pk +95 až +140 km: úplná Bouguerova anomália opravená o tiažový účinok hlbínnej stavby), 2 — modelové telesá, 3 — vrtná dokumentácia z blízkeho okolia profilu, 4 — významné geologicko-geofyzikálne poznatky: 1a — refrakčné merania na seizmických profiloch 11 R/74, 12 R/76, 1b — zovšeobecnený priebeh MOHO-vrstvy podľa Šefaru et al. (1987), 1c — reambulovaná mapa reliéfu predterciérneho podložia, 1d — poznatky zo seizmických výskumov a vrtných prác vo flyšovom pásme, 1e — geofyzikálne indikácie zóny vodivého rozhrania, 1f, 1f₁ — seizmický profil 590/85, 5 — zovšeobecnený priebeh Moho-vrstvy podľa Šefaru et al. (1987).

Fig. 12. Geophysical profile B₁B₁'. 1 — measured gravity curve (interval Pk 0 to +95 km: uncovered gravity map on the level of Pre-Cenozoic basement surface corrected by the gravity effect of structural differentiation at the level of MOHO; interval Pk 0 to -30 km and Pk +95 to +140 km: composite Bouguer's anomaly corrected by the gravity effect of the deep structure), 2 — model body, 3 — drilling data from the near surroundings of the profile, 4 — main geophysical knowledge: 1a — refraction measurement on seismic profile 11 R/74, 12 R/76, 1b — generalized course of the MOHO after Šefara et al. (1987), 1c — corrected map of the Pre-Cenozoic basement surface, 1d — knowledge from seismic research and drillings in the flysch belt, 1e — geophysical indication of the zone of conductive boundary, 1f, 1f₁ — seismic profile 590/85, 5 — generalized course of MOHO after Šefara et al. (1987).

pripadne siahajú až do oblasti bradlového a magurského flyšového pásma k Pk +90 km. To zároveň svedčí o severovýchodnom smere transportu kôrových prvkov prechádzajúcich od juhozápadu pozdĺž línií Balaton—Darnó a Záhreb—Zemplín a o ich čiastočnom nasunutí na západokarpatské geosynklinálne jednotky v smere Z a SZ, čiže o vytváraní štruktúrnych foriem „en échelon“ voči hlavnému smeru na S—SV.

V oblasti čs.—maďarského pohraničia po Pk +6 až +10 km od hĺbky Moho-diskontinuity až po povrch sme vyčlenili niekoľko fyzikálne individualizovaných

telies s rôznymi hustotami. V najjužnejšom úseku profilu je vyčlenené modelové teleso 3 s hmotnosťou $D_0 = 2,83 \text{ kg} \cdot \text{dm}^{-3}$ v šupinovitej forme, ktoré interpretujeme ako spodnú časť kôry („bazaltovú“). V úseku Pk -30 km až Pk -10 km vystupuje teleso až do úrovne -10 km od povrchu zeme. Individualizované teleso 1" v jeho nadloží s hmotnosťou $D_0 = 2,75 \text{ kg} \cdot \text{dm}^{-3}$ považujeme za reprezentanta vrchnej vrstvy spodnej kôry (tzv. „granitová“), ktorá v susedstve rožňavskej línie vystupuje do úrovne -6 km od povrchu zeme. Na povrchovej a podpovrchovej stavbe sa zúčastňujú telesá 2" (profil C₁C₁') s hmotnosťou



Obr. 13. Geofyzikálny rez pozdĺž profilu C_1C_1' . 1 — nameraná tiažová krivka (interval Pk 0 až +85 km: odkrytá mapa tiaže na úrovni predterciérneho reliéfu opravená o vplyv štruktúrnej diferenciácie na úrovni MOHO-diskontinuitného rozhrania; interval Pk 0 až -30 km a Pk +85 až +140 km: úplná Bouguerova anomália pre hustotu $D_0 = 2,67 \text{ kg} \cdot \text{dm}^{-3}$ opravená o vplyv hĺbínnej stavby); 2 — modelové telesá, 3 — vrtná dokumentácia z blízkeho okolia profilu, 4 — významnejšie geologicko-geofyzikálne informácie — pokyny; 1a — staršie refrakčné merania na seizmických profiloch 31 R/70, 20 R/76, 2 R/71, 1b — merania na seizmických profiloch 11 R/74, 12 R/76, RS 1/72, 1c — reambulovaný variant mapy reliéfu predterciérneho podlažia, 1d — zovšeobecnený priebeh Moho-diskontinuitného rozhrania v zmysle Šefaru et al. (1987), 1e — indikácia vodivého rozhrania v zmysle Prausa et al. (1984), 1f — poznatky získané zo seizmických meraní a z vrtných prác vo flyšovom pásme, 5 — detto ako 4 Id.

Fig. 13. Geophysical profile C_1C_1' . 1 — measured gravity curve (interval Pk 0 to +85 km: uncovered gravity map on the level of Pre-Cenozoic basement surface corrected by effects of structural differentiation on the level of MOHO; interval Pk 0 to -30 km and Pk +85 to +140 km: composite Bouguer's anomaly for density $D_0 = 2,67 \text{ kg} \cdot \text{dm}^{-3}$ corrected by effects of the deep structure), 2 — model body, 3 — drilling data from the near surroundings of the profile, 4 — main geological and geophysical knowledge: 1a — older refraction measurement on profile 31 R/70, 20 R/76, 2 R/71, 1b — measurement on profile 11 R/74, 12 R/76, RS 1/72, 1c — corrected version of the Pre-Cenozoic basement surface, 1d — generalized course of MOHO after Šefara et al. (1987), 1e — indication of the conductive boundary after Praus et al. (1984), 1f — knowledge from seismic research and drilling data in the flysch belt, 5 — the same as 4 Id.

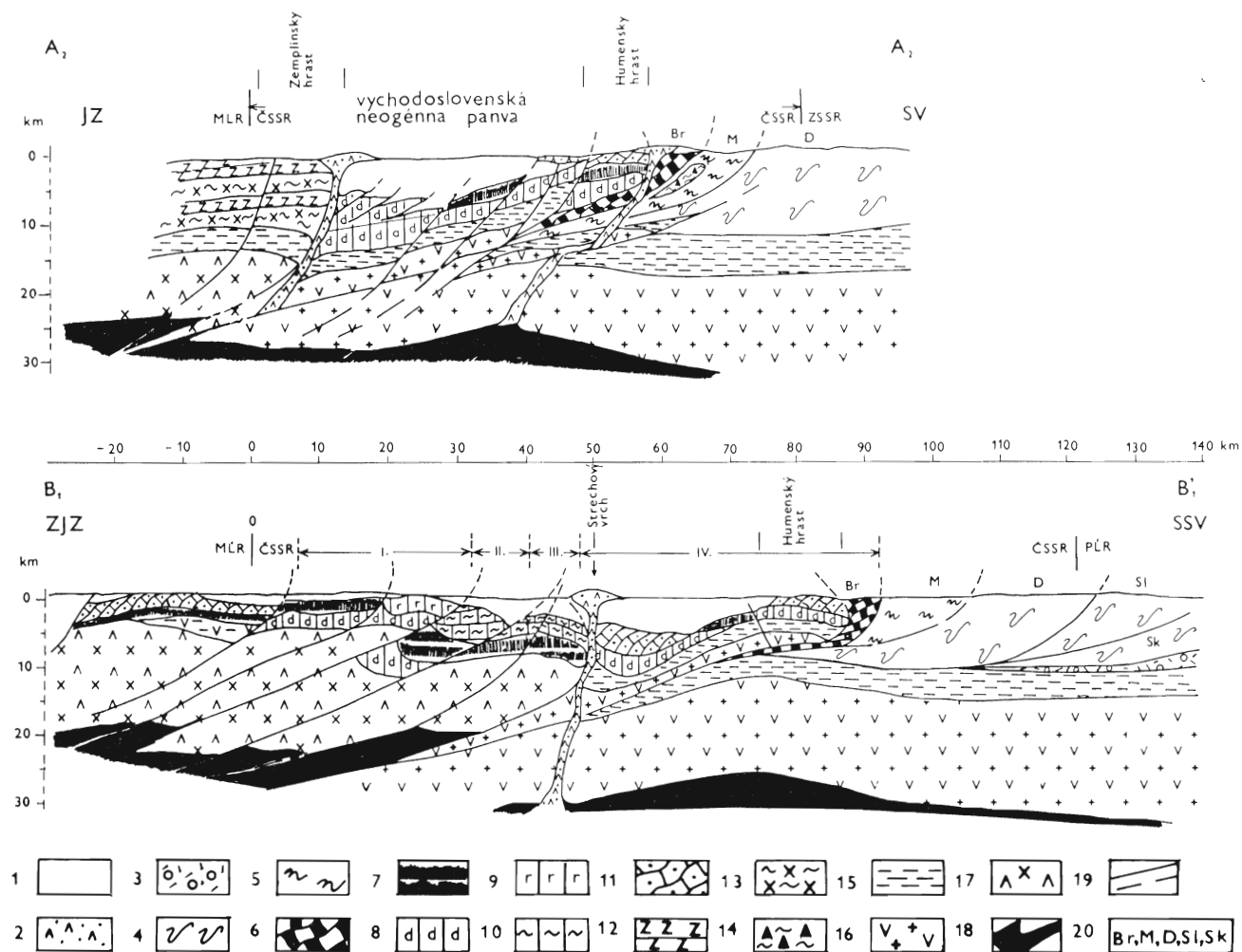
$D_0 = 2,75 \text{ kg} \cdot \text{dm}^{-3}$ a 3" (profil B_1B_1') s hmotnosťou $D_0 = 2,72 \text{ kg} \cdot \text{dm}^{-3}$, ktoré považujeme za dynamo-metamorfované sedimenty rudabanského pásma v nadloží so zvyškami karbonátov silického prikrovu v nepatrných mocnostiach. Naproti tomu hmotnosť $D_0 = 2,72 \text{ kg} \cdot \text{dm}^{-3}$ modelového telesa 3" (profil B_1B_1') svedčí skôr o výskyte paleozoických sedimentov a ich kryštalického podlažia v pásme Dráva—Bakony (Kázmér a Kovács, 1985).

Smerom na sever k centrálnej časti kolíznych štruktúr upozorňuje fyzikálny obraz na „chaotické“ usporiadanie geologických prvkov. Domnievame sa,

že to odráža stret diskontinuit Balaton—Darnó, Záhrab—Zemplín a kolmej línie Szamos—Zemplín, čo je prejavom miocénnej obdukcie.

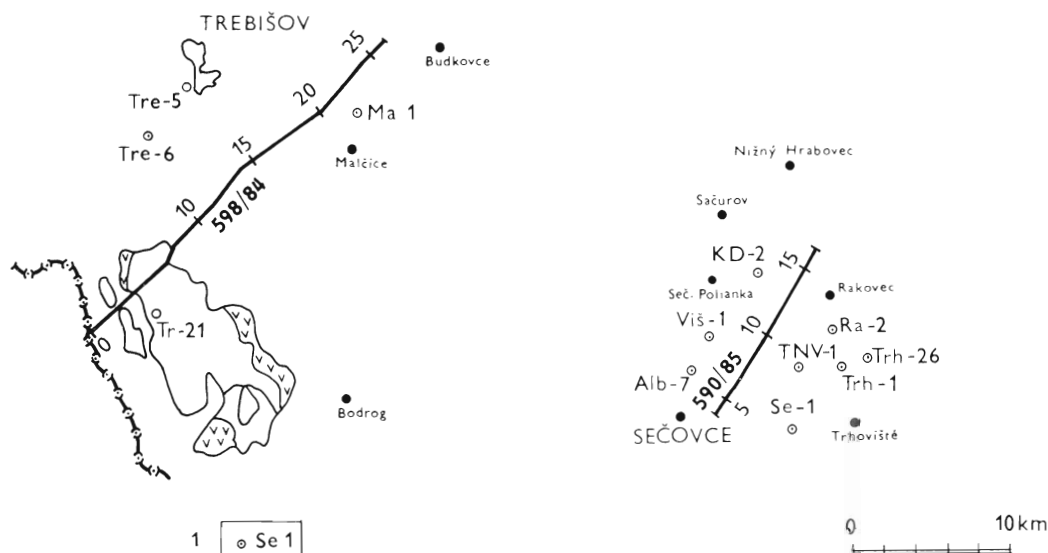
V celokôrovom profile sa tam črtá niekoľko neoalpinsky intenzívne prepracovaných geologických prvkov. Plášťové horniny tu vystupujú až do úrovne -19 km, prípadne -20 km (oblasť Čane a Košic) a spodná vrstva kôry vystupuje do hĺbky -6 km pod Komárovcami a v západnom predpolí Slanských vrchov. Pre prehľadnosť interpretácie zoskupujeme v tomto priestore modelové telesá do štyroch skupín.

Prvú skupinu ohraničujeme priestorom od Pk



Obr. 14. Geologická interpretácia geofyzikálnych profilov A₂A₂ a B₁B₁. 1 — sedimenty miocénu až kvartéru, 2 — neovulkanity a ich pyroklastiká, 3 — oligocénno-miocénna molasa karpatskej flyšovej predhĺbne, 4 — flyšové súvrstvia vonkajšieho flyšového pásma (duklianskej, sliezskej a skolskej jednotky), 5 — flyšové súvrstvia vnútorného flyšového pásma (krynicej a zlínskej jednotky), 6 — karbonátové, pelitické a flyšové súvrstvia bradlového pásma, 7 — mezozoická vulkanogénna formácia komárovskeho typu, 8 — paleozoické a staršie karbonátovo-pelitické a psefitické súvrstvie, 9 — mladé mezozoické granity, mezozoické karbonáty až psamity, paleozoické a staršie kryštalické bridlice s prvkami predmezozoickej oceánskej kôry, 10 — vrchnopaleozoické a mezozoické karbonátovo-pelitické dynamometamorfované súvrstvie a paleozoické i staršie kryštalické bridlice a granitoidy, 11 — karbonátovo-pelitické súvrstvie tatrického, krížňanskeho a chočského príkrovu vrátane silického príkrovu zo slovensko-maďarského pohraničia, 12 — karbonátovo-pelitické až psefitické súvrstvia vrchného paleozoika a mezozoika zemplínskeho hrastu, 13 — paleozoické a staršie sedimenty južných kôrových segmentov a kryštalínika, 14 — karbonáty neznámeho pôvodu v magurskom flyšovom prostredí, 15 — sedimenty pokryvu tzv. granitovo-bazaltovej vrstvy kôry, predkambrium — spodná krieda, 16 — spodný plášť kôry severného segmentu európskej platformy, 17 — spodný plášť kôry južného segmentu, 18 — MOHO-diskontinuita a plášťový substrát, 19 — dôležité tektonické línie a plochy, 20 — pieninské bradlové pásmo, magurská, sliezska a skolská jednotka flyšového pásma.

Fig. 14. Geological interpretation of geophysical profiles A₂A₂ and B₁B₁. 1 — sediment, Miocene to Quaternary, 2 — volcanite and pyroclastics, Neogene, 3 — molassic sediment of the Carpathian flysch foredeep, 4 — flysch sequence of the outer flysch belt (Dukla, Silesic and Skole units), 5 — flysch sequence of the internal flysch belt (Krynica and Zlin units), 6 — carbonate, pelite and flysch sequence of the Pieniny Klippen Belt, 7 — volcanogenic formation of the Komárovec type, Mesozoic, 8 — carbonate-pelitic sequence, psephite, Paleozoic and older, 9 — young Mesozoic granite, carbonate and psammite of Mesozoic age, crystalline schist with elements of oceanic crust, Paleozoic, 10 — carbonate and pelitic dynamometamorphic sequence of Upper Paleozoic and Mesozoic age, older crystalline schist and granitoids, 11 — carbonate and pelitic sequence of the Tatic, Krížna and Choč nappe including the Silesic nappe in the Slovakian-Hungarian frontier, 12 — carbonatic to pelitic and psephitic sequences of Upper Paleozoic to Mesozoic age in the Zemplín horst, 13 — Paleozoic and older sediment of southern crustal segments and crystalline, 14 — carbonate of unknown provenience in the Magura flysch, 15 — sediment in the cover of the granite-basalt layer of the lower crust, Precambrian to Lower Cretaceous, 16 — lower slab of the crust in the northern segment of the European Platform, 17 — lower slab of the crust of the southern segment, 18 — MOHO discontinuity and mantle substratum, 19 — main tectonic line and surface, 20 — the Pieniny Klippen Belt, Magura, Silesic and Skole units of the flysch belt.



Obr. 15. Situácia hlbinných seizmických profilov 598/84 a 590/80. 1 — hlboké vrtý.
 Fig. 15. Sketch map of deep seismic profiles No. 598/84 and 590/80. 1 — deep drilling.

+6 km do Pk +28 km. Tu sú na profile C_1C_1' individualizované telesá 18", 19" s hmotnosťou $Do = 2,63 \text{ kg} \cdot \text{dm}^{-3}$ a $2,70 \text{ kg} \cdot \text{dm}^{-3}$ a na profile B_1B_1' teleso 9" s hmotnosťou $Do = 2,72 \text{ kg} \cdot \text{dm}^{-3}$. Pomerne nízku hmotnosť a vysokú geomagnetickú susceptibilitu telesa 18" spôsobuje ultrabázické teleso na okolí Komároviec a jeho vulkanicko-sedimentárny sprievodný mezozoický komplex. Modelové telesá 19" (C_1C_1') a 9" (B_1B_1') v bazálnej časti pričleňujeme k rakoveckej riftovej formácii gemerského pásma s podmienkou, že vo vrcholovej časti sú pokryté — v tektonickom vzťahu — vulkanogénnymi a dynamometamorfovanými komplexami komárovského typu s hmotnosťou $Do = 2,70 \text{ kg} \cdot \text{dm}^{-3}$. Napriek tomu, že sa komárovský komplex vo fyzikálnom modeli výrazne neprejavuje, môžeme ho predpokladať i v oblasti Čane, pretože ho na profile C_1C_1' modelové teleso 20" s hmotnosťou $Do = 2,70 \text{ kg} \cdot \text{dm}^{-3}$ signalizuje. Podobne aj modelové teleso 3" (C_1C_1') s hmotnosťou $Do = 2,68 \text{ kg} \cdot \text{dm}^{-3}$ a teleso 10" (B_1B_1') s hmotnosťou $2,68 \text{ kg} \cdot \text{dm}^{-3}$ v bazálnej časti môžu reprezentovať rakoveckú formáciu, ktorá nesie v tektonickom nadloží mezozoické vulkanogénne súvrstvie komárovského typu, azda tektonicky sformované v jednotke Bôrky (Leško a Varga, 1980). Týmto spôsobom by zvyšky paleozoických a mezozoických riftovo-vulkanických súvrství gemerika zabiehali najďalej východným smerom do kôrového segmentu D, ležiaceho (podľa Árkai a Lelkes-Felváryovej, 1987) medzi diskontinuitami Balaton—Darnó a Záhreb—Zemplín.

V tretej a čiastočne i druhej skupine telies nad telesami 3" (C_1C_1'), 10" a 18" (B_1B_1') s hmotnos-

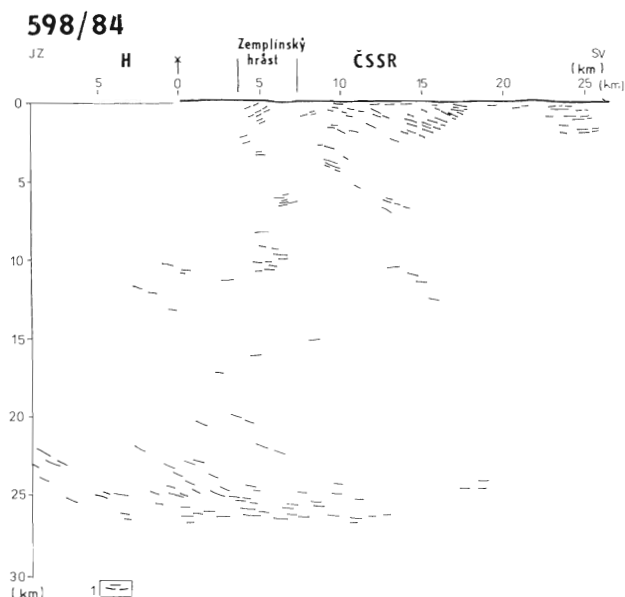
ťou $Do = 2,68 \text{ kg} \cdot \text{dm}^{-3}$ sú individualizované modelové telesá 11", 12" (B_1B_1') a 6" (C_1C_1') s oveľa vyššími hodnotami hustôt ($Do = 2,72 - 2,745$ a $2,75 \text{ kg} \cdot \text{dm}^{-3}$). Z tektonického hľadiska ich považujeme za východné výbežky veporského pásma pozostávajúce z kryštalických bridlíc, granitoidov a karbonátov staršieho až mladšieho paleozoika. Modelové teleso 6" v tretej skupine pod telesom 9" (C_1C_1') považujeme za tektonicky nahromadené čelné veporské komplexy proterozoika až mezozoika na hrane obdukčnej plochy v kolíznom pásme. V analogickej mechanickej funkcii je v nadloží modelové teleso 9" (C_1C_1') s hustotou $Do = 2,85 \text{ kg} \cdot \text{dm}^{-3}$, ktoré pre vysokú hustotu považujeme za mezozoický dolomiticko-vápencový komplex zvyškov chočského príkrova. Komplex bol tiež zistený vo vrtoch situovaných vo vrcholovej časti modelového telesa 6" v priestore Pk +50 až +60 km v okolí Ďurkova a Kecerovských Peklián. Podobne aj na profile B_1B_1' v depresnej časti štvrtej skupiny telies sa individualizuje teleso 13" s podobnou vysokou hodnotou hmotnosti ako teleso 9". Jeho funkcia v obdukcii a litologicko-stratigrafický obsah sú totožné s telesom 9". Obidve telesá svedčia o koncentrácii karbonátových telies pravdepodobne v chočskej skupine príkrovov na hrane obdukčného bloku.

Severný segment na profiloch B_1 , C_1 v priestore Pk +50 až +90 km reprezentuje severnú čelnú časť obdukovaných štruktúrnych jednotiek predmiocénnej západokarpatskej kôry. Vo vrchnej časti čela sa vyskytujú tektonicky odlúpnuté a smerom na S až SV transportované prvky pochádzajúce z pôvodného južného okraja severoeurópskeho kontinentu s tzv.

„granitovou“ a sedimentárnou vrstvou — modelové telesá 16", 15" s hmotnosťou $Do = 2,76 \text{ kg} \cdot \text{dm}^{-3}$ (profil B_1B_1') a 7", 13" s hmotnosťou $Do = 2,76 - 2,74 \text{ kg} \cdot \text{dm}^{-3}$ (profil C_1C_1'). Nad týmito jednotkami kontinentálneho pôvodu sa vyskytujú modelové telesá reprezentujúce štruktúrne prvky alpsko-karpatskej geosynklinálnej proveniencie. Oceánskeho pôvodu sú telesá 10" ($Do = 2,695 \text{ kg} \cdot \text{dm}^{-3}$) teleso 12" ($Do = 2,70 \text{ kg} \cdot \text{dm}^{-3}$) a 16" (profil C_1 , hmotnosť $Do = 2,65 \text{ kg} \cdot \text{dm}^{-3}$). Teleso 17" (B_1C_1 , $Do = 2,70 \text{ kg} \cdot \text{dm}^{-3}$) reprezentuje tatrický a krížňanský príkrov. Mnohé, zvlášť plastické sedimenty bradlového pásma sa hustotne výraznejšie neprejavujú. Predpokladáme, že v dôsledku transportu vyšších príkrovových jednotiek geosynklinálneho pôvodu a pod nimi jednotiek eugeosynklinálnej oceánskej proveniencie v pásme Bunkovce—Lesné—Zbudza boli tektonicky redukované podobným spôsobom ako sedimenty spodného miocénu z jeho severného predpolia. Priestorová konfigurácia telies 1' ($Do = 2,60 \text{ kg} \cdot \text{dm}^{-3}$) a 10' ($Do = 2,69 \text{ kg} \cdot \text{dm}^{-3}$) v bradlovom pásme a miocénnom bazéne svedčí o tom, že spomínané vyššie jednotky, pochádzajúce z južného kontinentálneho okraja a z oceánskej oblasti karpatskej geosynklinály, boli v procese miocénnej obdukcie Západných Karpát nasunuté na bradlové pásmo a spolu s prevrásnenými sedimentami spodného miocénu vlečené na vzdialenosť vyše 100 km smerom na S a SV.

Spodná časť kôry v priestore Pk +50 až +90 km spolu s plášťovým substrátom vytvára klenbu a vyzdvihuje sa až do úrovne -10 až -8 km. Ďalej smerom na sever—severovýchod od Pk +90 km už spodná časť kôry v tiažovom obraze nejaví známky alpskej aktivizácie. Zato však v jej nadloží sú flyšové sekvencie alpínsky prepracované a vytvárajú ďalekosiahle príkrovové jednotky s transportom dosahujúcim iba v miocéne vzdialenosť 110—150 km smerom k čelnej predhlbni Karpát. V bezprostrednom podloží flyšových príkrovov a v nadloží karbonátovej vrstvy platformy s hustotou $Do = 2,82 \text{ kg} \cdot \text{dm}^{-3}$ (teleso 4a) sú telesá 8' a 9' s nízkymi hustotami $Do = 2,58 \text{ kg} \cdot \text{dm}^{-3}$ a $Do = 2,40 \text{ kg} \cdot \text{dm}^{-3}$, ktoré považujeme za sedimenty oligomiocénnej predkarpatskej molasy. Južný okraj týchto telies zasahuje do blízkosti južnej jednotky magurského flyšového pásma a koinciduje s hranicou zmien Gieseho vektorov vodivosti horninového prostredia v celom západokarpatskom oblúku (Pěčová et al., 1979) (obr. 17).

Domnievame sa preto, že línia zmien smerov vektorov vodivosti prechádza cez južný okraj sedimentačného bazénu oligomiocénnej molasy a určuje pravdepodobnú vzdialenosť transportu flyšových aj vnútornejších karpatských príkrovových jednotiek, prípadne ich tektonických zvyškov v čase vrchnomiocénneho orogénu.



Obr. 16. Hlbinný seizmický rez na profile 598/84 získaný z časového rezu transformáciou vybraných reflexov (Vejmėlek, 1988). 1 — reflexné plošky.

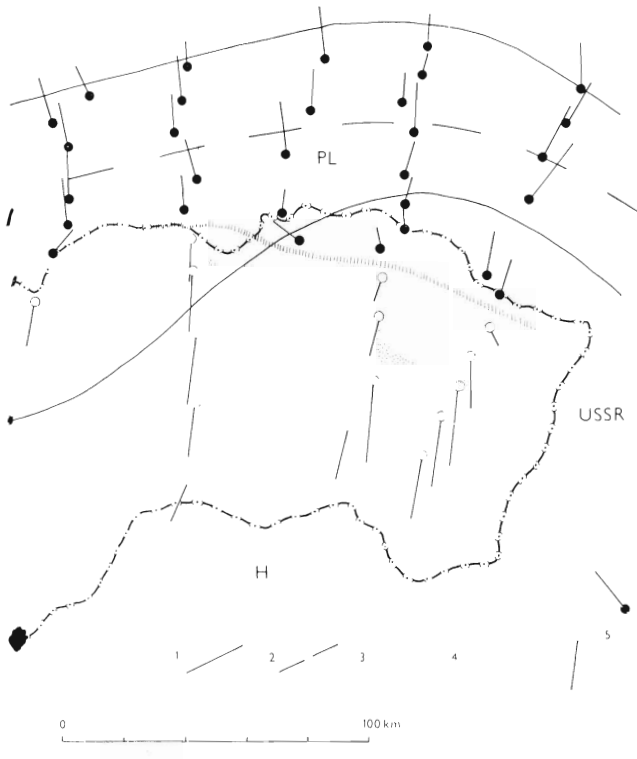
Fig. 16. Deep seismic profile 598/84 gained from time section by transformation of selected reflexes (Vejmėlek, 1988). 1 — reflexion surface.

Ropnogeologické hodnotenie

Geochemické výskumy ukazujú (Đurica, 1976; Franců a Šimánek, 1987), že hlavná fáza tvorby uhľovodíkov sa vo východoslovenskej neogénnej panve nachádza v hĺbkach 2 až 3,5 km, zatiaľ čo vo viedenskej panve je počiatkové štádium tvorby uhľovodíkov až v hĺbkach 4 až 5,2 km. Príčinou je vysoký geotermický gradient v horninových komplexoch východoslovenskej neogénnej panvy +45, +53 °C/km, ktorý zabraňuje tvorbe uhľovodíkov.

Takmer neperspektívna na výskyt uhľovodíkov je južná časť panvy, a to v dôsledku dynamických štruktúr vedúcich ku skracovaniu kôry v čele južného kôrového segmentu a pre prienik plášťových horninových mas do podpovrchových úrovní (obr. 11, 12, 13). Domnievame sa, že uvedené fakty sú príčinou iba slabých prítokov nehorľavých plynov na lokalitách Senné, Bunkovce, Ptruksa a uhľovodíky, ktoré tam v materských sedimentoch vznikli, už z nich migrovali.

Severná a severozápadná časť panvy dáva viac perspektívy pre vznik a akumuláciu uhľovodíkov. Vyplýva to predovšetkým z geologickej stavby ako výsledku vrchnomiocénnych tektonických pohybov. Na základe doterajších prospekčných prác v tejto časti vyčleňujeme asi 50 km dlhé lesňansko-zámutovské elevačné pásmo s niekoľkými čiastkovými prvkami. Všetky elevačné prvky sú prekryté sedimentami karpátu a bádenu a ako pasce sa aktívne začali



Obr. 17. Význačné geofyzikálne anomálie v Západných Karpatoch (Pěčová et al., 1979). 1 — schematické ohraničenie zápornej tiažovej anomálie, 2 — priebeh osi zápornej tiažovej anomálie, 3 — priebeh pieninského bradlového pásma, 4 — zóna zvýšenej elektrickej vodivosti a zmeny smeru Wieseho vektorov, 5 — veľkosť úsečky je úmerná intenzite magnetovariačných anomálií.

Fig. 17. Main geophysical anomalies of the West Carpathians (Pěčová et al., 1979). 1 — schematic boundary of the gravity low, 2 — axis of the gravity low, 3 — the Pieniny Klippen Belt, 4 — zone of anomalous electric conductivity and changes of Wiese vector directions, 5 — the size of line segment reflects the intensity of magnetic variation anomaly.

prejavovať až po prekrytí spomínaných usadenín. Pobádenský tektonický vývoj ich veľmi málo narušil a pozmenil, a preto sú schopné akumulovať miliardy m^3 zemného plynu.

Nevyriešená je zatiaľ otázka podielu migrácie uhľovodíkov z podloží mezozoických a starších litologických komplexov do vrchnomiocénnych elevačných štruktúr. Z hustotného obrazu vyplýva, že migrácia z podložia je pravdepodobná, lebo spomínané elevačné pásma sú v priaznivom vzťahu k predneogénemu tektonickému plánu. Za také považujeme predpolie obdukčnej plochy južného kôrového segmentu a prítomnosť kôrového plástu, odlúpnutého z pôvodného južného okraja severoeurópskej platformy (modelové teleso 15'' — B_1B_1' a 7'' — C_1C_1') v hĺbke 5 až 6 km nad južným úpäťom vyklenutia severoeurópskej platformy. Nízky tepelný gradient horninového prostredia (Hanušovce—1, 6 006 m s 178—180 °C) a podpovrchový dosah karbonátov a psefitov epikontinentálnej platformy môže priazni-

vo ovplyvniť akumuláciu uhľovodíkov v podpovrchovej stavbe.

Avšak za najperspektívnejšiu oblasť pre vznik a akumuláciu uhľovodíkov považujeme približovú zónu so severnými okrajmi miocénnej východoslovenskej panvy a Košickej kotliny, lebo sa nachádza nad klenbou severoeurópskej platformy asi v priestore Pk +65 až +90 km. Jej perspektíva spočíva:

1. Vo vyklenutí tektonicky málo alpínsky aktivizovanej platformy na úrovni hĺbok 10—8 km s nasledujúcimi pravdepodobnými litologickými sledmi vrchnej časti kôry: karbonáty, pelity až psefity od predkambria po juru a spodnú kriedu hmotnosti $D_0 = 2,83 \text{ kg} \cdot \text{dm}^{-3}$ (modelové teleso 4a);

2. V priaznivom tepelnom gradiente (Leško et al., 1982, 1983);

3. V úložných pomeroch potenciálnych pascí a v charaktere tesniacich litologických komplexov. Ako horninové prostredie ložísk by mohli slúžiť sedimenty predkambria až spodnej kriedy epikontinentálneho platformného vývoja, flyšové súvrstvia bradlového pásma a južných jednotiek magurského flyšového pásma. Funkciu ekranujúceho prostredia môžu vytvárať pelitické súvrstvia bradlového pásma a peliticko-karbonátové komplexy tatrického a krížňanského príkrovu, ktoré tam zasahujú v príkrovových zvyškoch. Svedčia o tom výsledky hlbokých vrtov Lipany—1, Šariš—1, Hanušovce—1, Lesné—1 a ďalšie.

Záver

Geologická interpretácia geofyzikálnych dát pozdĺž profilov A_2A_2' , B_1B_1' , C_1C_1' umožňuje predpokladať, že získaný obraz zemskej kôry Západných Karpát na východnom Slovensku a azda i celých Karpát je výsledným produktom pôsobenia viacerých alpínskych orogénov počínajúcich vo vrchnej jure a končiacich v pleistocéne vertikálnymi pohybmi čiastkových geologických prvkov i celých kôrových segmentov. Kým pri vonkajšom okraji Západných Karpát miocénne horotvorné pohyby vytvorili z flyšových sedimentov mohutné príkrovové jednotky (Książkiewicz, 1959), príkrovové jednotky z predošlých alpínskych orogénov v priestore vnútorných Karpát iba dotvorili, či skôr devastovali vo vrchnej časti kôry. Preto po vrchnomiocénnom orogénnom procese je takmer nemožné lokalizovať jazvu, z ktorej sa zrodili mezozoické príkrovy, pochádzajúce z južného kontinentálneho okraja karpatskej geosynklinály. V recentnom tiažovom obraze sa tatrický a krížňanský príkrov zachovali vo vrcholovej časti čela obdukovaného segmentu len ako zvyšky, a preto ani nemôžeme posúdiť ich rozšírenie smerom na juh. Masy karbonátov, zväčša dolomitov (modelové telesá 13'' a 12'' profilu B_1B_1'), považované za zvyšky príkrovov chočskej skupiny, zasahujú priestor Kp +33 až +60 km,

kde vytvárajú čelnú časť južného obdukčného segmentu. Preto usudzujeme, že jazvy po zdrojoch karpatských mezozoických príkrovov zanikli z karpatského oblúka dávno pred miocénom, ešte počas mezoalpínskych orogénov v paleogéne, podobne ako gemerské a veporské jednotky v priestore diskontinuit Balaton—Darnó a Záhreb—Zemplín na východnom Slovensku v miocéne.

Na kôrových vrstvách oslabených dislokáciami v dôsledku recesných procesov koncom bádenu, v sarmate až v pliocéne za frontálnou časťou orogénu vznikli andezitové a niektoré rhyolitové vulkanické telesá ako produkty plášťového diapíru (Slávik, 1968). Ich prírodné kanály sú v recentnom tektonickom pláne predovšetkým v predterciálnych komplexoch dislokované voči vlastným intruzívnym a extruzívnym telesám, a to podľa intenzity pobádenských až pleistocénnych pohybov. Tieto poznatky vrhajú nové svetlo aj na problém vzniku a vývoja nielen východoslovenskej a transkarpatskej depresie, ale azda západokarpatských depresií vôbec, lebo ich umožňujú interpretovať ako medzištruktúrne prepادلiny, ktoré v celej šírke obdukčného pásma vznikali ako výsledok tenzných tlakových procesov.

Je pozoruhodné korelovať naše poznatky s výsledkami niektorých alpských geológov, ku ktorým dospeli pri interpretácii vzniku Álp v ranom terciéri. Takisto zdôrazňujú obdukčné procesy pri transporte „austroalpínskych“ príkrovov na „európsku stranu“ alpínskeho orogénu a prekvapujúco podobné riešenie s naším modelom nachádzame pri ktoromkoľvek obdukčnom procese Daviesa (1968), Laubschera (1970), Oxburgha (1972) a Pricea (1981). Odlíšny model „skracovania kôry“ Západných Karpát, vychádzajúci z funkcie bradlového pásma, prezentuje Birkenmajer (1986). Jeho model je však v rozpore s poznatkami geofyzikálneho merania, s výsledkami hlbokých vrtov, ale predovšetkým autor neberie do úvahy poznatky z južných oblastí Západných Karpát i Východných Álp.

Literatúra

Armstrong, R. L. a Dick, H. J. H. 1974: A model for the development of thin overthrust sheets of crystalline rock. *Geology*, 2, 35—40.
 Árkai, P. a Lelkes-Felvári, Gy. 1987: Very low and low-grade metamorphic terrains in Hungary. In: H. W. Flügel, F. P. Sassi a P. Grecula (Eds.): *Pre-Variscan and Variscan events in the Alpine-mediterranean mountain belts*. *Mineralia slov.—Monogr. Bratislava, Alfa*, 51—68.
 Biela, A. 1978: Hlboké vrty v zakrytých oblastiach vnútorných Západných Karpát. *Region. Geol. Západ. Karpaty*, 11.
 Birkenmajer, K. 1986: Stages of structural evolution of the Pieniny Klippen belt, Carpathians. *St. Geol. Pol.*, 7—32.
 Burov, V. S., Višňakov, I. B., Gluško, V. V., Kruglov, S. S., Sviridenko, V. G., Smirnov, S. E., Sologubov, V. B., Spitkovskaja, S. M., Chižňakov, A. B., Fištinskij, L. E., Čekunov, A. V. a Šakin, V. A. 1985: Geodinamika Karpat. *Kijev, Naukova dumka*.

Davies, H. L. 1968: Papuan ultramafic belt. *Proc. 23rd Inter Congr., Prague*, 1, 209—220.
 Ďurica, D. 1976: Geológia potiskej nížiny s ohľadom na výskyt a perspektívu živíc. [Kandidátska dizertačná práca.] *Manuskript — Geofond Bratislava*.
 Fusán, P., Biely, A., Ibrmajer, J., Plančár, J. a Rozložník, L. 1987: Podložie terciéru vnútorných Západných Karpát. *Bratislava, GÚDŠ*, 7—103.
 Franců, J. a Šimánek, V. 1987: Modelovanie procesov postsedimentárnej premeny hornín a zóna hlavnej fázy tvorby uhľovodíkov vo východoslovenskej neogénnej panve. In: *Geologické dni Jána Slávika, Košice*, 297—310.
 Gluško, V. V., Samojluk, A. P. a Truškevič, R. T. 1970: Tektonika predkarpatského progiba. *Geol. Žurnal (Kijev)*, XXX.
 Gnojek, I. 1987: Príspevek k interpretácii magnetického poľa Východoslovenskej nížiny. In: *Geologické dni Jána Slávika, Košice*, 331—341.
 Grecula, P. a Együd, K. 1977: Pozícia zemplínskeho ostrova v tektonickom pláne Karpát. *Mineralia slov.*, 9, 449—462.
 Grecula, P. a Varga, I. 1979: Hlavné pásma diskontinuity na vnútornej strane Západných Karpát. *Mineralia slov.*, 11, 389.
 Grecula, P. a Hovorka, D. 1987: Early Paleozoic volcanism of the Western Carpathians. In: H. W. Flügel, F. P. Sassi a P. Grecula (Eds.): *Pre-Variscan and Variscan events in the Alpine-mediterranean mountain belts*. *Mineralia slov.—Monogr., Bratislava, Alfa*, 251—270.
 Hovorka, D. 1987: Správa o orientačnom petrografickom štúdiu ultrabázického telesa zastihnutého vo vrte Zbudza—I. *Manuskript — archív MND Michalovce*.
 Ibrmajer, J. 1963: Gravimetrická mapa ČSSR 1:200 000. *Věst. Ústř. Úst. geol.*, 38, 4.
 Jacko, S. 1975: Pásmo Čiernej hory. *Mineralia slov.*, 7, 53—62.
 Kaličiak, M. 1988: Geologická stavba stratovulkánu Strechový vrch v Slanských vrchoch. *Mineralia slov.*, 20, 417—434.
 Kázmér, M. a Kovács, S. 1985: Permian-Paleogene paleogeography along the Eastern part of the Insubric-Periadriatic lineament system. Evidence for continental escape of the Bakony-Drauzug unit. *Acta. Geol. Hung.*, 28, 1—2, 71—84.
 Kilényi, E. a Rumpler, J. 1984: Basement (pre-Tertiary) contour map of Hungary. *GEOS*.
 Książkiewicz, M. a Leško, B. 1959: On the region between Krosno and Magura-Flysch. *Bull. Acad. Pol. Sci.*, 7, 773—780.
 Książkiewicz, M. 1960, 1963: Evolution structurale des Carpathes. Polonoises. *Livre a la mémoire du Prof. Paul Fallot. t. II. Paris*, 528—562.
 Książkiewicz, M. 1972: Budova geologiczna Polski. Tektonika 3, Karpaty. *Warszawa, Wydaw. Geol.*
 Laubscher, H. 1970: Bewegung und Wärme in der alpinen orogenese. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.*, 50, 565—596.
 Leško, B. 1977: Nefte-gazonosnosť Západných Karpat s točki zrenija geologičeskogo strojenija. In: *Sobr. materialov naučno-praktičeskoj konfer. stran-členov SEV Moskva*.
 Leško, B. 1978: Perspektíva ropy a zemného plynu v mimopanových oblastiach Záp. Karpát. [Časť hlav. referátu na II. celoštátnej naft. geolog. konferencii v Gottwaldove.] *Manuskript — archív GÚDŠ*.
 Leško, B. a Varga, I. 1980: Alpine elements in the West Carpathian structure and their significances. *Mineralia slov.*, 12, 97—130.
 Leško, B., Chmelík, F. a Fusán, O. 1980: Návrh na hlboký oporný vrt Šariš—I (5 500—6 000 m). *Manuskript — GÚDŠ Bratislava*.
 Leško, B., Chmelík, F. a Ruďinec, R. 1982: Perspektíva územia na ropu a zemný plyn východne od Vysokých Tatier. *Geol. Průzk.*, 24, 2, 37—39.
 Leško, B. et al. 1983: Oporný vrt Lipany—I (4 000 m). *Region. Geol. Západ. Karpaty*, 18, 5—78.
 Leško, B. et al. 1985: Oporný vrt Hanušovce—I (6 003 m). *Region. Geol. Západ. Karpaty*, 20, 5—205.
 Leško, B., Šutura, A. a Putiš, M. 1988: Geology of the Považský

- Inovec horst based on geophysical investigation. *Geol. Zbor Geol. carpath.*, 39, 2, 195—216.
- Marschalko, R. 1975: Sedimentologický výskum paleogénnych zlepcov bradlového pásma a prilahlých tektonických jednotiek a prostredie ich vzniku (východné Slovensko). *Bratislava, Veda, SAV*, 5—143.
- Obernauer, D. 1971: Zemplinsky ostrov-juh. *Manuskript — Geofond Bratislava*.
- Oxburgh, E. R. 1972: Plate tectonics and continental collision. *Nature*, 239, 202—204.
- Pěčová, V. a Paus, O. 1979: Internal electrical conductivity distribution on Czechoslovak territory. In: *Geodynamic investigation in Czechoslovakia*. Bratislava, Veda, SAV, 119—129.
- Píchová, E. 1978: Fyzikální vlastnosti hornin na vrtu Ložín—1. *Manuskript — Geofond Bratislava*.
- Píchová, E. 1979: Fyzikální vlastnosti hornin na vrtu Vranov—1. *Manuskript — Geofond Bratislava*.
- Píchová, E. 1982: Fyzikální vlastnosti hornin východoslovenské neogénnej pánve. *Manuskript — Geofond Bratislava*.
- Píchová, E. 1984: Fyzikální vlastnosti hornin na vrtech Albinov—7, Michalovce—1, Trebišov—6. *Manuskript — Geofond Bratislava*.
- Píchová, E. 1985: Fyzikální vlastnosti hornin na vrtech Pavlovce—1, Senné—1. *Manuskript — Geofond Bratislava*.
- Píchová, E. 1986: Fyzikální vlastnosti hornin na vrtech Hrušov—1, Zbudza—1. *Manuskript — Geofond Bratislava*.
- Píchová, E. 1988: Fyzikální vlastnosti hornin vrtu Tušická Nová Ves—1. *Manuskript — Geofond Bratislava*.
- Pospíšil, L. 1982: Syntéza geofyzikálnych údajov v oblasti východoslovenských neovulkanitov. [Kandidátska dizertačná práca.] *Manuskript — Geofyzika Brno*.
- Pospíšil, L. a Husák, L. 1985: Príspevok geofyziky k poznaniu stavby východoslovenských neovulkanitov a ich podložia. *Západ. Karpaty. Sér. Geol.*, 10, 197—219.
- Price, R. A. 1981: The Cordilleran foreland thrust and fold belt in the southern Canadian Rocky Mountains. In: *Thrust and Nappe Tectonics*. Denver, Rocky Mts. Assoc. Geol., 41—54.
- Rudinec, R. 1980: Možnosti výskytu ropy a plynu v predneogénnom podloží východoslovenskej neogénnej panvy. *Mineralia slov.*, 12, 507—531.
- Slávik, J. 1968: Chronology and tectonic background of the neogene volcanism in Eastern Slovakia. *Geol. Práce, Zpr.*, 44—45, 199—214.
- Slávik, J. 1973: Vulkanizmus, tektonika a nerastné suroviny neogénu východného Slovenska a pozícia tejto oblasti v neoeurópe. [Doktorská dizertačná práca.] Bratislava.
- Slączka, A. 1971: The Geology of the Dukla unit. *Inst. Geol. (Warszawa)*, LXIII, 1—97.
- Šefár, J. et al. 1987: Štruktúrno-tektonická mapa vnútorných Západ. Karpát pre účely prognózovania ložísk. *Manuskript — Geofond Bratislava*.
- Šutora, A. a Čekan, V. 1965: Regionální gravimetrický a geomagnetický průzkum v oblasti východního Slovenska. *Sbor geol. Věd. Geofyz. Ř, UG*, 4.
- Šutora, A., Janoščík, M. a Leško, B. 1982: Geofyzikální průzkum flyšového pásma a vnitrokarpatkých jednotek v západ. časti Slovenska. *Manuskript — Geofond Bratislava*.
- Tomek, C., Dvořáková, L., Ibrmajer, J., Jiříček, R. a Koráb, T. 1987: Crustal profiles of active continental collisional belt; Czechoslovak deep seismic reflection profiling in the West Carpathians. *Geophys. J. R. astron. Soc.*, 89, 383—388.
- Uhmán, J. a Angelidis, A. 1980: Fyzikální vlastnosti hornin na vrtu Trhovište—26. *Manuskript — Geofond Bratislava*.
- Uhmán, J. et al. 1977: Hustoty, porozita a magnetická susceptibilita hornin v oblasti Hanušovce, Stropkov, Medzilaborce, Papín a Humenné. *Manuskript — Geofond Bratislava*.
- Varga, I. 1978: Palealpine geodynamics of the Western Carpathians. *Mineralia slov.*, 10, 385—441.
- Vejmėlek, L. 1988. Východoslovenské seizmické hlubinné profily 598/84, 590/85; kap. 11, 4. In: *Blížkovský et al.: Geofyzikální výzkum zemské kůry pro potřeby ložiskového výzkumu v ČSSR*. *Manuskript — Geofyzika Brno*.
- Vyskočil, V. 1985. Referenční hustotní modely litosféry. *Sbor Problémy současné gravimetrie. Geofyz. Ústav ČSAV Praha*. *Manuskript — Geofyzika, Brno*.

Contribution of geophysics to the solution of geological structure and forecasts of hydrocarbons in SE Slovakia

In the West Carpathians the last fundamental Alpine orogenic events occurred during the Upper Miocene and terminated by vertical movements of partial crustal blocks during Pleistocene time. Results of these movements are preserved in the geophysical picture along profiles. New knowledge is gained from a complex analysis of gravimetric and geomagnetic data oriented onto the solution of relations between anomalous elements and main geological units namely between the Pre-Cenozoic basement surface and the MOHO discontinuity in the depth. The necessary physical parameters for most of Cenozoic, Mesozoic and Paleozoic lithologies have been obtained from a large scale sampling of drillhole as well as surficial samples. Densities of the lower crust have been derived from data of seismology and from petrography of some dynamometamorphic units. Their processing yielded the relations between densities and susceptibility influenced, in certain cases, by the degree of serpentinization, recrystallization or diaphtoresis. The last processes resulted from kinetic, Meso- and Neopalpine orogenic events.

Heterogenities of densities have been modelled along three Transcarpathian profiles (A, B and C) into, by density homogenous, partial bodies solving the 2.5 dimensional

Talwani's problem programmed for an ICL-PC Quattro computer. This method resulted in distribution picture of partial units which homogenous densities in the crust. The picture is in this case the result of piling up of several crustal slabs derived from two different continental units due to their obduction.

The presented profiles allow to distinguish the originally southern and northern segments of the obduction belt. Between both there are the units of the collision belt itself represented by piled up, or submerged into the mantle, crustal slabs which create the surficial units, too.

The southern Zemplin segment is composed of model bodies No. 5, 6, 7 and 8 (Fig. 11) on profile A₂A₂ extending to N-NE till the Szamos—Zemplin line creating the front of obducted units. Due to its epicontinental Upper Paleozoic but mainly Mesozoic lithologies (Grecula, Együd, 1977), the Zemplin unit is assumed to represent an external in relation to other West Carpathian elements. The unit acquired its recent position probably during Paleogene (Illyrian phase; Książkiewicz, Leško, 1959) and probably even Miocene orogenic phases. The same events led to the termination of Egerian to Eggenburgian sedimentary basins existing on the external side of the Pieniny Klippen

Belt. On the west, limits to the Zemplín Unit are created by the Zagreb — Zemplín discontinuity towards the Bükk Mts. (Fig. 10).

The collisional segment itself occurs in the northern foreground of the Zemplín segment being built by model bodies No. 9, 15, 16 and 25. These bodies are detached and torn away slabs from the originally southern margin of the North European continent carrying in their hanging wall the West Carpathian block units inherited from the previous Alpine orogenic events. The lower crustal layer beneath Neogene sediments of the East Slovakian lowland in the collisional segment merges into the mantle under the Zemplín unit. Northwards this layer is elevated into 6 km depth due to the upwarping of the weakly engaged North European platform (Figs. 11 to 14).

The frontal portion of the northern segment in surficial structure is made of units derived from the original oceanic area of the Carpathian geosyncline (i. e. of "Penninic" provenience). The units are composed of the Magura flysch and the Pieniny Klippen Belt together with dynamometamorphic Mesozoic lithologies and oceanic crustal segments (model bodies No. 18, 21 and 25). Also units coming from the southern continental margin of Carpathian geosyncline (i. e. units of "Austroalpine" provenience) participate on the composition of this collisional segment creating the Tatric and Križna nappes (model body No. 17).

The lower crust in remaining portions of the profile (its N-NE termination) does not allow to judge on Alpine reactivation. Over the lower crustal layer and immediately under the flysch nappes, there occur model bodies of low densities, namely along profiles B and C (2.58 and $2.40 \text{ kg} \cdot \text{dm}^{-3}$ respectively) reaching southwards till the boundary on which the Wiese's vectors change their directions (Fig. 17). Probably, these bodies consist of Oligocene to Miocene sediments of the Carpathian foredeep below the Carpathian flysch nappes indicating by that the distance into which have the Carpathian geosynclinal and continental lithologies been transported in the time of Miocene crustal shortening (110—150 km).

Different picture is indicated by gravimetry along profiles B and C displaying the southern part of the obducted segment in which imbricated and perfectly dispersed elements compose the entire crust.

The situation probably results from the action of crustal segments which gradually escaped (Kázmér, Kovács, 1985) after Palealpine movements from the northern foreground of Southern Alps and from the Eastalpine area eastward to northeastward across the today Hungary reaching the West Carpathians in Eastern Slovakia. Their effects into the Palealpine West Carpathian structures resulted in the vanishing of some West Carpathian geosynclinal units during the Paleogene and Miocene in favour of elements which originated in the Southern and Eastern Alps. By this process the Gemeric (model body No. 9''') and Veporic (bodies No. 11'', 12'' and partly 13'') units disappeared easterly from the Balaton—Darnó line. Farther to the east from the site of the Zagreb—Zemplín line also the so called Subiatric and Tatric Nappes (model bodies No. 13'' and 17'') partly together with the Magura flysch nappe, composing the paleogeographical northern part of Carpathian "Penninic" disappeared.

Lithologies derived from the upper mantle within the southern segment reach in single imbricated elements into 19 km depth along the profiles B and C whereas the lower crustal layer (model bodies No. 1'', 6'' on profile B and that of 1'' and 8'' on profile C) is elevated into 6—9 km below the surface near Čaňa and Košice in the western foreground of the Slanské vrchy Mts. (Figs. 12 to 14).

Lithological complexes of the Gemeric belt (Early Paleozoic) are represented by the basal part of model bodies No. 9'' and 19'' in profile C together with slabs beneath the Komárovec dynamometamorphosed Mesozoic (model bodies No. 3'' and 11''). The easternmost remnants of the Veporic belt are interpreted in model bodies No. 11'' and 12'' (densities of 2.72 and $2.76 \text{ kg} \cdot \text{dm}^{-3}$ respectively) under which the bodies No. 10'' and 18'' are lighter with their $2.68 \text{ kg} \cdot \text{dm}^{-3}$ representing Mesozoic volcanites.

The crustal segment occurring northerly from the line Trhovište—Strechový vrch Mt. till the Krynica unit in the Magura flysch belt represents the northern part of obducted crustal units derived from Pre-Miocene West Carpathians. The tectonically detached and north- to northeastward transported partial units occur in the summit of this segment being derived from originally southern margin of the North European continent with its granite and sedimentary layers. These are indicated by model bodies No. 15'' and 16'' in profile B as well as by 7'' and 13'' in profile C. The bodies in their overlier (No. 13'', 14'' and 17'' in profile B and 12, 16 and 17 in profile C) are made of lithologies representing Carpathian geosynclinal provenience from which the bodies no. 12, 16 and 10' create the oceanic units themselves whereas the bodies 13'' and partly even 17'' are interpreted as derived from the southern continental margin (Tatric, Križna and Choč nappes).

It is clear from the indicated interpretations that the recent crustal picture in Eastern Slovakia originated as the result of several Alpine orogenic phases which initiated in Jurassic time and finished by vertical movements during the Pleistocene. While the orogenic processes of Miocene age created huge flysch nappes in the external Carpathians, their effect onto the internal Carpathian units was only in modifications of the earlier nappe structures in fact destroying the earlier more perfect and preserved crustal units. So it is almost impossible to localize the scar of the paleogeographic homeland from which the older Mesozoic and Paleogene Carpathian geosyncline nappes derived.

On the other hand, the orogenic phases created quite favourable geological situations for the origin and accumulation of hydrocarbons by forcing the crustal slabs carrying epicontinental lithologies into technically accessible depths (5 to 7 km below the surface). For this reason it is assumed that prospective area for hydrocarbon occurrences is represented by the Klippen-near zone (Leško, 1977) in Eastern Slovakia, composed, as far as its tectonic framework, of subsurface units derived from the North European platform and its cover sediments (Precambrian to Jurassic). In its tectonic hanging wall there are carbonates and pschitic rear portions of the Pieniny Klippen Belt and of the Magura nappe together with sediments of Lower Miocene age in the Lesné—Vranov n/T. — Zámotov elevation belt deposited above the southern slopes of the upwarped platform (Fig. 14).

Metagenetický model Slanských vrchov

LUBOMÍR DIVINEC, PETER KOTULÁK

Geologický prieskum, š. p., geologická oblasť, Garbanova 1. 040 11 Košice

(Doručené 29. 3. 1989, revidovaná verzia doručená 10. 5. 1989)

Metallogenic model of the Slanské vrchy Mts., Eastern Slovakia

The depth influence of the Pre-Cenozoic basement of the Slanské vrchy Mts. volcanites on metallogenic processes is discussed in the article. The depth of the Pre-Cenozoic basement and consequently the thickness of Neogene sediments between surface volcanites and this basement influenced the emplacement of magma reservoirs and consequently thermodynamic parameters, which control the origin and function of hydrothermal systems.

Úvod

V minulosti sa problémami metalogenézy Slanských vrchov zaoberal najmä Slávik (1973), Slávik a Tózsér (1973), Kaličiak (1977, 1980, 1988), Kaličiak a Ďuďa (1981), Tózsér (1983), Burian et al. (1985). Boli to práce zamerané prevažne na sumarizáciu postupne sa hromadiacich faktov o metalogenéze, ako aj na opis minerálnych asociácií a rudných akumulácií v jednotlivých stratovulkánoch Slanských vrchov. Doposiaľ sa však nik nepokúsil hlbšie teoreticky zdôvodniť značné rozdiely v intenzite a rozsahu zrudnenia v jednotlivých stratovulkánoch. Takáto situácia, keď ešte neboli hlbšie analyzované súvislosti medzi geologickou štruktúrou územia a vznikom zrudnenia, značne obmedzovala spoľahlivosť prognózovania rudných surovín.

V našom príspevku chceme poukázať na niektoré metalogenetické zákonitosti, ktoré sa nám javia na základe syntézy všetkých doterajších poznatkov o Slanských vrchoch ako jedny z rozhodujúcich pre vznik ložiskových akumulácií rúd v tejto oblasti.

Geologická charakteristika vulkanitov

Vulkanity Slanských vrchov sú súčasťou vulkanického oblúku Západných Karpát. Ich pozícia na vnútornej strane tohto oblúku, ako aj ich alkalicko-vápenaté zloženie a prítomnosť minerálov s OH skupinami (amfiboly, biotity) ich radia k typu orogénnych vulkanitov so zvýšeným obsahom H_2O , aké sa vyskytujú v oblasti kontinentálnych okrajov a ostrovných oblúkov (Bacsó et al., 1987). Sú situované v okrajovej časti panónskeho bazénu ako súčasť výplne východoslovenskej neogénnej panvy, ktorá je jeho severovýchodným výbežkom. Táto priestorová pozícia je jedným z dôvodov, pre ktoré hlavnú úlohu

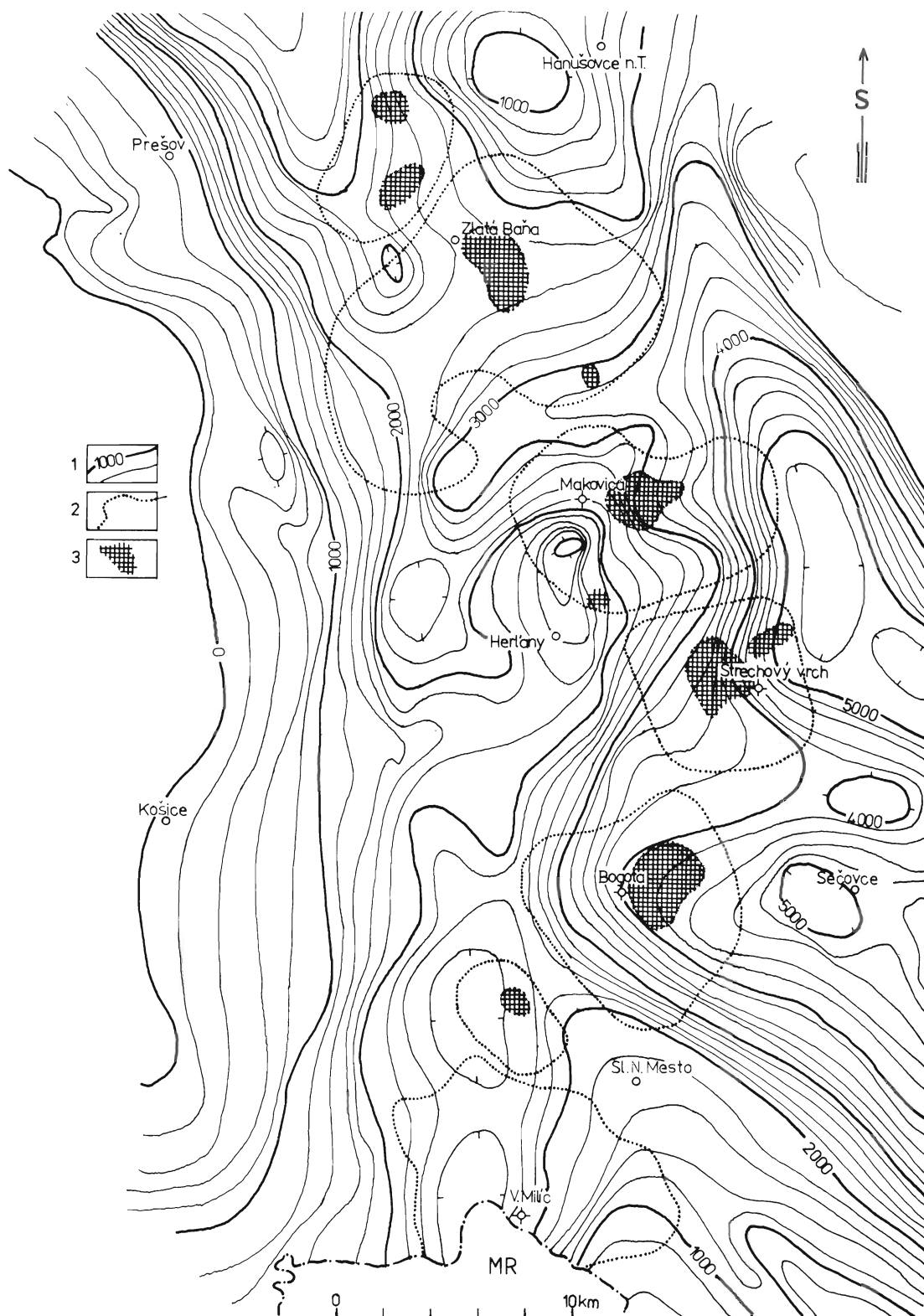
pri generovaní ich magiem prisudzujeme procesom diapirizmu v zemskom plášti. Takéto riešenie pôvodu magiem navrhli aj Lexa a Konečný (1974, 1979).

Vznik ložísk a akumulácií rúd v Slanských vrchoch, ktoré reprezentuje asociácia prvkov Fe, Sn, Mo, Cu, Zn, Pb, Ag, Au, Cd, Sb, Hg (Tózsér, 1983), je výsledkom činnosti hydrotermálnych systémov. Vývoj takýchto hydrotermálnych systémov vedúci k vzniku rúd je podmienený množstvom vnútorných a vonkajších faktorov, ktoré sú vzájomne späté.

Ložiská a výskyty mineralizácií v Slanských vrchoch sú sústredené hlavne v centrálnych zónach stratovulkánov. To poukazuje na plošne relatívne obmedzený dosah hydrotermálnych systémov, čo vyplýva z plošne obmedzených prienikov subvulkanických magmatických telies, resp. magmatických rezervoárov do vyšších úrovní.

Vzťah vulkanitov k podložiu

Jednotlivé stratovulkány Slanských vrchov (Zlatá Baňa, Makovica, Strečňový vrch, Bogota a Veľký Milič) sú situované nad západným svahom východoslovenskej neogénnej panvy, tvoreným predterciérnymi horninami (obr. 1). Na rozdiel od niektorých predchádzajúcich názorov (Grecula et al., 1979; Šefara et al., 1987) predpokladáme, že tento svah tvorí kaskáda s.—j. zlomov poklesového charakteru (patriacich hornádkemu zlomovému systému), ktoré postupne zhadzujú predterciérne podložie až do hĺbky 6 000 m. K názoru o existencii sústavy s.—j. zlomov sa prikláňame z nasledujúcich dôvodov: V komplexoch andezitových hornín pozorujeme v banských prácach len tento smer zlomov. Fusán et al. (1971) predpokladajú dokonca až porušenie, pokles Moho diskontinuity, tiež so smerom S—J. Ak má svah predneogénneho podložja



Obr. 1. Pozícia stratovulkánov Slanských vrchov vo vzťahu k hĺbke a morfológii predterciérneho podložia (podľa Šefaru et al., 1987). 1 — izohypsy predterciérneho podložia, 2 — hranice vulkanitov Slanských vrchov, 3 — centrálné zóny stratovulkánov.

Fig. 1. Position of stratovolcanoes of the Slanské vrchy Mts. in the relation to the depth and morphology of the Pre-Cenozoic basement (according to Šefara et al., 1987). 1 — isohypses of Pre-Cenozoic basement, 2 — boundaries of volcanites of the Slanské vrchy Mts., 3 — central zones of stratovolcanoes.

generálne smer S—J (obr. 1), musíme predpokladať, že aj zlomy, ktoré ho vytvorili, majú smer S—J.

Veľmi dôležitým faktom je, že os reťaze stratovulkánov kopíruje priebeh a morfológiu západného svahu predterciérneho podložia východoslovenskej neogénnej panvy. Oblúk, ktorý tvoria stratovulkány Slanských vrchov, je dôsledok deformácie s.-j. priebehu tohto svahu (jeho vyklenutia k V) účinkom sv.—jz. zlomov.

Hĺbka predterciérneho podložia vulkanitov Slanských vrchov, resp. hrúbka neogénnych sedimentov pod vulkanitmi je rôzna, od 1 000 do 5 000 m (Šefara et al., 1987). Takáto hrúbka piesčito-ílovitých neogénnych sedimentov, ktoré sa nachádzajú medzi predterciérnym podložíom a povrchovými vulkanitmi, ovplyvnila procesy ochladzovania, tuhnutia a kryštalizácie subvulkanických magmatických telies (resp. magmatických krbov), charakter a rozsah povrchovej vulkanickej aktivity a vznik a fungovanie hydrotermálnych systémov. Deformačné vlastnosti sedimentárnej neogénnej výplne východoslovenskej panvy (piesčito-ílovitých sedimentov) sa značne líšia od deformačných vlastností sedimentov mezozoika (vápencov, dolomitov, kremencov) a metamorfítov kryštalinika predterciérneho podložia, najmä v oblasti krehkej deformácie (vznik puklín a trhlín). Tieto odlišné deformačné vlastnosti priamo ovplyvnili možnosť výstupu subvulkanických magmatických telies do určitých úrovní. Subvulkanické magmatické telesá relatívne ľahko prenikali cez dobre priepustné predterciérne podložie, avšak ich ďalší postup cez piesčito-ílovité sedimenty bol v závislosti od ich hrúbky (a zrejme aj v závislosti od sklonu svahu predterciérneho podložia) spomalený až zastavený. Preto pokladáme hĺbku predterciérneho podložia a jeho morfológiu za faktor kontrolujúci výšku výstupu (pozíciu stropu) subvulkanických magmatických telies, čo spätne pôsobilo na termodynamické parametre ovplyvňujúce ich kryštalizáciu, proces sekundárneho varu magmy a vznik hydrotermálnych systémov.

K sekundárnemu varu magmy a následne k vzniku hydrotermálnych systémov dochádza vtedy, keď je strop subvulkanického magmatického telesa, resp. magmatického krbu v hĺbke 1,7—2,5 km (Burnham, 1985; Burnham in Barnes et al., 1982). Z vyššie uvedených faktov a súvislostí vyplýva význam a dôležitosť pôvodnej hĺbky a morfológie predterciérneho podložia vulkanitov pre metalogenetické pochody a vznik ložísk v stratovulkánoch Slanských vrchov.

Mineralizácia vulkanitov

Mineralizácia jednotlivých stratovulkánov sa líši len intenzitou, minerálne asociácie sú zhruba tie isté

(okrem stratovulkánu Veľký Milič). Na základe doterajších poznatkov pokladáme za zdroj mineralizácie Slanských vrchov hypoabysálne úrovne magmatických krbov jednotlivých stratovulkánov. Tomu nasvedčuje aj izotopické zloženie síry z rudných minerálov, $\Delta^{34}\text{S}$ sa blíži hodnote meteorického štandardu, čo signalizuje jej magmatický pôvod (Kantor in Burian et al., 1985).

Vulkanogénne ložiská a výskyt rúd v Slanských vrchoch tvorí niekoľko typov mineralizácie. V závislosti od ich pozície v stavbe stratovulkánov tu rozlišujeme:

- hlbino-subvulkanickú mineralizáciu (skarnový typ, Cu-Mo mineralizácia),
- subvulkanickú mineralizáciu (polymetalická Cu-Pb-Zn a drahokovová Au-Ag mineralizácia),
- vulkanickú mineralizáciu (Sb-Hg-As-opálová mineralizácia).

Tieto mineralizácie sa čiastočne prekrývajú, čo vytvára veľkú variabilitu v zložení zrudnenia, ako to vidíme najmä na ložisku Zlatá Baňa.

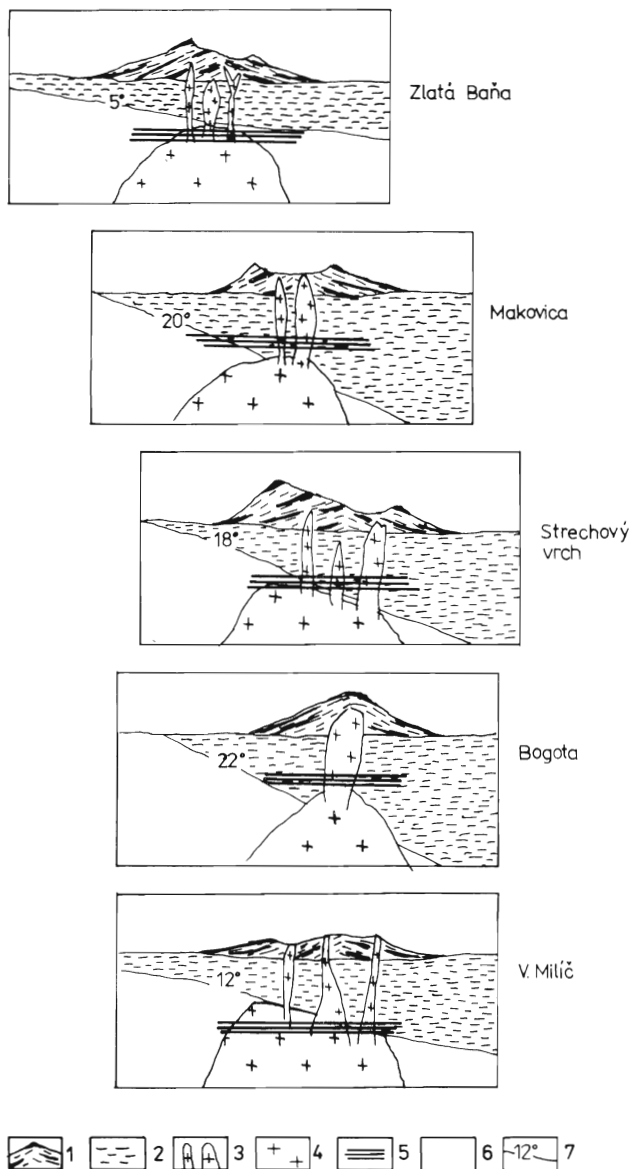
Zrudnenia vo vulkanických komplexoch Slanských vrchov sú reprezentované týmito genetickými rudnými formáciami (podľa Ďuďu in Divinec et al., 1989):

- pyritová formácia — predstavuje iniciálne štádium uvoľňovania (resp. mobilizácie) rudných zložiek,
- Fe-skarnová formácia — predstavuje produkt kontaktno-metasomatických procesov súvisiacich s intruzívno-extruzívnymi pochodmi,
- Cu-Mo formácia — predstavuje vysokotermálny produkt hydrotermálnych systémov, viaže sa na hlbšie časti vulkanických štruktúr,
- polymetalická Pb-Zn-Cu formácia a drahokovová Au-Ag formácia — sú produktami hlavnej aktivity hydrotermálnych systémov.
- Sb-Hg-As-opálová formácia — je nižšie termálnym produktom vyššie uvedených hydrotermálnych systémov, čomu zodpovedá aj jej priestorová pozícia v okrajových častiach stratovulkánov (v okrajových častiach centrálnych vulkanických zón a v prechodných zónach).

Metalogenetický model

Na základe vyššie uvedených faktov sa nám metalogenéza jednotlivých stratovulkánov Slanských vrchov javí nasledovne:

Zlatobanský stratovulkán, najsevernejší z reťaze stratovulkánov Slanských vrchov, obsahuje najrozsiahlejšie akumulácie rúd ložiskového významu — ložisko polymetalických a drahokovových rúd Zlatá Baňa, ložisko Hg rúd Dubník, ložisko drahého opálu Dubník a ďalšie menšie akumulácie Sb a Hg rúd. Stratovulkán leží spolu s neogénnymi sedimentmi molasy na predterciérnom podloží, ktoré je



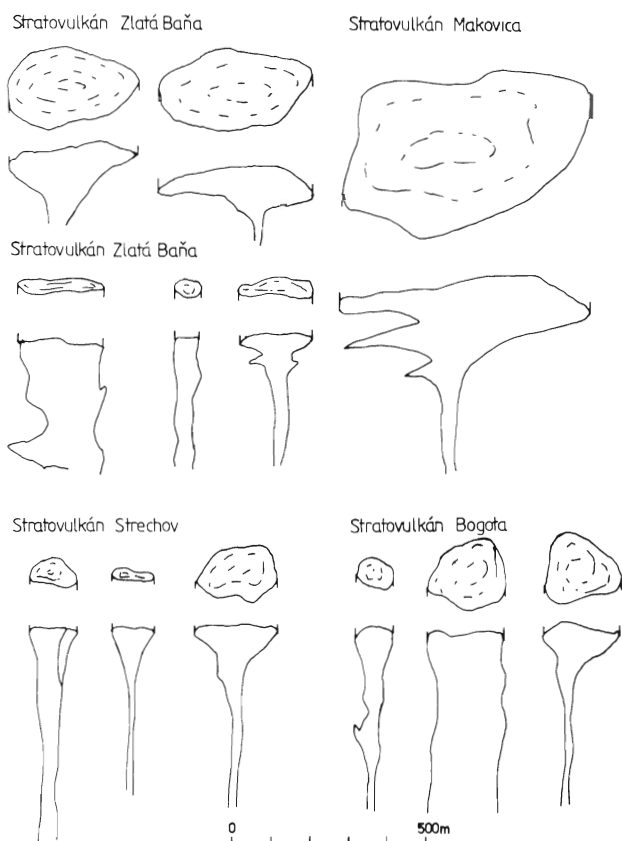
Obr. 2. Schéma metalogenézy Slanských vrchov. 1 — stratovulkánický komplex, 2 — neogénny sedimentárny komplex, 3 — intruzívny komplex, 4 — magmatický krb, 5 — hĺbkový interval možného sekundárneho varu magmy (hĺbka 1,7 — 2,4 km), 6 — predterciérne podložie vulkanitov, 7 — generálny uhol svahu predterciérneho podložia.

Fig. 2. Metallogenic scheme of the Slanské vrchy Mts. 1 — stratovolcanic complex, 2 — Neogene sedimentary complex, 3 — intrusive complex, 4 — magma chamber, 5 — the depth interval of possible boiling of magma (the depth from 1.7 to 2.4 km), 6 — Pre-Cenozoic basement of volcanites, 7 — amount of inclination of Pre-Cenozoic basement.

v hĺbke 1 600—3 000 m (Pospíšil a Kaličjak, 1979). Svah predterciérneho podložia je tu relatívne plochý (obr. 2). Zlatobanský stratovulkán je pomerne rozsiahly (130 km²), skladá sa z radu čiastkových stratovulkánov a vulkánov, čo je dôsledok plytkého uloženia magmatického krbu. Toto plytké uloženie je dôsledkom malej hĺbky predterciérneho podložia

a s ňou súvisiacej relatívne tenkej tlmiacej vrstvy piesčito-ílovitých neogénnych sedimentov. Prenik magmatického krbu do plytkých úrovní viedol k vzniku rozsiahlych rojov intruzívnych telies dioritových porfýritov rozmanitých foriem (obr. 3), ako aj k vzniku rozsiahlych hydrotermálnych systémov. Ich účinkom vznikli spomínané ložiskové akumulácie rúd a s nimi súvisiace najrozsiahlejšie a najintenzívnejšie hydrotermálne premeny vulkanických hornín zo všetkých stratovulkánov Slanských vrchov.

Stratovulkán Makovica sa nachádza nad strmým svahom predterciérneho podložia, ktoré je tu v hĺbke 3 000—5 000 m (obr. 2). Je menší a jednoduchší ako zlatobanský stratovulkán (80 km²). Intruzívny komplex v jeho centrálnej zóne je tvorený jediným lakolitovým telesom (obr. 3). Predpokladáme, že magmatický krb bol uložený oveľa hlbšie ako v prípade zlatobanského stratovulkánu (obr. 2), takže nedosiahol potrebnú výšku, intruzívne a hydrotermálne procesy sa stlmili. V dôsledku toho sa v tomto priestore nevytvorili rozsiahlejšie akumulácie rúd, vyskytujú sa tu len slabé rozptýlené mineralizácie.



Obr. 3. Formy a morfológia intruzívnych telies v jednotlivých stratovulkánoch Slanských vrchov (v pláne a reze).

Fig. 3. Forms and morphology of intrusive bodies in individual stratovolcanoes of the Slanské vrchy Mts. (in horizontal and vertical cross-section).

Stratovulkán Strechový vrch má voči predterciérnemu podložíu podobnú pozíciu ako stratovulkán Makovica (obr. 2). Vo vývoji vulkanizmu sú tu však určité rozdiely. Formy intruzívnych telies sú podobné ako v zlatobanskom stratovulkáne, avšak nenachádzame tu až takú rozmanitosť (obr. 3). Prekvapujúci je veľmi hojný výskyt magmaticko-hydrotermálnych brekcií v horninách centrálnej zóny stratovulkánu (podobný ako v zlatobanskom stratovulkáne). Tieto skutočnosti signalizujú, že v priestore stratovulkánu mohlo dôjsť k hydrotermálnej činnosti, rozsah a intenzita hydrotermálnych premien je tu väčšia ako v stratovulkáne Makovica, avšak značne menšia ako s zlatobanským stratovulkénom. Geologickým prieskumom sa tu však zatiaľ nezistili akumulácie rúd ekonomického významu.

Stratovulkán Bogota má štruktúrne najnepriaznivejšiu pozíciu vzhľadom na predterciérne podložie zo všetkých stratovulkánov Slanských vrchov (obr. 2). Dôsledkom toho je slabá intruzívna činnosť, slabá hydrotermálna činnosť (resp. žiadna), hydrotermálne systémy tu zrejme vôbec nevznikli a nevytvorili sa žiadne akumulácie rúd.

Stratovulkán Veľký Milič (v širšom slova zmysle) sa nachádza v podobnej pozícii ako zlatobanský stratovulkán (plytko uložené predneogénne podložie — obr. 2), čo sa odrazilo vo vzniku akumulácií rúd v ňom — ložisko Telkibánya, indície Sb a Au-Ag zrudnenia severne od Byšty (Bačo in Divinec et al., 1989).

Záver

Na základe vyššie uvedených faktov a predpokladov prisudzujeme prvoradú dôležitosť priestoru Zlatej Bane, kde sa vytvorili najpriaznivejšie štruktúro-látkové podmienky pre vznik ložiskových akumulácií rúd. Priestor stratovulkánu Makovica sa javí ako málo perspektívny. Ďalšie overenie by si vyžadoval priestor stratovulkánu Strechový vrch, kde vzhľadom na existenciu herlianskej elevácie v podloží nevyklúčujeme prítomnosť polymetalickej mineralizácie ekonomického významu. Priestor stratovulkánu Bogota pokladáme za úplne neperspektívny. Oblasť Veľkého Miliča prisudzujeme dôležitosť hneď za zlatobanským stratovulkénom, ale jeho ekonomický význam je pre nás obmedzený tým, že jeho väčšia časť, vrátane centrálnej vulkanickej zóny, leží už na území Maďarska.

Na základe zistených zákonitostí je tiež potrebné uvažovať o možnej perspektívnosti územia na JZ od Prešova (Bzenov), kde sa v paleogénnom prostredí geofyzikálne (Šefara et al., 1987) indikovalo intruzívne teleso, ktoré môže byť zaujímavé aj z hľadiska výskytu Cu-porfýrových rúd.

Zistené metalogenetické zákonitosti, a to závislosť

vzniku rudných akumulácií ložiskového významu od hĺbky a morfológie predterciérneho podložia a od hrúbky neogénnych sedimentov v podloží sarmatských andezitových stratovulkánov umožňujú usmerniť prieskum rúd v celých východoslovenských neovulkanitoch. Domnievame sa, že uvedené zákonitosti možno rozšíriť na všetky rudné ložiská v neovulkanitoch Karpát. Z týchto dôvodov majú uvedené zákonitosti prvoradý prognózný význam.

Literatúra

- Bacsó, Z., Burian, J., Divinec, L., Kaličiak, M., Konečný, V., Lexa, J. a Štohl, J. 1987: Neovulkanity Slovenska — tektonické, látkové a vulkanologické aspekty prognózovania rudných surovín. In: *Zborník referátov II. geologické dni Jána Slávika. Košice*, 71—96.
- Burian, J., Slavkay, M., Štohl, J. a Tözsér, J. 1985: Metalogenéza neovulkanitov Slovenska. *Mineralia slov. — Monogr., Bratislava, Alfa*, 269 s.
- Burnham, C. W. 1982: Magmy i gidrotermal'nye fluidy. In: Barnes et al.: *Geochimija gidrotermal'nykh rudnykh mestorozhdenij. Moskva*, 622 s.
- Burnham, C. W. 1985: Energy release in subvolcanic environments: Implications for breccia formation. *Econ., Geol.*, 6, 1 515—1 522.
- Divinec, L. et al. 1989: Záverečná správa z úlohy Kapušany — Slanec. *Manuskript — Geofond Bratislava*, 190 s.
- Fusán, O., Ibrmajer, J., Plančár, J., Slávik, J. a Smíšek, M. 1971: Geologická stavba podložia zakrytých oblastí južnej časti vnútorných Západných Karpát. *Zbor geol. Vied. Západ. Karpaty. Bratislava*, 173 s.
- Grecula, P., Kaličiak, M. a Varga, I. 1977: Hornádsky zlomový systém a jeho problémy. *Mineralia slov.*, 6, 419—448.
- Kaličiak, M. 1977: Metalogenetické pomery zlatobanského vulkanického aparátu v severnej časti Slanských vrchov. [*Kandidátska dizertačná práca.*] *Manuskript — Geofond Bratislava*.
- Kaličiak, M. 1980: Geologická stavba a vývoj neogénneho subsekventného magmatizmu v oblasti zlatobanského vulkanického aparátu (severná časť Slanských vrchov). *Mineralia slov.*, 12, 1—25.
- Kaličiak, M. 1988: Geologická stavba stratovulkánu Strechový vrch v Slanských vrchoch. *Mineralia slov.*, 20, 417—434.
- Kaličiak, M. a Ďuda, R. 1981: Časový vývoj a formačné členenie zrudnenia v zlatobanskom rudnom poli. *Mineralia slov.*, 13, 1—23.
- Lexa, J. a Konečný, V. 1974: The Carpathian volcanic arc: a discussion. *Acta Geol. Acad. Hung.*, 18, s. 279.
- Lexa, J. a Konečný, V. 1979: Relationship of the Carpathian volcanic arc to the geodynamic evolution of the Pannonian basin. In: *Babuška, V., Plančár, J. (eds.): Geodynamic investigations in Czechoslovakia. Bratislava, Veda*, 231—235.
- Pospíšil, L. a Kaličiak, M. 1979: Geologická interpretácia geofyzikálnych meraní v okolí Zlatej Bane. *Mineralia slov.*, 11, 115—125.
- Slávik, J. 1973: Vulkanizmus, tektonika a nerastné suroviny neogénu východného Slovenska a pozícia tejto oblasti v Neoeurópe. [*Doktorská dizertačná práca.*] *Manuskript — Geofond Bratislava*, 341 s.
- Slávik, J. a Tözsér, J. 1973: Geological structure of the Prešovské pohorie Mts. and its relation to the boundary of the West and East Carpathians. *Geol. Zbor Geol. carpath.*, 24/1, 23—52.
- Šefara, J. et al. 1987: Štruktúro-tektonická mapa vnútorných Západných Karpát pre účely prognózovania ložísk — geofyzikálne interpretácie. *Manuskript — Geofond Bratislava*, 267 s.
- Tözsér, J. 1983: Metalogenéza Slanských vrchov. [*Kandidátska dizertačná práca.*] *Manuskript — Geofond Bratislava*, 196 s.

Metallogenic model of the Slanské vrchy Mts., Eastern Slovakia

The origin of ore deposits in the Slanské vrchy Mts. is the result of the activity of hydrothermal systems connected with volcanic activity. Ore deposits are concentrated into central volcanic zones of stratovolcanoes. These stratovolcanoes are situated above the western slope of the East Slovakian Neogene Basin formed by Pre-Cenozoic rocks. The depth, in which these rocks are situated, ranges from 1,000 m to 5,000 m.

Processes of cooling and solidification of magma reservoirs, as well as the origin function of hydrothermal systems connected with them, depend on thermodynamic parameters, mainly on pressure, which is caused by overlying rocks. Hydrothermal processes can function when the ceiling of magma reservoir is at the depth 1.7–2.4 km (Burnham, 1985). The position of ceiling of magma reser-

voirs was controlled, in the case of the Slanské vrchy Mts., by the depth of the Pre-Cenozoic basement. This is explained by the fact that rocks of the above basement (limestones, dolomites, quartzites, crystalline schists) are relatively more pervious for magma than clay rocks of the Neogene age.

Magmatic reservoirs were emplaced in the sufficient depth, where the Pre-Cenozoic basement was situated near the surface, so that hydrothermal systems originated. That is why we find ore deposits in the Zlatá Baňa and the Veľký Milič stratovolcano respectively (the depth of the Pre-Cenozoic basement is 1.5–2.5 km), while ore deposits are not present in the Makovica, Strechový vrch and Bogota stratovolcano (the depth of the basement is 3.0–5.0 km).

ZO ŽIVOTA SGS

B. Antal: Geochémia niektorých minerálov v slovinsko-gelnickom rudnom poli (Bratislava 16. 12. 1989)

V uvedenom rudnom poli, ktoré leží v horninách drnávského súvrstvia gelnickej skupiny, bol predmetom mineralogicko-geochemického výskumu predovšetkým ekonomicky najdôležitejší minerál chalkopyrit. Podľa prác C. Varčeka a M. Hábera má pre chalkopyrit v Spišsko-gemerskom rudohorí z geochemického hľadiska najväčší význam obsah Sn, ktorý by mal charakterizovať jeho termálnosť. V žilách tejto oblasti sa obsah Sn v chalkopyrite pohybuje od 20 do 200 ppm s maximami pri hodnote 40 a 130 ppm. Ukázalo sa, že vzorky chalkopyritu s nižším obsahom Sn (20–100 ppm) sa objavujú v tých častiach žíl, ktoré sa nachádzajú v porfyroidoch (90 % vzoriek). V častiach žíl, ktoré sa nachádzajú úplne alebo len sčasti vo fylitoch, má nízky obsah Sn 40 % vzoriek. Preto predpokladáme, že na kumuláciu Sn v chalkopyrite majú okolné horniny väčší vplyv ako teplota mineralizácie, čo podporuje aj vyššia korelácia medzi teplotou a Zn (0,65) ako Sn (0,47).

Popri výskume sulfidického zrudnenia v tejto ložiskovej oblasti sme zistili zlatinky mikroskopických rozmerov s rôznym stupňom rýdzosti. Táto rýdzosť sa mení podľa asociujúcich minerálov, pri ktorých alebo v ktorých sa zlatinka nachádza. Najvyššiu rýdzosť majú zlatinky nachádzajúce sa v kmeni (88,6–90,2 %), potom pri pyrite (75,5–84 %) a arsenopyrite (88,3 %). Rýdzosť zlatiniek nachádzajúcich sa v tetraedrite sa pohybuje od 61,3 do 88,8 %. Nižšiu rýdzosť mali zlatinky v chalkopyrite (50,6–76,2 %) a siderite (41,8–67,4 %). Tieto zmeny rýdzosti boli podľa nás spôsobené vplyvom okolných minerálov a niekoľkonásobným prenosom Au pri mineralizačnom procese mladšími minerálmi.

P. Ivan, J. Vozár: Mineralógia a geochémia žilných karbonátov slovinsko-gelnického rudného poľa (SGRP)

Karbonáty rudných žíl SGRP sú zastúpené dvoma izomorfnými radmi — sideritovo-magnezitovým a ankeritovo-dolomitovým. Prevládajúce karbonáty sideritovo-magnezitového radu sa vyznačujú širokou variabilitou zloženia, podmienenou zastupovaním železa horčíkom (6,37–32,96 % MgO). Variabilita, prejavujúca sa na rozličných rozmerových úrovniach (km až zlomky mm), je výsledkom zložitej polyfázovej precipitácie za meniacich sa P–T podmienok a paleohydrodynamického režimu. Celkové narastanie horečnatosti karbonátov sideritovo-magnezitového radu na žile Hrubá smerom na Z je snáď dôsledkom jej vyplňania v smere od východu na západ za prehlbujúcej sa interakcie hydrotermi s okolnými horninami. Postupné vyplňovanie žilných štruktúr, niekedy až s prejavmi rytmického zrážania, je zodpovedné za vznik viacerých morfológicky definovaných generácií týchto karbonátov. Ich zloženie je menlivé, najželezitejšie členy sú spravidla v osovej časti žily. Páskované karbonáty, zistené na V od jamy Dorothea, pripomínali pred rekryštalizáciou žriedlovce. Variácie obsahu magnezitovej zložky v submilimetrových páskoch presahujú 20 %.

Zriedkavejšie karbonáty ankeritovo-dolomitového radu obyčajne vyplňujú osové časti tenkých žiliek, príp. tvoria klence v hydrotermálnych (?) brekciách. Obsahy prvkov skupiny vzácnych zemín naznačujú, že vznikali z „hlbinných“ roztokov, ako aj roztokov modifikovaných reakciami s horninami v bezprostrednom okolí. Porovnávanie železnatosti a izotopového zloženia C a O u spoločne vystupujúcich karbonátov ankeritovo-dolomitového a sideritovo-magnezitového radu nasvedčuje, že kryštalizovali ako koezistujúce z jedného hydrotermálneho roztoku.

Izotopický pomer $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ v baryte gemerika

MARTIN RADVANEC¹, KAREL ŽÁK², PAVOL GREČULA³

¹ Geologický prieskum, š. p., 052 40 Spišská Nová Ves

² Ústřední ústav geologický, Malostranské nám. 19, 118 21 Praha 1

³ Geologický prieskum, š. p., Garbanova 1, 040 11 Košice

(Doručené 26. 6. 1989)

Isotopic ratio of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ in baryte of Gemicum

Considering high Sr and low Rb contents, the ratio of Sr isotopes in barite is almost constant, which corresponds with the ratio of Sr isotopes in hydrothermal solution at the time of its origin. This can be used for the estimation of sources of hydrothermal solution. The above was reason for collecting barite from vein deposits of Gemicum and for analysing the isotopic ratio of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ in it. Measured values range from 0.71042 to 0.71541 (Tab. 1).

We have ascertained, by the investigation of the isotopic ratio of strontium in barites of Gemicum, that this is derived neither from the mantle, nor from basic and ultrabasic magmatites deriving from the mantle. Neither strontium is derived directly from evaporites or from marine limestones of the Gemic Permian. Strontium in barites is derived from crustal rocks. Ascertained variability in the Sr isotopic ratio eliminates single magmatic source of Sr for the Gemicum area. It is obvious that during accumulation of Sr in barites, various local influences took place on veins. We have explained these influences by different composition of original rocks and source solutions. The origin of solutions is connected with regional metamorphism.

The Sr isotopic ratio is close to granitized rocks of Gemicum to anatectic granites, which were formed in processes of regional metamorphism under the conditions of amphibolite facies. It is possible to assume mixing of Sr from two different sources — fluids on some localities of Gemicum (Krompachy-Zahura, Košická Belá). Deep-seated fluids and fluids from shallow circulating convection currents were mixed on these localities in the Permian, during the origin of barite.

Úvod

Vzhľadom na vysoký obsah Sr a nízky obsah Rb sa pomer izotopov Sr v baryte v čase takmer nemení a zodpovedá pomeru izotopov Sr v rudotvornom roztoku v dobe jeho vzniku. To umožňuje využiť tento pomer na určenie pravdepodobného zdroja hydrotermálneho roztoku. Z toho dôvodu sme z rôznych lokalít gemerika vyzbierali baryt na stanovenie pomeru izotopov $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Pre kvantitatívne prognózovanie mineralizácie v gemeriku má určenie zdroja hydrotermálnych roztokov a doplnenie genetického modelu žilnej mineralizácie zásadný význam.

Priestorové rozmiestnenie barytovej mineralizácie

Hydrotermálnu barytovú mineralizáciu ekonomického významu nachádzame pri severnom a južnom okraji gemerika. Najvýznamnejším ložiskom tohto minerálu na severe sú Rudňany. Tu sa baryt v hojnom množstve vyskytuje najmä na žilách Zlatník a Droždiak. Žilu Droždiak vo vrchnej časti tvorí takmer iba baryt, ktorý vo vertikálnej zonálnosti žily zastupuje hlbšie ležiacu sideritovú mineralizáciu. V najvrchnejších častiach rudnianske žily prenikajú do najspodnejších komplexov permu. Spodné časti žíl ležia v horninách staršieho paleozoika volovskej skupiny. Barytové žily v oblasti Krompách a Jakloviec sú nevelkých rozmerov a nachádzajú sa prevažne

v bazálnych zlepenkoch permu. Žilky barytu bez ekonomického významu sú aj v amfibolitoch v okolí Košickej Belej. Všetky lokality na severe gemerika sú v rakoveckom príkrove.

Najvýznamnejšou akumuláciou barytu pri južnom okraji gemerika sú lokality v oblasti Malého vrchu pri Krásnohorskom Podhradí a pri Drnave (Štefan, Jozef, Piatok-Potok, Anton, Harast) ležiace v horninách staršieho paleozoika jedľoveckého príkrovu.

Názory na vznik barytu v gemeriku

Barytová mineralizácia v Spišsko-gemerskom rudohorí je neoddeliteľnou súčasťou sideritovo-sulfidických žíl.

Kryštalizáciu barytu zaraďuje Varček (1985) a Rojkovič (1977) na koniec druhej (sideritovej) etapy mineralizácie gemerika, ktorá sa považuje za staršiu, ako je intrúzia gemerických granitov. Mineralizačné etapy zodpovedajú samostatným prínosovým etapám hydrotermiem a na ložiskách sú oddelené intermineralizačnou tektonikou (Varček, 1973, 1985).

Vznik väčších barytových akumulácií z hlbinných hydrotermiem podmieňuje Varček (1983), Varček a Háber (1988) obohatením roztokov sulfátom z paleometeorickej vody z permských hornín. Hlbinné hydrotermy sú generované v alpínskom tektonicko-magmatickom a metamorfnom procese kriedového veku, v čase, keď metamorfóza, ale hlavne grani-

toový magmatizmus spôsobili vznik rozsiahleho hydrotermálneho frontu (l. c.).

Rozložník (1973, 1989) zaraďuje baryt do siderito-vo-barytovej asociácie, ktorá podľa neho kryštalizovala po asociácii magnezit — dolomit — mastenec a po intrúzii granitu. Minerály sideritovej formácie, ktorej súčasťou je aj baryt a sulfidy, majú pôvod v hlboko ležiacom zdroji bázeickej povahy (ofiolitový komplex; Rozložník, 1989), ktorý sa nachádza pod celým územím interníd Západných Karpát (l. c.). Rozsiahla hlboká mobilizácia Fe, Mn a iných kovov je spojená s výnosom do vrchných častí zemskej kôry pozdĺž strižných zón na konci kriedy až spodného eocénu (l. c.).

Grecula (1982), Grecula a Kucharič et al. (1989) hodnotia barytovú mineralizáciu v žilných ložiskách ako súčasť prirodzenej postupnosti kryštalizácie pevných fáz uhličitanov (siderit), sírníkov (pyrit, chalkopyrit, tetraedrit) na žilnej štruktúre z jedného rudonosného fluida. Rudonosné fluidá generovali počas metamorfných procesov v amfibolitovej fácií, pričom sa predpokladá aj vplyv konvekčných tokov počas variských udalostí. Bárium sa mobilizovalo počas uvedených procesov z hornín staršieho paleozoika (Radvanec, 1988).

Zachovanie pôvodných hodnôt $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ v baryte

Informáciu o pôvode rudonosného fluida môžeme zistiť pomocou izotopického pomeru $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vtedy, keď počas mineralizačných procesov vznikol taký minerál, ktorý koncentruje Sr. Takým minerálom je aj baryt, ktorý má všeobecne vysoký obsah Sr. Hydrotermálny baryt väčšinou obsahuje Sr v rozsahu 0,1—2 % hmotnosti a zároveň má nízky obsah Rb, väčšinou pod 100 ppm (v našich vzorkách je obsah Rb < 5 ppm), v dôsledku čoho sa izotopické zloženie Sr v baryte v čase takmer nemení. Izotopy Sr sa neovplyvňujú žiadnymi procesmi izotopovej frakcionácie, ktoré sú známe zo štúdia ľahkých prvkov (H, C, O, S). Z toho vychádza, že pomer izotopov Sr v baryte zodpovedá pomeru izotopov Sr v rudotvornom roztoku v dobe vzniku minerálnej výplne žily.

Táto vlastnosť izotopického pomeru Sr v baryte sa využíva pri tvorbe metalogenetických modelov (Hedger, 1974; Kessen et al., 1981; Dill a Carl, 1987; Hoffmann a Baumann, 1984; Barbieri et al., 1984, 1987; Ruiz et al., 1988; Frimmel, 1988 a ďalší).

Zdroj rudonosných fluid

V súčasnosti poznáme tri najvýznamnejšie zdroje Sr, ktoré sa môžu uplatniť v ložiskotvorných procesoch. Je to:

1. plášť Zeme a z neho derivované magmatické horniny,

2. morská voda, vápence a evapority,

3. ostatné horniny zemskej kôry.

Tieto tri zdroje sa od seba odlišujú charakteristickým izotopickým pomerom Sr. Plášť, resp. bázeický až ultrabázeický magmatizmus plášťového pôvodu má nízky obsah Rb (< 100 ppm). Z toho dôvodu je izotopický vývoj Sr v plášti veľmi pomalý (obsah Rb významne ovplyvňuje pomer izotopov Sr v čase). Od vzniku Zeme („primordial value — BABI“, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,69897$; Faure, 1986) sa pomer izotopov $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ v plášti pomaly zvyšoval až na dnešnú hodnotu 0,700—0,706 (Veizer et al., 1982 in Taylor a McLennan, 1986; Guilbert a Park, 1986; Taylor a McLennan, 1986). Keď zistíme v baryte hodnoty blízke izotopickému pomeru Sr v plášti, tak aj fluidá, z ktorých baryt kryštalizoval, by mali mať plášťový pôvod.

Druhým možným zdrojom Sr je morská voda alebo morské sedimenty s vysokým obsahom Sr a nízkym obsahom Rb (evapority a karbonátové sedimenty). V prostrediach, kde je obsah Sr oveľa vyšší ako obsah Rb, je izotopický vývoj Sr v čase taký pomalý, že pomer izotopov Sr takmer zodpovedá izotopickému zloženiu Sr morskej vody počas sedimentácie. Obsah Sr v morskej vode v čase je známy. Vo fanerozoiku jeho hodnoty dosahovali 0,7067—0,7091 (Veizer a Compston, 1974). Karbonáty fanerozoika majú rovnaké hodnoty ako vtedajšia morská voda (Veizer, 1983). V perme mala morská voda najvyššiu hodnotu pomeru 0,7084 (Burke et al., 1982; Kump, 1989; Taylor a McLennan, 1986). Pomer izotopov Sr v dnešnej morskej vode je okolo 0,709 (Burke et al., 1982).

Poznáme aj pomer izotopov Sr v súčasných hydrotermálnych výlevoch fluid na morské dno. Je v rozsahu od 0,70279 do 0,70997 (Palmer a Edmond, 1989) a kolíše medzi hodnotou pomeru izotopov Sr v plášti Zeme a v morskej vode. Je to preto, že v týchto fluidách sa časom mieša Sr plášťového pôvodu a Sr z konvekčného prúdenia morskej vody.

Tretím a najvýznamnejším zdrojom Sr pre ložiskotvorné procesy sú horniny zemskej kôry. Súčasný model rastu kôry v geologickej histórii Zeme vychádza z nepretržitého alebo epizodického rastu kôry počas celého geologického obdobia (Taylor a McLennan, 1986). Najvýznamnejším medzníkom vo vývoji kôry bolo obdobie staršieho archaika. Najväčší podiel na raste kôry v tomto období mala silná magmatická aktivita, ktorá podmienila vznik staroarchaických granitov a zelenokamenných pásiev. Granitoidy z archaika majú hodnoty iniciálneho pomeru Sr v rozsahu 0,701—0,703 (l. c.), teda hodnoty blízke hodnotám vtedajšej evolúcie plášťa.

Ďalšie významné obdobie v raste zemskej kôry bolo v období permu, keď vznikla hlavná časť (okolo 70 %) kontinentálnej kôry. Pod vplyvom vnútrokôro-

vého tavenia sa vrchná kôra obohatila litofilnými prvkami s veľkým atómovým polomerom (teda aj Rb), kým v spodnej časti kôry tieto prvky chýbajú. Vzhľadom na variabilný a často vysoký obsah Rb vo vrchnej časti kôry sa rýchlo zvyšoval pomer izotopov Sr, a preto má v kôrových horninách veľmi variabilné hodnoty (0,706–0,740; Taylor a Mc Lennan, 1986).

Okrem zmeny izotopického pomeru $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ v plášti, v kôre a morskej vode v závislosti od času poznáme aj hodnoty tohto pomeru vo vode súčasných významných riek, ktoré sú v rozsahu 0,7046–0,7384 (Palmer a Edmond, 1989). Izotopický pomer sedimentov náplavových kuželov významných riek je veľmi podobný hodnotám izotopického pomeru (0,7061–0,7219; 1. c.).

Vyššie opísané tri zdroje Sr vo fluidách ložiskotvorných procesov sa dajú odlišiť charakteristickým pomerom izotopov Sr. Využíva sa to pri rekonštrukcii a riešení genetických problémov hydrotermálnych ložísk.

Lokalizácia odberu vzoriek

Odobrali a analyzovali sme reprezentatívne vzorky barytu z rôznych lokalít gemerika tak, aby sme pokryli čo najväčší plošný rozsah vystupovania barytovej mineralizácie (tab. 1). Z ložiska Rudňany a jeho najbližšieho okolia sme analyzovali dve vzorky zo žily Droždiak (6. obzor a východ žily na Baniskách), jednu vzorku zo žily Zlatník (16. horizont) a jednu vzorku z úlomkov barytu na povrchu asi 700 m JZ od Suchého vrchu (lokalita Sihliny). Z lokality Kropachy-Zahura sme analyzovali dve vzorky a jednu vzorku z Banísk pri Jaklovciach. Južne (asi 1 km) od Košickej Belej sme pri verifikácii profilov na úlohe SGR-geofyzika našli úlomok barytu v sutine medzi amfibolitom. Z toho výskytu sme analyzovali dve vzorky — jednu z čistého „bieleho“ a druhú z „tmavého až čierneho“ barytu. Z južného pruhu barytovej mineralizácie gemerika sme analyzovali

vzorky z lokality Malý vrch (žila Jozef, Štefan a Piatok-Potok). Všetky známe žilné štruktúry s barytom sa tu nachádzajú v tesnej blízkosti. Z tohto dôvodu sme analyzovali z rôznych žíl len tri vzorky.

Postup a metodika prác

Z každej lokality sme odobrali viacej vzoriek, z ktorých sme vybrali také, v ktorých sa baryt nachádzal čistý, bez prímiesí. Pri drvení a separácii sa použil mažiar a veľkú pozornosť sme venovali všetkým možným zdrojom kontaminácie. Aby sa zabránilo kontaminácii prachom, vyseparovaný baryt sme v množstve 20 g zatavili do PE vrecúšok. Čistotu separovaného barytu sme kontrolovali na duplikátoch vzoriek, v ktorých sme kvantitatívne analyzovali obsah Ba, Sr, Rb, Si, Al, Fe, Na, Ca, K, Ti, P, Mn, Mg, S, H_2O a stratu žiňaním. Obsahy prvkov (okrem Ba, Sr a S) boli nízke, preto ich neuvádzame. Obsah Rb bol vo všetkých vzorkách nižší ako 5 ppm.

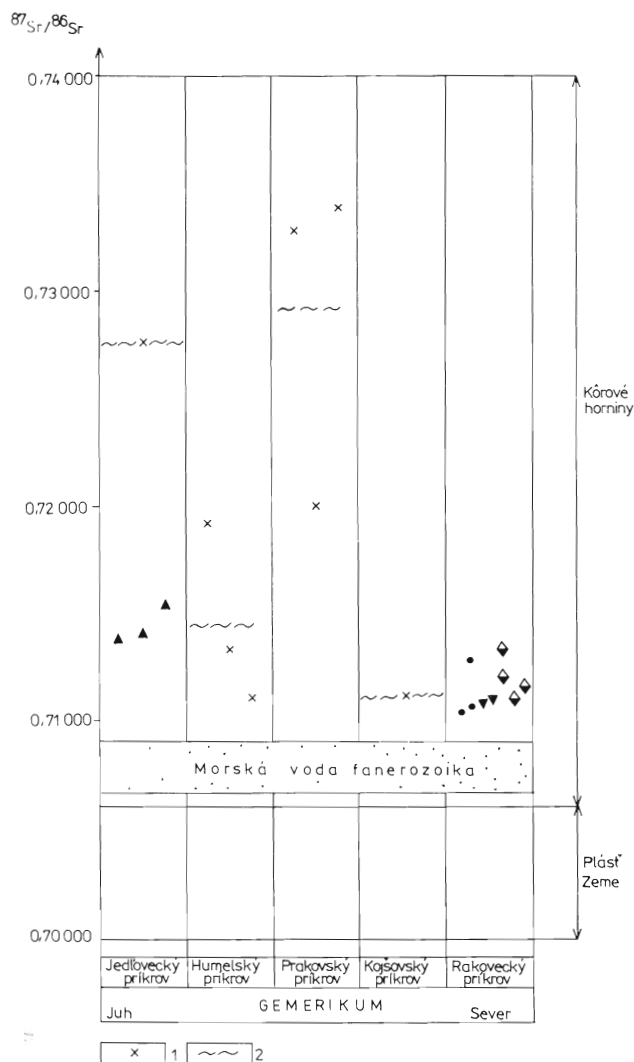
Meranie izotopov Sr sa urobilo v Ústave jadrového výskumu v Řeži tak, že vzorka sa vyluhovala v dvoj- až šesťmolárnej HCl. Sr z tohto roztoku bolo oddelené na kolóne vyplnenej katexom Ostion zrnitosti 100–200 mesh. Získané Sr sa ďalej vyluhovalo v dvojmolárnej HCl. Meralo sa na hmotnostnom spektrometri MAT-261 fy Finnigan. Na Re vlákno bolo nanášané 0,1 mikrogramu Sr (analýzy robil Sus, Klosová, Poloczeková a Suchá).

Zistené výsledky a ich interpretácia

Všetky merané hodnoty pomeru $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ sú v rozsahu od 0,71042–0,71541. Najnižšie hodnoty (0,71042–0,71061) má baryt zo žíl v horninách severogemerického permu (Kropachy-Zahura). Vzorky z ostatných lokalít majú hodnoty izotopického pomeru vyššie (tab. 1). Z toho vychodí, že Sr v baryte nepochádza priamo z plášťa a nepochádza ani z bazických alebo ultrabazických magmatitov

TAB. 1
Izotopický pomer Sr v baryte gemerika
Isotopic ratio of Sr in barite of Gemericum

Por. čís.	Značka	Lokalita	Izotopický pomer $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ chyba (SD)	Sr (hmot. %)
1	●	Kropachy, ž. Zahura	0,71042 ± 0,00010	0,765
2	●	Kropachy, ž. Zahura	0,71061 ± 0,00006	0,815
3	◆	Rudňany, ž. Droždiak, Baniská	0,71174 ± 0,00010	0,693
4	◆	Rudňany, ž. Zlatník, 16. hor.	0,71102 ± 0,00008	0,621
5	◆	Rudňany, Sihliny	0,71216 ± 0,00006	0,419
6	▲	Malý vrch, ž. Štefan	0,71386 ± 0,00004	0,850
7	▲	Malý vrch, ž. Piatok-Potok	0,71408 ± 0,00008	0,835
8	▲	Malý vrch, ž. Jozef	0,71541 ± 0,00007	0,464
9	▼	Košická Belá	0,71091 ± 0,00004	1,54
10	●	Jaklovce, ž. Baniská	0,71295 ± 0,00005	0,775
11	▼	Košická Belá	0,71076 ± 0,00006	0,847
12	◆	Rudňany, ž. Droždiak, 6. obz.	0,71349 ± 0,00005	0,4 ?



Obr. 1. Hodnoty izotopického pomeru $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ v baryte a iniciálneho pomeru v granite variských príkrovov gemerika. 1 — hodnoty iniciálneho pomeru Sr v granite (Kováč et al., 1986), 2 — priemerná hodnota iniciálneho pomeru Sr pre granit jednotlivých príkrovov. Ostatné vysvetlivky sú v tab. 1.

Fig. 1. Values of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ isotopic ratio in barite and values of initial Sr ratio in granite of Variscan nappes in Gemicum. 1 — values of initial Sr ratio in granite (Kováč et al., 1986). — mean value of initial Sr ratio in granite of individual nappes. Other explanations are in Tab. 1.

plášťového pôvodu (ofiolity). Hodnoty iniciálneho pomeru Sr v baryte sú vyššie ako v plášti (obr. 1).

Stroncium v baryte nepochádza priamo ani z evaporitov alebo morských vápencov fanerozoika (permu), pretože pomer by musel byť nižší než 0,709, čo je horná hranica pre morskú vodu fanerozoika (obr. 1).

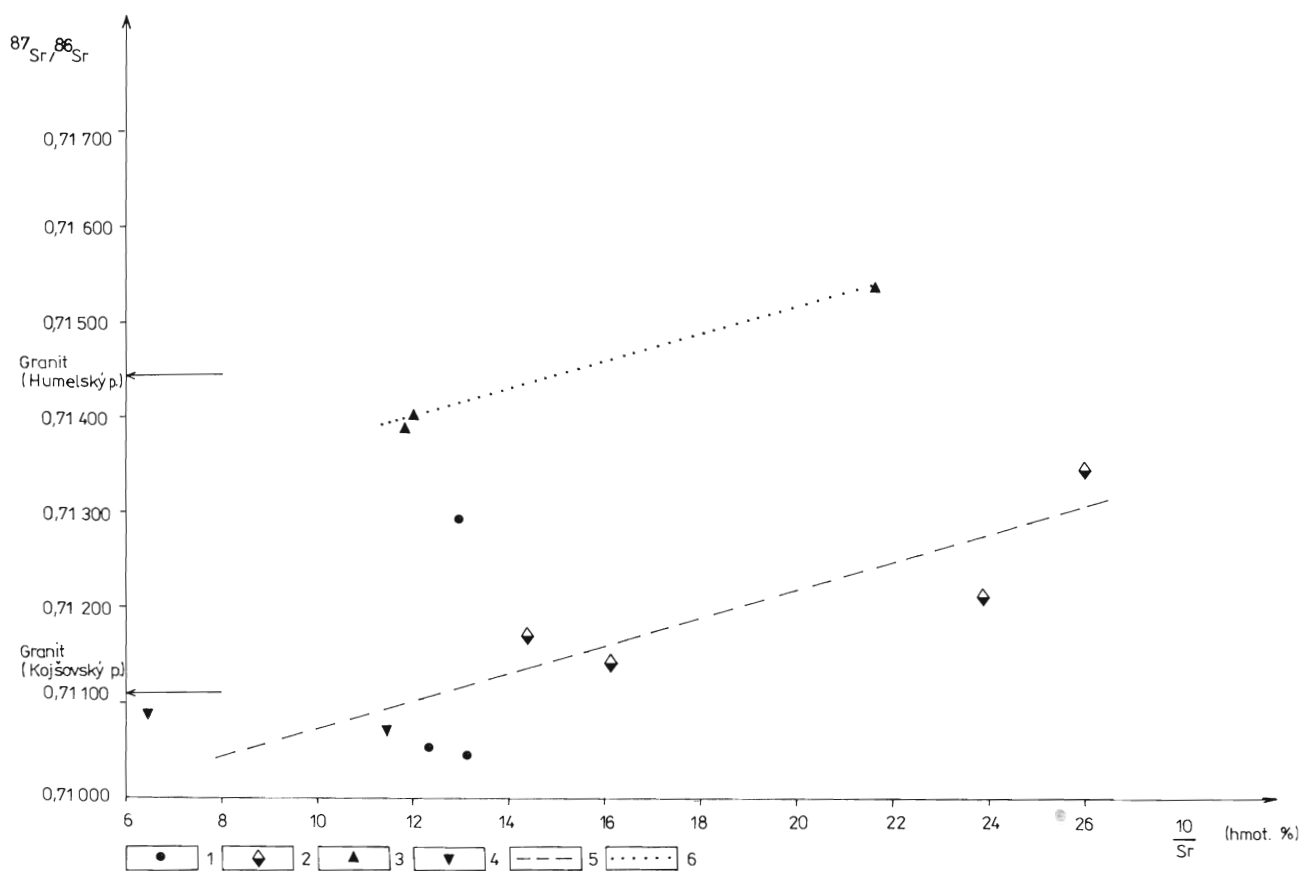
Veľký rozsah hodnôt izotopického pomeru vylučuje možnosť, že baryt v gemeriku kryštalizoval z jedného homogénneho fluidného zdroja — hydrotermálneho systému, ako sa doteraz predpokladalo

(tab. 1). Príčina rozdielov v nameraných hodnotách je v rôznych protolitových fluidách, z ktorých na žilných štruktúrach baryt kryštalizoval. Z toho dôvodu sme vzorky barytu rozdelili podľa tektonických jednotiek — variských príkrovov (Grecula, 1982; Grecula a Kucharič et al., 1985, 1989). Zistili sme, že pomer Sr v baryte z juhu gemerika (jedľovecký príkrov, žila Štefan, Jozef a Piatok-Potok) je vyšší ako na severe gemerika (rakovecký príkrov, Rudňany, Krompachy, Košická Belá, Jaklovce; obr. 1).

Zistený izotopický pomer Sr v baryte sme porovnávali s iniciálnym izotopickým pomerom Sr v granite gemerika, ktoré zistil Kováč et al. (1986). Hodnoty iniciálneho pomeru Sr v granite sú v jednotlivých príkrovoch rôzne (0,7119—0,7339; obr. 1). Granity s vyššími izotopickými iniciálnymi pomermi $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ majú hrubozrnné variety s veľmi častými restitmi primárnych hornín rôzneho zloženia (l. c.). Pri formovaní iniciálneho pomeru Sr v granitoidoch gemerika sa prejavil veľký vplyv rôzneho protolitu a rôzna intenzita teplotného prepracovania pôvodnej horniny pri tavení, a teda rôzne dokonalá homogenizácia izotopov Sr v tavenine (l. c.). Vysoký iniciálny pomer Sr v granite v jedľoveckom a prakovskom príkrove a jeho vysoká variabilita poukazujú na „nedokonalé pretavenú“ granitoidnú taveninu, ktorá len lokálne intrudovala, pričom nedošlo ani k izotopickej homogenizácii Sr (Kováč et al., 1986; obr. 1). V kojšovskom príkrove (Hnilec) má granit najnižšiu hodnotu iniciálneho pomeru Sr (0,7119), a to je najpravdepodobnejšia hodnota intrudovanej granitoidnej magmy. Čiastočne intruzívny charakter majú aj granity v humelskom príkrove. Doterajšie práce poukazujú na to, že vznik granitoidnej magmy (tavenie) v gemeriku, ako aj regionálnu metamorfózu spôsobil ten istý tepelný zdroj, takže granit je produktom metamorfózy v podmienkach amfibolitovej fácie (Grecula, 1982; Grecula a Kucharič et al., 1985, 1989). Iniciálny pomer Sr granitu gemerika odráža horninový protolit, z ktorého vznikol (Kováč et al., 1986).

Hodnoty pomeru izotopov Sr v baryte hydrotermálnych žíl na juhu a severe gemerika úzko korelujú s hodnotami iniciálneho pomeru Sr v granite príslušných príkrovov (obr. 1). Baryt jedľoveckého príkrovu má priemernú hodnotu približne rovnakú ako priemerná hodnota iniciálneho pomeru Sr pre granit humelského príkrovu (0,7144). Baryt rakoveckého príkrovu má priemernú hodnotu pomeru rovnakú ako pomer Sr v granite kojšovského príkrovu (0,7119; obr. 1).

Porovnávali sme aj hodnoty izotopického pomeru Sr barytu s prevrátenou hodnotou obsahu $10/\text{Sr}$ (hmot. %⁻¹) v diagrame. Zistili sme dva trendy — dva rôzne zdroje Sr pre hydrotermálne roztoky (obr. 2). Odlíšili sme baryt z juhu od barytu zo severu



Obr. 2. Závislosť pomeru $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ a obsahu Sr vyjadreného ako $10/\text{Sr}$ (hmot. %⁻¹) v baryte gemerika. 1 — baryt zo žíl v permie gemerika, 2 — baryt z oblasti Rudňany, 3 — baryt z oblasti Malého vrchu, 4 — baryt z oblasti Košickej Belej, 5 — regresná krivka barytu rakoveckého príkrovu — sever gemerika, 6 — regresná krivka barytu jedľoveckého príkrovu — juh gemerika.

Fig. 2. Relation of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio and Sr content expressed as $10/\text{Sr}$ (wt. %⁻¹) in barite of Gemericum. 1 — barite from veins of the Permian of Gemericum, 2 — barite from the Rudňany area, 3 — barite from the Malý vrch Mt. area, 4 — barite from the Košícká Belá area, 5 — regression curve for barite from the Rakovec nappe, the North of Gemericum, 6 — regression curve for barite from the Jedľovec nappe, the South of Gemericum.

gemerika. Z týchto poznatkov vychodí, že izotopický pomer Sr v baryte je rozdielny na juhu a na severe gemerika podobne, ako je rozdielny pomer v granite na juhu (humelský príkrov) a severe (kojšovský príkrov) gemerika. Na juhu sú hodnoty pomeru izotopov Sr v baryte vyššie a na severe nižšie v závislosti od izotopického pomeru Sr v granitizovanom protolite a od rudonosných fluíd, ktorých vznik podmienujeme procesmi regionálnej metamorfózy.

Na lokalite Krompachy-Zahura, Košícká Belá a čiastočne aj na žile Droždiak má baryt najnižšie hodnoty izotopického pomeru Sr (tab. 1). Podľa nízkych hodnôt pomeru Sr môžeme predpokladať, že sa tu s najväčšou pravdepodobnosťou zmiešali dve fluída. Jedno má hodnotu blízku izotopickému pomeru Sr pre kojšovský príkrov (0,7119) a odvodzovalo sa od hlbinného zdroja (podobnú hodnotu má vzorka z najhlbšieho výskytu barytu v Rudňanoch; 0,71102 — 16. horizont). Druhé fluidum má hodnotu izotopického pomeru Sr okolo 0,707—0,708, z čoho usu-

dzuje, že zdroj Sr pochádza z plytkého konvekčného prúdenia meteorickej vody v horizontoch permu s evaporitmi. Zmiešaním týchto dvoch fluíd je možné dosiahnuť pomer Sr okolo 0,7090. Tento izotopický pomer Sr má baryt vrchných častí žíl, ktoré zasahujú do spodných súvrství severogemerického permu (tab. 1). Baryt týchto žíl kryštalizuje z fluída, ktoré vzniklo z dvoch zložiek. Hlbinná mala hlavný význam, kým zložka fluída z plytkého konvekčného prúdenia horninami permu mala pri kryštalizácii barytu v žile len vedľajší význam. Pomer miešania fluíd sme veľmi hrubo odhadli podľa iníciaľných pomerov Sr hlbinných fluíd v severnej oblasti gemerika a izotopického pomeru Sr v permskej vode na 3 : 1 v prospech „hlbinného“ fluída. Ani jedna hodnota iníciaľného pomeru Sr v baryte permu gemerika (vzorky 1,2, 11; tab. 1) nie je blízka morskej vode alebo evaporitom permskej sedimentácie (0,707—0,7078).

Stroncium v baryte gemerika teda jednoznačne

pochádza z kôrových hornín. Zistená variabilita izotopického pomeru Sr vylučuje odvedenie stroncia v celej oblasti gemerika z jedného veľkého magmatického zdroja (tab. 1, obr. 1). Z hodnôt pomerov vychodí, že sa pri mobilizácii Sr v hydrotermálnych fluidách gemerika uplatnili rôzne lokálne vplyvy, najmä rozličný izotopický pomer Sr východiskových hornín, z ktorých sa rudné fluidá pri metamorfóze generovali.

Záver

Štúdiom izotopického pomeru stroncia v baryte gemerika sme zistili, že stroncium v baryte nepochádza priamo z plášťa ani z bazických alebo ultrabazických magmatitov, ktoré sú z plášťa odvodené, ani priamo z evaporitov alebo morských vápencov permu gemerika, ale z kôrových hornín. Zistená variabilita izotopického pomeru Sr vylučuje, aby malo Sr celej oblasti gemerika jeden magmatický zdroj. Je zrejmé, že pri akumulácii Sr v baryte sa na žilách uplatnili rôzne lokálne vplyvy, ktoré vysvetľujeme rôznym zložením pôvodných hornín a zdrojových roztokov. Vznik roztokov odvodzujeme od regionálnej metamorfózy.

Izotopický pomer Sr v baryte má hodnoty blízke granitizovaným horninám gemerika až anatektickým granitom, ktoré vznikli v procese regionálnej metamorfózy v amfibolitovej fáci.

Na niektorých lokalitách gemerika (Kropachy-Zahura, Košická Belá) možno s najväčšou pravdepodobnosťou predpokladať miešanie sa Sr z dvoch zdrojov — fluid. Na týchto lokalitách sa pri vzniku barytu miešalo hlbinné fluidum a fluidum z plytko cirkulujúceho konvekčného prúdenia vody v horninách permu.

Podakovanie. Úprimnou vďakou sme zaviazaní P. Jakešovi za cenné pripomienky k práci a kolektívu analytikov pod vedením F. Susa z Ústavu jadrového výskumu v Reži za analýzy izotopov Sr.

Literatúra

- Barbieri, M., Masi, U. a Tolomeo, L. 1984: Strontium Geochemical Evidence for The Origin of The Barite Deposits from Sardinia, Italy. *Econ. Geol.*, 79, 1 360—1 365.
- Barbieri, M., Bellanca, A., Neri, P. a Tolomeo, L. 1987: Use of strontium isotopes to determine the sources of hydrothermal fluorite and barite from northwestern Sicily (Italy); *Chem. Geol. (Isotope Geoscience Section)*, 66, 273—278.
- Burke, W. H., Denison, R. E., Hethrington, E. A., Koepnick, R. B., Nelson, H. F. a Otto, J. B. 1982: Variation of seawater $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ throughout Phanerozoic time. *Geol.*, 10, 516—519.
- Dill, H. a Carl, C. 1987: Sr isotope variation in vein barites from the NE Bararian Basement: Relevance for the source of elements and genesis of unconformity — related barite deposits. *Miner. Petrol.*, 36, 27—39.
- Faure, G. 1986: Principles of isotope Geology, 2nd ed. Wiley, 589 s.
- Frimmel, H. 1988: Strontium isotopic evidence for origin of siderite and magnesite mineralization in the Eastern Alps. *Mineral. Depos.*, 23, 268—275.
- Grecula, P. 1982: Gemerikum — segment riftogénneho bazénu Paleotetýdy. *Mineralia slov. — Monogr., Bratislava, Alfa*, 263 s.
- Grecula, P. a Kucharič, E. et al. 1985: SGR-geofyzika-VP, rudy a nerudy. [Čiastková záverečná správa.] *Manuskript — archív GP Spišská Nová Ves*.
- Grecula, P. a Kucharič, E. et al. 1989: SGR-geofyzika-VP, rudy a nerudy. [Čiastková záverečná správa.] *Manuskript — archív GP Spišská Nová Ves*.
- Guilbert, J. M. a Park, Ch. F. 1986: The geology of ore deposit. *New York, Freeman and co.*, 985 s.
- Hedge, C. E. 1974: Strontium isotopes in economic geology. *Econ. Geol.*, 69, 823—825.
- Hoffmann, R. a Baumann, A. 1984: Preliminary report on the Sr isotopic composition of hydrothermal vein barites in the Federal Republic of Germany. *Mineral. Depos.*, 19, 166—169.
- Kessen, K. M., Woodruff, M. S. a Grant, N. K. 1981: Gangue mineral $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios and the origin of Mississippi-Valley type mineralization. *Econ. Geol.*, 76, 913—920.
- Kováč, A., Svingor, E. a Grecula, P. 1986: Rb-Sr isotopic ages of granitoid rock from the Spiško-gemerské rudohorie Mts., Western Carpathians, Eastern Slovakia. *Mineralia slov.*, 18, 1—14.
- Kump, L. P. 1989: Alternative modeling approaches to the geochemical cycles of carbon, sulfur and strontium isotopes. *Amer. J. Sci.*, 289, 333—361.
- Palmer, M. R. a Edmond, J. M. 1989: The strontium isotope budget of the modern ocean. *Earth Planet. Sci.*, 92, 11—26.
- Radvanec, M. 1988: Mobilizácia prvkov v regionálnej metamorfóze staršieho paleozoika gemerika. [Kandidátska dizertačná práca.] *Manuskript — GP Spišská Nová Ves*.
- Rojkovič, I. 1977: Mineralogicko-geochemické štúdium opaktných minerálov na ložisku Rudňany. *Manuskript — archív PF UK Bratislava*, 2—321.
- Rozložník, L. 1973: Vzťah zrudnenia k tektonike SGR, In: Bartalský, J. a Grecula, P. (Red.): *Geologicko-ložisková štúdia Spiško-gemerského rudohoria*. *Manuskript — archív GP Spišská Nová ves*.
- Rozložník, L. 1989: Problémy veku a zdroja sideritovej formácie Západných Karpát. *Geol. Průzk.*, 31, 3, 67—72.
- Ruiz, J., Richardson, C. K. a Patchett, P. J. 1988: Strontium isotope geochemistry of fluorite, calcite and barite of the Care-In-Rock fluorite district, Illinois. *Econ. Geol.*, 83, 203—210.
- Taylor, S. R. a Mc Lennan, S. M. 1986: The continental crust: Its composition and evolution. *Ruský preklad — Moskva, Mir*, 1988, 380 s.
- Varček, C. 1973: Zdroj a vek hydrotermálneho zrudnenia SGR. In: Bartalský, J. a Grecula, P. (Red.): *Geologicko-ložisková štúdia Spiško-gemerského rudohoria*. *Manuskript — archív GP SNV*.
- Varček, C. 1983: Vplyv geologického prostredia na hydrotermálnu mineralizáciu Spiško-gemerského rudohoria. In: *Zbor. konf. Vplyv geologického prostredia na zrudnenie*. Bratislava, 73—79.
- Varček, C. 1985: Charakteristika metalogenézy Spiško-gemerského rudohoria a postavenie rudnianskeho rudného poľa. In: Cambel, B. a Jarkovský, J. (Red.): *Rudnianske rudné pole, geochemicko-metalogenetická charakteristika*. Bratislava, Veda, 363 s.
- Varček, C. a Háber, M. 1988: Barite Mineralization in Spiško-gemerské Rudohorie Mts. *Symposium Barite, Abstracts. Praha*, 65—68.
- Veizer, J. a Compston, W. 1974: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ composition of seawater during phanerozoic. *Geochim. cosmochim. Acta*, 38, 1 461—1 484.
- Veizer, J. 1983: Trace elements and isotopes in sedimentary carbonates. *Rev. Mineral.*, 11, 265.

Faciálne podmienky variskej prográdnej metamorfózy v lodinskom komplexe kryštalinika Čiernej hory

SERGEJ PETROVIČ KORIKOVSKIJ¹, STANISLAV JACKO², VLADIMÍR ALEXANDROVIČ BORONICHIN¹

¹ IGEM—AN SSSR, Staromonetnyj per. 35, 109017 Moskva

² Katedra geológie a mineralógie Banickej fakulty VŠT, Park Komenského 15, 043 84 Košice

(Doručené 2. 5. 1989, revidovaná verzia doručená 5. 7. 1989)

Facial conditions of Variscan prograde metamorphism in the Lodina complex of Čierna hora crystalline, Eastern Slovakia

The Lodina complex — forming the central part of the Čierna hora basement of the North Veporic appurtenance, is prevailingly built up of the extensive Alpine diaphtorised metamorphic sequence.

Remnants of the Variscan prograde metamorphism has shown critical parageneses of the staurolite — andalusite — biotite metamorphic subfacies and slight prograde — the South — North trend, of metamorphic conditions within this subfacies of the regional Variscan metamorphism of the unit. According to the application of the garnet — hornblende geothermometer garnet amphibolites of the Lodina complex had originated at the temperature 520—540 °C. The presence of andalusite (instead of kyanite) in micaschists and a high Fe content in coexisting garnet — hornblende pair indicated the pressure of the metamorphism about 300 MPa. Compositional relationships in the main (four) petrological types of the Variscan metamorphism and some proterogenic mineral relics allow also to discuss a protolite character of the basic types of the Variscan prograde metamorphites.

Úvod

Metamorfity lodinského komplexu vykazujú v dôsledku polyaktového vývoja mimoriadne vysokú petrografickú variabilitu. I z toho dôvodu sa doteraz nepublikovali súborné údaje, ktoré by z regionálneho hľadiska prehodnotili produkty variskej metamorfózy tejto jednotky a exaktnejšie posúdili jej termodynamické parametre. Tento príspevok si kladie za cieľ vyplniť túto medzeru a zaujímať stanovisko aj k otázke protolitu produktov variských metamorfítov lodinského komplexu.

Geologická pozícia lodinského komplexu

Vo veporickom kryštaliniku Čiernej hory boli odlíšené tri litostratigrafické jednotky (od SZ na JV): miklušovský komplex, lodinský komplex a komplex Bujanovej (Jacko, 1985). Typickým znakom všetkých troch jednotiek je alpínska, penetratívna vrásovo-šupinovitá stavba (do ktorej sú pojaté aj horniny obalového mezozoika) a adekvátne diaforéza metamorfítov kryštalinika.

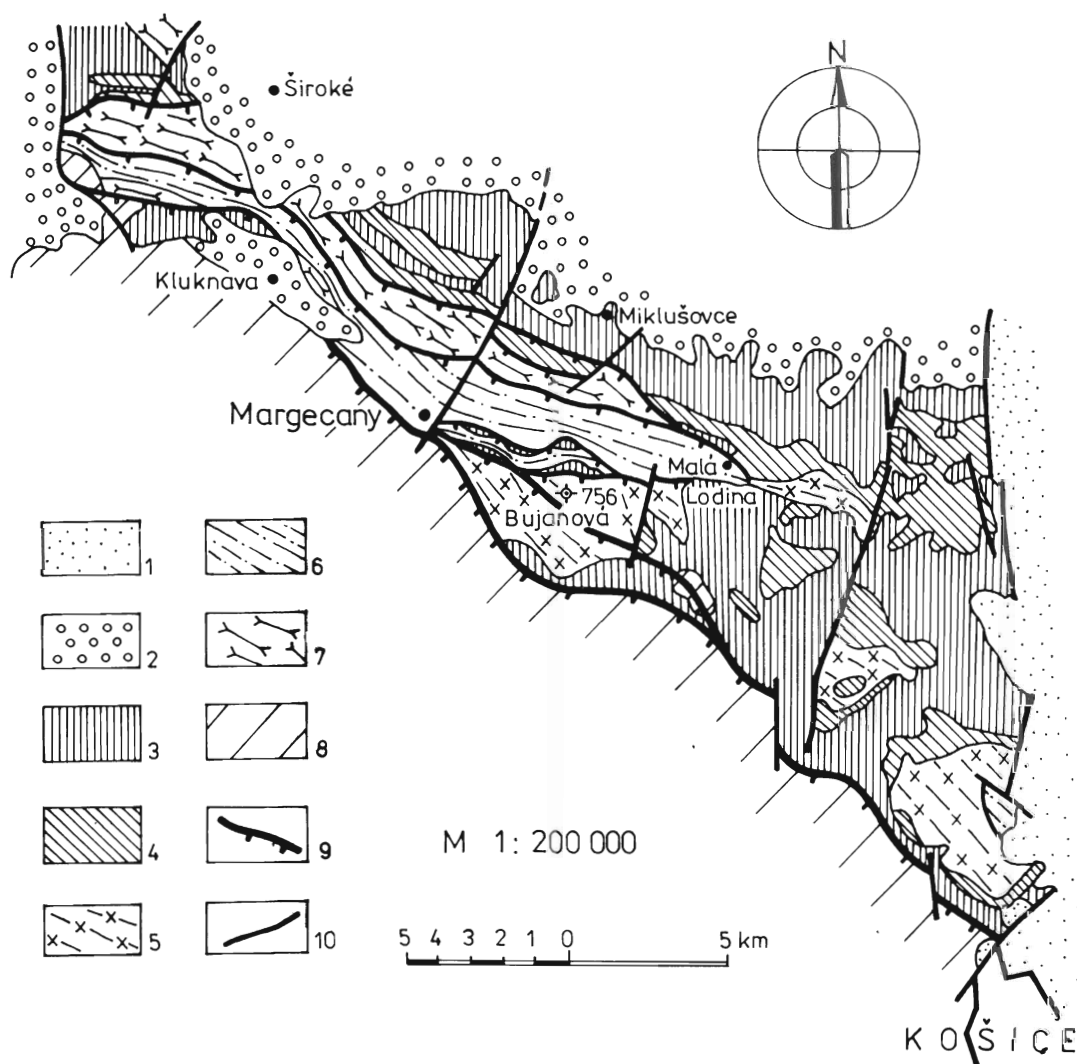
Lodinský komplex zaberá centrálny pruh kryštalinika Čiernej hory (obr. 1). Jeho štruktúru i litologickú osnovu tvoria sz.-jv. zóny fylonitov s prevažne strednými úklonmi obvykle na JZ a s hrúbkou od niekoľko metrov do niekoľko desiatok metrov. Najrozsiahlejšie z nich sprievádzajú regionálne významné

prešmykové zóny založené na styku lodinského komplexu s oboma okrajovými jednotkami. Tak fylonity rolovskej prešmykovej zóny spôsobujú metamorfnú homogenizáciu rúl a svorov lodinského komplexu s migmatitmi, rulami a granitoidmi komplexu Bujanovej (Jacko, 1975). Analogicky fylonity prešmykovej zóny Bystrej sprostredkujú styk metamorfítov lodinského a miklušovského komplexu (Jacko, 1975).

Variské metamorfity vystupujú vo fylonitových zónach len vo forme viac alebo menej diaforitizovaných šošovkovitých reliktov. Na styku lodinského komplexu s rulami a migmatitmi miklušovského komplexu sú v disjunktívne menej postihnutých úsekoch evidentné pozvoľné prechody metamorfítov oboch jednotiek. Na druhej strane pri južnom okraji komplexu (v oblasti Rolovej) sú jedine výskyty granatických svorov so staurolitom a $\pm$ andaluzitom. Tieto vzťahy spolu s prítomnosťou sillimanitu v miklušovskom komplexe (Jacko, 1975) dokumentujú tak s.-j. zonalitu variskej synkinematickej predgranitoidnej metamorfózy v kryštaliniku Čiernej hory, ako aj jej analogický nárast v rámci lodinského komplexu smerom na sever.

Petrografia základných typov variských metamorfítov lodinského komplexu

Lodinský komplex je tvorený zložením i geneticky heterogénnou sekvenciou metamorfítov, typickou:



Obr. 1. Schematická mapa distribúcie litostratigrafických jednotiek kryštalinika Čiernej hory. 1 — neogénne molasové sedimenty, 2 — paleogén interníd Západných Karpát, 3 — obalové mezozoikum, 4 — mladšie paleozoikum, 5—7 — litostratigrafické jednotky kryštalinika, 5 — komplex Bujanovej, 6 — lodinský komplex, 7 — miklušovský komplex, 8 — paleozoikum gemerika, 9 — margecianska prešmyková zóna, 10 — priečne zlomy.

Fig 1. Schematic map of the distribution of lithostratigraphic units of the Čierna hora crystalline complex. 1 — Neogene molasse sediments, 2 — Paleogene of the Internides of the West Carpathians, 3 — envelope Mesozoic, 4 — Late Paleozoic, 5—7 — lithostratigraphical units of the crystalline complex, 5 — the Bujanová complex, 6 — the Lodina Complex, 7 — the Miklušovec complex, 8 — Paleozoic of Gemericum, 9 — the Margecany overthrust zone, 10 — diagonal faults.

— nedostatkom variských synkinematických migmatitov charakteristických pre miklušovský komplex,

— nedostatkom granitoidov a s nimi spätnej neskorotektonickej periplutonickej metamorfózy príznačnej pre komplex Bujanovej,

— rozsiahlou viacetapovou alpínskou diaforézou metamorfitov,

— prítomnosťou mapovateľných telies hydrotermálnych alterácií včítane prekremenenia viazaných na alpínsku tektoniku.

Zrejmý polymetamorfný charakter kryštalických bridlic lodinského komplexu je indikovaný i minerál-

ne nerovnovážnym stavom (počet zložiek evidentne prevyšuje počet fáz) a doložený štruktúrno-petrologickými vzťahmi minerálnych paragenéz jednotlivých (minimálne štyroch) metamorfných etáp (cf. Jacko, 1975, 1984). Z toho vyplýva i značná litologická variabilita lodinského komplexu (bolo napr. vyčlenených 24 petrografických typov metamorfitov, z toho 11 kartograficky odlišiteľných variet).

Napriek uvedeným súvislostiam podarilo sa v rámci lodinského komplexu preukázať štyri základné typy variských metamorfitov, ktoré pravdepodobne odrážajú aj typomorfne znaky ich protolitu. Jedná sa

o dvojsludné kremenné ruly, dvojsludné ruly, svory a amfibolity.

Petrograficky heterogénna skupina dvojsludných kremenných rúl tvorí podstatnú časť lodinského komplexu. Najrozšírenejšie z nich sú muskoviticko-kremenné ruly. Sú to tmavosivozelené, jemnozrné húževnaté horniny s prevažne izometrickými fenoblastami živcov (cca 1,0–2,5 mm) obtekanými lepidogranoblastickým, najmä alpským synkinematickým agregátom kremeňa, muskovitu $\pm$ turmalínu 2 $\pm$ albitu a $\pm$ zoisitových minerálov. Na základe doterajších výskumov (l. c.) je pre diskutované metamorfity reálne počítať s minimálne 10–15 % obsahom alpsky novotvoreného kremeňa.

Obsah komponentov variskej metamorfózy. K-živca, plagioklasu (An 27–31), chloritizovaného biotitu, menej muskovitu a leukoxenizovaného ilmenitu, je nepriamo úmerný celkovému modu kremeňa v hornine. Z akcesórií zirkón, apatit, xenotím a monazit vykazujú zvýšený obsah, väčšiu zrornosť a miestami klastogénny charakter. Akcesoricky je prítomný aj turmalín 1, chloritizovaný granát a rutil.

Fenoblasty živcov sú poikiloblasticky, resp. heliciticky plnené biotitom, zirkónom, apatitom a kremeňom. Väčšina „uzavrenín“ kremeňa je nepochybne alpského pôvodu. Ich modus je jednak úmerný intenzite silicifikácie horniny, jednak kontinuálne s týmto procesom narastá rozsah resorpcie živcových fenoblastov až po rozčlenenie živca na výrazne korodované opticky rovnako orientované segmenty. V extrémnych prípadoch vznikajú pseudomorfózy glomeroblastického agregátu kremenných zŕn, často s typickým habitom zatláčaného živca.

Časť živcov má zachovaný charakteristický pinakoidálny habitus vulkanogénnych fenokrystov. K-živce tohto typu uzatvárajú plagioklas a biotit. V týchto mineráloch sú navyše uzavreniny apatitu a zirkónu so zreteľne vyšším stupňom idiomorfie než v iných prípadoch. Tieto znaky spolu so zvýšeným obsahom ilmenitu v hornine naznačujú prítomnosť vulkanogénneho materiálu pravdepodobne ryolitového charakteru v protolite metamorfítov.

Dvojsludné ruly tvoria metrové až niekoľko stovák metrov hrubé polohy v predchádzajúcom type rúl. K variskej minerálnej asociácii patria zvyčajne heliciticky plnené, miestami glomeroblasticky akumulované živce (16–20 obj. %, porovnaj tab. 1), kremeň 1, chloritizovaný biotit a granát, muskovit, ilmenit a akcesórie (grafitický komponent, turmalín 1, zirkón a apatit). Alpsku, resp. alpský remobilizovanú asociáciu reprezentuje hlavne kremeň 2 a 3, fengitický muskovit $\pm$ albit, chlorit a sericit.

Pre dvojsludné ruly je charakteristická prítomnosť grafitického pigmentu. Sigmoidálnym usporiadaním vo fenoblastoch živcov dokumentuje synkinematický charakter variskej regionálnej metamorfózy

lodinského komplexu. Rozdielna orientácia lineárne helicitických šmúh medzi susednými zrnami v diaforitoch rúl indikuje existenciu a nerovnomernosť naložených tektonometamorfných procesov.

Muskovit spolu s turmalínom 2 tangenciálne rastie v zámkoch alpských vrás. V zónach intenzívnejšieho vývoja kliváže osovej roviny týchto vrás sú ňou oba minerály deformované.

Dvojsludné ruly vznikali z drôb a aleuritov s možnou prímiesou vulkanogénneho materiálu.

Svory sú hojnejšie zastúpené najmä pri jv. okraji lodinského komplexu. Obvykle tvoria 10–100 m hrubé šošovkovité telesá uložené vo foliácii fylonitov. Najrozšírenejšie sú chloriticko-muskoviticko-kremenné svory a chloriticko-muskovitické svory. Zriedkavejšie, ale z hľadiska diagnostiky P–T podmienok metamorfózy významnejšie sú granatické svory často so staurolitom a $\pm$ andaluzitom, ktoré obvykle vznikajú z metapelitov obohatených o Al. Sú známe z oblasti Rolovej (cf. Jacko, 1975).

Z hľadiska variskej minerálnej paragenézy sa predmetné svory od rúl principiálne líšia nižšou bazicitou plagioklasov (An 24–28), nepodstatným obsahom K-živca, zvýšeným modom oboch slúd a granátu (tab. 1). Svory sú rozsiahle prepracované alpskými tektonometamorfnými procesmi. Biotit je intenzívne chloritizovaný a baueritizovaný, plagioklas sericitizovaný, saururizovaný a zatlačený kremeňom. Kremeň je prítomný v troch až štyroch generáciách. Muskovit 2, turmalín 2 a v istých štruktúrne predisponovaných zónach i biotit 2 mimeticky dorastajú na alpske vrásové štruktúry.

Amfibolity vystupujú vo viac-menej súvislom pruhu najmä pri sv. okraji, menej v centrálnom úseku lodinského komplexu. Tvoria medzifoliačné, šošovkovité, často evidentne izoklinálne prevrásnené telesá v rulách. Majú priemernú hrúbku 3–8 m, výnimočne i 20–30 m. Na základe pozvoľných prechodov do rúl, bežnej prítomnosti vložiek dvojsludných rúl v amfibolitoch a na základe štruktúrnych vzťahov predpokladáme, že amfibolitové telesá sú súčasťou izoklinálne prevrásneného a budinovaného sedimentárno-vulkanogénneho horizontu, ktorého pôvodná hrúbka nepresahovala 100 m. Podľa geochemických vzťahov (Jacko, 1984) protolitom predmetných amfibolitov boli tholeiitické bazalty. Pokiaľ ide o otázku ich para- či ortopôvodu, možno akceptovať prístup Cambela a Kamenického (1982), že za ortoamfibolity možno považovať celú asociáciu metabazitov v tom prípade, ak do tejto skupiny zaradíme aj ich metavulkanoklastiká.

K základným typom amfibolitov lodinského komplexu patria drobno- až jemnozrné amfibolity a granatické amfibolity. Intenzívnejšie diaforitizované (najmä okrajové) úseky amfibolitových telies sú často zmenené na epidotické amfibolity.

TAB. 1
Modálne zloženie základných typov variských metamorfítov lodinského komplexu
Examples of modal composition of basic types of Variscan metamorphites of the Lodina complex

Minerál	1	2	3	4	5	6	7
Plagioklas	2,58	10,53	11,81	0,24	12,92	20,90	15,30
Kremeň	59,99	39,71	55,86	39,19	19,25	5,74	12,90
K-živce	8,50	9,26	5,52	—	—	—	—
Biotit	1,69	18,23	8,80	8,87	—	—	—
Muskovit	19,54	20,19	16,77	30,50	—	—	—
Amfibol	—	—	—	—	62,67	65,52	53,88
Granát	—	1,46	—	12,66	—	—	10,92
Titaniť	—	—	—	—	1,36	3,38	1,09
Rudný komponent zoisit	1,10	0,51	0,91	1,22	0,15	0,13	5,14
Akcesórie	0,13	0,12	0,23	0,85	—	0,11	0,77
Epidot — zoisit	—	—	—	—	1,74	2,62	—
Sericit	—	—	—	6,45	—	—	—
Chlorit	6,29	—	—	0,02	—	1,60	—
Kalcit	—	—	—	—	1,74	—	—

Prázdne kolónky — neoverovaný akcesorický modus. V obsahu kremeňa (vz. č. 5) sú započítané aj ložné 0,1 mm hrubé šošovky sekrečného kremeňa. Lokalizácia vzoriek. 1 — muskoviticko-kremenná rula, Ružín, šachta nad tunelom, 2—3 — biotiticko-muskovitická rula, Kluknava, Dolinská dolina, 4 — granatický svor, Rolová, 300 m. j. od tunela, 5 — jemno- až drobnozrnný amfibolit, Kluknava, Dolinská dolina, 6 — drobnozrnný amfibolit, Kluknava, Dolinská dolina, 7 — granatický amfibolit, Kluknava, Dolinská dolina.

TAB. 2
Zmena zloženia (hmotn. %) zonálneho granátu z granatického amfibolitu (vz. B—ČH 61 A)
Change in composition (wt. %) of zonal garnet from garnet amphibolite (sample B—ČH 61 A)

Č. anal.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	37,49	37,69	37,95	37,95	37,73	38,16	37,62	38,19	37,86	38,16	38,24	37,03
Al ₂ O ₃	20,99	21,10	20,83	20,95	20,66	21,10	20,66	21,01	21,02	21,07	21,02	20,75
FeO	28,60	28,60	28,78	28,26	27,83	27,95	27,77	27,26	27,99	27,43	27,52	29,25
MnO	0,09	0,37	0,66	0,86	1,20	1,84	2,04	1,24	0,47	0,58	0,08	—
MgO	1,34	1,03	0,72	0,92	0,66	0,84	0,79	1,08	0,99	0,99	1,21	1,11
CaO	9,45	9,49	9,65	9,72	9,97	9,52	8,88	10,15	10,42	10,87	10,02	9,89
Spolu	97,96	98,28	98,59	98,66	98,05	99,41	97,76	98,93	98,75	99,10	98,09	98,03
Fe/Fe + Mg, %	92,3	94,1	95,5	94,5	95,9	94,9	94,9	93,3	94,0	93,8	93,0	93,6

Čísť zrna: 1 — okraj, 2—5 — ľavá polovica, 6 — stred, 7—11 — pravá polovica, 12 — okraj.

Orientované granonematoblastické drobn- až jemnozrnné amfibolity obsahujú dve generácie plagioklasov. Úplne sericitizované a saurizované plagioklasy 1 zatláča plagioklas 2 (An 34—36), ako aj podľa γ' hnedozelený amfibol 1 (γ'/c 21—24°). Amfibol 1 je hlavne v terminálnych úsekoch zatláčaný modrozeleným (γ') amfibolom 2 (γ'/c 17—20°), ktorý však tvorí aj medzifoliačné megablasty bez jednoznačného vzťahu k amfibolu 1. Akcesorický modus majú kremeň, apatit, rutil, ilmenit. Obsah epidotu — klinozoisitu, chloritu a kalcitu závisí od intenzity diaforitického prepracovania horniny.

Granatické amfibolity tvoria maximálne 50 cm hrubé difúzne polohy v predchádzajúcom type alebo na jeho okrajoch. Zvyčajne obsahujú cm — dm vložky diaforitizovaných rúl. Sú zrejme metamorfným produktom vulkanoklastík, o čom okrem terén-

ných vzťahov svedčí aj zvýšený modus kremeňa (cf. tab. 1), akcesorický obsah 0,01 mm šupiniek biotitu a poikilitických megablastov granátu (max. 2,5—3,2 mm). Navyše obsahujú len jednu generáciu plagioklasu (An 28—32).

Kritické minerálne asociácie a faciálne podmienky variskej metamorfózy v lodinskom komplexe

Základné typy kryštalických bridlíc lodinského komplexu obsahujú nasledujúce kritické minerálne asociácie variskej regionálnej synkinematickej metamorfózy:

Dvojsludné kremenné ruly

Mu ± Bi + Pl + Ksp + Q ± Ilm

Mu + Bi + Pl ± Gr + Ksp + Ilm ± Tour

TAB. 3
Zloženie amfibolov a plagioklasov na styku s granátom v granatických amfibolitoch
(vz. B—ČH 61A)

Composition of amphiboles and plagioclases at the contact with garnet in garnet amphibolites (sample B—ČH 61 A)

Č. anal.	13	14	15	16	17	18	19	20
SiO ₂	42,38	41,65	63,67	61,58	41,94	42,23	60,73	60,58
TiO ₂	0,50	0,64			0,40	0,50		
Al ₂ O ₃	15,81	15,91	23,18	23,81	16,66	16,58	24,87	25,04
FeO	19,66	19,19			18,47	18,56		
MnO	—	—			—	—		
MgO	6,63	6,98			7,16	7,13		
CaO	10,11	10,25	3,92	4,86	10,62	10,67	5,94	5,88
Na ₂ O	2,94	2,50	9,06	9,28	2,83	2,70	8,62	8,27
K ₂ O	0,27	0,36	0,57	0,11	0,19	0,22	0,06	0,08
Spolu	98,30	97,49	100,40	99,64	98,27	98,59	100,22	99,85
Fe/Fe + Mg %	62,5	60,7			59,1	59,3		
% An			19,3	22,4			27,6	28,2

Okraj granátu: 13—16 ľavý, 17—20 — pravý. Minerál: 13, 14, 17, 18 — amfibol, 15, 16, 19, 20 — plagioklas.

Dvojsludné ruly

Bi + Mu + Pl + Ksp ± Gr + Q + Ilm ± Tour

Bi + Mu + Pl + Ksp + Gr + Q + Ilm ± Tour

Svory

Mu ± Bi ± Pl + Q

St ± Andl + Gr + Bi + Mu ± Pl + Q ± Tour

Amfibolity

Hrb + Pl + Ilm + Sph ± Q

Gr + Hrb + Plag + Ilm + Sph + Q

Andl — andaluzit, Bi — biotit, Gr — granát, Hrb — amfibol, Ilm — ilmenit, Ksp — K-živce, Mu — muskovit, Pl — plagioklas, Q — kremeň, Sph — titanit, St — staurolit, Tour — turmalín.

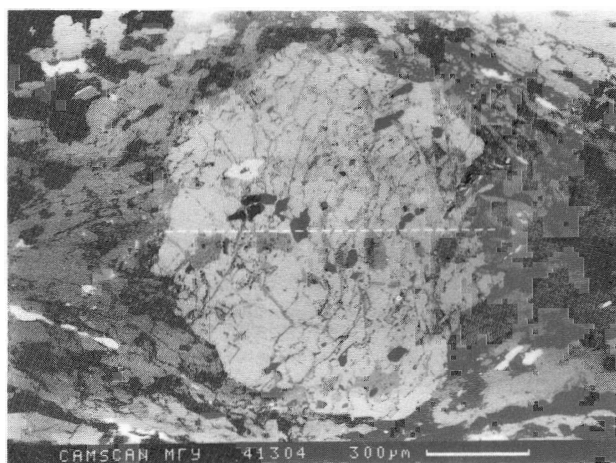
Tieto asociácie dokumentujú podmienky staurolitovo-andaluzitovo-biotitovej subfácie (Korikovskij, 1979) variskej regionálne synkinematickej metamorfózy kryštallických bridlíc lodinského komplexu. Na petrogenetickej sieti zodpovedajú tlakom okolo 300 MPa a teplotám 520—540 °C. Relatívne nízky interval teplôt objasňuje neprítomnosť migmatitov, eventuálne synmetamorných granitoidov v lodinskom komplexe.

Rovnovážne minerály v granatických amfibolitoch

Granatické svory so staurolitom a ± andaluzitom sú do takej miery diaforitizované, že sa v geotermometrii nedajú použiť. Preto sme študovali zachovalejšiu asociáciu granát — amfibol — plagioklas z granatických amfibolitov Dolinskej doliny (severne od Kluknavy), ktorá je petrogeneticky dostatočne informatívna. V študovanej vzorke je amfibol mierne zatláčaný agregátom chloritu a epidotu, časť

plagioklasov je saurizovaná, ale ostatné sú relatívne čerstvé. Pozoruhodný je vysoký obsah rudnej zložky (tab. 1). Porfýroblastický granát (obr. 2) obsahuje ilmenit, epidot i amfibol, miestami s výrazne sigmoidálnym usporiadaním uzavrenín.

Z elektrónových mikroanalýz granátu (tab. 2) vyplýva, že smerom od centra k okraju porfýroblastu sa znižuje obsah Mn, vcelku analogický trend vykazuje pomer Fe/Fe + Mg (obr. 3) a zvyšuje sa obsah Mg. Z toho vyplýva zachovanie progradnej zonálnosti granátu takmer v celom profile zrna. Iba v úzkej okrajovej časti na pravej strane



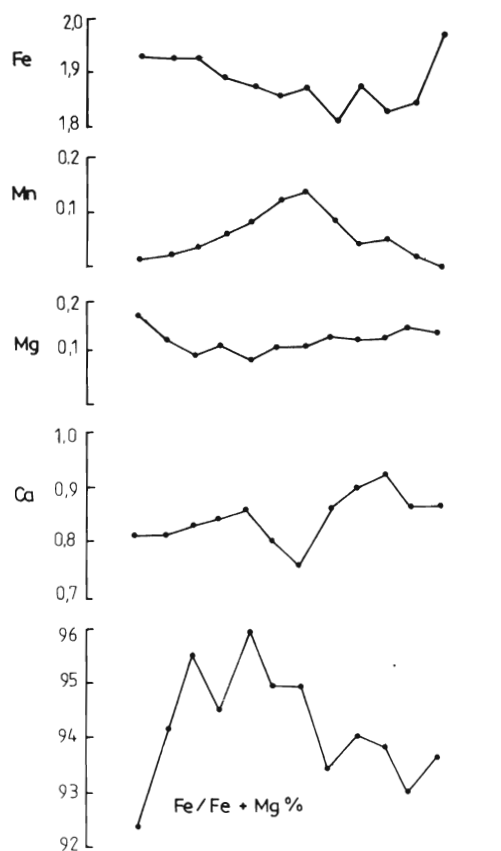
Obr. 2. Analyzovaný porfýroblast granátu z granatického amfibolitu lodinského komplexu (lokalita Dolinská dolina sev. od Kluknavy, vzorka B—ČH 61 A). Čiarkovane — línia mikrosondového profilu. Fotografované v odrazených elektrónoch

Fig. 2. Analysed phenocryst of garnet from garnet amphibolite of the Lodina complex (the Dolinská Valley locality north of Kluknava, sample B—ČH 61 A). Dashed — the line of electron microanalyser profile. Photographed in reflected electrons.

zrna (obr. 2, tab. 2) na styku s amfibolom zvýšená hodnota $\text{Fe}/\text{Fe} + \text{Mg}$ naznačuje mierne prejavy retrográdnej zonálnosti. Pozoruhodný je i mimoriadne vysoký koeficient železnatosti granátu (95–96 % v centre a 92–93 % na okrajoch porfyroblastu).

S granátom rovnovážne amfiboly (tab. 3) majú nízky obsah TiO_2 (0,4–0,6 hmotn. %), zvýšený obsah Al_2O_3 (15,9–16,9 hmotn. %) a Na_2O (2,5–2,9 hmotn. %). Takéto hodnoty sú typické pre Ca-amfiboly strednotepelných zón metamorfózy (napr. Korikovskij, 1967; Laird, 1985). Plagioklasy majú premenlivé zloženie (19–28 %, tab. 3).

Granátovo-amfibolový geotermometer (Graham



Obr. 3. Zmeny zloženia zonálneho granátu vo vzorke B—ČH 61 A v profile: okraj — centrum — okraj zrna (obr. 2, tab. 2).

Fig. 3. Changes in the composition of zonal garnet from the sample B—ČH 61 A in the profile: margin — centre — margin of the grain (Fig. 2, Tab. 2).

a Powell, 1984) poskytol v okrajových častiach granátu príliš vysoké (620–640 °C) teploty metamorfózy. Je to pravdepodobne podmienené značnými chybami všetkých geotermometrov v asociáciách s vyšším obsahom železa. Takéto teploty (pri $P_s \sim 300$ –350 MPa) v rámci metapelitov zodpovedajú na petrogenetickej sieti oblasti stability Sill + K-živec, t. j. podmienkam za hranicou stability nielen staurolitu, ale aj muskovitu s kremeňom. To je v protiklade s reálnymi paragenézami lodinského komplexu, v ktorom je stabilný andaluzit a staurolit-muskovit, a nie sillimanit. Treba ale počítať so zvýšením stupňa metamorfózy v rámci lodinského komplexu smerom k severu (porovnaj vyššie). Adekvátny nárast teploty však pravdepodobne neprevýšil interval teplôt príslušnej subfácie metamorfózy.

Aj vysoký obsah železa v granátoch (ktorý sa nezachováva pri vyšších teplotách ako 550–650 °C) a nízky obsah Ti v amfiboloch poukazujú na strednotemperatúrne podmienky predmetnej metamorfózy, zodpovedajúce staurolitovo-andaluzitovo-biotitovej subfácii. Z týchto dôvodov považujeme teplotný interval 520–540 °C varisej regionálnej synkinematickej metamorfózy lodinského komplexu za viac pravdepodobný. Prítomnosť andaluzitu (namiesto kyanitu indikujúceho skôr vyššie tlaky) a vysoký obsah Fe v koexistujúcej dvojici granát — amfibol dokumentuje tlakový parameter neprevyšujúci 300 MPa.

Literatúra

- Graham, C. M. a Powell, R. 1984: A garnet-hornblende thermometer: Calibration, testing and application to the Pelona Schists, S. California. *J. Met. Geol.*, 2, 1, 13–31.
- Jacko, S. 1975: Litologicko-štruktúrna charakteristika južnej časti kryštalinika bujanovského masívu. *Manuskript — archív PF UK Bratislava*, 304 s.
- Jacko, S. 1984: Štruktúrne-metalogenetická štúdia Braniska a Čiernej hory. [Záverečná správa.] *Manuskript — Geofond Bratislava*, 295 s.
- Jacko, S. 1985: Litostratigrafické jednotky kryštalinika Čiernej hory. *Geol. Práce, Spr.*, 82, 127–133.
- Korikovskij, S. P. 1967: Voprosy magmatizma, metamorfizma i metasomatoza. *Moskva, Nauka*, 204 s.
- Korikovskij, S. P. 1979: Fácií metamorfizma metapelitov. *Moskva, Nauka*, 263 s.
- Laird, J. 1982: Amphiboles in metamorphosed basaltic rocks: greenschist facies to amphibolite facies. In: *Amphiboles: Petrology and experimental phase relations*. *Miner. Soc. Amer., Reviews in Mineralogy*, 9B, 113–137.

Rovnovážne asociácie rúl a amfibolitov komplexu Bujanovej (Čierna hora)

STANISLAV JACKO¹, SERGEJ PETROVIČ KORIKOVSKIJ², VLADIMÍR ALEXANDROVIČ BORONICHIN²

¹ Katedra geológie a mineralógie Baníckej fakulty VŠT, Park Komenského 15, 043 84 Košice

² IGM—AN SSSR, Staromonetnyj per. 35, 109017 Moskva

(Doručené 2. 5. 1989, revidovaná verzia doručená 5. 7. 1989)

Equilibrium assemblages of gneisses and amphibolites of Bujanová complex (Čierna hora), Eastern Slovakia

Gneisses and amphibolites of the Bujanová complex — which is the most southern lithostratigraphical unit of the Veporic basement of the Čierna hora Mts., form only small remaining bodies up to 100 m in thickness within migmatites of this unit. According to gneisses/amphibolites critical mineral parageneses this Variscan prograde metamorphic event has been realised under conditions of the biotite — sillimanite — muscovite subfacies metamorphism. Geothermometric results show 620—625 °C temperature extent of the metamorphic event. A high content of the pyrope molecule (up to 25 %) within garnets of gneisses indicates 400—450 MPa pressure of the metamorphism. Garnet/hornblende compositional variability in amphibolites of both the Bujanová complex and the Lodina complex — underlying the former, which demonstrates a higher metamorphic conditions of the Bujanová complex, is also shortly discussed. This inverted metamorphic gradient strongly supports field and structural data about tectonic relation between both the mentioned units.

Úvod

Štruktúrnou pozíciou, typom stavby a podstatným obsahom granitoidov zaujíma komplex Bujanovej špecifické postavenie vo veporickom kryštaliniku Čiernej hory. Tieto aspekty boli v zásade prehodnotené vo viacerých prácach z posledného obdobia. Petrológia metamorfítov — základný predpoklad intraregionálnej i širších korelácií kryštalinika Čiernej hory — nebola doteraz súborne spracovaná. V tomto príspevku podávame stručnú petrografickú charakteristiku základných produktov periplutonickéj metamorfózy komplexu Bujanovej, ich kritické paragenézy a P-T podmienky metamorfózy. Problémy a produkty migmatizácie a alpínskej tektonometamorfózy komplexu Bujanovej v predkladanom príspevku bližšie nerozoberáme.

Geologická pozícia komplexu Bujanovej

Komplex Bujanovej (obr. 1) tvorí južnú časť kryštalinika Čiernej hory. Na roľovskej prešmykovej zóne sz.—jv. smeru so stredným až miernym úklonom na JZ sa stýka s podložnými metamorfítmi lodinského komplexu.

Na zložení komplexu Bujanovej sa podieľajú hlavne variské neskoroorogénne granitoidy. Koncovými úsekmi vnikajú do bridličnatosti rúl, ktorá je klivážou osovej roviny stlačených až izoklinálnych vrás metamorfítov komplexu Bujanovej (Jacko, 1978).

Menej zastúpené kryštalické bridlice reprezentuje kompletná periplutonická škála — ruly, okaté ruly a migmatity. Na styku s granitoidmi vznikajú perlové ruly a žuloruly. Zriedkavé amfibolity tvoria nepriebežné medzifoliačné telesá dm—m hrúbok. Na rozdiel od lodinského komplexu sa na ich zložení podieľajú aj hrubozrnné masívne typy.

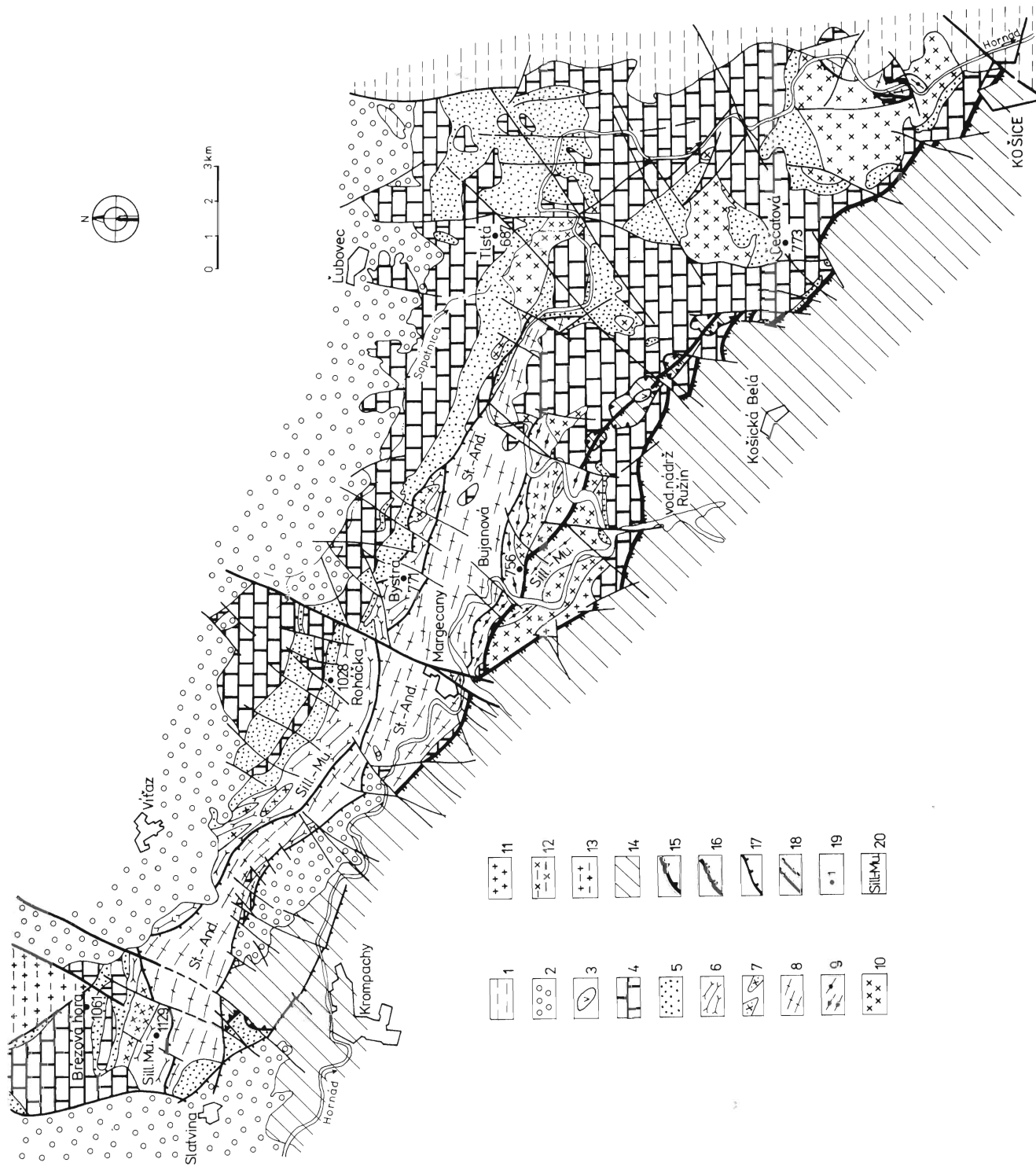
Rozsiahlejšie polohy metamorfítov sú prítomné len na južných svahoch Bujanovej. Zachovali sa tu najmä v reliktnom zámku variskej izoklinálnej makrovrásky. Priestorová distribúcia granitoidných variet na oboch ramenách synformy metamorfítov spodobňuje základné rysy stavby kryštalických bridlíc. Granitoidy i metamorfity komplexu Bujanovej sú rozsiahle, najmä v sz.—jv. prešmykových zónach, alpínsky tektonometamorfované (obr. 1).

Petrografický charakter rúl a amfibolitov

Nemigmatizované ruly a amfibolity sú sporadicky zachované len v centrálnom úseku komplexu Bujanovej. Tvoria tu šošovkovité medzifoliačné polohy v migmatitoch. Ich podstatná časť patrí jemnozrnným biotitickým rulám.

Ruly

Na modálnom zložení jemnozrnných biotitických rúl (tab. 1) sa podieľajú minerálne paragenézy najmenej troch metamorfných etáp. Najstaršej synkinema-



tickej (predgranitoidnej) etape patrí reliktná asociácia granát 1 + staurolit + plagioklas 1 + biotit 1 + kremeň 1. Veľmi vzácne porfýroblasty granátu a staurolitu sú heliciticky i sigmoidálne plnené hlavne opakovými minerálmi. Značne sericitizovaný ($\pm$ epidot — zoisit) plagioklas 1 (An — 28 — 32 %) uzatvára kremeň, rudný komponent a intenzívne resorbovaný a chloritizovaný biotit 1.

Periplutonickú paragenézu reprezentujú kremeň 2, biotit 2, granát 2, muskovit 1, plagioklas 2, ortoklas a $\pm$ sillimanit. Kremeň 2 tvorí xenoblastické ložné zrná, event. i silne sploštené „granulitové“ kremene s pomerom dĺžky k šírke až 10 : 1. Obvykle hypidioblastický, ložný i mierne diagonálny červenohnedý biotit 2 miestami tangenciálne dorastá na živce tejto paragenézy. Má zrnitosť cca 0,5 mm, maximálne 1,0—2,0 mm. Uzatvára zirkón a apatit a je resorbovaný muskovitom. K tejto generácii patrí prevažná časť biotitu rúl. Najmä v jeho hniezdovitých akumuláciách rastie drobný (0,1 mm) hypidioblastický granát.

Vzťah muskovitu 1 k biotitu 2, symplektity muskovitu 2 s kremeňom v prilahlých migmatitoch, ložné helicitické šmuhy opakových minerálov orientované zároveň šikmo k štiepatelnosti muskovitu, ktorým bez prerušenia prechádzajú, podporujú diskutovanú genetickú príslušnosť muskovitu 1. Ložné i diagonálne relatívne čerstvé plagioklasy 2 (An 23—26 %) uzatvárajú biotit, kremeň, granát a apatit. Tvoria individuálne fenoblasty, resp. i kumuloblasty s kremeňom 2 a mikroperthitickým ortoklasom. Vcelku vzácny fibroblastický sillimanit rastie na úkor biotitu 2 hlavne v xenolitoch rúl uzavretých v granodiorite.

Lokálne vyvinutú etapu alpínskej nízkotermálnej metamorfózy zastupuje biotit 3, muskovit 2 a kremeň 3. Jemné šupinky (0,2—0,3 mm) oboch slúd tvoria spolu s kremeňom mozaikovitú agregáciu v tlakových tieňoch granátu, resp. mozaikovite dorastajú na ležaté vrásky rekryštalizovaného sekrečného kremeňa.

Metabazity

Nepriebežné intrafoliálne polohy metabazitov prevažne vykazujú izofaciálne vzťahy k okolitým rúlami a migmatitom. Ich značná modálna variabilita (cf. tab. 1) odráža na jednej strane prínos komponentov a adekvátne reakcie v procese migmatitizácie, na druhej strane, hlavne v laterálnom smere, sedimentogénnu prímes v metabazitoch. Len zriedka — v metaultrabázikách — možno preukázateľne doložiť paragenetické reliktu magmatického vývojového štádia.

Strednozrnné masívne *biotitické amfibolity* tvoria buď externé lemy hrubozrnných masívnych amfibolitov, prípadne ich v centrálnej časti metabazitových polôh zastupujú, event. sa vyskytujú vo forme xenolitov v granitoidoch. Sú typické nerovnomernou zrnitosťou všesmerne orientovaných podstatných komponentov (amfibol > plagioklas > biotit), typickou poikiloblastickou štruktúrou a akcesorickým zastúpením kremeňa.

Špinavozelený až hnedomasivný hypidioblastický amfibol (γ/c 19—21°) obvykle tvorí všesmerné agregáty so zrnitosťou 1,2—3,3 mm, ktoré sú resorbované a uzatvárané plagioklasmi. Zriedkavejšie sú prítomné i prizmatické megablasty (7,00—10,1 mm) opticky analogického amfibolu. Obidve formy amfibolu sú hojne plnené biotitom, menej apatitom a titanitom. Biotit rastie hlavne v štiepatelnosti amfibolu a inklinuje k vzájomnému prepojeniu opticky zhodne orientovaných vrstvičiek. Proces kumuluje vo feldšpatizovaných amfibolitoch vývojom poikiloblastického biotitu plneného amfibolom. Ojedinelé megablasty biotitu (2,0—3,0 mm), eventuálne agregáty dvoch-troch zrn sú od okrajov resorbované sericitizovanými, resp. saursuritizovanými plagioklasmi (An 27—33 %). Biotit i plagioklasy sú hojne plnené apatitom, biotit i rutilom.

Drobnozrnné amfibolity (tab. 1) sú bežným litologickým typom metabazitov. Tvoria hlavne centrálnu časť tých telies metabazitov, ktoré neobsahujú hru-

◀ Obr. 1. Schematická štruktúrno-geologická mapa Čiernej hory. 1 — neogénne molasové sedimenty, 2 — sedimenty centrálnokarpatského paleogénu, 3 — amfibolicko-pyroxenický diorit (vrchná krieda), 4 — obalové mezozoikum, 5 — obalové mladšie paleozoikum (hlavne perm). 6—12 — kryštalinikum Čiernej hory, 6—7 — miklušovský komplex, 6 — stromatiticko-nebulitické a oftalmické migmatity, 7 — aplitické granity, 8 — diaforitické pararuly, svory, amfibolity a fylonity lodinského komplexu, 9—12 — komplex Bujanovej, 9 — ruly, amfibolity a migmatity, 10 — biotitické granodiority, 11 — autometamorfované granity, 12 — melagranodiority a tonality, 13 — ruly, amfibolity, migmatity a granitoidy Braniska, 14 — karbón a perm gemerika, 15 — násunová plocha gemerika, 16 — regionálne významné prešmykové zóny, 17 — prešmykové zóny nižšieho rádu, 18 — zlomy, 19 — lokalizácia analyzovaných vzoriek, 20 — distribúcia metamorfných zón v kryštaliniku Čiernej hory.

Fig. 1. Schematic structural-geological map of the Čierna hora Mts. 1 — Neogene molasse sediments, 2 — sediments of the Central Carpathian Paleogene, 3 — amphibole-pyroxene diorite (Upper Cretaceous), 4 — envelope Mesozoic, 5 — envelope Late Paleozoic (mainly Permian), 6—12 — the Čierna hora crystalline complex, 6—7 — the Miklušovec complex, 6 — stromatolite-nebulite and ophiolite migmatites, 7 — aplite granites, 8 — diaphthoric paragneisses, mica schists, amphibolites and phyllonites of the Lodina complex, 9—12 — the Bujanová complex, 9 — gneisses, amphibolites and migmatites, 10 — biotite granodiorites, 11 — autometamorphosed granites, 12 — melagranodiorites and tonalites, 13 — gneisses, amphibolites, migmatites, and granitoides of the Branisko Mts., 14 — Carboniferous and Permian of Gemericum, 15 — charriage plane of Gemericum, 16 — regionally significant overthrust zones, 17 — overthrust zones of lower order, 18 — faults, 19 — localization of analysed samples, 20 — distribution of metamorphic zones in the Čierna hora crystalline complex.

TAB. 1
Modálne zloženie rúl a amfibolitov komplexu Bujanovej
Examples of modal composition of gneisses and amphibolites of the Bujanová complex

Mineral	1	2	3	4	5	6	7	8
Kremeň	25,60	35,38	32,48	7,59	0,07	10,34	12,74	11,80
Plagioklas	25,30	24,30	29,71	13,87	45,11	18,30	46,20	42,42
K-živca	17,96	12,12	19,03	—	—	—	3,58	2,16
Biotit	21,78	22,23	12,43	—	0,80	—	8,68	1,45
Muskovit	1,98	3,48	4,78	—	—	—	—	—
Granát	3,72	1,60	0,02	—	—	4,23	—	—
Amfibol	—	—	—	67,69	36,38	58,02	16,73	20,52
Apatit	—	—	—	0,73	5,67	—	—	0,35
Titanit	—	—	—	—	1,33	2,04	0,89	—
Rudný komp.	2,50	0,74	0,46	8,01	1,68	0,76	2,39	1,23
Akcesórie	0,26	0,15	1,09	—	—	—	0,36	+
Epidot	—	—	—	2,11	8,96	2,18	8,43	12,63
Leukoxén	—	—	—	—	—	—	—	1,64
Kalcit	—	—	—	—	—	2,80	—	—
Chlorit	—	—	—	—	—	1,32	—	5,79

1—8 — číslo vzorky. Akcesórie: vzorka č. 1—3 apatit a zirkón, vo vzorke č. 2 aj staurolit, vo vz. č. 8 zirkón a ortit. Vo vz. č. 6 obsah klintozoisitu prevyšuje modus epidotu. Prázdne kolónky — samostatne nezisťovaný obsah. Lokalizácia vzoriek: 1 — jemnozrnná biotitická rula, južné svahy Bujanovej, 400 m na SV od sútoku bystriny Ruský dol s Hornádom; 2 — jemnozrnná biotitická rula, 150 m na SV od sútoku bystriny Ruský dol s Hornádom; 3 — drobnozrnná biotitická perlová rula, výlom pre ružinsku priehradu; 4 — drobnozrnný amfibolit, jz. svahy Bujanovej; 40 m JJZ od kóty 677 m; 5 — jemnozrnný amfibolit, j. svahy Bujanovej, 600 m na JJZ od kóty 577 m; 6 — granatitický amfibolit, zárez Hornádu 1 km na JJZ od jz. ústia starého bujanovského tunela; 7 — drobnozrnná amfibolitická rula, zárez bývalej železničnej trate, 1,3 km na JJZ od jz. ústia starého bujanovského tunela, 8 — strednozrnný feldšpatitizovaný amfibolit, zárez Hornádu 1,3 km na JJZ od jz. ústia starého bujanovského tunela.

TAB. 2
Zloženie niektorých minerálov granatiticko-biotitických a biotiticko-amfibolitických rúl a migmatitov komplexu Bujanovej
Composition of some minerals of garnet-biotite and biotite-amphibole gneisses and migmatites of the Bujanová Complex

Č. vz.	1						454				8	
Minerál	Gr				Bi	Mu	Gr		Bi	Mu	Bi	Hrb
	stred	stredná časť	okraj	stred			okraj					
SiO ₂	38,95	38,67	38,76	38,33	37,28	48,36	37,40	37,91	36,00	47,98	38,07	43,72
TiO ₂	0,02	0,02	0,02	0,05	1,65	0,02	0,02	—	1,67	1,18	2,89	1,20
Al ₂ O ₃	21,45	21,26	21,36	21,13	19,11	35,74	20,91	20,99	20,27	34,92	18,30	12,61
FeO	30,42	30,58	30,89	32,07	20,49	1,56	31,08	30,92	22,17	2,47	38,07	16,29
MnO	1,41	1,43	1,43	1,77	0,19	0,03	5,39	5,84	0,49	—	0,22	0,40
MgO	5,92	5,70	5,67	4,48	9,02	0,55	2,96	2,79	6,93	0,95	11,31	10,08
CaO	1,40	1,34	1,33	1,33	0,03	0,07	1,31	1,20	0,07	0,07	0,20	11,15
K ₂ O	—	—	—	—	9,52	8,94	—	—	9,25	9,52	9,99	0,89
Na ₂ O	—	—	—	—	—	0,46	—	—	0,10	0,23	0,19	1,58
Spolu	99,57	99,00	99,46	99,16	97,29	95,73	99,07	99,65	96,95	97,32	97,31	97,92
Fe/Fe + Mg, %	74,7	75,0	75,3	80,1	56,0		85,5	86,2	64,0		44,0	47,5

Lokalizácia vzoriek č. 1 a 8 ako v tab. 1, č. 454 — oftalmický migmatit, južné svahy Bujanovej, 700 m JJZ od kóty 483,0 m.

bozrnnejšie variety. Majú doskovitú až laminovanú odlučnosť a orientovane granonematoblastickú štruktúru. Amfibol tvorí dlhoprizmatické (0,6—1,0 mm) modrozelené hypidioblasty (γ'/c 17—20°), častejšie však hnedozelené idio- hypidioblasty (γ'/c 24—26°) zrnitosti cca 0,3—0,5 mm. Hnedozelený amfibol je obvykle bez inklúzií, homogenizuje sa aj na úkor prvého a je len sporadicky korodovaný kremeňom.

Viac-menej rovnomerne distribuované plagioklasy a kremeň lokálne tvoria i granoblastické šošovkovité akumulácie obvykle s „jadrom“ pomerne čerstvého oligoklasu — andezínu (An 29—32 %), veľmi vzácné i K-živca. Intenzívne plnené plagioklasy osnovy (sericit, epidot — zoisit) majú 37—39 % An. Z akcesórií sú najčastejšie granulované a chloritizované zrná granátov (cca 0,2—0,3 mm) a apatit.

Drobnozrnné amfibolity tvoria kontinuálne pre-

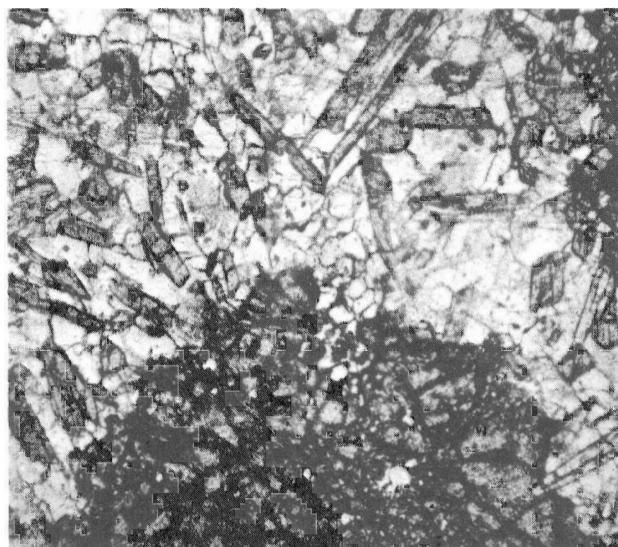
chody k feldšpatizovaným amfibolitom na jednej strane a k amfibolickým rulám na druhej strane.

Amfibolické ruly. Tento základný typ bridličnatých metabazitov zvyčajne tvorí prechody metabazitových polôh do okolitých metamorfítov. Sú typické (tab. 1) vysokým modom plagioklasov (46–47 %) a podstatným zastúpením amfibolu a kremeňa. Obsah biotitu varíruje okolo limitu podstatných komponentov. Len v amfibolicko-biotitických rulách stupa až na 16 obj. %. Tabakovohnedý biotit je typický pre amfibolické a biotiticko-amfibolické ruly, svetlohnedozelený biotit (zloženie porovnaj v tab. 2) pre amfibolicko-biotitické ruly. K-živce, titanit, apatit, rudné minerály a obvykle epidotom — zoisitom pancierovaný ortit majú akcesorický modus. Kremeň a biotit prednostne asociujú s agregátmi živcov.

Plagioklasy kremeňovo-živcových agregátov (An 35–39 %) majú zrnitosť cca 0,3–0,7 mm. Uzatvárajú amfibol, biotit a kremeň. Spolu s relatívne menšími (0, X mm) rovnomerne distribuovanými plagioklasmi sú rozsiahle sericitizované a zatlačené epidotovo-zoisitovými minerálmi, lokálne i 0,09–0,2 mm veľkými lupienkami muskovitu.

Relatívne starší sýtozelený až špinavozelený amfibol 1 (γ'/c 26–28°) je poikiloblasticky plnený rudným komponentom, menej kremeňom, biotitom a apatitom. Je resorbovaný asociáciou kremeňovo-živcových agregátov. V ich blízkosti je klinovite (po štiepatelnosti) zatlačený modrozeleným amfibolom 2 (γ'/c 13–17°). Relatívne menšie samostatné zrná amfibolu 2 majú zároveň dokonalejší (až idiolblastický) habitus.

Granatické amfibolity (tab. 1, 3; obr. 2). Tvoria drobnú (10 × 70 m) polohu v horizonte drobnozrnných



Obr. 2. Centrická štruktúra granatických amfibolitov komplexu Bujanovej (vz. č. 6; tab. 1, tab. 3). Okolo granátového fenoblastu (v strede, dole) sféroidálne rastú prizmy amfibolu a plagioklasu. II polaroidy, zv. 45x.

Fig. 2. Centric structure of garnet amphibolites of the Bujanová complex (sample No. 6; Tab. 1, Tab. 3). Prisms of amphibole and plagioclase are growing spheroidally around garnet phenopseudocryst (in the centre, to the bottom). Parallel nicols, magn. x45.

ných amfibolitov na báze komplexu Bujanovej. Sú typické centricko-poikiloblastickou štruktúrou fixovanou sféroidnými agregátmi plagioklasov a kremeňa a radiálne usporiadanými prizmami amfibolu. Táto asociácia daktyliticky prerastá granátové jadro sféroidu (obr. 2). V niektorých prípadoch sa v centre izometrických kumuloblastov plagioklasu, kremeňa a amfibolu vyskytujú len sporadické drobné (0,0X–0,X mm) zrná granátu, magnetitu a medovožltého

TAB. 3

Zloženie granátu a pridružených minerálov z granatického amfibolitu komplexu Bujanovej (vzorka č. 6)
Composition of garnet and associated minerals from garnet amphibolite of the Bujanová complex (sample No 6)

Minerály Č. anal.	Gr 21	Hrb 22	Gr 23	Hrb 24	Gr 25	Hrb 26	Pl 27	Gr 28	Ilm 29	Gr 30	Hrb 31	Gr 32	Hrb 33
SiO ₂	38,80	45,03	39,20	45,16	38,31	44,36	58,76	39,29		39,38	46,61	38,63	46,31
TiO ₂	0,16	0,96	0,10	0,93	0,21	0,96		0,17	50,52	0,22	1,00	0,13	0,89
Al ₂ O ₃	20,75	12,87	21,00	12,99	20,60	13,02	26,01	20,90	0,25	21,62	13,53	20,90	12,56
FeO	26,47	17,86	26,24	17,64	26,89	18,18		26,76	40,93	26,71	17,48	26,38	16,56
MnO	2,11	0,16	2,26	0,17	2,34	0,18		1,78	4,48	0,97	0,15	1,94	0,14
MgO	2,29	8,79	2,10	8,51	2,40	8,37		2,19	0,23	2,24	8,36	2,19	8,56
CaO	9,31	10,90	9,70	10,89	9,31	10,96	7,83	9,92		10,28	11,49	9,83	11,05
Na ₂ O	—	1,57		1,90		1,72	7,09				2,13		2,05
K ₂ O	—	0,52		0,58		0,58	0,10				0,67		0,60
Spolu	99,89	98,66	100,50	98,77	100,06	98,33	99,79	101,01	97,35	101,42	101,42	100,00	98,72
Fe/Fe + Mg, %	86,6	53,2	87,5	53,7	86,3	54,9		87,3		87,0	54,0	87,1	52,0
% An	38 %												

Prvé zrno (21–27): 21–22 — stred, 23–24 — ľavý okraj, 25–27 — pravý okraj. Druhé zrno (28–33): 28–29 — stred, 30 — 31 — ľavý okraj, 32–33 — pravý okraj. Lokalizácia ako v tab. 1.

TAB. 4

Krýstalochemické vzorce amfibolov z granatických amfibolitov lodinského komplexu (61 A) a komplexu Bujanovej (6) v prepočte na 23 (0)
 Crystal chemistry formulae of amphiboles from garnet amphibolites of the Lodina complex (61 A) and the Bujanová complex (6) in calculation for 23 (0)

Č. anal.		13	14	17	18	22	26	24	31	33
Z = 8	Si	6,281	6,200	6,196	6,218	6,571	6,534	6,615	6,695	6,802
	Al _{iv}	1,718	1,799	1,809	1,781	1,428	1,465	1,384	1,304	1,197
Y = 5	Al _{vi}	1,043	0,991	1,097	1,094	0,784	0,794	0,857	0,985	0,976
	Ti	0,055	0,071	0,044	0,055	0,105	0,106	0,102	0,108	0,098
	Fe	2,436	2,388	2,281	2,285	2,179	2,239	2,160	2,099	2,033
	Mn	—	—	—	—	0,019	0,022	0,021	0,017	0,017
	Mg	1,464	1,548	1,576	1,564	1,911	1,837	1,857	1,789	1,873
X	Ca	1,605	1,634	1,680	1,683	1,703	1,729	1,708	1,768	1,738
	Na	0,844	0,721	0,810	0,570	0,444	0,491	0,539	0,593	0,583
	K	0,051	0,068	0,035	0,041	0,096	0,108	0,108	0,122	0,112
	Σ X	2,500	2,423	2,525	2,294	2,243	2,328	2,355	2,483	2,433
Na + K/Na + K + Ca		35,8	32,6	33,5	26,6	24,1	25,7	27,5	28,8	28,6

13 — 18 — vzorka č. B-61 A, 22 — 33 — vzorka č. 6

titanitu, event. je prítomné relatívne väčšie zrno amfibolu, hojne plnené magnetitom a titanitom. Sporadické kumuloblasty bez „jadra“ majú v podstate rovnomernú distribúciu komponentov, vždy však obsahujú, čo sa týka tvaru i rozmiestnenia, nepravidelné hniezda magnetitu a titanitu. Sféroidálne agregáty sú scementované granonematoblastickou osnou amfibolu, živcov a kremeňa (zloženie porovnaj v tab. 2, 3, 4).

Hrubozrnné dvojpyroxenické amfibolovce. Sú zachované v neostrých šošovkách decimetrových hrúbok v centrálnej časti telesa hrubozrnných amfibolitov v oblasti hrádze ružínskej priehrady. Tvorí ich najmä amfibol, hojne plnený pyroxénmi a serpentinizovaným olivínom. Flogopit, karbonátový minerál a chlorit majú nepodstatný modus. Akcesoricky je prítomný magnetit, apatit, kremeň a zoisit.

Z proterogénnych komponentov je prítomný bezfarebný klinopyroxén (γ'/c 44°) zatláčaný amfibolom, relatívne hrubozrnnjší (3—5 mm), často serpentinizovaný ortopyroxén (2V = 74—76°) a serpentínové ($\pm$ mastenec) pseudomorfózy po olivíne. Primárne ultrabáziká mali pravdepodobne charakter olivínových pyroxenitov, ktoré boli azda komagmatické s gabroidným protolitom hrubozrnných amfibolitov, resp. boli jeho kumulátmi.

Poikiloblastický svetlomodrozelený až svetlohnedozelený amfibol I (γ'/c 22—24°, 2V 85—86°, chm —) má zrnitosť 3—5 mm, maximálne 8 mm a obsah Mg zložky 85—90 mol. % (cf. Fediuk, 1966). Od okrajov a po štiepatelnosti ho zatláča flogopit a spolu s amfibolom býva chloritizovaný. Modus flogopitu narastá smerom k okraju šošoviek horniny. Periplutonicá metamorfóza sprevádzaná alkalickou metaso-

matózou zrejme vyprodukovala asociáciu: Mg-amfibol I $\pm$ flogopit + zoisit $\pm$ karbonát.

Retrográdnú paragenézu zastupuje tremolit (rastie na úkor amfibolu I), karbonátový minerál, serpentín, mastenec a azda i hematit.

Kritické paragenézy periplutonickej metamorfózy komplexu Bujanovej

Z diskutovaných vzťahov vyplývajú pre základné typy nemigmatizovaných metamorfítov komplexu Bujanovej tieto kritické paragenézy periplutonickej metamorfózy:

Ruly

Bi + Gr + Mu + Pl $\pm$ Ksp + Q + Ilm

Bi $\pm$ Sill $\pm$ Mu $\pm$ Gr + Q $\pm$ Ilm

Bi + Mu + Pl $\pm$ Ksp + Q

Amfibolity a amfibolické ruly

Hrb + Clz + Pl $\pm$ Q + Sph

Hrb $\pm$ Gr $\pm$ Clz + Pl $\pm$ Q + Sph $\pm$ Ilm

Hrb + Bi + Clz + Pl $\pm$ Q + Sph

Metaultrabazity

Hrb_{Mg} $\pm$ Phl $\pm$ Zs $\pm$ Carb $\pm$ Serp (Ta?)

Bi — biotit, Carb — karbonátový minerál, Clz — klinozoisit, Gr — granát, Hrb — amfibol, Ilm — ilmenit, Ksp — draseňný živec, Mu — muskovit, Phl — flogopit, Pl — plagioklas, Q — kremeň, Serp — serpentín, Sill — sillimanit, Ta — mastenec, Zs — zoisit.

Z prehľadu paragenéz vyplýva, že sekvencia kryštalických bridlic komplexu Bujanovej bola periplutonicke metamorfovaná v podmienkach biotitovo-sillimanitovo-muskovitovej subfácie metamorfózy (Korikovskij, 1979).

Niektoré aspekty mineralógie rúl a amfibolitov

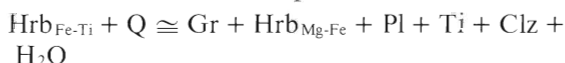
Výsledky elektrónových mikroanalýz niektorých minerálov rúl a amfibolitov komplexu Bujanovej poskytli viaceré petrogeneticky zaujímavé informácie. V analyzovaných rulách (cf. tab. 2) majú granáty retrográdnú zonálnosť, ktorá je charakteristická pre vysokotemperované ruly a migmatity (cf. Ovčenko, 1982). Od centra k okrajom zrn granátu mierne narastá obsah MnO, zvyšuje sa pomer Fe/Fe + MgO a klesá obsah MgO. Retrográdna zonálnosť je zvlášť zreteľná vo vzorke č. 1, v ktorej pomer Fe/Fe + Mg narastá od centra k okrajom v rozpätí 75–80 %. Zvlášť pozoruhodný je vysoký obsah MgO v centre granátu (5,92 %), čo zodpovedá 24 % pyropovej molekuly. Biotit a amfibol z biotitovo-amfibolíkovej ruly majú zvýšený obsah TiO₂ (2,9 % v biotite a 1,2 % v amfibole), čo je tiež typické pre vysokoteplotné podmienky metamorfózy.

Z analýz minerálov granatického amfibolitu (tab. 3) vyplýva, že granáty týchto amfibolitov sú na rozdiel od granátov rúl prakticky nezonálne. Predmetná asociácia minerálov amfibolitu vznikala teda v podmienkach jednoaktovej progradnej metamorfózy. Analogické zloženie majú tak amfiboly uzatvárané v granáte, ako aj amfiboly amfibolovo-plagioklasových agregátov. Majú napr. vysoký obsah TiO₂ (0,9–1,0 %) a temer analogický pomer Fe/Fe + Mg (52–54 %). Aj tieto relácie potvrdzujú paragenetickú rovnovážnosť granatických amfibolitov. Plagioklasy sféroidných agregátov majú 38 % An. Uzavreniny ilmenitu v granáte majú zvýšenú prímes Mn.

Vznik granátu v niektorých amfibolitoch a jeho chýbanie v druhých typoch (menovite v strednohrubozrnných amfibolitoch s apogabrovou štruktúrou) sa vysvetľuje rozdielmi v predmetamorfom zložení hornín. Granát ako najviac ferofilný minerál vzniká v rámci horninotvorných silikátov len v amfibolitoch s vysokým pomerom Fe/Fe + Mg. Tak vo vzorke 6 (tab. 3) je faktor železnatosti granátu 86–87 % a amfibolu 52–55 %. Aj podľa geologických vzťahov protolitom tejto horniny boli pravdepodobne pyroklastiká s prímiesou sedimentogénnej frakcie obohatenej o Fe.

Bežné gabrá sú horečnaté horniny, v ktorých pomer Fe/Fe + Mg kolíše v rozpätí 25–35 %. Preto pri ich metamorfóze vznikajú skôr Mg-amfiboly. Taká železnatá fáza, akou je granát, v nich nemôže vzniknúť. Preto sa v apogabrových (stredno- až hrubozrnných) amfibolitoch komplexu Bujanovej granát nevyskytuje. Diskutované vzťahy sú zjavné z porovnania granatických amfibolitov s biotiticko-amfibolickými rulami (tab. 2, vz. 8), v ktorých je železnatosť amfibolu podstatne nižšia (47,5 %), preto v nich granát nevzniká.

Špecifické centrické štruktúry granatických amfibolitov (obr. 2) možno objasniť metamorfnými reakciami pri vzniku granátu. Proterogénne amfiboly s vysokým obsahom Fe a Ti boli v procese metamorfózy dezintegrované za vzniku granátu, Mg-amfibolu, titanitu a ± klnozoisitu podľa reakcie:



Geotermometria metamorfítov komplexu Bujanovej

Z asociácií rovnovážnych minerálov základných typov metamorfítov komplexu Bujanovej vyplýva vznik predmetných paragenéz v podmienkach metamorfózy biotitovo-sillimanitovo-muskovitovej subfácie. V horninách sú stabilné muskovity a klnozoisity. Avšak nízka prímes paragonitovej a fengitovej molekuly v muskovite (nízky obsah Ca, Mg a Fe) a analogicky nízka železnatosť klnozoisitu (optické dáta) poukazujú na teplotné podmienky blížiacie sa k vrchnej hranici stability oboch minerálov. To znamená, že teplota metamorfózy sotva prevyšovala 600–610 °C.

V podmienkach tejto subfácie je obvyklé anatektické a injekčné formovanie granitov a prítomnosť muskovitu v leukozóme (Thompson — Tracy, 1979). Ani komplex Bujanovej nie je v tomto smere výnimkou. V ňom sú predovšetkým sústredené všetky typy granitoidov Čiernej hory (Jacko a Petrik, 1987).

Metamorfne podmienky komplexu Bujanovej možno geotermometricky stanoviť pomocou biotitovo-granátového a granátovo-amfibolového geotermometra. Podľa biotitovo-granátového geotermometra (Aranovič, 1983) okrajová časť granátu vzorky č. 1, (tab. 2) kryštalizovala pri 675 °C a okrajová časť vzorky č. 454 pri 639 °C. Pretože je v týchto rulách stabilný muskovit a alternatívna asociácia Sill + Ksp nie je zastúpená, uvedené teplotné údaje sú zrejme nadhodnotené.

Podľa granátovo-amfibolového termometra (Graham a Powell, 1984) centrálna časť prvého zrna vo vzorke č. 6 (tab. 3) kryštalizovala pri teplote 629 °C a v jeho okrajovej časti pri 625–646 °C. Kryštalizácia okrajových častí druhého zrna prebiehala pri 649, resp. 620 °C.

Vyššie diskutovaným paragenetickým vzťahom sa najviac blíži minimálna teplota (625–620 °C) stanovená granátovo-amfibolovým termometrom. Považujeme ju preto za strednú teplotu periplutonickej metamorfózy komplexu Bujanovej.

Plakový parameter tejto metamorfózy nemožno exaktne posúdiť pre neprítomnosť geobarometricky indikatívnych paragenéz. Jeho približnú hodnotu možno stanoviť z obsahu Mg v granátoch berúc do úvahy, že hodnota X_{Mg} v granátoch je v každej paragenéze kontrolovaná predovšetkým celkovým

tlakom (Marakušev, 1965, 1973). Maximálnu horečnosť (25 %, t. j. 24 % pyropu) vykazujú granáty rúl komplexu Bujanovej (tab. 2, vz. č. 1). Takéto hodnoty nie sú typické pre relatívne plytšie aureoly andaluzitovo-sillimanitového typu, v ktorých P_s neprevyšuje 350 MPa.

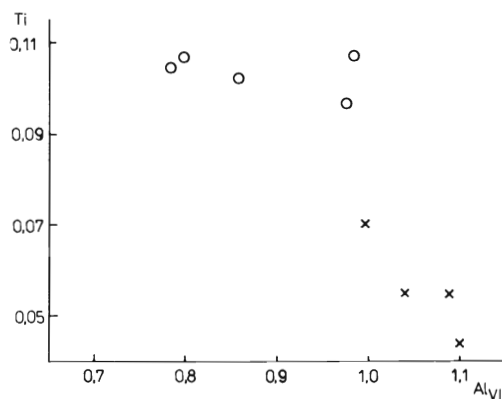
Z porovnania s metamorfity analogickej (biotitovo-sillimanitovo-muskovitovej) subfácie iných regiónov, v ktorých boli geobarometrické parametre exaktne stanovené a kde horečnosť granátov dosahuje 25 %, vyplýva, že tlakový parameter metamorfózy komplexu Bujanovej sa rovnal, resp. neprevyšoval 400–450 MPa.

Značný tlakový gradient variskej prográdnej metamorfózy medzi metamorfity lodinského komplexu a komplexu Bujanovej potvrdzuje tektonický uzáver o násune hornín komplexu Bujanovej na metamorfity lodinského komplexu, ktoré vznikli podľa T-P údajov v menších hĺbkach (cf. Korikovskij et al., 1990).

Porovnanie zloženia minerálov granatických amfibolitov lodinského komplexu a komplexu Bujanovej

Rozdiely v zložení minerálov granatických amfibolitov v lodinskom komplexe a v komplexe Bujanovej potvrdzujú odlišné podmienky variskej prográdnej metamorfózy v oboch litostratigrafických jednotkách kryštalinika Čiernej hory. Kryštalochemické vzorce amfibolov z granatických amfibolitov oboch komplexov uvádza tab. 4. Pôvodné analýzy granátov a amfibolov lodinského komplexu sú publikované v inej práci (cf. l.c.).

Z tab. 4 a obr. 3 je zrejme, že amfiboly z granatických amfibolitov komplexu Bujanovej obsahujú



Obr. 3. Obsahy Ti a Al_{VI} v kryštalochemických vzorcoch amfibolov z granatických amfibolitov lodinského komplexu (X) a komplexu Bujanovej (O).

Fig. 3. Content of Ti and Al_{VI} in crystal chemistry formulae of amphiboles from garnet amphibolites of the Lodina complex (X) and the Bujanová complex (O).

temer 1,5 krát viac Ti a značne menej oktaedrického hliníka (Al_{VI}) než amfiboly granatických amfibolitov lodinského komplexu. Takéto rozdiely a zloženie amfibolov dokumentujú oveľa vyššiu teplotu metamorfózy komplexu Bujanovej.

Granáty granatických amfibolitov oboch komplexov majú porovnateľný obsah CaO (9–16 %). V komplexe Bujanovej sú však zreteľne horečnatejšie (Fe/Fe + Mg 86–87 %) než v lodinskom komplexe (Fe/Fe + Mg 95 % v centre a 92–93 % na okrajoch zrna). Tieto rozdiely (za predpokladu, že sa porovnávajú ekvivalentné paragenézy) treba vysvetliť rozdielmi teploty a tlaku metamorfózy. V týchto intenciách zloženie kritických minerálov amfibolitov môže poslúžiť ako kvalitatívne kritérium intenzity metamorfózy.

Záver

Z geologicko-petrologických relácií metamorfítov komplexu Bujanovej sme dospeli k nasledujúcim poznatkom.

1. Základným typom predalpínskych nemigmatizovaných metamorfítov komplexu Bujanovej sú jemnozrnné biotitické ruly. Ich protolitom boli pravdepodobne droby.

2. Metabazity tvoria cca 10 % objemu metamorfítov komplexu Bujanovej. Sú zastúpené hlavne strednozrnnými masívnymi biotitickými amfibolitmi, drobnozrnnými amfibolitmi a amfibolickými rulami. Celkom sporadicky sa vyskytujú hrubozrnné pyroxenické amfibolovce a granatické amfibolity. Chemické zloženie metabazitov indikuje tholeiitický charakter ich protolitu. Amfibolické ruly a granatické amfibolity vznikli zrejme z pyroklastík tholeiitov so sedimentogénnou prímiesou.

3. Ruly a metabázická komplexu Bujanovej vykazujú v zásade izofaciálne vzťahy. Ich kritické minerálne paragenézy i výsledky geotermometrických meraní dokumentujú metamorfne podmienky biotitovo-sillimanitovo-muskovitovej subfácie metamorfózy a teplotné rozpätie pravdepodobne 620–625 °C. Až 24 % obsah pyropovej molekuly v granátoch rúl indikuje tlak 400–450 MPa.

4. Odlišné faciálne podmienky vzniku amfibolov z amfibolitov lodinského komplexu a komplexu Bujanovej indikujú rozdielne podmienky metamorfózy v oboch litostratigrafických jednotkách, ako aj superpozíciu komplexu Bujanovej na metamorfity lodinského komplexu.

Literatúra

- Aranovič, L. J. 1983: Biotit-granatovité ravnovesia v metapelitech. I. Termodynamika tvrdých rastvorov i minerálnych reakcií. In: *Očerky fyziko-chimickéj petrologiji, II. Moskva, Nauka, 121–136.*

- Avčenko, O. V. 1982: Petrogenetická informativnosť granatov metamorfičeských porod. *Moskva, Nauka*, 104 s.
- Graham, C. M. a Powell, R. 1984: A garnet — hornblende thermometer: Calibration, testing and application to the Pelona schists, S. California. *J. Met. Geol.*, 2, 1, 13—31.
- Fediuk, F. 1966: Příspěvek k metodice optického určování chemizmu některých monoklinických amfibolů. *Spisy Přírodověd. fak. UJEP v Brně, série E* 32, F 10, 8, 476, 329—338.
- Jacko, S. 1978: Litologicko-štruktúrna charakteristika centrálnej časti pásma Čiernej hory. *Západ. Karpaty, Sér. Geol.*, 59—80.
- Jacko, S. a Petrik, I. 1987: Petrology of the Čierna hora Mts. Granitoid rocks. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 38, 5, 515—544.
- Korikovskij, S. P. 1979: Facii metamorfizma metapelitov. *Moskva, Nauka*, 263 s.
- Korikovskij, S. P., Jacko, S. a Boronichin, V. A. 1989: Faciálne podmienky variskej prográdnej metamorfózy v lodinskom komplexe kryštalinika Čiernej hory. *Mineralia slov.*, 22.
- Marakušev, A. A. 1965: Problemi mineralnych facij metamorfičeskich i metasomatičeskich gornych porod. *Moskva, Nauka*.
- Marakušev, A. A. 1968: Termodinamika metamorfičeskich gidratacij mineralov. *Moskva, Nauka*.
- Thompson, A. B. a Tracy, R. J. 1979: Model systems for anatexis of pelitic rocks. II. Facies series melting and reactions in the system $\text{CaO-KAlO}_2\text{-NaAlO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$. *Contr. Mineral. Petrology (New York — Heidelberg — Berlin)*, 70, 429—438.

INFORMÁCIA

Ťažba surovín vo svete

Predkladáme informáciu o ťažbe, vývoji výroby, spotreby a úrovni využívania nerastných surovín v niektorých štátoch, ktorá môže slúžiť ako porovnanie pre našu geologickú a banícku verejnosť najmä v období, keď sa snažíme zefektívniť ťažbu našich surovín a dostať sa na úroveň svetovej a európskej ekonomiky.

Francúzsko

Francúzsko patrí medzi štáty, kde sa už uskutočnila reštrukturalizácia národného hospodárstva. Ťažba surovín z domácich zdrojov je aj pre taký vyspelý štát, ako je Francúzsko, ekonomicky výhodná.

Nižšie uvedené údaje sú za rok 1987 a zvýšenie, resp. zníženie ťažby sa porovnáva s rokom 1986. Údaje sú z časopisu *Chronique de la recherche Minière*, 1988/12.

Nafta. Vyťažilo sa 3,2 mil. t, najmä z ložísk v Alasku, v Aquitaine a v parížskom bazéne. Zvýšenie ťažby je o 10 %.

Zemný plyn. Vyťažilo sa 5 493 tis. m³, zvýšenie je o 8,5 % s hlavnou ťažbou v Aquitaine.

Čierne uhlie. Ťažba 13,7 mil. t, pokles o 4,5 %.

Lignit. Ťažba 2,05 mil. t, zníženie o 4,5 %.

Urán. Produkcia 3 389 t, vzrast o 4,2 %. Domáca potreba sa kryje cca na 50 %.

Železné rudy. Ťažba 11,2 mil. t, zníženie je o 9 %, ale v porovnaní s rokom 1960 až o 80 %. Spotreba Francúzska je cca 25 mil. t ročne.

Bauxit. Vyťažilo sa 1,2 mil. t, približne toľko ako v roku 1986. V predchádzajúcich rokoch sa však ťažba znižovala ročne o 5—10 %.

Gálium. Získava sa ako sprievodný prvok pri výrobe hliníka a vyrába sa asi 20 t ročne. Francúzsko patrí k najväčším výrobcam gália vo svete.

Polymetalické rudy. Ťažba a výroba olova je 2 200 t, ale je nižšia ako v roku 1986 o 12 %. Zinku sa ťaží vyše 31 000 t, zníženie je o cca 21 %. Ložisko La mine des Malines sa v rokoch 1988—1989 zatvára, ťaží sa ložisko La mine de Noailhac — Saint — Salmy. Domáca výroba kryje spotrebu Francúzska len cca na 7 %. V rúde ložiska La mine de Noailhac je okolo 100—120 g/t germánia; ročne sa ho získava okolo 2 t.

Zlato, striebro. Výroba zlata 2,5 t kryje spotrebu na 10 %. Striebra sa vyťaží 21,7 t, čo kryje spotrebu na 3—4 %.

Meď. Výroba medi 1 000 t kryje spotrebu na 0,2 %. Výroba zlata, striebra i medi sa znížila o 5—20 % v porovnaní s predchádzajúcim rokom. Tieto kovy sa ťažili na 2 ložiskách. Ložisko Salsigne (Gard) predstavuje komplexný typ Au, Ag, Cu, As, Bi — ťaží sa povrchovo i podzemne. V roku 1987 sa získali 2 t zlata, 4,3 t striebra, 1 000 t medi, 15,2 t bizmutu. Vyrábala sa aj kyselina sírová a výrobky z arzenu. Hrubá ťažba bola 218,6 kt pri priemerných obsahoch 11,5 g Au, 19 g Ag, 0,45 % Cu, 70 g/t Bi. Druhé ťažené ložisko Bourneix malo ťažbu 7 000 t pri obsahu 23 g/t Au. Ďalšia výroba striebra bola z ložísk polymetalických rúd.

Volfrám. Ťažba a výroba volfrámu bola v roku 1986 zastavená, celá spotreba WO_3 Francúzska — 600 t — je dnes krytá dovozom. Doteraz sa využívalo ložisko La mine de Salan (SMA), kde bol hlavný minerál scheelit. Ťažba bola zastavená pre lacný nákup WO_3 z Číny.

Cín. Celá spotreba 7 400 t sa dováža.

Antimón. Celá spotreba 4 600 t je krytá dovozom. Od roku 1989 sa začala ťažba ložiska Brouzils, kde sa má získať ročne 1 200—1 400 t Sb.

Fluorit. Na 8 ložiskách sa vyťažilo 368, 3 t, priemerná kvalita ťažených rúd je cca 50 % fluoritu, 1/3 výroby sa vyváža ako hotové fluoritové výrobky.

Baryt. Ťažba a výroba barytu 104,5 kt (50—60 % v rúde) znamená zníženie oproti roku 1986 o 8 %. Vyše 50 % výroby sa exportuje do SRN. Hlavná ťažba a výroba je z ložiska Chaillac a z ložiska Lacan (Aveyron) s obsahom barytu.

Draselné soli. Hrubá ťažba 10 176 kt sylvinitu pri strednom obsahu K_2O 15,53 % je z ložísk Alasky. Výroba kryje spotrebu Francúzska na 90 %.

Mastenec. Ťažba 528,8 kt je približne na úrovni roku 1986, jedna tretina sa exportuje. Celá ťažba je z ložísk v oblasti Luzenac.

Kamenná soľ. Výroba 7 713 kt predstavuje zvýšenie oproti roku 1986 o 2,7 %. Spotreba Francúzska činí 3 100 kt, ostatné sa exportuje.

Andaluzit. Ťaží sa na ložisku Glomel (Côtes-du-Nord) (450 kt), zníženie oproti predchádzajúcemu roku o 8,8 %.

Zo suroviny sa vyrába 35 100 t kerphalit KA (58,5 % Al_2O_3 , 1,1 % Fe) a 12 400 t kerphalit KB (52,2 % Al_2O_3 , 1,1 % Fe).

Kaolín. Produkcia 309 kt je o 15 % nižšia ako v roku 1986. 90 % produkcie sa ťaží a vyrába z kaolinických ložísk v Bretani.

Fosfáty. Celá spotreba 3,75 mil. t sa importuje. V roku 1984 sa prestalo ťažiť na ložiskách fosfátov senónu v parížskom bazéne.

Rakúsko

Údaje za rok 1987 a porovnanie s rokom 1985 sú podľa International mining, 1988/1.

Hnedé uhlie. Ťažba je 2,78 mil. t, zníženie o 10 %.

Železná ruda. Ťaží sa 3,05 mil. t sideritu z ložiska Erzberg. Pokles je o 7 %. Okolo 20 % sa ťaží podzemným spôsobom.

Polymetalické rudy Pb, Zn. Ťažba je 322 kt rudy, pokles o 100 %.

Antimónové rudy. Ťažba 13,4 kt, zníženie v porovnaní s rokom 1985 je o 100 %.

Volfrámové rudy — scheelit. Ťažba 326 kt, pokles o 65 %, ťažené ložisko Mittersill.

Magnezit. Ťažba 947 kt, zníženie o 32 %, ťažené ložiská Breitenau, St. Kathrein a Redantheim.

Masterec. Ťažba 130 kt, približne na rovnakej úrovni ako v predchádzajúcich rokoch. Hlavné ťažené ložisko v údolí Naintsch, severne od Grazu.

Sadrovec a anhydrit. 665 kt, pokles o 4 %.

Kaolín. Ťažba 444,9 kt, pokles o 12 %.

Kamenná soľ. Ťažba 483,6 kt, zvýšenie o 10 %.

Cement. Výroba 4,521 kt, približne na úrovni roku 1985.

Grafit. Ťažba a výroba 39,4 kt, zvýšenie o 22 %.

Mexiko

Je dôležitým producentom nerastných surovín vo svete. Ťažba hlavných druhov surovín v roku 1986 bola: železná ruda 4 900 kt, fluorit 750 kt, uhlie 6 800 kt, grafit 41,6 kt, mangánové rudy 130 kt, wollastonit 9 kt. Produkcia niektorých hlavných druhov kovov v roku 1986: meď 181,9 kt, molybdén 3,4 kt, cín 0,6 kt, olovo 196,9 kt (8,5 % svetovej výroby), zinok 284,9 kt (5,9 % svetovej výroby), striebro 2,3 kt (23,6 % svetovej výroby), antimón 9,34 kt (10,3 % svetovej produkcie).

Stopové a vzácne prvky

Rakúsko. Nájdené ložisko spodumenu (Weinebene, Koralpe) sa nachádza v pegmatitových žilách; dĺžka zóny pegmatitových žíl 1,5 km, dosah do hĺbky 450 m, pegmatitové žily majú hrúbku od 2—5,5 m. Spodumen sa nachádza v cca 10 cm žilkách; žilky obsahujú od 15—22 % voľného spodumenu (obsahy Li_2O od 1,13—1,68 %). Ďalšie prvky: rubídium 880—1 100 ppm, cézium 25—60 ppm, berýlium 100—120 ppm, maximálne obsahy až 1 600 ppm.

Austrália. Preskúmané ložisko Bruckman v západnej Austrálii má zásoby cca 50 mil. t. Obsahy: 0,44 % Nb_2O_5 , 0,27 % Ta_2O_5 , 0,124 % Y_2O_3 , 1,04 % ZrO_2 , 0,011 % Ga, 0,035 % HfO_2 .

Grónsko. V alkalickom komplexe Motzfeldu je preskúmané ložisko so zásobami rudy 130 mil. t s obsahom

0,4—1 % Nb_2O_5 . Švédská firma preskúmala a predpokladá ťažiť aj ložisko na juhozápade krajiny s rudnými zásobami 4 mil. t rudy s obsahom 4 % yttria a vzácnych zemín a 3 % oxidu zirkónu.

USA-Aljaška. Preskúmané ložisko Bokan Mountains má zásoby 20 mil. t rudy s obsahom 0,124 Nb_2O_5 , 0,5—1 % vzácnych zemín, z ktorých je 50 % yttria.

Drahé a vzácne kovy

Filipíny. Austrálska firma sa pripravuje ťažiť ložisko zlata v Larafe. Rudné zásoby 10 mil. t, obsah 0,5—1,5 g/t Au.

Kanada. Po rekonštrukcii sa opäť začalo ťažiť ložisko zlata Hope Brook Gold (New Foundland). Ložisko má pre povrchovú ťažbu 1,26 mil. t zásob s obsahom 4,11 g/t a 9,23 mil. t zásob s obsahom 4,000 g/t.

Začína sa využívať aj ložisko drahých a vzácnych kovov Marathon (Ontario). Dobýva sa povrchovo, má pre túto ťažbu overených 9 mil. t zásob s obsahmi: 0,48 g/t Pt, 1,78 g/t Pd, 0,5 % Cu, 0,04 % Ni.

Na ložisku Lawyers, (Britská Kolumbia) sa od roku 1988 ťaží a vyrába ročne 1,2 t zlata a 31 t striebra. Zásoby rudy 1,9 mil. t s obsahmi 6 g/t Au a 220 g/t Ag. V Britskej Kolumbii sa ťaží aj ložisko Au Premier. Ročná produkcia 30 t Ag, 2,5 t Au. Rudné zásoby ložiska cca 5,9 mil. t; obsah 2 g/t Au a 70 g/t Ag.

V Quebecu sa začalo v roku 1989 podzemne ťažiť ložisko Golden Pound. Rudné zásoby cca 10 mil. t rudy pri priemernom obsahu Au 6,66 g/t.

Juhoslávia. Podľa vykonaných výskumných prác geológov z Boru a Belehradského geologického ústavu sa opäť začína prieskum a otvára kremenných žíl so zlatom v okolí Blagojev Kamen a Kucevo. Kremenné žily majú obsahy až 15 g/t Au. Podzemná ťažba tu bola zastavená pred 25 rokmi.

Zimbabwe. Jedna americká firma začína dobývať ložisko zlatých oxidických rúd s obsahom 1 g/t Au. Dobývanie povrchové, mesačná ťažba 62 500 t. Rudy sú uložené v ilovitých bridliciach a šloch.

Austrália. Na ťažbu sa pripravuje ložisko Big Bell v tzv. zlato poli Murchison (Západná Austrália). Preskúmané zásoby pre povrchovú ťažbu (hĺbka 315 m) — 11,9 mil. t s obsahmi 3,07 g/t Au, pre podzemnú ťažbu (do hĺbky 725 m) zásoby 8 mil. t s obsahom 3,54 g/t Au. Plánovaná ťažba: povrchovo 2,7 mil. t, podzemná 1,75 mil. t ročne.

Chile. Ložisko zlata Masate, z ktorého sa ročne povrchovo ťaží 2,5 t zlata, má zásoby okolo 27 mil. t s obsahom 1,4 g/t Au.

Brazília. Pripravuje sa povrchové dobývanie ložiska zlatých rúd Hill of Gold v Morro do Ouro, štát Minas Gerais. Ložisko má preskúmaných 83 mil. t istých a 200 mil. t možných zásob s obsahom zlata 0,65 g/t. Ročná plánovaná výroba zlata 3 t.

Španielsko. Znova sa otvára ložisko Transaccion pre podzemnú ťažbu, zásoby ložiska 650 kt rudy s priemerným obsahom 2,5 g/t Au.

USA. Otvára sa ložisko Crofoot v Nevade. Predpokladaná produkcia 1,9 t za rok, rudné zásoby 22 mil. t s priemerným obsahom 0,9 g/t Au.

Geotermálne vody podunajskej a viedenskej panvy

ANTON REMŠÍK, ONDREJ FRANKO, MARIÁN FENDEK, DUŠAN BODIŠ

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

(Doručené 15. 7. 1987, revidovaná verzia doručená 15. 6. 1989)

Geothermal waters of the Danube and Vienna basins

The paper summarizes results of geothermal research in the Danube and Vienna basins where several structures carrying geothermal water do occur. Hydrogeothermal conditions of single accumulations and their areal extent are given together with chemistry of water sources and data on genetic conditions. Water temperatures are fluctuating in rather broad interval of 20—140 °C and the water is petrogenous, marine or of mixed origin. Mineralizations attain 0,7—130 g · l⁻¹ and the thermal energetic potential of sources is assessed to represent 17,5 MW of prospective energy and 202,7 MW of forecasted energy resources. The equivalent energetic resources for reinjection systems are 511 MW for prospective and 520 MW for the forecasted energy resources.

Úvod

Oblasť podunajskej a viedenskej panvy leží v jz. časti Slovenska, kde sa nachádzajú viaceré štruktúry geotermálnych vôd. Niektoré z nich boli v posledných rokoch predmetom základného hydrogeotermálneho výskumu, ktorý realizoval Geologický ústav Dionýza Štúra v Bratislave v rámci štátnych úloh rozvoja vedy a techniky. Výsledky a poznatky z výskumu prezentujeme v tomto príspevku.

Podunajská panva

Geotermálne vody sme skúmali v centrálnej depresii, v komárňanskej kryhe, levickej kryhe a v topoľčianskom zálive. V ďalších oblastiach podunajskej panvy, a to v trnavskom, piešťanskom a zlatomoraveckom zálive sa doteraz geotermálny výskum nerobil.

Centrálna depresia

Vystupuje medzi Bratislavou a Komárnom (obr. 1), má misovitú brachysynklinálnu stavbu a je vyplnená sedimentmi kvartéru, rumanu, dáku, pontu a panónu. Sedimenty kvartéru a rumanu sú zastúpené štrkami a pieskami, ostatné stupne striedaním ílov a piesčitých ílov s pieskami až pieskovecami.

Nádrž geotermálnych vôd zvrchu obmedzuje rovina v hĺbke 1 000 m a zospodu relatívne nepriepustné podložie — izolátor (íly), ktorý upadá zo všetkých strán do stredu, kde leží v hĺbke 3 400 m (Franko et al., 1984). Ide o štruktúru pravdepodobne s medzi-
vrstevným pretekaním, pórovou priepustnosťou

a režimom s napätou hladinou vôd. Vyskytujú sa tu geotermálne vody s teplotou 42,3—91,5 °C, ktoré sú viazané na piesky až pieskovec dáku, pontu a panónu. Íly vystupujú vo funkcii izolátora. Zastúpenie kolektorov smerom od okraja depresie do jej stredu klesá, čo súvisí s vytrácaním sa kolektorov s narastajúcou hĺbkou.

Podľa litológie je v nádrži a v jej nadloží vyčlenených 6 hydrogeologických celkov. Sú to:

- komplex kolektorov (piesčité štrky a piesky, ojedinele íly),

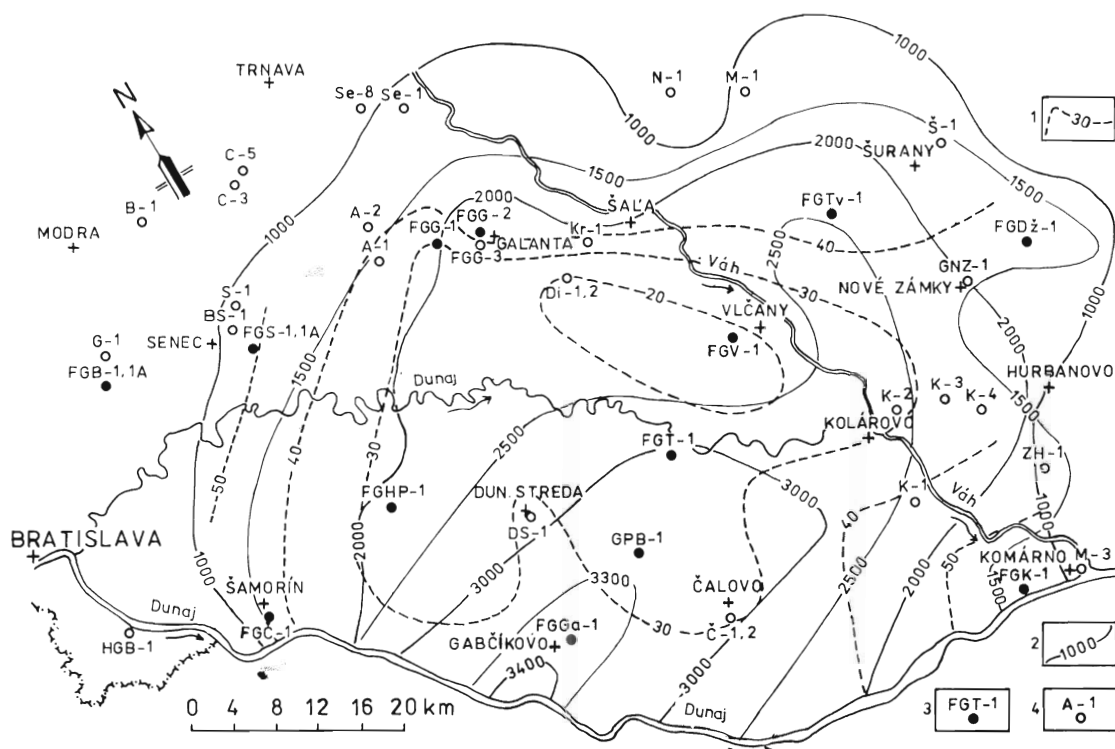
- komplex s prevahou kolektorov nad izolátormi (striedanie hrubých a tenkých vrstiev pieskov, resp. pieskovecov s tenkými vrstvami ílov a slienov), charakterizujú ho hodnoty $T_p = 0,5—5,0 \cdot 10^{-11} \text{ m}^3$.

- komplex s približnou rovnováhou kolektorov a izolátorov (striedanie pieskov, štrkov, ílov a piesčitých ílov), charakterizujú ho hodnoty koeficienta absolútnej prietočnosti, hlavne $T_p = 0,5 \cdot 10^{-11}—10,0 \cdot 10^{-11} \text{ m}^3$, menej nižšie, resp. vyššie hodnoty T_p ,

- komplex s prevahou izolátorov nad kolektormi (striedanie hrubých vrstiev ílov, 18 až 88 m, a tenkých vrstiev pieskov, 3 až 12 m), charakterizujú ho hodnoty koeficienta absolútnej prietočnosti, hlavne $T_p = 1,0—5,0 \cdot 10^{-11} \text{ m}^3$,

- komplex s prevahou izolátorov nad kolektormi (striedanie menej hrubých vrstiev ílov, 3 až 17 m, a tenších vrstiev pieskov, resp. pieskovecov, 3 až 7 m), hodnoty koeficienta absolútnej prietočnosti sú v rozmedzí $T_p = 0,5—5,0 \cdot 10^{-11} \text{ m}^3$,

- komplex izolátorov (absolútna prevaha vrstiev ílov nad ojedinelými tenkými vrstvami pieskov, resp. pieskovecov), koeficient absolútnej prietočnosti $T_p < 0,5 \cdot 10^{-11} \text{ m}^3$.



Obr. 1. Priestorové vymedzenie nádrže geotermálnych vôd v centrálnej depresii podunajskej panvy s vyjadrením zastúpenia kolektorov. 1 — izočiary zastúpenia kolektorov v %, 2 — izočiary hĺbky nepriepustného podlažia (od povrchu) v m, 3 — výskumný geotermálny vrt (vrt GPB-1 je geotermický, pozorovací), 4 — prieskumný vrt.

Fig. 1. Areal extent of geothermal aquifers in the central depression of the Danube basin with indicated share of collector rocks. 1 — isoline of collector rock share in %, 2 — isoline of the impermeable basement depth (in m from the surface), 3 — geothermal research well (GPB-1 indicating observation well), 4 — prospecting well.

Kolektory s najvyššími hodnotami ($T_p > 10 \cdot 10^{-11} \text{ m}^3$) charakterizujú strednú časť depresie, smerom k jej okraju hodnoty absolútnej prietochnosti klesajú.

V teplotnom poli depresie vystupujú do hĺbky 1 000 (1 500) m dve pozitívne anomálie (sz. a jv. okraj depresie) podmienené eleváciou podlažia. Zníženie teplôt pozorovať v strednej časti depresie a vyvoláva ho prúdenie infiltrovaných vôd.

Geotermický gradient v depresii pre hĺbkový interval 0—2 500 m sa pohybuje v rozmedzí $34,1 - 43,7 \text{ } ^\circ\text{K} \cdot \text{km}^{-1}$ a jeho priemerná hodnota je $39,1 \text{ } ^\circ\text{K} \cdot \text{km}^{-1}$. Prehľad o priemernej teplote v rôznych hĺbkových úrovniach udáva tab. 1. Tepelný tok sa pohybuje v rozmedzí $67,7 - 87,0 \text{ mW} \cdot \text{m}^{-2}$ s priemernou hodnotou $76 \text{ mW} \cdot \text{m}^{-2}$.

Chemické zloženie geotermálnych vôd štruktúry (okrem niektorých anomálií) úzko súvisí s litostratigrafiou prostredia a s hĺbkou. S hĺbkou narastá hodnota mineralizácie a Na-Cl zložky $S_1(\text{Cl})$ a klesá Na- HCO_3 zložky A_1 a pomer HCO_3/Cl .

Geotermálne vody patria k piatim chemickým typom:

— výrazný Na-Cl typ s mineralizáciou nad $10 \text{ g} \cdot \text{l}^{-1}$; mineralizácia $11,6 - 126,4 \text{ g} \cdot \text{l}^{-1}$, výrazné zastúpenie zložky $S_1(\text{Cl})$, nízke zastúpenie, resp.

absencia zložky A_1 , pomer HCO_3/Cl veľmi nízky, najvyššia hodnota 0,29 (typický pre kolektory bádenu až panónu).

— výrazný Na-Cl typ s mineralizáciou $5 - 10 \text{ g} \cdot \text{l}^{-1}$; stúpa zastúpenie zložky A_1 $12,3 - 23,5 \text{ mval } \%$, maximálna hodnota pomeru HCO_3/Cl 0,34 (typický pre kolektory panónu a pontu),

— Na-Cl typ s prítomnosťou zložky A_1 nad $30 \text{ mval } \%$, resp. Na- HCO_3 typ s prítomnosťou zložky $S_1(\text{Cl})$ nad $30 \text{ mval } \%$; mineralizácia $2,7 - 8,8 \text{ g} \cdot \text{l}^{-1}$, pomer HCO_3/Cl prevažne 1—2 (typický hlavne pre kolektory pontu),

— Na- HCO_3 typ s mineralizáciou $1 - 5 \text{ g} \cdot \text{l}^{-1}$; zastúpenie zložky A_1 nad $60 \text{ mval } \%$, $S_1(\text{Cl})$, resp. $S_1(\text{SO}_4)$ menej ako $30 \text{ mval } \%$, pomer HCO_3/Cl prevažne 3—10 (charakteristický pre kolektory pontu, dáku, resp. pre dobre „premyté“ kolektory panónu).

— Na- HCO_3 typ s mineralizáciou do $1 \text{ g} \cdot \text{l}^{-1}$; zložka A_1 nad $60 \text{ mval } \%$, stúpa podiel zložky A_2 $3,0 - 24,4 \text{ mval } \%$, zložka Na-Cl veľmi nízka, pomer HCO_3/Cl nad 10 (charakteristický pre kolektory pontu a dáku).

Zastúpenie jednotlivých zložiek v geotermálnych vodách (i ostatných štruktúr) je prehľadne uvedené v tab. 2.

Na základe rozdelenia geotermálnych vôd do piatich chemických typov zohľadňujúcich geochemické procesy, geologicko-tektonické a hydrogeologické podmienky v súčasnosti a v geologickej minulosti môžeme geotermálne vody centrálnej depresie začleniť do dvoch genetických typov — marinogénne (reliktné morské vody, infiltračne degradované marinogénne vody a soľanky) a petrogénne vody.

Reliktné morské vody sa vyskytujú v hlbších mociených sedimentoch. Sú izolované pred infiltráciou meteorických vôd alebo prírovnou hlbinnou CO_2 . K ich metamorfóze dochádza len v systéme voda — hornina, hlavný proces je heteroionická zmena Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ a vytesňovanie Ca^{2+} a Sr^{2+} z kryštalickej mriežky pevnej fázy. Reprezentuje ich výrazný Na-Cl typ vôd. V hlbkovej úrovni 1 000 m sa vyskytujú len v okrajových častiach depresie, so vzrastajúcou hĺbkou sa ich rozšírenie sťahuje do jej centra (oblasť Gabčíkova), kde sa vyskytujú pod hĺbkou 3 500 m.

Infiltračne degradované marinogénne vody sa sústreďujú v plytšie uložených sedimentoch, hlavne sedimentoch pontu. Sú to zachované, resp. recentne infiltračne degradované vody vysladeného vnútrozemského mora, ktoré charakterizuje Na-Cl typ vôd s mineralizáciou 5–10 g.l⁻¹, resp. Na-Cl typ s prítomnosťou zložky A_1 nad 30 mval % alebo Na- HCO_3 typ s prítomnosťou zložky $\text{S}_1(\text{Cl})$ nad 30 mval %. Vo východnej časti depresie sa nachádzajú v hĺbke okolo 2 000 m, okolo jej centra pod hĺbkou 2 000 m a v centre okolo hĺbky 3 000 m.

Soľanky zistené vrtom K-3 predstavujú soľné roztoky, ktoré vznikli lokálnym zahustením panvových vôd a boli uchované v izolovaných štruktúrach.

Petrogénne vody predstavujú výrazný Na- HCO_3 typ a sú charakteristické pre celý profil pliocénnej centrálnej depresie.

Hlavným mineralizačným procesom tvorby ich chemického zloženia je iónovýmena (hlavne Ca-Na) a hydrolytický rozklad silikátových minerálov. Do hĺbok 300–800 m prevládajú vody s mineralizáciou pod 1 g.l⁻¹, v oblasti centra depresie do hĺbky až 2 500 m vody s mineralizáciou 1–5 g.l⁻¹.

Podľa klasifikácie Franka et al. (1975) na základe obsahu plynov (nekyslých) ide o metánové, dusíkové a metánovo-dusíkové vody, z kyslých plynov dominuje CO_2 .

Na stanovenie prognózných zdrojov geotermálnych vôd v centrálnej depresii podunajskej panvy bol zostavený matematický model založený na aplikácii teórie poľa — metódy superpozície riešajúcej vplyv žriediel a ústí na priebeh piezometrickej hladiny podzemných vôd pre neustálené prúdenie. Modelovanie bolo realizované na stolnom kalkulátore Wang 2 200 T pomocou programu „MODEL“. Pri výpočte závislosti tlakových depresii a výdatností vrtov bola

použitá Jacobova transformácia Theisovej rovnice.

Prognózne zdroje geotermálnych vôd boli vyčíslené pre hlbkovú úroveň 1 500 m, sieť vrtov so vzdialenosťou 6 km, priemernú teplotu vôd 60 °C a sezónnu ťažbu (185 dní za rok) voľným prelivom. Tieto kritériá sú podmienené tým, že vody z priemernej hlbkovej úrovne 1 500 m možno s ohľadom na ich chemizmus a mineralizáciu vypúšťať do povrchových tokov a mestskej kanalizácie a tým, že nie sú k dispozícii hlbinné čerpadlá, a že sezónna (zimná) ťažba umožňuje regeneráciu zdrojov. Je možná aj celoročná ťažba, ale celkový odber nesmie presiahnuť súčin overenej výdatnosti vrtu a 185 dní.

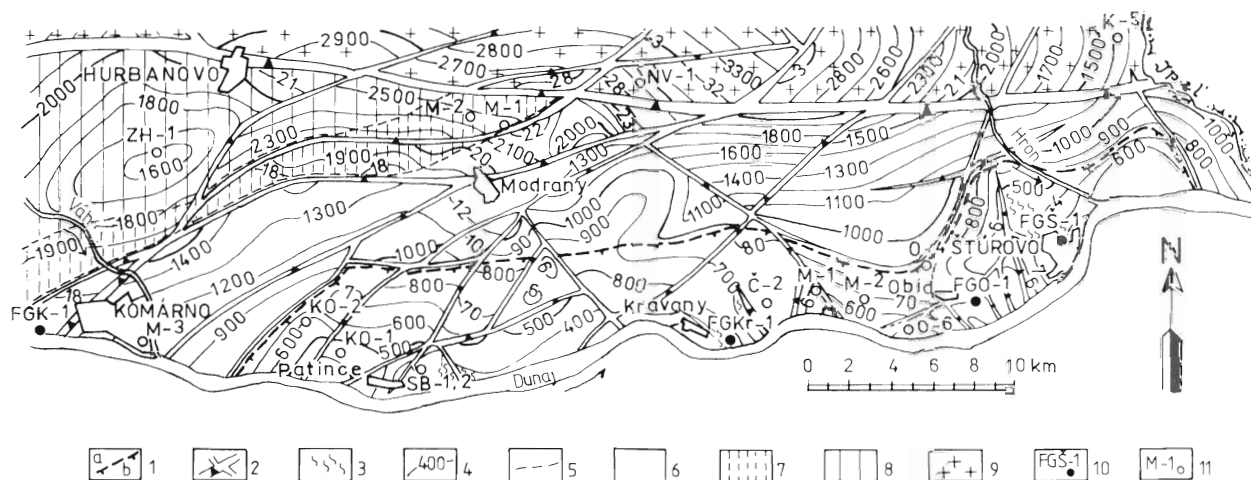
Prognózne zdroje predstavujú 1 027 l.s⁻¹, čo pri využití ich teploty na referenčnú teplotu (15 °C) predstavuje hrubý tepelnoenergetický potenciál (súhrnný využiteľný tepelný výkon) 193 MW.

Komárňanská kryha

Nachádza sa v jv. časti podunajskej panvy približne medzi Komárnom a Štúrovom (obr. 2). Na jej stavbe sa podieľa mezozoikum maďarského stredohoria (hlavne triasové vápence a dolomity), ktoré je zakryté sedimentami paleogénu, neogénu a kvartéru. Kryha je výrazne porušená zlomovou tektonikou a v podloží terciéru tvorí morfológicky členitú štruktúru; zo západu je oproti centrálnej depresii ohraničená systémom komárňanských zlomov, zo severu hurbanovským zlomom, smerom na východ prechádza pod neovulkanity pohoria Börzsöny a na juhu, na pravej strane Dunaja, do mezozoického pohoria Gerece a pod neovulkanity pohoria Pilis.

Zo štruktúrne-hydrogeotermálneho hľadiska (Remšík et al., 1979; Franko et al., 1984) je komárňanská kryha rozčlenená na: komárňanskú vysokú kryhu a komárňanskú okrajovú kryhu.

Termálne vody v obidvoch štruktúrach sa viažu na triasové vápence a dolomity terciérneho, resp. kriedového podložia. Komárňanskú vysokú kryhu obmedzuje izobata 700–800 m kriedového karbonátového podložia, resp. tektonické línie prebiehajúce v blízkosti týchto izobát. Je to štruktúra s intenzívnou vodovýmenou, ktorá je silne ochladená, kde do hĺbky 600–800 m sa vyskytujú vody s teplotou 20–22 °C, do hĺbky 1 100–1 300 m vody s teplotou 24,5–26,5 °C a do hĺbky 3 000 m vody s teplotou okolo 40 °C (Remšík et al., 1979). Priemerný geotermický gradient pre hlbkový interval 0–1 000 m tu dosahuje hodnotu 14,3 °K.km⁻¹. Komárňanská okrajová kryha vystupuje po obvode vysokej kryhy — obkolesuje ju zo západnej, severnej a východnej strany. Sú v nej akumulované vody s teplotou nad 40 °C (najvyššia doteraz zistená teplota je 68 °C). Geotermický gradient sa tu pohybuje v rozmedzí 32,2–35,8 °K.km⁻¹ (pre hlbkový inter-



Obr. 2. Tektonická mapa predkriedového podložia komárňanskej kryhy podunajskej panvy (Franko et al., 1984). 1a — komárňanská okrajová kryha, 1b — komárňanská vysoká kryha, 2 — zlomové línie, 3 — drvené zóny v karbonátovom podloží, 4 — izohypsy hĺbok kriedového podložia podľa geofyziky, 5 — predpokladané litostratigrafické hranice, 6 — trias — jura (karbonáty), 7 — perm (arkózové a drobové pieskovce), 8 — devón (vápence a lydity), 9 — kryštalínium, 10 — výskumný geotermálny vrt, 11 — prieskumný vrt.

Fig. 2. Tectonic map of the Pre-Cretaceous basement in the Komárno block unit of the Danube basin. 1a — Komárno marginal block unit, 1b — Komárno high block unit, 2 — fault, 3 — crushed zone in the carbonate basement, 4 — isohypse of the Cretaceous basement according to geophysical data, 5 — presumed lithostratigraphic boundary, 6 — Triassic to Jurassic carbonate, 7 — Permian arcose and greywacke, 8 — Devonian limestone and lydite, 9 — crystalline, 10 — geothermal research well, 11 — prospecting well.

val 0—2 000 m). Priemerné teploty v prostredí komárňanskej vysokej i okrajovej kryhy sú prehľadne uvedené v tab. 1.

V komárňanskej kryhe sa vyskytujú štyri chemické typy geotermálnych vôd:

— výrazný Ca-Mg-HCO₃ typ s mineralizáciou cca 0,7 g · l⁻¹, miestami s prítomnosťou H₂S: zastúpenie zložky A₂ 77,8—83,1 mval %, nízke zastúpenie ostatných zložiek, pomer HCO₃/Cl vyšší ako 10,

— nevýrazný Ca-Mg-HCO₃ typ so zvýšenou zložkou Ca—SO₄ s mineralizáciou cca 0,7 g · l⁻¹: zastúpenie zložky A₂ maximálne 64,8 mval %, zvýšené zastúpenie zložky S₂(SO₄) 24,3—26,5 mval %, pomer HCO₃/Cl nad 10,

— prechodný Na-Ca-HCO₃-Cl typ s mineralizáciou cca 0,8 g · l⁻¹: zastúpenie zložiek S₁(Cl) a A₂ pomerne vyrovnané, pomer HCO₃/Cl je 1,2,

— zmiešaný typ s prevahou Ca-SO₄ zložky a so zvýšeným obsahom Na-Cl s mineralizáciou 2,2—3,8 g · l⁻¹: zložka S₂(SO₄) 34,5—44,1 mval %, S₁(Cl) 30,8—36,6 mval %, pomer HCO₃/Cl menší ako 1.

Všetky štyri chemické typy geotermálnych vôd sú z genetického hľadiska viazané na triasové dolomity a vápence maďarského stredohoria, pričom prvé dva typy (výrazný a nevýrazný Ca-Mg-HCO₃ typ) sa vyskytujú v komárňanskej vysokej kryhe a prechodný a zmiešaný typ v komárňanskej okrajovej kryhe.

Vody Ca-Mg-HCO₃ typu sú petrogénne (karbonátogénne), ich hlavným mineralizačným procesom je rozpúšťanie kalcitu a dolomitu za prítomnosti CO₂. Na kontakt so sadrovcami poukazuje geotermálna voda v Štúrove, ktorá je charakteristická zvýšeným obsahom Ca-SO₄ zložky. Zmiešaný a prechodný typ geotermálnych vôd reprezentujú vody zmiešanej ge-

Tab. 1

Priemerné teploty v rôznych hĺbkových úrovniach
Average temperatures in various depth levels

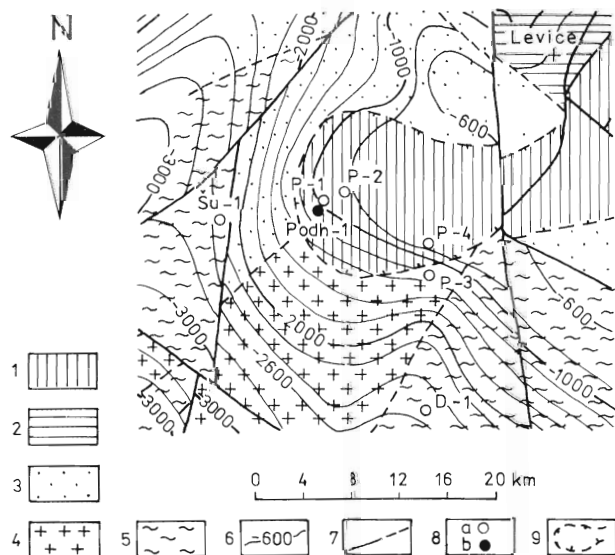
Oblasť, štruktúra	Teplota (°C) v hĺbkovej úrovni					
	1 000 m	1 500 m	2 000 m	2 500 m	3 000 m	3 500 m
Centrálna depresia	49	69	89	108	126	142
Komárňanská kryha:						
vysoká kryha	24	29	34	39	44	—
okrajová kryha	49	66	78	—	—	—
Levická kryha (vrt Po-1)	58	83	—	—	—	—
Topoľčiansky záliv:						
centrálna časť (FGTZ-1)	43	58	73	—	—	—
okrajová časť (BnB-1)	29	35	40	—	—	—
Viedenská panva	43	62	80	92	96	106

nézy. Ide o zmes vlastných sulfátovo-karbonátogénnych vôd mezozoika a infiltračne výrazne degradovaných marinogénnych vôd nadložného miocénu, ktoré zasiakli do karbonátových komplexov hlavne v počiatočnej fáze jeho morskej transgresie. Vyššia prítomnosť síranov vo vodách v oblasti Komárna poukazuje na ich kontakt so sadrovcom, vody v oblasti Modrian svedčia o jeho absencii v horninovom prostredí.

V komárňanskej vysokej kryhe boli prognózne zdroje geotermálnych vôd vypočítané ako prirodzený dynamický prietok štruktúrou. Predstavujú $133 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ vôd s teplotami $20\text{--}40^\circ\text{C}$. Ich technicky využiteľný tepelnoenergetický potenciál je $9,7 \text{ MW}$. Výsledky hydrodynamickej bilancie tu potvrdili zhodu s výsledkami geotermickej bilancie. Režim geotermálnych vôd (klesanie výdatnosti vrtov) ovplyvňuje intenzívne odčerpávanie krasových vôd v uhoľných baniach v Tatabányi a Dorogu (MR). V komárňanskej okrajovej kryhe sú akumulované statické zásoby geotermálnych vôd.

Levicá kryha

Nachádza sa v severovýchodnej časti podunajskej panvy. Tvorí ju mezozoikum chočského a vyšších príkrovov, v podloží ktorých je miestami zachovaný



Obr. 3. Morfotektonická mapa terciérneho podložja levickej kryhy a jej okolia (Fusán et al., 1979). 1 - mezozoikum, 2 - melafýrová séria, 3 - obalová jednotka, 4 - granitoidy, 5 - kryštalické bridlice, 6 - izohypsy reliéfu terciérneho podložja, 7 - zlomy, 8a - vrty, 8b - geotermálne vrty, 9 - levická kryha.

Fig. 3. Morphotectonic map of the Cenozoic basement in the Levica block unit and adjacent area (Fusán et al., 1979). 1 - Mesozoic, 2 - melaphyre unit, 3 - cover unit, 4 - granitoids, 5 - crystalline schist, 6 - isohypse of the Cenozoic basement surface, 7 - fault, 8a - drilling, 8b - geothermal well, 9 - the Levica block unit.

i mezozoický obal kryštalinika (Fusán et al., 1979). Štruktúra je z východnej strany ohraničená zlomom severojužného smeru, ktorý prebieha západne od Levíc (obr. 3). Mezozoikum príkrovov mierne upadá od santovsko-turoveckého chrbta, resp. od Levíc smerom k Pozbe (vrty P-1, 2, Po-1) z hĺbky asi 700 m až do hĺbky $1\,300\text{--}1\,500 \text{ m}$. Je to plošina zo začiatku mierne, potom strmšie uklonená na západ. Ďalej na západ pokračuje iba mezozoický obal kryštalinika, ktorý sa ponára až do hĺbky okolo $2\,500 \text{ m}$. Nadložie mezozoika tvoria neogénne sedimenty.

Na horniny mezozoika (hlavne triasové dolomity, menej kremence), ako aj na bazálne bádenské klastiká sa viažu geotermálne vody s teplotami najmä $70\text{--}80^\circ\text{C}$ (Remšík a Franko, 1983). Hlavné kolektory (triasové dolomity) dosahujú mocnosť $232\text{--}375 \text{ m}$.

Teplotné pole štruktúry charakterizuje hodnota geotermického gradienta $50^\circ\text{K} \cdot \text{km}^{-1}$, resp. teploty uvedené v tab. 1. Priemerná hodnota tepelného toku je $78 \text{ mW} \cdot \text{m}^{-2}$ (Král a Jančí, 1984). Hodnoty geotermických parametrov ukazujú, že geotermická aktivita v levickej kryhe je vyššia ako vo väčšine štruktúr alebo oblastí Slovenska perspektívnych na získanie geotermálnej energie.

V levickej kryhe sa vyskytujú geotermálne vody iba výrazného Na-Cl typu $S_1(\text{Cl})$ $71,2\text{--}86,2 \text{ mval} \%$, s mineralizáciou $12\text{--}20 \text{ g} \cdot \text{l}^{-1}$. Mineralizácia vôd v štruktúre klesá v smere zo západu na východ z $19,8 \text{ g} \cdot \text{l}^{-1}$ (Podhájska-1) na $12\text{--}14 \text{ g} \cdot \text{l}^{-1}$ (Pozba-4). Pomer HCO_3/Cl je $0,07\text{--}0,25$.

Geneticky ide o degradované marinogénne vody, ktoré v neogéne (najskôr v bádene) vsiakli do dna sedimentačného bazénu (triasových dolomitov) a tam sa zachovali a metamorfovali na styku voda-hornina.

V levickej kryhe sú akumulované statické zásoby geotermálnych vôd. Zásoby geotermálnej energie boli hodnotené pre exploatáciu systémom reinjektáže pomocou modelového riešenia. Modelovaním reinjektáže na lokalite Podhájska pri exploatovanom a zároveň reinjektovanom množstve $52 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ na jednu dvojicu vrtov so vzdialenosťou vrtov 2 km sa zistilo, že čelo chladnejšieho frontu sa k exploatáčnemu vrtu dostane za viac ako 35 rokov (Juránek et al., 1983). Aplikácia výsledkov modelovania reinjektáže na celú oblasť štruktúry (Remšík, 1985) dovolila vyčíslit hrubý tepelnoenergetický potenciál na 252 MW ($1092 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ vôd s teplotou 70°C).

Topoľčiansky záliv

Jedným zo severných výbežkov podunajskej panvy je topoľčiansky záliv spolu s Bánovskou kotlinou, ktorá je jeho pokračovaním. Predstavuje tektonicky podmienenú morfológickú depresiu vyplnenú sedi-

mentmi terciéru. Zo západu (od Považského Inovca) je záliv výrazne tektonicky obmedzený, neplatí to však o jeho východnom obmedzení — zo strany Tríbeča. Jeho terciérne podložie (rišňovskú depresiu) reprezentuje tatrikum (hlavne triasové karbonáty a kremence) a v menšom rozsahu triasové členy križňanského príkrovu (v priľahlých častiach Tríbeča a Považského Inovca); v priestore závodsko-bielického chrbta križňanský, chočský a vyššie príkrovy a v Bánovskej kotline chočský a vyššie príkrovy (hlavne triasové dolomity a vápence).

Najperspektívnejšiu štruktúru na získanie geotermálnych vôd na energetické účely vytvárajú stredno-triasové karbonáty chočského a križňanského príkrovu ležiace v centrálnej časti územia severne od vrtu FGTZ-1 (Fendek et al., 1985). Teplotné pole štruktúry charakterizujú teploty uvedené v tab. 1. Geotermický gradient v centrálnej časti územia je okolo $32\text{ }^{\circ}\text{K} \cdot \text{km}^{-1}$ a v okrajových častiach klesá pod hodnotu $19\text{ }^{\circ}\text{K} \cdot \text{km}^{-1}$. Hodnota tepelného toku v topolčianskom zálive predstavuje $70\text{ mW} \cdot \text{m}^{-2}$, v Bánovskej kotline $60\text{ mW} \cdot \text{m}^{-2}$ (Lizoň et al., 1980).

Topolčiansky záliv charakterizujú dva chemické typy geotermálnych vôd:

— výrazný $\text{Ca}(\text{Mg})\text{-HCO}_3$ typ s mineralizáciou $0,7\text{--}0,8\text{ g} \cdot \text{l}^{-1}$; zložka A_2 $67,6\text{--}86,6\text{ mval } \%$, pomer HCO_3/Cl $2,7\text{--}51,3$, vyskytuje sa v severnej časti topolčianskeho zálivu (v Bánovskej kotline) a pravdepodobne aj v jeho strednej časti, v závodsko-bielickom chrbte,

— nevýrazný Na-HCO_3 , resp. prechodný $\text{Na-HCO}_3\text{-SO}_4$ typ s mineralizáciou $4,5\text{--}6,0\text{ g} \cdot \text{l}^{-1}$; zložka A_1 $40,4\text{--}51,7\text{ mval } \%$, výrazné zvýšenie zložky $\text{S}_1(\text{SO}_4)$ — $35,9\text{--}37,6\text{ mval } \%$, pokles zložky A_2 na $5,6\text{--}12,5\text{ mval } \%$, pomer HCO_3/Cl $5,8\text{--}8,3$, vyskytujú sa v južnej časti topolčianskeho zálivu — v rišňovskej depresii.

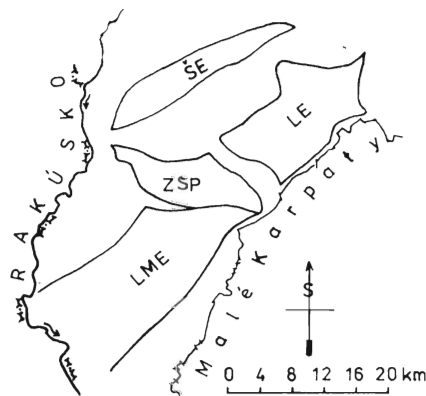
Výrazný $\text{Ca}(\text{Mg})\text{-HCO}_3$ typ vôd je viazaný na triasové vápence a dolomity chočského a vyšších príkrovov. Sú to petrogénne (karbonátogénne) vody, ktorých tvorba chemizmu prebieha v karbonatických horninách za absencie výraznejších akumulácií sadrovca alebo anhydritu.

Nevýrazný Na-HCO_3 , resp. prechodný $\text{Na-HCO}_3\text{-SO}_4$ typ vôd je viazaný na triasové karbonáty a kremence tatrika. Chemické zloženie týchto vôd sa tvorí zložitou cestou (ionovýmena, rozpúšťanie karbonátov, sadrovca, resp. anhydritu).

V strednej a severnej časti topolčianskeho zálivu boli na základe geotermickej bilancie hodnotené perspektívne zdroje geotermálnych vôd, ktoré predstavujú $70\text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ a ich priemerná teplota je $75\text{ }^{\circ}\text{C}$. Hrubý tepelnoenergetický potenciál zdrojov činí $17,5\text{ MW}$. V južnej časti topolčianskeho zálivu sa nachádzajú iba menej významné statické zásoby geotermálnych vôd.

Viedenská panva

Vo viedenskej panve (obr. 4) sa geotermálne vody vyskytujú v štyroch štruktúrach — v lakšárskej elevácii, v šaštínskej elevácii s priľahlým juhozápadným a severovýchodným poklesnutým pásom, v závodsko-studienskom poklesnutom pásme a v lábsko-malackej elevácii s priľahlými poklesnutými kryhami (Remšík et al., 1985). Štruktúry vystupujú v podloží neogénnej výplne panvy, majú príkrovovú stavbu a sú budované príkrovmi vyššími ako križňanský (hlavne triasovými členmi).



Obr. 4. Situačný náčrt štruktúr geotermálnych vôd vo viedenskej panve. LE — lakšárska elevácia, SE — šaštínska elevácia s priľahlým juhozápadným a severovýchodným poklesnutým pásom, ZSP — závodsko-studiensko poklesnuté pásmo, LME — lábsko-malacká elevácia s priľahlými poklesnutými kryhami.

Fig. 4. Sketch map of geothermal water-bearing structures in the Vienna basin. LE — Lakšárska elevation, SE — Šaštín elevation with adjacent SW and NE downfaulted belts, ZSP — the Závod—Studienka downfaulted zone, LME — the Láb—Malacky elevation with the adjacent downfaulted block units.

Geotermálne vody sú viazané na triasové dolomity (hlavne vrchnotriasový hauptdolomit) chočského a vyšších príkrovov, ale aj na egenburské klastiká a v južnej časti územia (lábsko-malacká elevácia) na karpatské pieskovce a piesky. Štruktúry geotermálnych vôd sa nachádzajú v hĺbke $500\text{--}4\,500\text{ m}$, vyskytujú sa v nich vody s ložiskovou teplotou $40\text{--}140\text{ }^{\circ}\text{C}$. Teplotné pole viedenskej panvy je variabilné a charakterizujú ho dve výrazné anomálie — lakšárska elevácia (teploty v hĺbke $1\,000\text{ m}$ nad $60\text{ }^{\circ}\text{C}$) a lábska elevácia (teploty v $1\,000\text{ m}$ nad $50\text{ }^{\circ}\text{C}$). Vo vrchnej časti lakšárskej elevácie je teplotné pole porušené konvektívnym prenosom tepla, v hĺbke $3\,000\text{ m}$ sa pozitívna teplotná anomália už neprejavuje. Priemerné teploty v rôznych hĺbkových úrovniach viedenskej panvy sú uvedené v tab. 1. Priemerný geotermický gradient ($0\text{--}1\,000\text{ m}$) je $34\text{ }^{\circ}\text{K} \cdot \text{km}^{-1}$ a s hĺbkou všeobecne klesá. Tepelný tok v území sa pohybuje od 57 do $70\text{ mW} \cdot \text{m}^{-2}$ (stredná hodnota $64\text{ mW} \cdot \text{m}^{-2}$).

TAB. 2
Chemické typy geotermálnych vôd
Chemical types of geothermal water

Hĺbka (v m)	Stratigrafia	Minerali- zácia (g · l ⁻¹)	S ₁ (Cl)	S ₁ (SO ₄)	S ₂ (Cl)	S ₂ (SO ₄)	A ₁	A ₂	$\frac{HCO_3}{Cl}$	Chemický typ vody ¹
Centrálna depresia podunajskej panvy										
1 124—3 048	panón — báden	11,6—126,4	76,9—97,2	—	1,4—16,8	—	0,3—22,2	—	0,002—0,29	Na-Cl
1 473—2 460	pont — panón	5,1—9,9	74,1—81,6	—	—	0,3—0,8	12,3—23,5	1,5—3,8	0,22—0,34	Na-Cl
910—2 474	pont — panón	2,7—8,8	30,3—65,3	—	—	0,08—0,42	32,1—68,5	1,0—5,4	0,5—2,3	Na-Cl, resp. Na-HCO ₃
904—2 503	dák — pont	1,0—5,0	1,2—24,1	0,23—24,2	—	—	60,4—93,9	0,7—8,0	2,5—61,0	Na-HCO ₃
276—800	dák — pont	0,47—0,85	2,2—6,6	0,7—9,4	—	—	63,0—89,5	3,0—24,4	12,6—40,4	Na-HCO ₃
Komárňanská kryha										
129—1 021	trias	0,68—0,75	4,7—8,1	2,5—8,7	—	0,0—13,1	0,0—4,5	77,8—83,1	10,6—19,3	Ca-Mg-HCO ₃
72—132	trias	0,7—0,72	5,8—7,7	2,7—4,7	—	24,3—26,5	—	63,6—64,8	11,1—12,2	Ca-Mg-HCO ₃ (nevýrazný)
2 195—2 294	jura	0,76	35,8	7,0	—	16,2	—	41,0	1,2	Na-Ca-HCO ₃ -Cl
1 139—1 964	trias	2,2—3,8	30,8—36,6	0,0—7,8	—	34,5—44,1	—	17,8—21,9	0,61—0,66	zmiešaný typ
Ľevická kryha										
938—1 740	báden trias	12,0—19,8	71,2—86,2	1,6—10,8	0,0—3,2	0,0—5,6	0,0—14,2	3,8—12,0	0,07—0,25	Na-Cl
Topoľčiansky záliv										
241—2 025	trias	0,66—0,78	2,0—4,3	0,0—5,8	—	—	—	67,6—86,6	2,7—51,3	Ca-(Mg)-HCO ₃
1 665—2 500	trias	4,52—5,98	6,8—9,1	35,9—37,6	—	—	40,4—51,7	5,6—12,5	5,8—8,3	Na-HCO ₃ , resp. Na-HCO ₃ -SO ₄
Viedenská panva (slovenská časť)										
1 116—2 002	egenburg trias	5,3—6,8	58,6—71,4	0,2—12,6	—	16,7—25,4	—	6,2—16,0	0,1—0,26	Na-Cl
2 005—2 780	egenburg trias	8,3—15,5	59,8—85,2	7,6—19,2	—	—	2,0—18,8	2,6—5,2	0,1—0,7	Na-Cl
4 455—5 000	trias	14,4—22,8	69,3—89,3	5,6—15,1	—	—	1,4—13,3	2,2—3,8	0,06—0,22	Na-Cl
5 400—5 950	trias	34,7—43,8	87,2—91,6	—	—	2,2—3,0	—	0,8—2,0	0,01—0,02	Na-Cl
2 145—3 000	trias	90,0—129,7	84,0—98,8	—	0,6—15,2	0,2—0,6	—	0,2—0,6	0,01—0,06	Na-Cl

¹ klasifikácia chemizmu podľa Gazdu (1971)

Viedenskú panvu charakterizujú geotermálne vody s nasledujúcim chemizmom:

— výrazný, resp. nevýrazný Na-Cl typ so zastúpením zložky $S_2(SO_4)$ a A_2 nad 5 mval % s mineralizáciou 5–7 g . l⁻¹: $S_2(SO_4)$ 16,7–25,4 mval %, pomer HCO_3/Cl 0,1–0,26, vyskytuje sa v najvyšších partiách lakšárskej elevácie,

— výrazný, resp. nevýrazný Na-Cl typ so zastúpením zložiek A_1 do 20 mval %, A_2 do 5 mval % s mineralizáciou 7–15 g . l⁻¹: $S_1(Cl)$ 59,8–85,2 mval %, pomer HCO_3/Cl 0,1–0,7, vyskytujú sa v šaštínskej elevácii s príľahlým juhozápadným a severovýchodným poklesnutým pásmom,

— výrazný Na-Cl typ so zastúpením zložiek A_1 do 15 mval % a A_2 do 5 mval % s mineralizáciou 15–25 g . l⁻¹: $S_1(Cl)$ 69,3–89,3 mval %, pomer HCO_3/Cl 0,06–0,22, vyskytuje sa v závodsko-studienskom poklesnutom pásme,

— výrazný Na-Cl typ s mineralizáciou 35–45 g . l⁻¹: $S_1(Cl)$ 87,2–91,6 mval %, pomer HCO_3/Cl pod 0,1, nachádza sa v hlbokých partiách lakšárskej elevácie,

— výrazný Na-Cl typ so zastúpením zložiek $S_2(Cl)$ do 15 mval % a A_2 v minimálnych hodnotách s mineralizáciou 90–130 g . l⁻¹: $S_1(Cl)$ 84,0–98,8 mval %, A_2 0,2–0,6 mval %, pomer HCO_3/Cl pod 0,1, vyskytuje sa v lábsko-malackej elevácii s príľahlými poklesnutými kryhami.

Všeobecne možno uviesť, že geotermálne vody viedenskej panvy sú Na-Cl typu s rôznym zastúpením ostatných zložiek (nie vyšším ako 25 mval % — tab. 2) a s mineralizáciou od 5 do 130 g . l⁻¹. Podrobnejšie rozčlenenie týchto vôd podľa chemizmu vyplýva z ich genetickej príbuznosti a výskytu v jednotlivých štruktúrach.

Geotermálne vody viedenskej panvy sú marinogénne, ktoré popri metamorfóze s horninovým prostredím (napr. vody lakšárskej a šaštínskej elevácie sú metamorfované stykom s anhydritmi) zostali zachované, alebo boli zahustené, resp. degradované. Evaporáciou morskej vody vznikli v lábsko-malackej elevácii geotermálne solanky. V hlbokých partiách lakšárskej elevácie zostali zachované „pôvodné“orské vody, ktoré od vôd vo vrchných častiach štruktúry izoluje nepriepustné súvrstvie ílovitých bridlíc. V ostatných štruktúrach viedenskej panvy ide o degradovanéorské vody. Nejasná je genéza vôd v najvyššej časti lakšárskej elevácie. Podľa chemizmu to môžu byť degradované marinogénne vody, ale podľa izotopových analýz kyslíka a vodíka je pôvod týchto vôd meteorický — išlo by teda o petrogénne vody.

Výraznou zložkou geotermálnych vôd lakšárskej a šaštínskej elevácie je sírovodík, ktorý tu bol zistený v množstve 100,1–234,0 mg . l⁻¹ (vrt RGL–1,2). Je-

TAB. 3
Zásoby geotermálnej energie
Reserves of geothermal energy

Štruktúra, oblasť	1		2	
	persp.	progn.	persp.	progn.
Centrálna depresia	—	193*	—	—
Komárňanská kryha	—	9,7**	—	—
Levická kryha	—	—	—	252
Topoľčiansky záliv	17,5	—	—	—
Viedenská panva	—	—	511	268
Spolu	17,5	202,7	511	520

1 — hrubý tepelno-energetický potenciál zdrojov (MW), 2 — hrubý tepelno-energetický potenciál zásob zo systému reinjektáže (MW).

*pri voľnom prelive (185 dní za rok), **pri voľnom prelive celoročne.

ho vznik je spojený s biochemickou redukciou síranov, ktoré sa nachádzajú v geotermálnych vodách.

Vo všetkých štruktúrach viedenskej panvy boli zásoby geotermálnej energie na exploataciu hodnotené systémom reinjektáže, a to pomocou modelového riešenia na počítači Wang 2 200 T podľa programu „TEPLO“. Prognózne zásoby geotermálnej energie v lakšárskej a šaštínskej elevácii predstavujú 268 MW (sieť vrtov so vzdialenosťou 2 km, exploatované a reinjektované množstvo 25–50 l . s⁻¹, ochladenie na exploatačnom vrte sa prejaví za 50–110 rokov, teplota vody 75–83 °C, teplotný spád pri využívaní 60–68 °C). V ostatných štruktúrach viedenskej panvy boli hodnotené perspektívne zásoby geotermálnej energie a predstavujú 511 MW (sieť so vzdialenosťou vrtov 2 km, exploatované a reinjektované množstvo 25–30 l . s⁻¹, ochladenie na exploatačnom vrte za 65–105 rokov, teplota vody 83–100 °C, teplotný spád pri využívaní 68–85 °C).

Záver

V jednotlivých štruktúrach podunajskej a viedenskej panvy sme hodnotili na základe výsledkov geotermálneho výskumu hydrogeotermálne pomery, podmienky výskytu a rozšírenia vôd, ich chemické zloženie, genézu a zásoby geotermálnej energie.

Zásoby v týchto hydrogeologických štruktúrach sme hodnotili jednak z aspektu druhu príslušnej štruktúry a ďalej so zreteľom na ich exploataciu, resp.

ochranu životného prostredia pri ich exploatacii. V otvorených a polootvorených štruktúrach (komárňanská vysoká kryha, centrálna depresia podunajskej panvy) sme vyčíslili zásoby ako prirodzený dynamický prietok štruktúrou, v zatvorených štruktúrach (kvôli udržiavaniu stáleho ložiskového tlaku), resp. v štruktúrach s vyššou mineralizáciou vôd, ktoré nemožno vypúšťať do povrchových tokov, sme hodnotili zásoby na exploataciu systémom reinjektáže pomocou modelového riešenia (levická kryha, štruktúry vo viedenskej panve). Zásoby geotermálnej energie vyčíslené v podobe hrubého tepelno-energetického potenciálu (perspektívneho a prognózneho) predstavujú 1 251,2 MW (tab. 3). Ide o sumárny potenciál štruktúr a ten, takmer celý, je potrebné overiť v praxi. Tento potenciál je prítomný v nie koncentrovanej forme a na praktické využitie pripadá z neho iba veľmi malá časť. No i tak predstavuje významný doplnkový zdroj energie.

Literatúra

- Fendek, M., Bodiš, D., Havrila, M. a Kohút, M. 1985: Geotermálna energia severovýchodnej časti topolčianskeho zálivu — prognózne zásoby. *Manuskript — archív GÚDŠ Bratislava*.
- Franko, O., Gazda, S. a Michalíček, M. 1975: Tvorba a klasifikácia minerálnych vôd Západných Karpát. *Bratislava, GÚDŠ*.
- Franko, O., Halmešová, S., Remšík, A. a Zbořil, L. 1984: Tektonická mapa predkriedového podložja komárňanskej kryhy a jej hydrogeotermálny význam. In: *Zborník referátov z VIII celoštátnej hydrogeologickej konferencie*. Bratislava, GÚDŠ.
- Franko, O., Remšík, A., Fendek, M., Bodiš, D. a kol. 1984: Geotermálna energia centrálnej depresie podunajskej panvy — prognózne zásoby. *Manuskript — archív GÚDŠ Bratislava*.
- Fusán, O., Biely, A. a Plančár, J. 1979: Geologická stavba podložja terciéru Západných Karpát. *Manuskript — archív GÚDŠ Bratislava*.
- Gazda, S. 1971: Modifikácia Palmerovho klasifikačného systému. In: *Hydrogeologická ročenka 1970—1971*. Bratislava.
- Juránek, J., Sokola, K., Škollová, Z., Štepánková, K., Hebelka, A., Harnová, J. a kol. 1983: Výzkum technicko-technologických problémů těžby a využívání geotermálních zdrojů SSR. *Pracovní podklady za rok 1983*. *Manuskript—Geofond Bratislava*.
- Král, M. a Jančí, J. 1984: Geotermický výskum SSR. Technická správa za rok 1983. *Manuskript — Geofond Bratislava*.
- Lizoň, I., Jančí, J. a Král, M. 1980: Základný výskum priestorového rozloženia zemského tepla v Západných Karpatoch. *Záverečná správa za roky 1976—1980*. *Manuskript — Geofond Bratislava*.
- Remšík, A. 1985: Energia geotermálnych vôd levickej kryhy. In: *Zborník prednášok I. konferencie „Komplexné využitie geotermálnych vôd SSR“*. Bratislava, ČSVTS pri VÚVH.
- Remšík, A., Fendek, M., Bodiš, D. a kol. 1985: Geotermálna energia viedenskej panvy — prognózne zásoby. *Manuskript — archív GÚDŠ Bratislava*.
- Remšík, A. a Franko, O. 1983: Geologický projekt výskumného geotermálneho reinjektážneho vrtu GRP-1 Podhájska. *Manuskript — archív GÚDŠ Bratislava*.
- Remšík, A., Franko, O. a kol. 1979: Základný výskum geotermálnych zdrojov komárňanskej vysokej kryhy. *Manuskript — archív GÚDŠ Bratislava*.

Geothermal waters of the Danube and Vienna basins

Occurrences of geothermal waters in the Danube basin were the objective of investigations in several structures including the central depression, the Komárno and Levice block structures and the Topolčany embayment.

In the central depression (Fig. 1), geothermal waters occur in sand and sandstone of Dacian, Pontian and Pannonian age. Temperatures are 42.3—91.5 °C and the water is mostly of $\text{HCO}_3\text{—Na}$ and $\text{HCO}_3\text{—Cl—Na}$ type with mineralization achieving 1.7—7.7 g.l⁻¹ (Tab. 2). Prognoses of sources reaching 60 °C average temperature into 1,500 m depths are assessed which would be exploited seasonally (185 days) yielding free spillways. Forecasts sources are 1,027 l.s⁻¹ representing a rough energetic potential of 193 MW.

In the Komárno block structure, geothermal waters are confined to Triassic limestone and dolomite of the Hungarian Midmountains structure in which thermal waters occur in two partial structures (Fig. 2). In the Komárno high block unit, where intensive water exchange occurs (low temperatures of the rock medium; Tab. 1), water temperatures are 20—40 °C and the water of $\text{HCO}_3\text{—Ca—Mg}$ type carries mineralizations of about 0.7 g.l⁻¹ (Tab. 2). Natural sources represent there (water with a natural dynamic discharge) 133 l.s⁻¹ with average temperature of 32.5 °C and the technically exploitable thermal energy is 9.7 MW.

Waters of 40—68 °C temperature and of mixed chemistry containing 0.76—3.8 g.l⁻¹ total mineralization (Tab. 2) characterize the Komárno marginal block unit. Static geothermal resources are here assessed.

In the Levice block unit, geothermal waters are concentrated in Triassic quartzite (Tatric unit) and in dolomite of Triassic age (Hronic unit and the higher nappes) together with clastics of Badenian age. Water temperatures achieve here 70—80 °C, the water is of Na—Cl type mineralized in amounts of about 19 g.l⁻¹ (Tab. 2). Owing to the temporal and spatial limits of geothermal water (probably, the case is a closed hydrogeological structure of natural reserves), the structure has been assessed for a reinjection system yielding 252 MW (21 geothermal doublets of 2 km mutual distance between the exploitation and reinjection well, 52 l.s⁻¹ of reinjected water and assessed approach of the chilled front to exploitation well after 35 years).

Geothermal waters of the Topolčany embayment occur in Triassic carbonate and quartzite of the Tatric unit but mostly in Triassic carbonates of the Krížna, Choč and higher nappe structures. The water is of Na— HCO_3 or Na— HCO_3 or Na— $\text{HCO}_3\text{—SO}_4$ type with 4.5—6.0 g.l⁻¹ of total mineralization or that of Ca(Mg)— HCO_3 type where total mineralization is lower: 0.7—0.8 g.l⁻¹ (Tab. 2). Prospective geothermal water resources of 75 °C average temperature are assessed for the central and

northern parts of the Topoľčany embayment yielding, according to the geothermal balance, 70 l. s^{-1} with rough thermal energy of 17.5 MW. Less significant static geothermal water sources are assessed in the southern part of the embayment.

Geothermal waters in the Vienna basin (Fig. 4) occur in the Lakšárska and Šaštín structures, in the Láb—Malacky elevation and in the Závod — Studienka downfaulted zone in Triassic dolomites and limestones belong the Choč and higher nappe structures as well as in Eggenburgian clastics and Karpatian sandstone. The geothermal structures occur in rather large depth interval of 500—4.500 m from the surface and bedding temperatures achieve 40—140 °C. The water is of Na—Cl type with total mineralization amounting $5\text{--}25 \text{ g. l}^{-1}$ ($90\text{--}130 \text{ g. l}^{-1}$ in the Láb—Malacky elevation; Tab. 2).

The geothermal waters of the Lakšárska and Šaštín elevation structures are hydrogen monosulphide-bearing in

thermal energy in both structures are assessed to represent 268 MW whereas the prospective geothermal energy reserves in other structures of the basin are 511 MW (presuming exploitation through reinjection system, assuming 2 km distance between exploitation and reinjection wells, $25\text{--}50 \text{ l. s}^{-1}$ of reinjected water and the approach of the chilled front to the exploitation well after 50—110 years, surficial water temperature of $75\text{--}100 \text{ °C}$ and thermal difference during utilization of $60\text{--}85 \text{ °C}$).

The investigated geothermal structures of the Danube and Vienna basins together with the Topoľčany embayment are representing a rough geothermal energetic potential of 17.5 MW (prospective) and 202.7 MW (prognostic) resources. The thermal energetic potential of reserves for reinjection systems is assessed to represent 511 MW (prospective) and 520 MW (prognostic) respectively (Tab. 3).

Pokračovanie zo s. 240

Polymetalické a medené rudy

USA. Južne od Tucsonu sa ťaží porfýrový typ ložiska Helvetia — zásoby oxidických rúd 23 mil. t, priemerný obsah Cu 0,78 %; primárnych rúd 280 mil. t s obsahom 0,62 % Cu, 0,016 % Mo. Med' sa ťaží aj v Montane z povrchového ložiska porfýrového typu Butte. Ročná produkcia 53,2 tis. t medi, 14,1 mil. libier molybdénu v koncentrácii. Rudné zásoby ložiska 468 mil. t, priemerný obsah 0,31 % Cu a 0,0043 Mo.

Francúzsko. BRGM preskúmalo ložisko — Pb-Zn Chessey v blízkosti Lyonu. Rudné zásoby ložiska 4,8 mil. t, priemerný obsah 2,3 % Cu, 8,7 % Zn, 23 % barytu, 44 % pyritu. 2/3 prieskumu boli uskutočnené vrtnými prácami, zvyšok banskými prácami. Predpokladaná ťažba 2 500 t za deň.

Maroko. BRGM v spolupráci so štátnou geologickou službou preskúmali ložisko Pb-Zn Hajar 35 km južne od Marakešu. Rudné zásoby cca 10 mil. t s obsahmi 10 % Zn, 2,5 % Pb, 0,8 % Cu, 75 g/t Ag.

Veľká Británia. Znovu sa otvára ložisko Parys Mountain

na ostrove Anglesey. Zásoby rudy 5,3 mil. t s obsahmi 6 % Zn, 3 % Pb, 1,5 % Cu, 30 g/t Ag a 0,4 g/t Au.

Kanada. Otvára sa ložisko Isle Dieu — rudné zásoby 2 mil. t, obsahy 17,8 % Zn, 1 % Cu, 72 g/t Ag, 0,4 g/t Au. V Britskej Kolumbii sa ťaží povrchové ložisko Cu Ajax. Zásoby ložiska 27,2 mil. t, $\emptyset$ obsah Cu 0,46 % a 0,3 g/t Au. Denná ťažba 11 000 t.

Austrália. Na dobývanie sa pripravujú 2 ložiská Pb-Zn v Quenslande: Ložisko Lady Loretta — zásoby 7,3 mil. t — 18,2 % Zn, 8,7 % Pb, 129 g/t Ag; Ložisko Thalanga — zásoby 7,8 mil. t, obsahy 8,7 % Zn, 2,7 % Pb, 2,2 % Cu a 71,8 g/t Ag.

Rudy niklu, kobaltu a pod.

India. SRN sa spoluzúčastňuje na využívaní laterického ložiska Kausa v štáte Orissa. Priemerné obsahy Ni 1 %, Co 0,03 %.

Kanada. Otvára sa ložisko Lindsley, typ Sudbury. Obsahy 2,3 % Ni, 4,4 % Cu, 0,12 % Co, 3 g/t Ag, 2 g/t Au, 10 g/t platiny a paládia.

Ján Bartalský

K pozícii sekundárnych kvarcitov na ložiskách porfýrových medených rúd

VILIAM ORUŽINSKÝ

Katedra ložiskovej geológie Prírodovedeckej fakulty UK, Mlynská dolina, 842 12 Bratislava

(Doručené 30. 1. 1989, revidovaná verzia doručená 29. 6. 1989)

To the position of high silica rocks on copper-porphyry ore deposits

Hydrothermally altered rocks of high silica rocks character are known on several copper-porphyry ore deposits in the Carpathian-Balkan orogenic system (e.g. Bor, Assarel, Recsk). They often form the upper part of a vertical alteration zoning of copper-porphyry hydrothermal systems. The complicated space relations of the high silica rock massifs and ore accumulations are a consequence of the complex processes which lead to the formation of these rocks, of the specific physical-chemical conditions of their genesis and their geological setting in volcanotectonic structures. Typical high silica rock facies were formed before the intrusion of ore-bearing granodiorite porphyries. The results of a study of copper-porphyry systems in the neovolcanic regions of Slovakia the Štiavnické Hills, the Javorie, the Vihorlat Mts. give evidence of this. On the basis of data on ore and metasomatic zoning of many porphyry-type deposits, and of the fact that high silica rocks and copper-porphyry mineralization belong to the same volcanoplutonic associations we can consider high silica rocks to be, if not prospecting indications, then certainly prospecting criteria of these deposits.

Úvod

V súčasnosti je známych okolo 50 ložísk porfýrových medených rúd v aktívnej ťažbe s produkciou viac ako 50 % celosvetovej ťažby medi. Rudy s obsahom 0,3 až 1,2 % Cu a 0,005 až 1 % Mo tvoria hlavne chalkopyrit a molybdenit, častým rudným minerálom je pyrit, prítomný môže byť aj enargit, bornit, magnetit, galenit, sfalerit, rýdze zlato. Ako vedľajšie produkty sa získavajú Au, Ag, Te, Se, Re a na niektorých ložiskách aj Sn, W, Pb a Zn.

Ložiská porfýrového typu sú produktom veľkých, s intrúziami spätých hydrotermálnych systémov, ktorých dlhodobá existencia bola výsledkom intrúziivného pôsobenia a následného chladnutia porfýrických plutónov (Hollister, 1978; Titley a Beane, 1981). Extenzívny vývoj sekundárnej permeability tak v samotnom plutóne, ako aj v okolných horninách dochádzalo k rozsiahlej cirkulácii vôd z rôznych zdrojov. Vznikli tak obrovské objemy alterovaných hornín, často obsahujúce ekonomické množstvá Cu, Mo, Au, alebo aj Sn (Henley a McNabb, 1978; Burnham, 1979; Candela a Holland, 1986).

Porfýrové ložiská priestorovo a aj parageneticky asociujú s intrúziivnými horninami tonalitového, monzogranitového až syenitového zloženia. Medzi ich základné charakteristiky patrí umiestnenie blízko pod povrchom, spätosť s koreňovými zónami granodioritických batolitov, typická je jemnozrnná faneritická až afanitická základná hmota a porfýrická textúra (Popov, 1977; Pavlova, 1978).

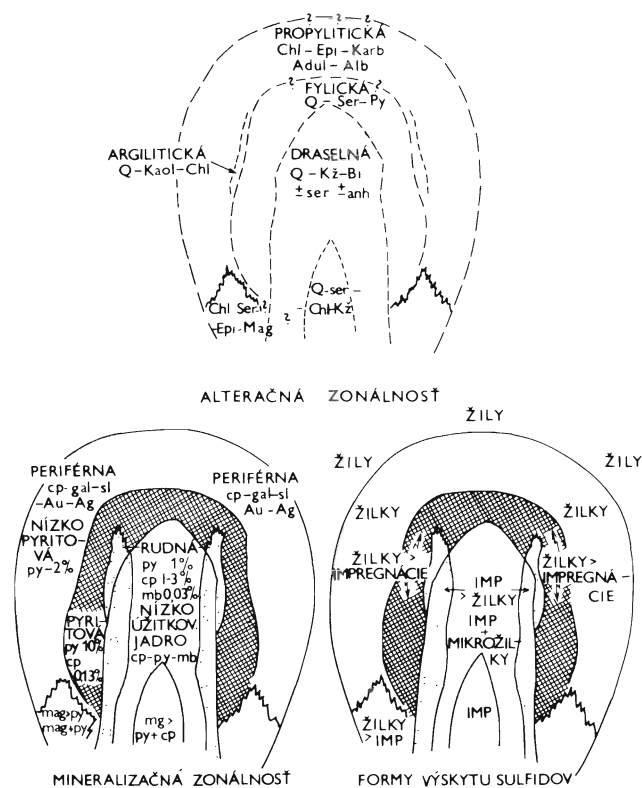
Ložisková mineralizácia tvorená vtrúseninami, impregnáciami alebo hustou sieťou drobných žíl rudných minerálov je umiestnená v intenzívne alterovaných horninách samotnej materskej intrúzie, ako aj v premenených okolitých horninách. Charakter rudnej mineralizácie, bohatosť a rôznorodosť rúd je podmienená okrem hĺbky uloženia porfýrového systému na rozhraní medzi plutonickým a vulkanickým prostredím aj komplikovanými ložiskotvornými vzťahmi v subvulkanických podmienkach, ktoré sú výsledkom pôsobenia rozdielnych malých intrúzií formujúcich sa v priebehu chladnutia a diferenciácie hlavnej porfýrickej intrúzie.

Najcharakteristickejším znakom tejto skupiny ložísk je výrazná zonálnosť rúd a hydrotermálne premenených hornín. Určenie rudnej a metasomatickej zonálnosti má význam pri oceňovaní perspektívnosti konkrétnych území a poznanie jej charakteru pomáha pri určení alebo upresnení formačného typu ložiska, výbere a ohrazení plôch pre detailnejší výskum a pri určení erozívneho zrezu (Pavlova, 1978).

Rudná a metasomatická zonálnosť

Jedným z prvých typových modelov porfýrových medených rúd je tzv. monzonitový model (Lowell a Guilbert, 1970), ktorý zovšeobecňuje stavbu rudnej a metasomatickej zonálnosti v spätosti s rudonosným intrúziivným pňom monzonitových porfýrov. Model predpokladá zložité vzťahy medzi charakterom porfýrových intrúzií, zložením rúd a hydrotermálno-

alteračnou zonálnosťou. Veľký dôraz sa kladie na správne ocenenie povahy a distribúcie zón alterovaných hornín, koaxiálne usporiadaných okolo porfýrového intruzívneho pňa. Monzonitový model uvažuje v ideálnych podmienkach o (obr. 1): draselnej, fylitickéj, argilitickéj a propylitickéj zóne.



Obr. 1. Rudná a metasomatická zonálnosť monzonitového modelu medenoporfýrových ložísk (Lowell a Guilbert, 1970).

Fig. 1. Ore and metasomatic zoning of the monzonite model for copper-porphyry deposits (Lowell and Guilbert, 1970).

Rudná mineralizácia preukazuje podobné znaky koncentrickej zonálnosti. Najbohatšia Cu mineralizácia vzniká na rozhraní draselnej a fylitickéj zóny. V zóne argilitizácie a propylitizácie spravidla porfýrové typy zrudnenia chýbajú. V centrálnej časti alteračnej zonálnosti prevládajú vtrúseninové typy zrudnenia, smerom k periférnym zónam pribúda žilníková forma mineralizácie.

V nadloží intruzívnych telies môžu porfýrové rudy vytvárať spoločne s fragmentmi okolitých hornín tzv. komínové brekcie. Táto zovšeobecnená schéma rudnej a metasomatickej zonálnosti sa určitý čas prijímala ako univerzálny model, vhodný do všetkých geologických podmienok. Neskoršie Hollister (1975, 1978) ukázal, že súčasne s týmto monzonitovým modelom existujú objekty s inými črtami zonálnosti, ktoré opísal v tzv. dioritovom modeli. Centrálnu časť opäť

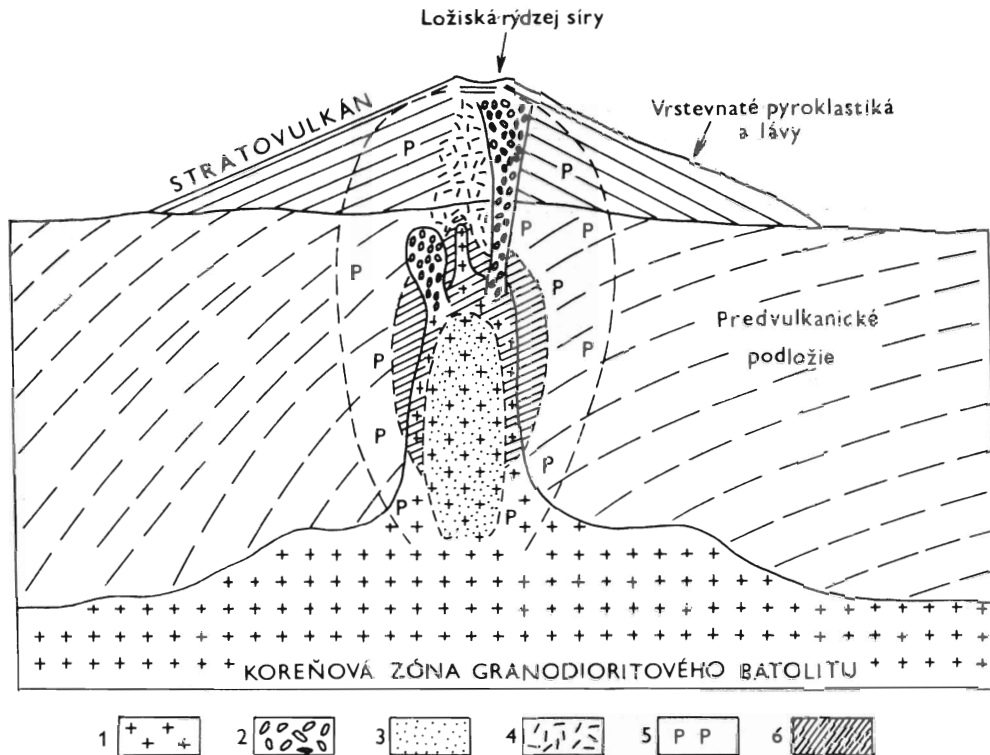
tvorí zóna draselnej metasomatizácie, ktorá je obklopená dobre vyvinutou zónou propylitizácie. Fylitická zóna a zóna argilitizácie sú zastúpené veľmi slabou, alebo úplne chýbajú. Polohy porfýrových rúd sú akumulované hlavne v draselnej zóne a čiastočne aj v zóne propylitizácie.

Obidva typy rudnej a metasomatickej zonálnosti majú samozrejme len schematickú povahu. Týkajú sa spodných častí medenoporfýrových systémov a slúžia hlavne na lepšie pochopenie a zaradenie prejavov zonálnosti. Zloženie produktov hydrotermálnometasomatických premien a rudnej zonálnosti je výrazne závislé aj od konkrétnej geotektonickej pozície ložiska a typu rudných rájónov (Hollister, 1978; Krivcov, 1983; Popov, 1978).

Z praktického hľadiska sú oveľa dôležitejšie informácie o vrchných častiach medenoporfýrových systémov, ktoré sú dnes pre eróziu často neprístupné nášmu pozorovaniu. Poznanie ich geologickej stavby má význam tak pri definovaní vyhľadávacích príznakov skrytých medenoporfýrových ložísk, ako aj pri určení pravdepodobnej hĺbky ich možného uloženia a dostupnosti pri geologickoprieskumných a vyhľadávacích prácach.

Sillitoe (1973, 1977) predpokladá, že vrchné časti ním navrhovaného modelu Cu-porfýrového systému tvoria zóny s intenzívnym prekremenением a s pokročilou argilitickou alteráciou v zmysle Hemleya a Jonesa (1964), s rýdzou sírou, alunitom, pyrofylitom, dickitom a ďalšími rudnými minerálmi. Tieto zóny, situované v prikráterovej časti stratovulkánov vo vzdialenosti 1 až 2 km od rudonosného porfýrového telesa, možno podľa pozície vo vulkanicko-tektonických štruktúrach a v mechanizme vzniku jednoznačne chápať ako metasomatity formácie apofezívnych sekundárnych kvarcitov v zmysle Nakovnika (1968), hoci Sillitoe tento termín nepoužíva. Na základe štúdia starých rudonosných formácií metasomatitov centrálneho Kazachstanu a mladých formácií kamčatsko-kurilskej oblasti aj ďalší autori poukazujú, že tento typ synvulkanických hydrotermálne alterovaných hornín možno považovať za príznak eróziu neodkrytých medenoporfýrových ložísk (Vlasov a Vasilevskij, 1964; Abrachmanov et al., 1975; Naboko, 1980).

Detailná analýza materiálov o vzájomných vzťahoch masívov sekundárnych kvarcitov a rudonosných porfýrových intrúzií v Kazachstane naznačila, že tieto vzťahy sú oveľa zložitejšie a nie celkom jednoznačné (Aleksejeva, 1968; Kudrjajcev et al., 1971; Krivcov, 1977, 1983; Pavlova, 1977). Typické fácie sekundárnych kvarcitov sa často formovali pred intrúziami rudonosných granodioritových porfýrov v súvislosti s postvulkanickou hydrotermálnou činnosťou dávno pred vznikom vlastnej mineralizácie porfýrového typu.



Obr. 2. Zjednodušený profil medenoporfýrového systému na rozhraní medzi plutonickým a vulkanickým prostredím (Sillitoe, 1973). 1 — porfýrový peň a podložný batolit, 2 — hydrotermálna brekcia, 3 — draselná zóna, 4 — silicifikácia a pokročilá argilitická alterácia, 5 — propylitická alterácia, 6 — fylitická zóna.

Fig. 2. Simplified profile of a copper-porphyry system on the boundary between plutonic and volcanic environment (Sillitoe, 1973). 1 — porphyry stock and the underlying batholith, 2 — hydrothermal breccia, 3 — potassium zone, 4 — silicification and advanced argillitic alteration, 5 — propylitic alteration, 6 — phyllite zone.

Karpatsko-balkánska oblasť

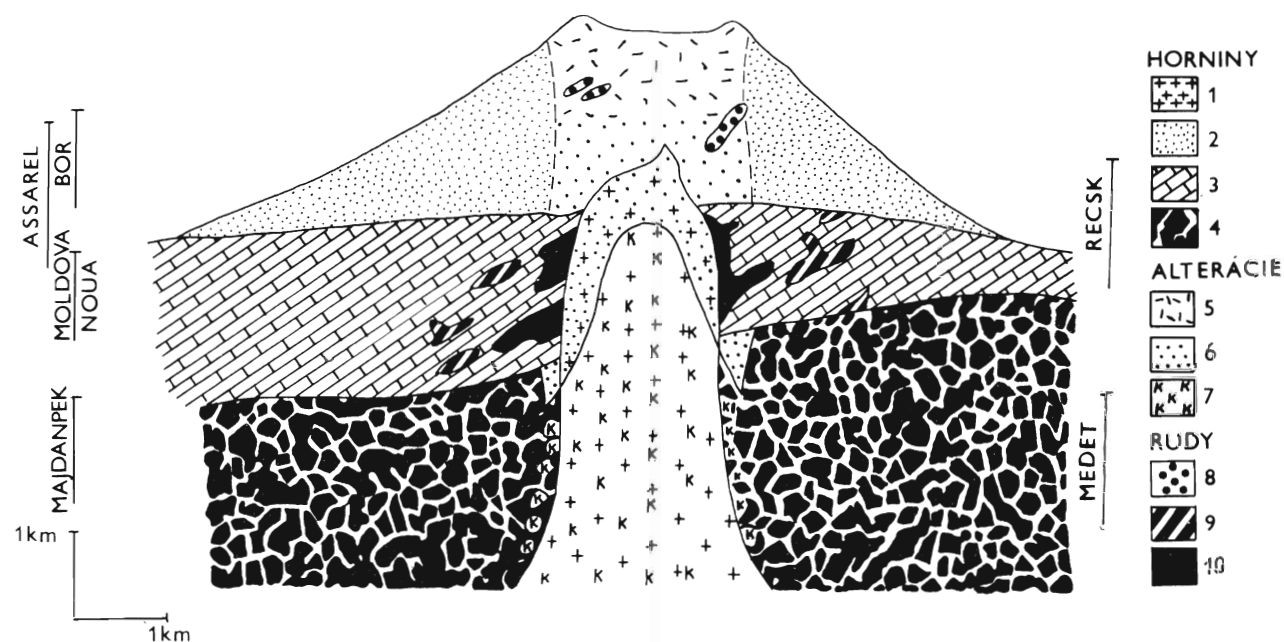
Jedným z najvýznamnejších bulharských ložísk porfýrových medených rúd štruktúrno-metalogenetickú zónu Sredna Gora je ložisko Assarel, viazané na vrchnokriedové andezity a ich tufy (Angelkov a Parvanov, 1980). Zrudnenie tu súvisí so subvulkanickými dioritovými, kremennodioritovými a granodioritovými porfýritmi. V rajóne je vyvinutá kalderová štruktúra spätá s vulkanickým aparátom centrálného typu. Porfýrová Cu mineralizácia sa formovala v predrudnej, rudnej a porudnej etape. Charakteristickou premenou prvej etapy je draselná metasomatóza a propylitizácia, vo vyšších častiach porfýrového systému prekremenenie a sericitizácia až do vzniku alunitových, pyrofylitových a dickitových kvarcitov až monokvarcitov (Radonova, 1965; Bogdanov, 1980). Sekundárne kvarcify vytvárajú vrchné centrálné časti rudnej a metasomatickej zonálnosti a sú pre toto ložisko charakteristické.

Podľa Bogdanova (1982) sú pre vyhľadávanie ďalších ložísk porfýrových medených rúd rajónu Sredna Gora najvhodnejšie oblasti s vývojom subvulkanických tiel a dajok dioritových, granodiorito-

vých a kremennodioritových porfýritov. V oblastiach s prítomnosťou vulkanogénnych hornín formujúcich grabenovo-synklinálne štruktúry sú dôležitými prospekčnými činiteľmi sekundárne kvarcify, procesy sericitizácie a prekremenenia.

Triasové vápence, kvarcify a bridlice vytvorili bázu pre vrchnoceénne efúzívne a intrúzívne vulkanogénne série a pre vznik ložiska porfýrových a skarnových rúd medzi Recsk v Maďarsku (Zelenka, 1973, 1974). Hydrotermálne alterácie a následná rudotvorná aktivita vytvárajú kontinuálny proces začínajúci od formácie vysokoteplotných metasomatických skarnov a končiaci epitermálnymi a exhaláčnymi produktami spätými s vulkanogénnou činnosťou. Baksa et al. (1980) uvádzajú, že centrálné jadro intrúzívnych hornín podľahlo len slabej silicifikácii a takmer žiadnej draselnej metasomatóze. Horniny charakteru sekundárnych kvarcitov tvoria najvnútornejšiu zónu alteračnej zonálnosti. Táto zóna sa smerom hore rozširuje a vytvára dominantné kupolovité formy. Spoločne so zónou propylitizácie obsahujú najdôležitejšie akumulácie Cu-Mo porfýrovej mineralizácie.

Medzi dôležité ložiská medzi v Európe patria ložiská metalogenetického obvodu Bor v Južoslávii. Na-



Obr. 3. Schematická predstava systému porfýrových rúd medi s vyznačenou pozíciou niektorých ložísk karpatsko-balkánskeho orogénu (Sillitoe, 1980). 1 — kremenný dioritový porfýr, 2 — andezity, 3 — vápence, 4 — kryštalínium, 5 — pokročilá argilitická alterácia, 6 — sericitická alterácia, 7 — draselná metasomatóza, 8 — masívne sulfidy s enargitom, 9 — Pb-Zn metasomatické rudy, 10 — Cu-skarny.

Fig. 3. Schematic representation of a porphyry copper ore system with marked positions of some deposits of the Carpathian-Balkan orogenic system (Sillitoe, 1980). 1 — quartz diorite porphyry, 2 — andesites, 3 — limestones, 4 — crystalline complexes, 5 — advanced argillitic alteration, 6 — sericitic alteration, 7 — potassium metasomatism, 8 — massive sulphides with enargite, 9 — Pb-Zn metasomatic ores, 10 — Cu-skarns.

chádzajú sa vo vulkanicko-efuzívnom komplexe turónskeho až paleogénneho veku. Jankovič (1978, 1980) rozlišuje 3 typy rudnej mineralizácie: masívne sulfidy, Cu-Mo-porfýrový a stratiformný typ. Mineralizáciu masívnych sulfidov, tvorenú pyritom a sulfidmi medi sprevádzajú intenzívne alterácie multi-etapovitého charakteru. Rozšírená je hlavne silicifikácia a argilitizácia, prítomný je pyrofylit, diaspor a aj alunit. Propylitická alterácia nie je geneticky spätá s rudotvornými procesmi, ale s vulkanickou aktivitou. Medenoporfýrová mineralizácia sa vyskytuje v silne alterovaných porfýrických andezitoch. Z premien sa uplatnila silicifikácia, argilitizácia a alunitizácia.

Stanciu (1972) opisuje známy výskyt solfatárovej formácie s priemyselným ložiskom sýry v južnej časti kaldery Calimani pohoria Calimani — Gurghiu — Hargita v Rumunsku. Uvažuje o dvoch fázach hydrotermálnych premien. Staršia je geneticky spojená s intruzívnymi telesami mikrodioritov až dioritov za vzniku turmalínových, biotitových, sericitových a propylitových pásiem. Pre mladšiu fázu je charakteristická chloritizácia, argilitizácia a hlavne intenzívna silicifikácia. Na túto etapu hydrotermálnych premien sa viaže ložisko rýdzej sýry s alunitom, sadrovcom, pyritom a limonitom.

Sillitoe (1980) sa pokúsil porovnať niektoré ložiská

medených porfýrových rúd karpatsko-balkánskeho orogénu s podobnými ložiskami Severnej a Južnej Ameriky. Poukazuje na to, že vrchné časti ložísk Recsk a Assarel, postihnuté silnou silicifikáciou a deštrukciou živcov a obsahujúce diaspor, alunit, sericit, dickit a ďalšie minerály, dovoľujú priradiť tento typ alterácie k pokročilej argilitickej alterácii v zmysle Hemleya a Jonesa (1964) alebo k sekundárnym kvarcitom sovietskych autorov (obr. 3). Podobne je to aj v prípade alterácií sprevádzajúcich výskyt masívnych sulfidov v metalogenetickej zóne Bor.

Stredoslovenské a východoslovenské neovulkanity

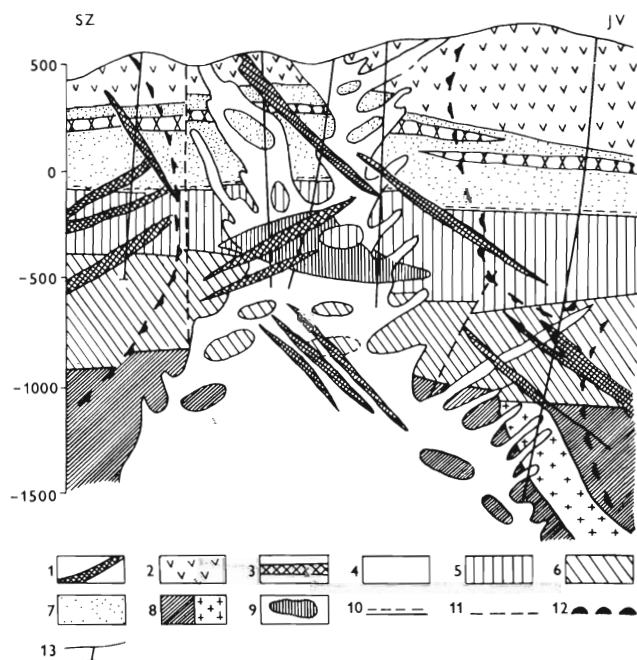
V ostatnom období sa problematike vyhľadávania ložísk porfýrových rúd venovala na našom území značná pozornosť (Slavkay, 1980; Štohl et al., 1981; Smolka, 1985; Burian et al., 1985; Knésl et al., 1986). Aj keď v súčasnosti sú pohľady na ich možnú prítomnosť a ekonomický prínos o niečo triezvejšie a reálnejšie, predsa má stanovenie vyhľadávacích kritérií a príznakov tohto typu ložísk naďalej svoje opodstatnenie aj v našich neovulkanických terénoch (Oružinský, 1985a, b; Knésl et al., 1986; Smolka et al., 1987; Šulgan, 1987; Bacso a Ďuďa, 1988).

Vrtnými prácami v doline Zlatno v Štiavnických

vrchoch zistil Rozložník a Zábranský (1971) žilnikovo-impregnačné zrudnenie, ktoré neskôr Burian et al. (1980) a Burian a Smolka (1982) charakterizovali ako ložisko typu medenoporfýrových rúd. Rudná mineralizácia je štruktúrne aj geneticky spätá s členitým pňom granodioritového porfýru, a to s časťou, ktorá intrudovala do predvulkanického podložja a samotného vulkanického komplexu (obr. 4). Kontaktné metamorfované horniny sprevádza rozptýlená mineralizácia s pyritom, pyrotínom, chalkopyritom, zriedkavejšie s galenitom a sfaleritom, bez väčšieho ekonomického významu. Rudná a metasomatická zonálnosť sa na ložisku výraznejšie nevyvinula. Bolo to spôsobené hlavne špecifickým charakterom, rozsahom a intenzitou samotného hydrotermálneho porfýrového systému a nevhodným morfológickým tvarom intrúzie granodioritu (Šulgan, 1987). Centrálne časti, tvorenú slabou draselnou metasomatózou s prítomnou Cu mineralizáciou, prekrýva kremeňovo-sericitovo-pyritová zóna, zóna argilitizácie a v periférnych častiach je zastúpená propylitizácia s prejavmi polymetalickej mineralizácie (Burian a Smolka, 1982; Konečný, 1987). Alterované horniny charakteru sekundárnych kvarcitov nie sú, pravdepodobne v dôsledku erozívneho zrezu vrchných častí porfýrového systému, na ložisku výraznejšie zastúpené. Možnosťami výskytu medenoporfýrových rúd na území Západných Karpát sa zaoberal Rozložník (1981). Zdôraznil, že jednou z perspektívnych oblastí sú periférne časti hodrušského intruzívneho komplexu. Prítomnosť veľkých telies sekundárnych kvarcitov hrastu Zlatý vrch—Bukovec—Sklenské Teplice považuje za sprievodný znak skarnovoporfýrovej mineralizácie. Mapovacie práce Konečného, Lexu a Havrila (1983) a komplexnejšie štúdium hydrotermálne alterovaných hornín okolia Sklených Teplic potvrdili (Šály a Oružinský, 1989), že toto územie možno priradiť k perspektívnym územiám vzhľadom na možnú prítomnosť medenoporfýrového, prípadne skarnovo-medenoporfýrového typu zrudnenia.

Zaujímavá prítomnosť sekundárnych kvarcitov bola zistená v prochotskej hydrotermálnej zóne, kde sa štruktúrnym vrtom získali podrobnejšie informácie o charaktere mineralizácií a hydrotermálnych premien priestorovo a aj časovo spätých s pňom dioritového porfýru až dioritu (Bray, 1979). V spodnej časti vrtu vystupuje v brekciovitých dioritových porfýroch mocná zóna sekundárnych kvarcitov s intenzívnejšie vyvinutou polymetalickou mineralizáciou Pb, Zn a Cu. Hydrotermálne premeny typu sekundárnych kvarcitov predchádzali vytváraniu vlastnej rudnej mineralizácie.

Z hľadiska novej prítomnosti ekonomicky zaujímavých mineralizácií sa veľmi perspektívnym javí rudný rajón Pukanec, kde boli na základe prieskumných prác rozlíšené dva rozdielne typy zrudnenia

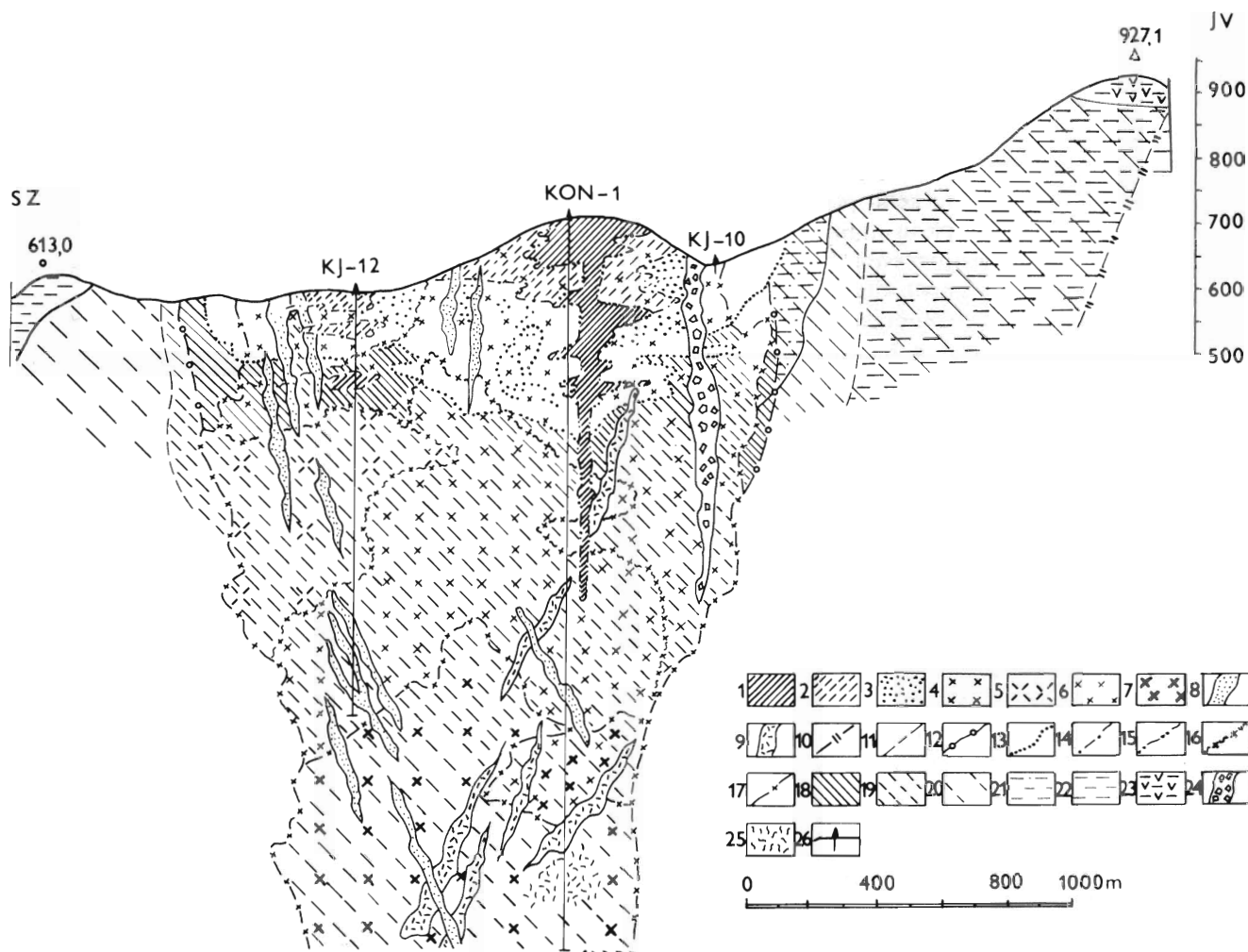


Obr. 4. Geologický profil ložiskom Zlatno (Burian a Smolka, 1982). 1 — kremenitodioritový porfýr, 2 — komplex amfibolicko-pyroxenického andezitu, 3 — kremenitý diorit, 4 — granodioritový porfýr, 5 — vrchný trias (keuper), 6 — dolomity (stredný trias), 7 — perm., permokarbón, 8 — veporické kryštalinikum, 9 — rudné teleso, 10 — línia násunu chočského príkrovu na križňanský príkrov, 11 — zlomy, 12 — hranice kontaktnej metamorfozy, 13 — prieskumné vrty.

Fig. 4. Geological profile across the deposit Zlatno (Burian and Smolka, 1982). 1 — quartz diorite porphyry, 2 — complex of amphibolepyroxene andesite, 3 — quartz diorite, 4 — granodiorite porphyry, 5 — Upper Triassic (Keuperian), 6 — dolomites (Middle Triassic), 7 — Permian-Carboniferous, 8 — Veporic crystalline complex, 9 — orebody, 10 — line of thrusting of the Choč Nappe onto the Krížna Nappe, 11 — faults, 12 — boundary of contact metamorphism, 13 — survey boreholes.

— starší impregnačno-Cu-porfýrový a na ňom naložený žilný typ mineralizácie, vystupujúci v niekoľkých mineralizačných etapách (Bray et al., 1982; Smolka et al., 1987). Mineralizácia medenoporfýrového typu sa priestorovo a geneticky viaže na porfýrickú intrúziu kremenitodioritového a najmä granodioritového zloženia. Pripravovaný model vertikálnej a horizontálnej rudnej a metasomatickej zonálnosti rudného rajónu Pukanec určite pomôže v najbližšom období kvalitatívne zhodnotiť toto územie.

Vrty v centrálnej zóne bádenského stratovulkánu Kremnických vrchov, reprezentovaného pyroxenickými andezitmi a jeho hlbinnými ekvivalentmi, zistili v hĺbke 600 až 700 m kontaktno-metasomatickú zónu sekundárnych kvarcitov so sericitom, sillimanitom, andaluzitom, cordieritom, korundom a topásom (Böhmer et al., 1976). Na túto vysokotermálnu mineralizáciu je naložená mladšia mineralizácia s kremeňom, karbonátmi, sulfidmi, Au a Ag.



Obr. 5. Geologický profil hydrotermálnym centrom Baniska (Konečný et al. in Burian et al., 1985). 1 — sekundárne kvarcity $\pm$ rýdza síra $\pm$ alunit $\pm$ pyrofyrit, 2 — argilitizované kvarcity, 3 — argility, 4 — kremenitý diorit, 5 — dioritový porfýr, 6 — kremenitý dioritový porfýr, 7 — kremenitý monzodiorit, 8 — svetlé porfýry, 9 — bazické diferenciáty, 10 — hranica slabej propylitizácie, 11 — hranica strednej propylitizácie, 12 — hranica intenzívnej propylitizácie, 13 — hranica argilitizácie, 14 — hranica argilitizovaných kvarcitov, 15 — hranica sekundárnych kvarcitov, 16 — hranica intruzívnych facií, 17 — vonkajšie hranice intruzívneho komplexu, 18 — intenzívna propylitizácia, 19 — stredný stupeň propylitizácie, 20 — slabá intenzívna propylitizácia, 21 — pyroxenicko-amfibolický andezit, andezitový porfýr, 22 — pyroxenický andezit (lávové prúdy), 23 — formácia Javorie — pyroxenický andezit, 24 — hydrotermálna explozívna brekcia, 25 — porfýrové Cu $\pm$ Pb $\pm$ Zn zrudnenie, 26 — vrty.

Fig. 5. Geological profile across the hydrothermal centre of Banisko (Konečný et al. in Burian et al., 1985). 1 — high silica rocks $\pm$ native sulphur $\pm$ alunite $\pm$ pyrophyllite, 2 — argillitized quartzites, 3 — argillites, 4 — quartz diorite, 5 — diorite porphyry, 6 — quartz diorite porphyry, 7 — quartz monzodiorite, 8 — light porphyries, 9 — basic differentiates, 10 — boundary of weak propylitization, 11 — boundary of medium propylitization, 12 — boundary of intensive propylitization, 13 — boundary of argillitization, 14 — boundary of argillitized quartzites, 15 — boundary of high silica rocks, 16 — boundary of intrusive facies, 17 — external boundaries of the intrusive complex, 18 — intensive propylitization, 19 — medium grade of propylitization, 20 — weak propylitization, 21 — pyroxene-amphibole andesite, andesite porphyry, 22 — pyroxene andesite (lava flows), 23 — Javorie Formation — pyroxene andesite, 24 — hydrothermal explosion breccia, 25 — porphyry Cu $\pm$ Pb $\pm$ Zn mineralization, 26 — boreholes.

Mineralizačné procesy sa uskutočnili v nasledujúcej sukcesii (Böhmer a Šimová, 1976): vznik skarnov a kontaktných rohovcov — propylitizácia — vznik sekundárnych kvarcitov — vznik hydrotermálnych žíl a impregnačných zón. Sekundárne kvarcity vznikli podľa Böhmera et al. (1976) hydrotermálnym prepracovaním kontaktných rohovcov a ich prítomnosť považujú títo autori za jeden z nádejných a perspek-

tívnych príznakov možnej prítomnosti ďalších typov zrudnení v kremnickom rudnom poli.

V ostatnom období sa aj v centrálnej časti kremnického rudného rajónu zistili významnejšie indície medenoporfýrovej mineralizácie (Knésl a Veľký, 1984), geneticky pravdepodobne späté s intruzívnymi telesami gabrodioritov, dioritov až gabrier, ktoré prenikajú andezitovými horninami komplexu Zlatej

Studne. Porfýrová mineralizácia sa prejavila aj v okrajových častiach rajónu, hlavne v oblasti Rematy a Turčeka (Knésl et al., 1986). V súčasnosti sa rozpracováva prognózne ocenenie mineralizácie.

Rozsiahlym a komplexným geologickým prieskumom v centrálnej vulkanickej zóne Javoria sa potvrdilo, že mineralizačné procesy a hydrotermálne premeny sa koncentricky zoskupujú okolo piatich lineárne usporiadaných hydrotermálnych centier Zaježová, Banisko, Skalka, Podpolom a Stožok, ktoré sú v dnešnej reliktnej podobe reprezentované izolovanými telesami sekundárnych kvarcitov, koaxiálne správanými i menej intenzívnymi alteráciami typu argilitizácie až propylitizácie (Štohl et al., 1981, 1983). Procesy vzniku rudnej mineralizácie a hydrotermálnych premien rôznej intenzity sú vzájomne späté a dokázateľne súvisia s intruzívnou aktivitou dioritových porfýrov, dioritov až monzodioritov, ktoré sú priestorovo viazané na hlboko založenú depresnú, tzv. víglašskú vulkanicko-tektonickú štruktúru.

Uvádzajú sa dve vekovo odlišiteľné etapy mineralizácie a hydrotermálnych premien (Štohl et al., 1981). Pre staršiu etapu s indíciami zrudnenia typu porfýrových medených rúd sú charakteristické premeny typu biotitizácie, aktinolitizácie, epidotizácie a chloritizácie. Mladšia etapa, so zaujímavou rudnou mineralizáciou (Cu mineralizácia vtrúsených až masívnych sulfidov, sfaleritovo-pyritová mineralizácia, rýdza síra), je priestorovo, časovo a geneticky spätá s procesmi vzniku hydrotermálnych alterácií typu sekundárnych kvarcitov.

Vertikálnu a horizontálnu alteračnú zonálnosť možno vyjadriť touto postupnosťou hydrotermálnych premien: sekundárne kvarcify (centrum hydrotermálnej aktivity) — argility a sekundárne kvarcify — argility — propylity (Konečný a Miháliková, 1977). Pôvodné staršie vysokotermálne minerálne asociácie sú v dôsledku teleskopingu spôsobeného chladnutím intrúzie prekrývané mladšími asociáciami.

Zaujímavé porovnanie pôdnych geochemických prejavov medenoporfýrového systému ložiska Zlatno z centrálnej zóny banskoštiavnického stratovulkánu s hydrotermálnym systémom Banisko centrálnej zóny stratovulkánu Javorie s prejavmi medenoporfýrového zrudnenia urobil Štohl a Marsina (1987). Vyplynulo z nej, že v oblasti Baniska sa nedá predpokladať prítomnosť medenoporfýrovej mineralizácie ekonomických parametrov. Je však dôležité uvedomiť si výraznú rozdielnosť erózičných zrezov na obidvoch lokalitách, ako aj skutočnosť, že granodioritová intrúzia na ložisku Zlatno, podmieňujúca existenciu hydrotermálneho porfýrového systému, pravdepodobne nemala typický charakter rudonosnej porfýrovej magmy (Šulgan, 1987).

V stratovulkáne Poľany sa hydrotermálne premeny

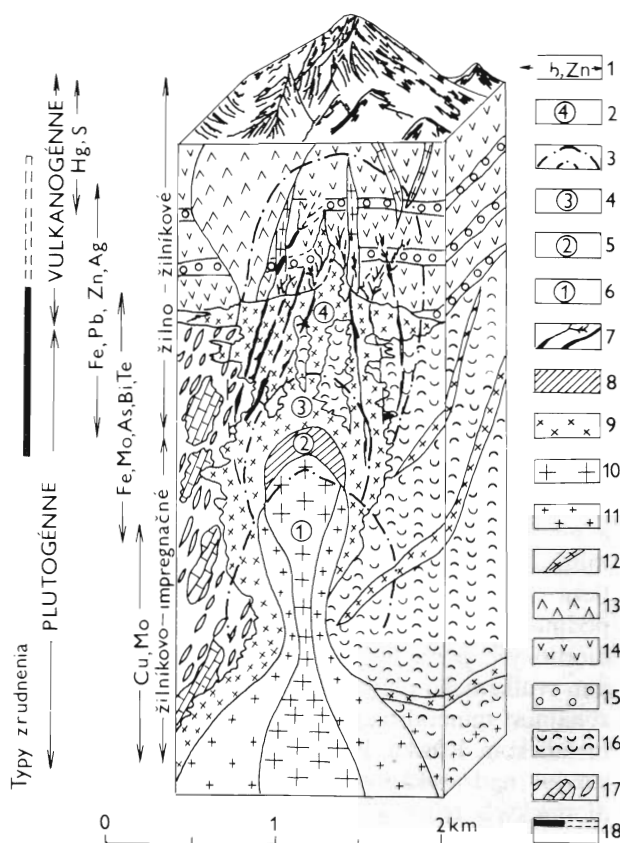
typu argilitizácie a sekundárnych kvarcitov viažu na intruzívny dioritový komplex (Dublan, 1981), pričom sekundárne kvarcify vytvárajú kontaktnú zónu tohto komplexu. Detailnejším štúdiom mineralizácie sekundárnych kvarcitov lokality Šafranička sa zistilo, že okrem alunitu je tu prítomná podobná mineralizácia, ako majú premeny charakteru sekundárnych kvarcitov centrálnej zóny Javoria. Presnejšia identifikácia vzťahov hydrotermálnych premien (sekundárne kvarcify, silicifikácia, argilitizácia, chloritizácia), indíciami zrudnenia (Cu-Mo, Pb-Zn, Hg, Au-Ag, Sb, As), ako aj charakter rudnej a metasomatickej zonálnosti nie je v súčasnosti ešte ujasnený (Marková, 1984).

V neovulkanickom pohorí Vihorlat rozlišuje Bacsó a Ďuďa (1988) vo vulkanicko-tektonickej depresii stratovulkánu Morské oko šesť rudných formácií a niekoľko minerálnych asociácií. Pre epigenetickú mineralizáciu je charakteristická rudná a metasomatická zonálnosť, ktorá je priestorovo a geneticky podmienená plutogénnou intruzívnou aktivitou telies dioritových porfýrov a dioritov a konkrétnym vývojom vulkanicko-plutonických systémov. Vertikálna zonálnosť mineralizácie je výrazne vyvinutá na polymetalickom ložisku Remetské Hámre, kde bezprostredne nad apikálnymi časťami vrchnosarmatských dioritických telies je situovaná zóna sekundárnych kvarcitov a Al-metasomatitov, ktoré sú čiastočne mineralizované asociáciou Fe-Mo-As-Bi. Nad ňou je prítomná zóna Fe-Pb-Zn-Ag-Sb mineralizácie (obr. 6). Vznik sekundárnych kvarcitov s asociáciou kremeň, hematit, illit, kaolinit, menej karbonáty, sa dáva do súvisu s intenzívnou postvulkanickou činnosťou v záverečných fázach 2. etapy neogénneho magmatizmu. Táto formácia bola neskôr vplyvom hornín intruzívneho komplexu Morské oko kontaktnometasomaticky prepracovaná za vzniku tzv. formácie Al-metasomatitov s charakteristickou mineralizáciou topásu, andaluzitu, korundu, böhmitu, diasporu, turmalínu, fluoritu a ďalších minerálov (Bacsó, 1986). Hlavná mineralizačná perióda v celej oblasti ložiska Remetské Hámre má polymetalický charakter a žilný až žilníkový vývoj.

Bacsó (1971, 1979, 1986) a Bacsó a Ďuďa (1988) zaraďujú ložisko Remetské Hámre k ložiskám porfýrového typu a predkladajú metalogenetický model porfýrového mineralizačno-magmatického systému typu Vihorlat (obr. 6). K základným indikačným kritériám tohto modelu patrí aj charakter, zonálnosť a intenzita hydrotermálnych premien.

V centrálnej časti vertikálnej alteračnej zonálnosti sú situované sekundárne kvarcify a Al-metasomatity obklopené zónou sericitizovaných, kaolinizovaných a turmalinizovaných hornín. Smerom k periférii dioritických plutonických telies je prítomná argilitická alterácia a areálne vyvinutá propylitizácia, ktorá spoločne s pyritizáciou a pyrotinizáciou má

Záver



Obr. 6. Metalogenetický model porfýrového mineralizačno-magmatického systému typu Vihorlat (Bacsó a Ľuda, 1988). 1 — predpokladaný vertikálny rozsah zrudnenia, 2 — zóna Fe—Pb—Zn—Ag rúd, 3 — hranice zón epigenetickej mineralizácie, 4 — zóna Fe—Mo—Bi—As—Te rúd, 5 — zóna sekundárnych kvarcov a alumometasomatitov, 6 — zóna Cu—Mo rúd, 7 — žilno-žilnikové Fe—Pb—Zn—Ag zrudnenie, 8 — sekundárne kvarcity a alumometasomatity, 9 — zóna žilných telies dioritových porfýrov, 10 — strednozrnité diority, 11 — drobno- až jemnozrnité diority, 12 — žily andezitu, 13 — extrúzívno-intrúzívne teleso andezitu, 14 — lávové prúdy andezitu, 15 — polohy vulkanoklastík andezitu, 16 — vonkajší (magurský) paleogén, 17 — pieninské bradlové pásmo, 18 — overený vertikálny rozsah polymetallickej mineralizácie na ťožísku Remetské Hámre: a — ťožískové telesá, b — mineralogické výskyt.

Fig. 6. Metallogenetic model of a porphyry mineralization-magmatic system of the Vihorlat type (Bacsó a Ľuda, 1988). 1 — assumed vertical extend of mineralization, 2 — zone of Fe—Pb—Zn—Ag ores, 3 — boundaries of epigenetic mineralization zones, 4 — zone of Fe—Mo—Bi—As—Te ores, 5 — zone of high silica rocks and alumometasomatites, 6 — zone of Cu—Mo ores, 7 — vein-stockwork Fe—Pb—Zn—Ag mineralization, 8 — high silica rocks and alumometasomatites, 9 — zone of diorite porphyry vein bodies, 10 — medium-grained diorites, 11 — fine to very finegrained diorites, 12 — andesite veins, 13 — extrusive to intrusive andesite body, 14 — andesite lava flows, 15 — layers of andesite volcanoclastics, 16 — external (Magura) Paleogene, 17 — Pieniny Klippen Belt, 18 — verified vertical extend of polymetallic mineralization on the deposit Remetské Hámre: a — orebodies, b — mineralogical occurrences.

regionálny charakter a postihuje značnú časť ťožískového územia rudného poľa Remetské Hámre.

Horizontálna a vertikálna rudná a metasomatická zonálnosť patrí k jedným zo základných lokálnych prognostických a vyhľadávacích príznakov ťožísk porfýrového typu. Zonálnosť je dôležitú študovať a analyzovať tak z hľadiska jej zloženia a vnútornej stavby, fyzikálnych a chemických podmienok vzniku, geologickej pozície, vzťahov s okolným horninovým prostredím, ako aj pre jej prognózo-vyhľadávací význam.

Pre oblasť stredoslovenských neovulkanitov je rozhodujúca prítomnosť týchto príznakov medenoporfýrových rúd (Štohl a Marsina, 1987):

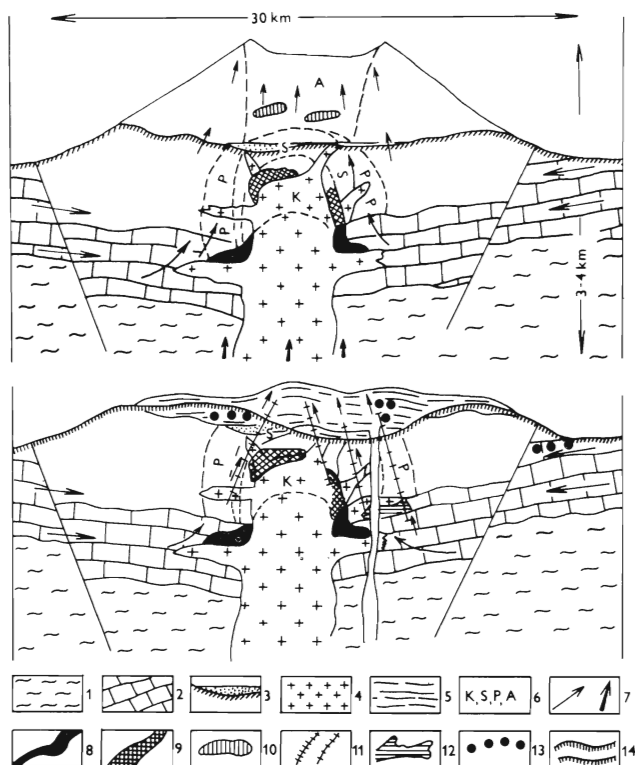
- malé intermediárne intrúzie situované v centrálnych zónach neoidných stratovulkanov,
- predvulkanické podťoží na povrchu alebo tesne pod ním,
- charakteristická škála hydrotermálnych premen,
- rozsiahla pyritizácia v superpozícii nad vlastným medenoporfýrovým systémom,
- intenzívna pôdna geochemická anomália.

Alterované horniny charakteru sekundárnych kvarcov zaraďujú tieto autori spoločne s argilitizáciou k menej významným indikačným kritériám. Vychádzajú zo známych skutočností z Javoria a Poľany, kde sú tieto premeny vyvinuté v širokom rozsahu, ale samotná ich prítomnosť nepotvrdila v plnej miere existenciu významnejšej akumulácie medenoporfýrových rúd v hĺbke.

Je však dôležitú uvedomiť si, že vrchné a spodné časti hydrotermálnych porfýrových systémov patria časovo k rozdielnym objektom. Sekundárne kvarcity súvisia s ranou etapou dlhodobej existencie týchto systémov a ich vznik predchádzal intrúziám rudonosných porfýrových telies konkrétnych vulkanoplutonických asociácií.

Komplikované priestorové vzťahy masívov sekundárnych kvarcov a rudných akumulácií porfýrového typu sú odrazom zložitú priebehu formovania týchto hornín, špecifických fyzikálnych a chemických podmienok ich vzniku a geologickej pozície vo vulkanicko-tektonických štruktúrach. Je známy celý rad ťožísk, kde sú tieto vzťahy evidentné, sú však aj rudné rajóny s množstvom prejavov medenoporfýrových mineralizácií bez dokázateľnej prítomnosti sekundárnych kvarcov, a sú aj prípady, keď rudonosné porfýrové intrúzie a sekundárne kvarcity predstavujú len určité priestorové zblíženie. Aj keď tieto pozorovania sú závislé od úrovne erozívneho zrezu, len ťažko možno považovať priestorové vzťahy za štruktúrne podmienené a zákonité.

Ak vychádzame zo známych údajov o rudnej a metasomatickej zonálnosti mnohých ťožísk porfýrového typu a príslušnosti sekundárnych kvar-



Obr. 7. Schéma asociácie rudných ložísk v centrálnej vulkanickej zóne neogénnych vulkanitov Západných Karpát (Böhmer, 1982). 1 — kryštalínium, 2 — mezozoikum, niekedy paleogén a neogén, 3 — andezity staršej vulkanickej fázy (báden), 4 — intruzívny komplex (báden—sarmat), 5 — andezity mladšej vulkanickej fázy (sarmat — pliocén), 6 — zóna premien: K — draselná metasomatóza, S — sericit, P — propylit, A — argilit, 7 — hydrotermy vadózne, magmatické, 8 — skarny, 9 — porfýrové rudy, 10 — masívne sulfidy, 11 — rudné žily drahokovové a polymetalické, 12 — hydrotermálno-metasomatické rudy Pb, Zn, 13 — impregnácie rumelky, 14 — zóna erózie sarmat — pliocén a recentná zóna erózie.

Fig. 7. Scheme of ore deposit association in the central volcanic zone of the Western Carpathian Neogene volcanites (Böhmer, 1982). 1 — crystalline complexes, 2 — Mesozoic, sometimes Paleogene and Neogene, 3 — andesites of the older volcanic stage (Badenian), 4 — intrusive complex (Badenian-Sarmatian), 5 — andesites of the younger volcanic stage (Sarmatian-Pliocene), 6 — alteration zone: K — potassium metasomatism, S — sericite, P — propylite, A — argillite, 7 — vadose and magmatic hydrotherms, 8 — skarns, 9 — porphyry ores, 10 — massive sulphides, 11 — precious metals and polymetallic ore veins, 12 — hydrothermal-metasomatic Pb—Zn ores, 13 — cinnabar impregnations, 14 — erosion zone Sarmatian-Pliocene and recent erosion zone.

citov a medenoporfýrového zrudnenia k tým istým vulkanicko-plutonickým asociáciám, potom možno sekundárne kvarcity priradiť ak nie k vyhľadávacím príznakom, tak určite k vyhľadávacím kritériám týchto ložísk.

Doterajšie poznatky o prítomnosti medenoporfýrových mineralizácií aj v našich neovulkanických pohoriach potvrdzujú náročnosť štúdia podmienok, ktoré viedli k vzniku ložiskových akumulácií

porfýrových medených rúd. Veď už teraz sa objavujú v našej odbornej literatúre tri rozdielne modely medenoporfýrových systémov — typ Zlatno, Banisko a Vihorlat. Priestorová pozícia porfýrových rúd je vyznačená aj na obr. 7 v schéme Böhmera (1982). Aj pri sekundárnych kvarcitoch možno hovoriť o type Šobov, Bukovec, Banisko, Kalinka, Kapka. Je teda naďalej dôležité a aktuálne venovať sa stále detailnejšiemu definovaniu vyhľadávacích príznakov a kritérií ložísk porfýrového typu nielen v neovulkanických, ale aj v ostatných oblastiach.

Literatúra

- Abrachmanov, K. A. et al. 1975: Glavnejšie rudonosnyje metasomaticheskiye formacii Kazachstana i zakonornosti ich obrazovaniya. In: *Metasomatizm i rudoobrazovanie. Moskva, Nedra*, 113—122.
- Aleksejeva, L. K. 1969: Vtoryčnyje kvarcity sformirovannyje v različnyh geotektoničeskich uslovijach, kriteriji ich rudonosnosti. In: *Kriteriji rudonosnosti metasomatitov. Alma-Ata*, 36—41.
- Angelkov, K. a Parvanov, B. 1980: The Assarel porphyry copper deposit, Bulgaria. In: *Proc. of an Int. Symp. held at Bor, Yugoslavia. Spec. Publ.*, 1, 59—62.
- Bacsó, Z. 1971: Nové minerály a nové surovinové možnosti Vihorlatu. *Mineralia slov.*, 16, 247—270.
- Bacsó, Z. 1979: Neovulkanické formácie Vihorlatu a ich vzťah k tektonike a epigenetickej mineralizácii. *Mineralia slov.*, 11.
- Bacsó, Z. 1986: Geologická stavba a zlomové štruktúry stratovulkanov Vihorlatských vrchov. *Mineralia slov.*, 19, 97—120.
- Bacsó, Z. a Ďuda, R. 1988: Metalogenéza a rudné formácie rudného poľa Remetské Hámre. *Mineralia slov.*, 20, 193—220.
- Baksa, Cs. et al. 1980: The Recsk porphyry and skarn copper deposit, Hungary. In: *Proc. of an Int. Symp. held at Bor, Yugoslavia. Spec. Publ.*, 1, 73—76.
- Bogdanov, B. 1980: Massive sulfide and porphyry copper deposits in the Panagjurshte district, Bulgaria. In: *Proc. of an Int. Symp. held at Bor, Yugoslavia. Spec. Publ.*, 1, 50—58.
- Bogdanov, B. 1982: Medenoporfýrovýje mestoroždenija Bulgariji. *Izv. vyššich učeb. zavedenij. Geol. i Rozv.*, 6, 37—51.
- Böhmer, M. et al. 1976: Riešenie základných problémov vyhľadávania, prieskumu a využívania nerastných surovín Západných Karpát — Kremnické vrchy. *Manuskript — Geofond Bratislava*.
- Böhmer, M. a Šimová, M. 1976: Kontaktnometasomatická aureola miocénnych intruzív v Kremnických horách. *Acta Geol. Geogr. Univ. Comen.*, 30, 119—137.
- Böhmer, M. 1982: Prognózy Cu rúd v neovulkanitoch Západných Karpát. In: *Prognóza nerost. surovín v ČSSR. Pribram*.
- Bray, A. 1979: Závěrečná správa za vrt MEB—1, Prochot. *Manuskript — Geofond Bratislava*.
- Bray, A. et al. 1982: Stanovenie prognózných zásob rúd farebných a drahých kovov v oblasti medzi Rudnom a Pukancom. *Manuskript — archiv GÚDŠ Bratislava*.
- Burian, J. et al. 1980: Závěrečná správa a výpočet zásob, Zlatno — VP rudy. *Manuskript — Geofond Bratislava*.
- Burian, J. a Smolka, J. 1982: Geologická stavba mednatoporfýrového ložiska Zlatno. *Mineralia slov.*, 14, 517—538.
- Burian, J., Slavkay, M., Stohl, J. a Tözsér, J. 1985: Metalogenéza neovulkanitov Slovenska. *Mineralia slov. — Monogr., Bratislava, Alfa*, 269 s.
- Burnham, C. W. 1979: Magmas and hydrothermal fluids. In: Barnes, H. L. (Ed.): *Geochemistry of hydrothermal ore deposits. New York, John Wiley and Sons*, 71—136.
- Candela, P. A. a Holland, H. D. 1986: A mass transfer model for copper and molybdenum in magmatic hydrothermal systems:

- the origin of porphyry type ore deposits. *Econ. Geol.*, 81, 1—19.
- Dublan, L. 1981: Geologická stavba Poľany. [Kand. dizert. práca.] *Manuskript — archív GÚDŠ Bratislava*.
- Hemley, J. J. a Jones, W. R. 1964: Chemical aspects of hydrothermal alteration with emphasis on hydrogen metasomatism. *Econ. Geol.*, 59, 538—569.
- Henley, R. W. a McNabb, A. 1978: Magmatic vapor plumes and ground-water interaction in porphyry copper emplacement. *Econ. Geol.*, 73, 1—20.
- Hollister, V. F. 1975: An appraisal of the nature and source of porphyry copper deposits. *Min. Sci. Engng.*, 7, 225—233.
- Hollister, V. F. 1978: Geology of the porphyry copper deposits on the western hemisphere. *Soc. Min. Eng., New York*, 219 s.
- Jankovič, S. 1980: Metalogenetic features of copper deposits in the volcano-intrusive complexes of the Bor district, Yugoslavia. In: *Proc. of an Int. Symp. held at Bor, Yugoslavia, Spec. Publ.*, 1, 42—49.
- Kněsl, J. a Velký, P. 1984: Rudonosný potenciál kremnického rudného rájónu z hľadiska doterajších výsledkov prieskumných prác. *Geol. Průzk.*, 7, 228—230.
- Kněsl, J., Kněslová, A., Matová, V. a Velký, P. 1986: K problematike vyhľadávania medenoporfýrových rúd v SSR. *Geol. Průzk.*, 1, 9—12.
- Konečný, P. 1988: Hydrotermálnometasomatická zonálnosť na ložiskách Zlatno. [Dipl. práca.] *Manuskript — archív Kat. lož. geol. PF UK Bratislava*, 100 s.
- Konečný, V. a Miháliková, A. 1977: Intrusive complex of the Javorie Mts. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 2, 247—268.
- Konečný, V., Lexa, J. a Havrila, M. 1983: Vysvetlivky ku geologickej mape ochranného rájónu kúpeľov Sklené Teplice. *Manuskript — Geofond Bratislava*.
- Krivcov, A. I. 1977: Typy rajonov medno-porfýrového orudenia. *Geol. rud. Mest.*, 4, 44—57.
- Krivcov, A. I. 1983: Geologičeskije osnovy prognozirovaniya i poiskov medno-porfýrovych mestoroždenij. *Moskva, Nedra*.
- Kudrjajcev, J. K., Semina, V. A. a Popov, V. S. 1971: Typy gidrotermalnoizmenennych porod Severo-zapadnogo Pribalchašja i ich poiskovoje značenie. *Sov. Geol.*, 5, 126—132.
- Lowell, J. D. a Guilbert, J. M. 1970: Lateral and vertical alteration-mineralization zoning in the porphyry ore deposits. *Econ. Geol.*, 65, 373—408.
- Marková, M. 1984: Správa o hydrotermálne premenených horninách na lokalite Šafranička-Poľana. *Manuskript — Geofond Bratislava*.
- Naboko, S. I. 1980: Metallonosnosť sovremennych gidroterm v oblastiach sovremennych tektonomagmaticeskich aktivnostej. *Moskva, Nauka*, 199 s.
- Nakovnik, N. I. 1968: Vtoričnyje kvarcity SSSR i s svjazannyje s nimi mestoroždenija poleznyh iskopajemyh. *Moskva, Nedra*, 287 s.
- Oružinský, V. 1985a: Sekundárne kvarcity štiavnickej vulkanickej stavby, ich vznik, geologická pozícia a vzťah k metalogénéze. [Kand. dizert. práca.] *Manuskript — archív GÚ SAV Bratislava*.
- Oružinský, V. 1985b: Sekundárne kvarcity ako možné indikátory ďalších zrudnení v oblasti neovulkanitov Slovenska. *Geol. Průzk.*, 4, 106—108.
- Oružinský, V. 1989: Postavenie sekundárnych kvarcitov v metalogénickej schéme stredoslovenských neovulkanitov. In: *Aplikácia nových poznatkov v ložiskovej geológii a geofyzike. PF UK Bratislava (v tlači)*.
- Pavlova, I. G. 1978: Medenoporfýrovýje mestoroždenija. *Lenin-grad, Nauka*, 275 s.
- Popov, V. S. 1977: Geologija i genezis medno- i molibden-porfýrovych mestoroždenij. *Moskva, Nauka*, 204 s.
- Radonova, T. G. 1965: Zonálnosť i genezis izmenennych porod i rud Panagjerskogo rajona. In: *Dokl. VII. Kong. KBGA., Sofia*, 209—213.
- Rozložník, L. a Zábranský, F. 1971: O výskyte žilnikovo-impregnačného zrudnenia medzi obcami Banská Hodruša, Vysoká a Uhliská. *Mineralia slov.*, 10, 85—94.
- Rozložník, L. 1981: Možnosti výskytu mednatoporfýrových rúd na území Západných Karpát. In: *Druhé banicko-geol. dni v Zlatej Idke. Košice*.
- Sillitoe, R. H. 1973: The tops and bottoms of porphyry copper deposits. *Econ. Geol.*, 68, 799—815.
- Sillitoe, R. H. 1977: Metallic mineralization affiliated to subaerial volcanism: a review. In: *Volc. processes in ore genesis. Proc. of an Joint Meet. of the Volc. Studies Group., London*, 99—116.
- Sillitoe, R. H. 1980: The Carpathian-Balkan porphyry copper belt—a cordillera perspective. In: *Proc. of an Int. Symp. held at Bor, Yugoslavia. Spec. Publ.*, 1, 26—35.
- Slavkay, M. 1980: Regionálne prognózy medených rúd porfýrového typu vo východoslovenských neovulkanitoch. [Kand. dizert. práca.] *Manuskript — Geofond Bratislava*, 144 s.
- Smolka, J. 1985: Vyhľadávacie kritériá ložísk mednatoporfýrových rúd v oblasti stredoslovenských neovulkanitov na príklade ložiska Zlatno. [Kand. dizert. práca.] *Manuskript — Banická fakulta VŠT Košice*.
- Smolka, J., Daubner, J., Kámen, M., Petr, K. a Gwerk, E. 1987: Perspektívnosť rudného rájónu Pukanec z pohľadu realizovaných prieskumných prác. *Mineralia slov.*, 19, 533—540.
- Stanciu, C. 1972: Contributii la cunoașterea transformărilor hidrotermale ale vulcanitei lov neogene din muntii Gurghiu. *Anal. Univ. București. Ser. Geol.*, 22, 31—37.
- Šály, J. a Oružinský, V. 1989: Hydrotermálne premeny v severnej časti štiavnicko-hodrušského hrastu (okolie Sklených Teplic). *Mineralia slov.*, 21, 175—182.
- Šohl, J. et al. 1981: Metalogenetický výskum Javoria. *Manuskript — Geofond Bratislava*.
- Šohl, J., Marková, M. a Žáková, E. 1983: Silicifikácia a argilitizácia solfatárovej formácie. In: *Vplyv geologickeho prostredia na lokalizáciu zrudnenia. Bratislava, GÚDŠ*, 169.
- Šohl, J. a Marsina, K. 1987: Porovnanie relatívneho pôdneho geochemického potenciálu Cu, Pb, Zn a Sn nad mednatoporfýrovými systémami Zlatno v štiavnických vrchoch a Baniska v Javorí. *Mineralia slov.*, 19, 159—168.
- Šulgan, M. 1986: Petrológia granodioritu hodruško-štiavnického intruzívneho komplexu z hľadiska možnej rudonosnosti. [Kand. dizert. práca.] *Manuskript — GÚ SAV Bratislava*.
- Titley, S. R. a Beane, R. E. 1981: Porphyry copper deposits. *Econ. Geol.*, 75, 214—269.
- Vlasov, G. M. a Vasilevskij, M. M. 1964: Gidrotermalno-izmenennyye porodny Centraľnoj Kamčatky, ich rudonosnosť i zakonovernosti prostranstvennogo rozmeščeniya. *Izd. Nedra, Moskva*, 183 s.
- Zelenka, T. 1973: New data on the Darno megatectonic zone. *Acta Geol. Hung.*, 17, 155—162.
- Zelenka, T. 1974: Istória megatektonického i magmatogeologického rozvíjia severovostočného Matru. *Acta Geol. Hung.*, 18, 377—388.

To the position of high silica rocks on copper-porphyry ore deposits

One of the most characteristic features of copper-porphyry ores is the marked zoning of the ores and of hydrothermally altered rocks. The determination of ore and metas-

omatic zoning is of considerable importance for the evaluation of the prospectiveness of certain territories and it is possible to apply the knowledge of its character in the

following: the determination of the formation type of a deposit, the selection and limiting of areas for a more detailed exploration, and the determination of the depth of erosion level.

One of the first type-models of copper-porphyry ores is the so-called "monzonite model" of Lowell and Guilbert (1970), generalizing the structure of ore-metasomatic zoning in relation to the ore-bearing intrusive monzonite porphyry stock (Fig. 1). In ideal geological conditions it distinguishes the potassium, phyllic, argillitic and propylitic zones. Later works of Hollister (1975, 1976) showed that simultaneously with this model there are other objects with different features of zoning, described in the so-called "diorite model".

Both types of ore and metasomatic zoning are schematic and they are related to the lower parts of porphyry copper systems. Sillitoe (1973, 1977) assumed that the upper parts of his suggested model of a Cu-porphyry system are formed by zone of intensive silicification and advanced argillitic alteration in the sense of Hemley and Jones, (1964), with native sulphur, alunite, pyrophyllite, dickite and other ore minerals (Fig. 2). These zones can be clearly understood as metasomatites of apofusive high silica rocks in the sense of Nakovnik (1968).

Rocks of high silica rock character occur also on some porphyry copper ore deposits in the Carpathian-Balkan orogenic system. They often form the upper part of vertical alteration zoning and they are considered to be an important prospecting factor of deposits type. The setting of some wellknown deposits is schematically illustrated in Fig. 3.

In the last time, a considerable attention has been given to the problem of prospecting for porphyry type deposits in the neovolcanic mountains of Slovakia. The aim is to determine the prospecting criteria and indications of these deposits. Mineralization situated in the Zlatno Valley in

the Štiavnica Hills has been characterized by Burian et al. (1980) as a deposit of porphyry copper type. The ore mineralization is structurally as well as genetically related to an irregularly shaped granodiorite porphyry stock (Fig. 4). Altered rocks of high silica rock type do not occur on the deposit, probably due to erosive cutting away of the upper part of the porphyry system. In the central volcanic zone of the Javorie Mts. The mineralization processes and hydrothermal alterations are concentrically grouped around five linearly arranged hydrothermal centres, represented in relic forms by isolated bodies of high silica rocks accompanied coaxially by less intensive alterations of argillitization to propylitization type (Fig. 5). The indications porphyry copper type mineralization are demonstrably related to the intrusive activity of diorite porphyries, diorites to monzonites (Štohl et al., 1981). Bacsó and Ďuďa (1988) presented a metallogenic model of the porphyry mineralization system in the Vihorlat Mts. (Fig. 6), in which high silica rocks are situated in the central part of vertical alteration zoning. They are surrounded by a zone of sericitized, kaolinized and tourmalinized rocks. The zone of secondary quartzites and Al-metasomatites lies above the apical parts of Upper Sarmatian intrusive diorites.

The complicated space relations of high silica rocks massifs and ore accumulations of porphyry type are a consequence of the complication processes leading to the formation of these rocks, of the specific physical-chemical conditions of their genesis and of the geological setting in volcanotectonic structures. On the basis of data on ore-metasomatic zoning of many porphyry type deposits, and of the fact that the high silica rocks and Cu-porphyry mineralization belong to the same volcanoplutonic associations we can consider secondary quartzites to be, if not prospecting indications, then certainly prospecting criteria of these deposits.

ZO ŽIVOTA SGS

Seminár Geofyzika a životné prostredie

Seminár usporiadala 12. 10. 1989 odborná skupina geofyziky Slovenskej geologickej spoločnosti SAV. Za účasti 97 špecialistov z 22 odborných pracovísk bolo prednesených 14 referátov.

V úvodnej prednáške M. Suk poukázal na aktuálne úlohy geológie a geofyziky pri ochrane prírodného prostredia. Úlohy geológie v modernej spoločnosti možno zhrnúť do troch okruhov: využitie litosféry (primárne suroviny, energetické suroviny, úžitkové plodiny, podzemné zásobníky, veľké stavebné diela), ochrana litosféry pred vplyvmi človeka (organické a anorganické znečistenie, erózia pôdy, neuvážené meliorácie, porušenie tiažovej rovnováhy premiestňovaním obrovských hmôt, ochrana vodných zdrojov a maximálna šetrnosť pri ťažbe surovín), ochrana človeka pred vplyvmi litosféry (zahŕňa ochranu pred geologickými javmi, ako sú zosuvy, sopečné výbuchy, zemetrasenia, lavíny, nadbytok stopových prvkov, prirodzená rádioaktivita, sillimanit, azbest, elektromagnetický smog). Budúcnosť geológie a geofyziky je v orientácii na riešenie (najmä

predchádzanie) nepriaznivých okolností (a nie iba na likvidáciu ich následkov), rozvoj globálnej spolupráce pri riešení geologických problémov.

O. Mazáč zdôraznil význam geofyzikálnych metód pri ochrane životného prostredia a charakterizoval vzťah aplikovanej geofyziky k riešeniu danej problematiky. Geofyzikálne činnosti rozčlenil podľa typu riešených úloh do dvoch skupín. Skupina A sa zaoberá vplyvmi niektorých geofyzikálnych polí (elektromagnetických, rádioaktívnych a pod.) na živé organizmy. Skupina B využíva znalosť geofyzikálnych polí na zisťovanie geologických parametrov, ktoré úzko súvisia so životným prostredím. Sem patrí ochrana a využívanie vodných zdrojov, ochrana a využívanie pôdy, racionálne využívanie neobnoviteľných prírodných zdrojov, hospodárenie s odpadmi, optimálne ekologické hospodárenie v krajine, investičná výstavba a urbanizácia. Uvedenú problematiku komentoval na viacerých príkladoch z geofyzikálnej praxe.

L. Beneš sa v svojej prednáške zaoberal geoelektrickým

monitorovaním kvality fóliového tesnenia v nádržiach na skladovanie odpadov. Z predložených materiálov je zjavné, že geofyzikálnymi metódami, napr. metódou ponorených elektród, možno určiť perforáciu fóliového tesnenia (PVC) vodných a odpadových nádrží, rozsah znečistenia ropnými produktami na hladine spodnej vody a pod.

Konkrétne výsledky boli zobrazené vo forme izolínii potenciálu a potenciálovej plochy na povrchu.

S. Janík uviedol, že metódy rádioaktívnej karotáže (RK) majú široké uplatnenie v zóne životného prostredia. Informoval o metodike, fyzikálnom princípe, spôsobe použitia a o súčasných a potenciálnych možnostiach ich uplatnenia pri riešení celého spektra problémov. Vyvinuté metódy RK umožňujú sledovať sedimentáciu a kolmatáciu na dne tokov, kanálov, nádrží a pod., stav a vývoj vlhkosti ľubovoľného prostredia, vyzrievanie betónu, určovať hustotu prostredia v prírodnom stave a jej zmeny v čase, dajú sa uplatniť v problematike zosuvov, umožňujú detekovať nahromadenie organickej hmoty, upresňovať horninové a s tým spojené chemické zastúpenie, resp. určovať mechanický stav hornín ťažených na priemyselné či stavebné účely a skúmať základové vrstvy.

I. Kiss a I. Michalík demonštrovali v prednáške „Choroba rastlín a geomagnetická aktivita“, že zmeny geomagnetického poľa významne ovplyvňujú procesy v biologických objektoch. V prvej skupine východiskovým predpokladom je, že mechanizmus magnetobiologických účinkov súvisí s fyzikálnymi javmi, vznikajúcimi na molekulárnej a atómovej úrovni. Pri makroskopických účinkoch sa uvažuje o magnetických javoch, ako sú pulzujúce tlaky, ktoré môžu vzniknúť v tkanivách organizmov pod vplyvom magnetického poľa, na bioprúdy a o vzniku gradientu elektrického potenciálu v krvonosných cievkach pod vplyvom magnetického poľa. Autori uviedli, že hospodársky významné rozšírenie chrasovitosti jabloní, okrem doby ovlhčenia listov, nastáva iba vtedy, ak geomagnetická aktivita charakterizovaná indexami K dosiahla určitú hodnotu. Preto pri stanovení stupňa chemického ošetrovania treba okrem teploty a doby ovlhčenia listov brať do úvahy aj porušenosť geomagnetického poľa.

I. Túnyi stručne uviedol výsledky niekoľkých nezávislých výskumov vplyvu geomagnetickej aktivity na človeka. Náhle zmeny geomagnetického poľa majúce pôvod v slnečnej erupčnej aktivite vplývajú na neuropsychický systém človeka, čo sa často prejaví v zlyhaní ľudského faktora, najmä v činnostiach, ktoré vyžadujú veľkú schopnosť koncentrácie jednotlivca. Prezentované výsledky veľmi konkrétne ukázali, že pre človeka sú najnepriaznivejšie obdobia poklesu a minima geomagnetickej aktivity. išlo o niekoľkoročné sledovanie úrazovosti vrcholových a výkonnostných športovcov, počtu samovrážd, smrteľných pracovných úrazov, počtu zachytených opitých ľudí a o niekoľko výsledkov sebaopozorovaní zdravých aj nemocných respondentov. Všetky závery vyúsťujú s vysokým stupňom štatistickej významnosti do vyššie uvedeného poznatku. Týmto negatívnym javom môže predchádzať (príp. znížiť ich dôsledky) geomagnetická služba s presnou a rýchlou prognostikou geomagnetickej aktivity.

M. Korbička a V. Bláha zdôraznili význam zostavovania prognózných geofyzikálnych máp niektorých faktorov životného prostredia a ich využitia pri ochrane podzem-

ných vôd. Pri tvorbe územného plánu často chýbajú použiteľné podkladové materiály nielen na výber vhodných skládkových lokalít, ale aj na ocenenie potencionálneho zabezpečenia znečistenia podzemných vôd ďalšou hospodárskou činnosťou. Prognózne mapy využívajúce geofyzikálne údaje spolu so základnými hydrogeologickými a geomorfologickými údajmi môžu byť cenným podkladom pre kvalifikované územné rozhodnutia a výber lokalít na detailný prieskum. Autori prezentovali experimentálne zostavenú prognóznú mapu z hornomoravskej oblasti (JV od Kroměříža).

V. Gajdoš sa zaoberal možnosťami využitia geofyziky pri skúmaní skládok tuhých odpadov. Uviedol rozčlenenie antropogénnych uloženín v zmysle metodologickej smernice (M. Kováčiková a kol.). Zdôraznil, že geofyzikálny prieskum možno efektívne aplikovať pri výbere lokalít na zakladanie skládok, prevádzkovaní a uzavretí skládok. Ide najmä o uplatnenie geoelektrických, seizmických, karotážnych metód, termometrie a plynometrie. Na zakrytej skládke odpadu CHZJD vo Vrakuní, kde sa odpad ukladal do mŕtveho ramena Dunaja bez predošlého zabezpečenia podložia skládky, sa registrovali indicie pomalého šírenia odpadového média. Je nutné zabezpečiť priebežné, resp. opakované monitorovanie skládky. Geofyzikálne monitorovanie je však potrebné zaraďovať do sústavy projektovej prípravy príslušného druhu stavieb.

J. Hruška analyzoval výsledky geofyzikálneho prieskumu skládky zelenej skalice v Přerove. Pri plánovanej likvidácii tejto skládky tvorby dutín a vyluhovaných miest vo vrchnej vrstve a existencia veľmi obtiažne ťažiteľnej monolitnej vrstvy v hlbších častiach skládky ohrozovala prevádzku mechanizmov na skládke. Na riešenie problému sa použili metódy dipólového elektromagnetického profilovania a refrakčná seizmika s nedeštruktívnym zdrojom. Výsledné mapy charakterizujú rozloženie pórovitých a kavernóznych miest v telese skládky, a tiež hĺbku uloženia monolitu.

L. Kraus uviedol, že v rámci projektovej prípravy na rozšírenie skládky TKO v Boskovicích sa v priestore plánovaného rozšírenia vykonal geofyzikálny výskum, pri ktorom sa zistil rozsah denudačných zvyškov neogénneho pokryvu a ohraničila sa plocha, kde k povrchu vystupujú kriedové pieskovce s vysokou priepustnosťou. Zrinitostné rozbory ukazujú, že neogénny íl má vhodné vlastnosti na vybudovanie nepriepustného podložia skládky. Geofyzikálne práce zistili rozsah a mocnosti ílov.

M. Mikolanda zverejnil výsledky detailných geofyzikálnych meraní v priestore skládky Grygov (okres Olomouc), ktoré detekovali niekoľko systémov tektonických porúch smerujúcich zo skládky k obciam Grygov a Krčmaň. Horniny grygovského paleozoika, tvoreného najmä vápencami, sú značne porušené. Metódou VES bolo zistené litologické členenie celku vo vertikálnom smere a bola vymedzená oblasť možného rozšírenia krasového horizontu. Je veľmi pravdepodobné, že detekované poruchové zóny spôsobujú znečisťovanie studní s pitnou vodou.

K. Rozimant a V. Pašteka uviedli výsledky geofyzikálneho prieskumu na bývalom odkališti odpadových vôd CHZJD v Bratislave, kde sa projektovala čistiareň odpadových vôd. Zistilo sa plošné rozšírenie chemických kalov

Pokračovanie na s. 286

Bátčanské vápence kišcelu juhoslovenskej panvy

HENRIETA JURKOVIČOVÁ, DIONÝZ VASS, MARTIN ELEČKO

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

(Doručené 18. 5. 1989, revidovaná verzia doručená 16. 6. 1989)

The Bátka limestones in Kiscellian of the South Slovakian Basin

Limestones of the Kiscellian age have been ascertained in the filling of the basin by the RKZ-1 borehole near the village of Bátka (the Rimavská kotlina Basin, Southern Slovakia). Bioclastic sponge and intraclastic limestones have been described as a new lithostratigraphic unit — the Bátka limestones. Limestones with laminated structure participate in the structure of the underlying Hostišovce Member, or laminae of limestones alternate with laminae of bituminous or Fe hydroxide coloured claystones and with stratulae to thin beds of brown coal.

Úvod

V r. 1987 sa v rámci hydrogeologického výskumu hlbil na východnom okraji obce Bátka v Rimavskej kotline vrt RKZ-1 (obr. 1), ktorý prispel k lepšiemu poznaniu litológie terciérnej výplne Rimavskej kotliny.

Vrt RKZ-1 prevrtal terciérne sedimenty (12,8—435,5 m) a bol ukončený v hĺbke 658,0 m vo vápencoch mezozoika silického príkrovu (obr. 2). Terciérne sedimenty zodpovedajú lučenskému a čížskemu súvrstviu (eger a kišcel), ktoré v časovom členení molás Západných Karpát zodpovedajú ranej molase (Vass, 1981).

Podstatnú časť terciéru tvorí lučenské súvrstvie egerského veku (12,8—367,8 m), ktoré v zmysle členenia Vassa a Elečka (1982) tvoria dva litologické členy:

1. prachovce (12,8—366,8 m) — sivé, vápnité, s nepravidelnou piesčitou lamináciou, premenlivým obsahom glaukonitu a organických zvyškov,

2. panické vrstvy (366,8—367,8 m) — sivé, nazeľnalé, rozpadavé pieskovce s glaukonitom.

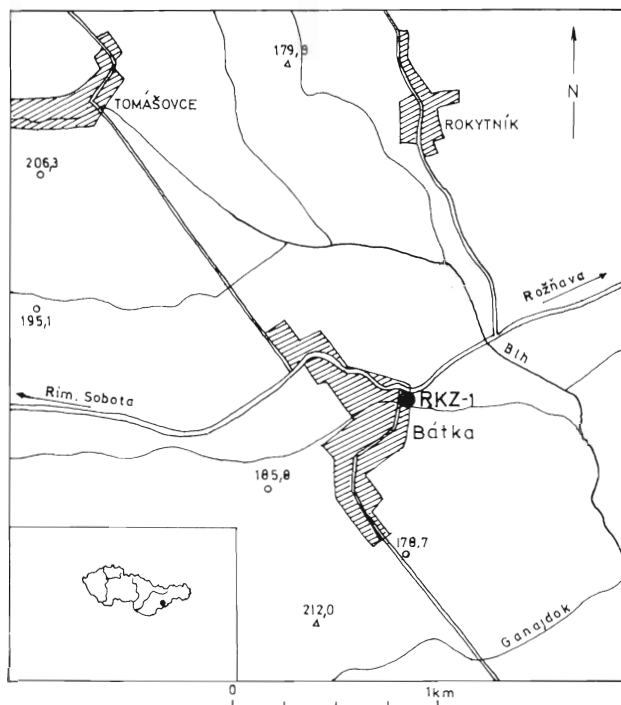
Kišcel reprezentuje vo vrte čížske súvrstvie (367,8—435,5 m), ktoré tvoria nasledujúce litologické členy:

1. tmavosivé, sivé siltovce a ílovce s občasnou piesčitou lamináciou,

2. spongiové biodetritické vápence a intraklastové vápence (383,0—406,0 m), ktoré tu definujeme ako novú litostratigrafickú jednotku — bátčanské vápence,

3. hostišovské vrstvy (405,0—417,4 m) — laminované vrstevnaté vápence s uhoľnými slojkami,

4. blžské vrstvy (417,4—425,2 m) — tmavosivé siltovce a drobnozrnné zlepenice,



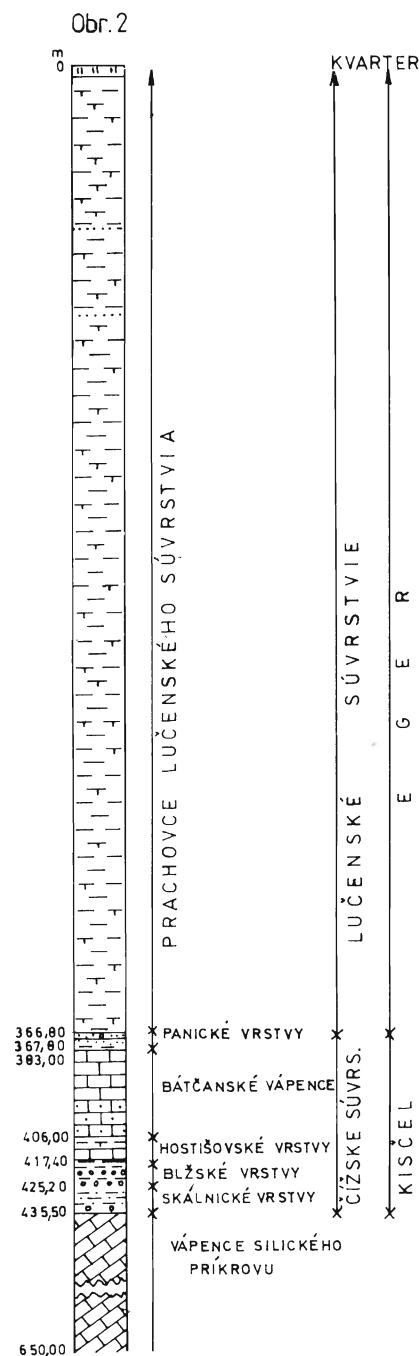
Obr. 1. Situácia vrtu RKZ-1.

Fig. 1. Situation of the RKZ-1 borehole.

5. skálnické vrstvy (425,2—435,5 m) — pestré siltovce, na báze s valúnmi vápencov silického príkrovu.

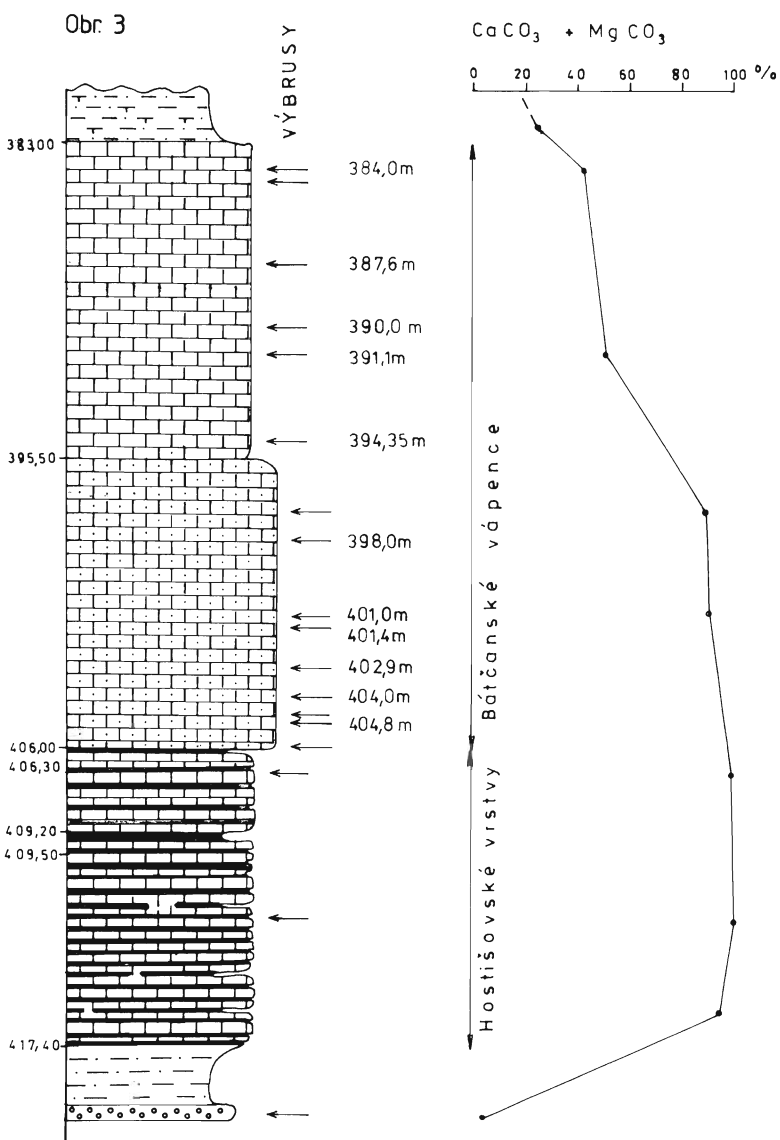
Ako vyplýva už z litologického opisu, vo vrte RKZ-1 v hĺbke 383,0—405,0 m boli prevrtané biodetritické a intraklastové vápence, doteraz neznáme zo žiadnej litostratigrafickej jednotky kišcelu, ktoré predstavujú novú litostratigrafickú jednotku Rimavskej kotliny (obr. 3).

Biodetritické vápence sú sivé, relatívne pevné, so



Obr. 2. Schematický geologický profil vrtu RKZ-1.

Fig. 2. Schematic geological profile through the RKZ-1 borehole.



Obr. 3. Vápence v kišceli Rimavskej kotliny (detail podľa vrtu RKZ-1).

Fig. 3. Limestones in Kisčel of the Rimavská kotlina Basin (detail according to the RKZ-1 borehole).

zreteľnými sedimentárnymi textúrami, s hojnými tenkostennými lastúrníkmi a ihlicami húb, často makroskopicky viditeľnými.

Intraklastové vápence sú svetlosivé a majú vzhľad drobnozrnného zlepenca, ktorého valúnový materiál tvoria výlučne vápencové intraklasty. Obsahujú tiež

úlomky makrofauny, zrnká glaukonitu a majú vrstevnatú textúru.

Podľa mikroskopických rozborov ide o vápence alochemické (klastické): biodetritické a intraklastové, resp. biodetriticko-intraklastové (v zmysle klasifikácie Kukala, 1985), ktoré svojou štruktúrou čiastoč-

ne pripomínajú klastické vápence egeru v Rimavskej kotline.

Biodetritické vápence

Biodetritické vápence (interval 383—395,5 m; obr. 4a — f) svojím zložením zodpovedajú spongiovým mikrosparitovo-biodetritickým, resp. mikritovo-biodetritickým vápencom (Kukal, 1985). Skladajú sa z drviny organických zvyškov tmelenej mikritovým (mikritovo-sparitovým), kalcitovým (železito-kalcitovým), miestami slabo kremenitým tmelom. V úlomkovitom materiáli dominujú najmä spikule spongií. Ich podiel v organickom materiáli vápencov je miestami taký vysoký, že tie vápence možno nazvať spongilitmi. Pôvodné zastúpenie silicispongií a kalcispongií sa však nedá presne určiť, pretože väčšina silicispongií je kalcifikovaná. Podľa niektorých znakov však možno predpokladať, že podstatná časť spongií (ak nie všetky) bola pôvodne kremenitá — opálová a ich dnešné redukované zastúpenie v sedimente je dôsledkom rekryštalizácie a následnej kalcifikácie. Z ostatných organických zvyškov sú vo vápencoch hojné úlomky vápnitých schránok lastúrníkov a planktonických foraminifer, v malom množstve sú prítomné články echinodermát, úlomky stielok rias a machoviek, prípadne i zachovalé spikule holotúrií. Okrem organických zvyškov sú v základnej hmote akcesoricky prítomné drobné intraklasty mikritových a sparitových vápnitých sedimentov a klence dolomitu. Vo vzorke z hĺbky 387,6 m sa našli rohové intraklasty charakteru šmúh, pozvoľne prechádzajúce do okolitej základnej hmoty. Petránek (1951) ich nazýva „nedokončené rohovce“. Ich prítomnosť svedčí o migrácii kremenitých roztokov v procese diagenetickej kompaktácie. Dokladom toho sú i silicifikované organické zvyšky, ktoré sú SiO_2 selektívne zatláčané alebo druhotne vyplnené. Zdrojom SiO_2

boli v sedimente hojné ihlice kremenitých húb. Glaukonit vo vápencoch temer chýba, rovnako ako i klastická prímies kremeňa. Limonit vystupuje jemne rozptýlený v tmeli vápencov, vytvára samostatné konkrécie, alebo tvorí výplň vápnitých schránok organizmov.

Zastúpenie karbonátov (CaCO_3 a MgCO_3) vo dvoch analyzovaných vzorkách je relatívne nízke (41,3 % a 46,08 %; tab. 1, obr. 3). Príčinou je alebo relatívne vysoký podiel nekalcifikovaných silicispongií, alebo podiel kremenitej základnej hmoty.

Intraklastové vápence

Intraklastové vápence (interval 395,5—406 m) sú na rozdiel od nadložných biodetritických vápencov zložené prevažne z valúnov synsedimentárnych vápencov (intraklastov) a organické zvyšky v nich vystupujú len v malom množstve (do 10 %) ako súčasť základnej hmoty vápencov. Prechod medzi biodetritickými a intraklastovými vápenkami tvorí vápenec z hĺbky 394,35 m, ktorý svojím zložením zodpovedá biodetritickému (biosparitovému) vápencu (obr. 5a, b). Skladá sa z organického detritu tmeleného kalcitovým (sparitovým) tmelom. Podstatnú časť organických zvyškov však už netvoria ihlice spongií (ako je tomu v nadložných vápencoch), ale úlomky vápnitých schránok lastúrníkov a kôrovcov čeľade Balanidae, hojné machovky, články echinodermát, foraminifery, v malom množstve stielky rias a holotúrie. Vápence tiež obsahujú slabú prímies glaukonitu. Tmel je zrnitý — sparitový a obsahuje ojedinelé intraklasty sparitových vápnitých sedimentov.

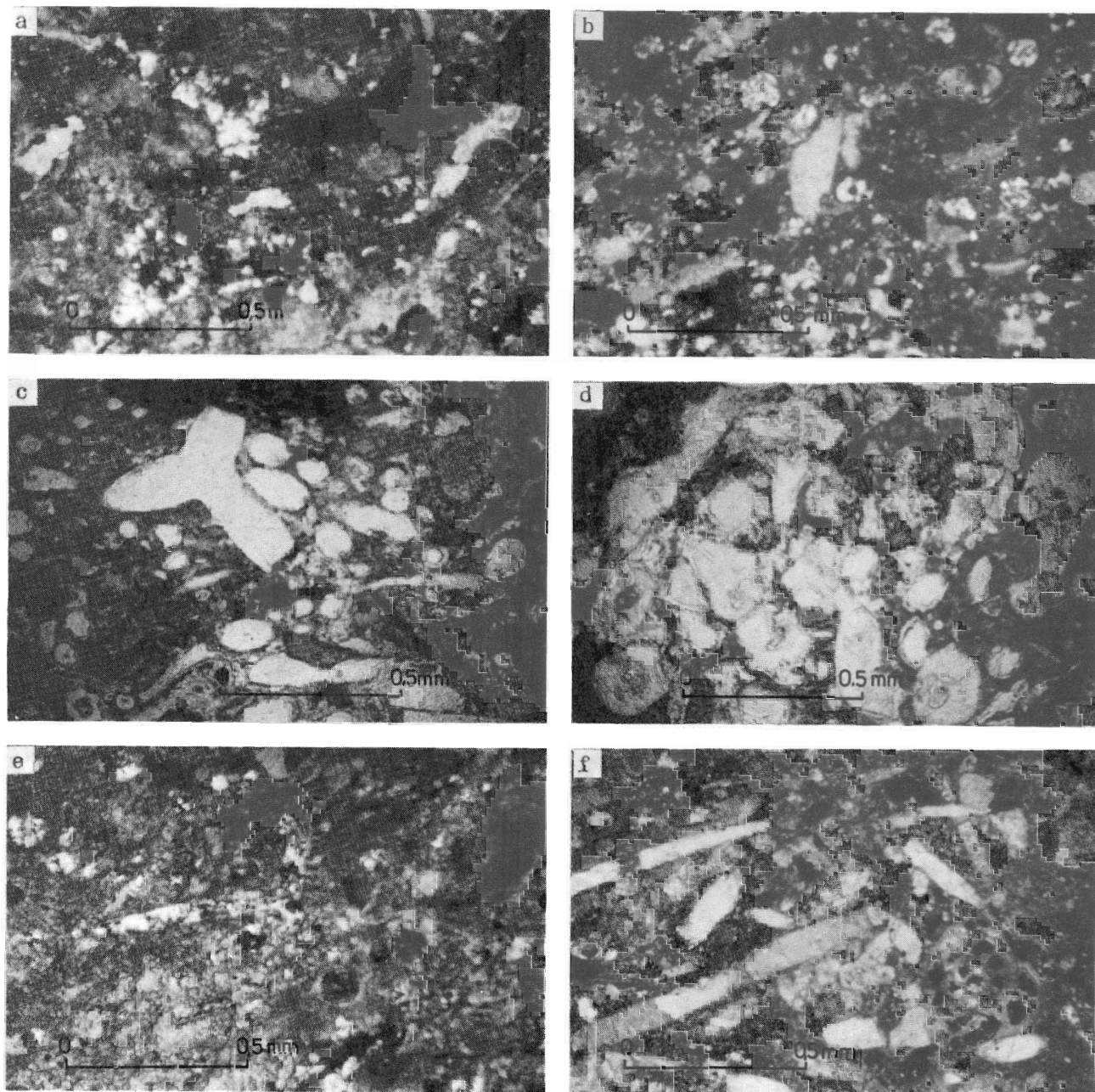
Vlastné intraklastové vápence sa skladajú z rôzne veľkých, zväčša nepravidelne obmedzených úlomkov, valúníkov vápenatých sedimentov (pravdepodobne erodovaných z litorálnej zóny), ktoré tmeli organogénno-klastická drvina (obr. 5c — f; obr. 6a — d). Spojivom klastického materiálu je železito-kalcitový (mikrosparitový až sparitový) tmel s premenlivým zastúpením zŕn glaukonitu (je často limonitizovaný) a akcesorickým kmeňom. Veľkosť klastických častíc kolíše od desiatín a stotín milimetra až do 2—5 mm, čo zodpovedá jemnozrnnej až hrubozrnnej sedimentárnej štruktúre. Valúny intraklastov sú dobre opracované — polozaoblené až dokonale zaoblené a majú časté limonitické lemy. Štruktúrne zodpovedajú dvom typom vápenatých sedimentov; väčšie úlomky majú charakter hrubozrných vápencov (dismikritových, resp. sparitových vápencov), menšie úlomky štruktúrou pripomínajú mikritové a agregátové vápence. Miestami sú dolomitizované. Organické zvyšky sú v sedimente zastúpené zhruba 10—15 %, tvoria ich najmä úlomky vápnitých schránok hrubostenných lastúrníkov, schránky kôrovcov rodu *Balanus*, drobné foraminifery

TAB. 1

Obsah karbonátov v kŕšcelských sedimentoch vo vrte RKZ-1 (Bátka, Rimavská kotlina)

Carbonate content in Kiscellian sediments of the RKZ-1 borehole (Bátka, Rimavská kotlina)

Vzorka z hĺbky (m)	CaCO_3 (%)	MgCO_3 (%)	Spolu (%)
382,3	16,64	4,39	21,03
384,0	35,74	5,56	41,30
391,0	41,79	4,29	46,08
397,0	79,34	10,32	89,66
401,4	79,99	9,90	89,89
407,0	98,33	1,23	99,56
412,5	96,96	2,35	99,31
416,5	93,16	2,00	95,16
420,0	1,82	0,57	2,39
424,5	6,92	1,03	7,95
427,5	1,32	1,13	2,45



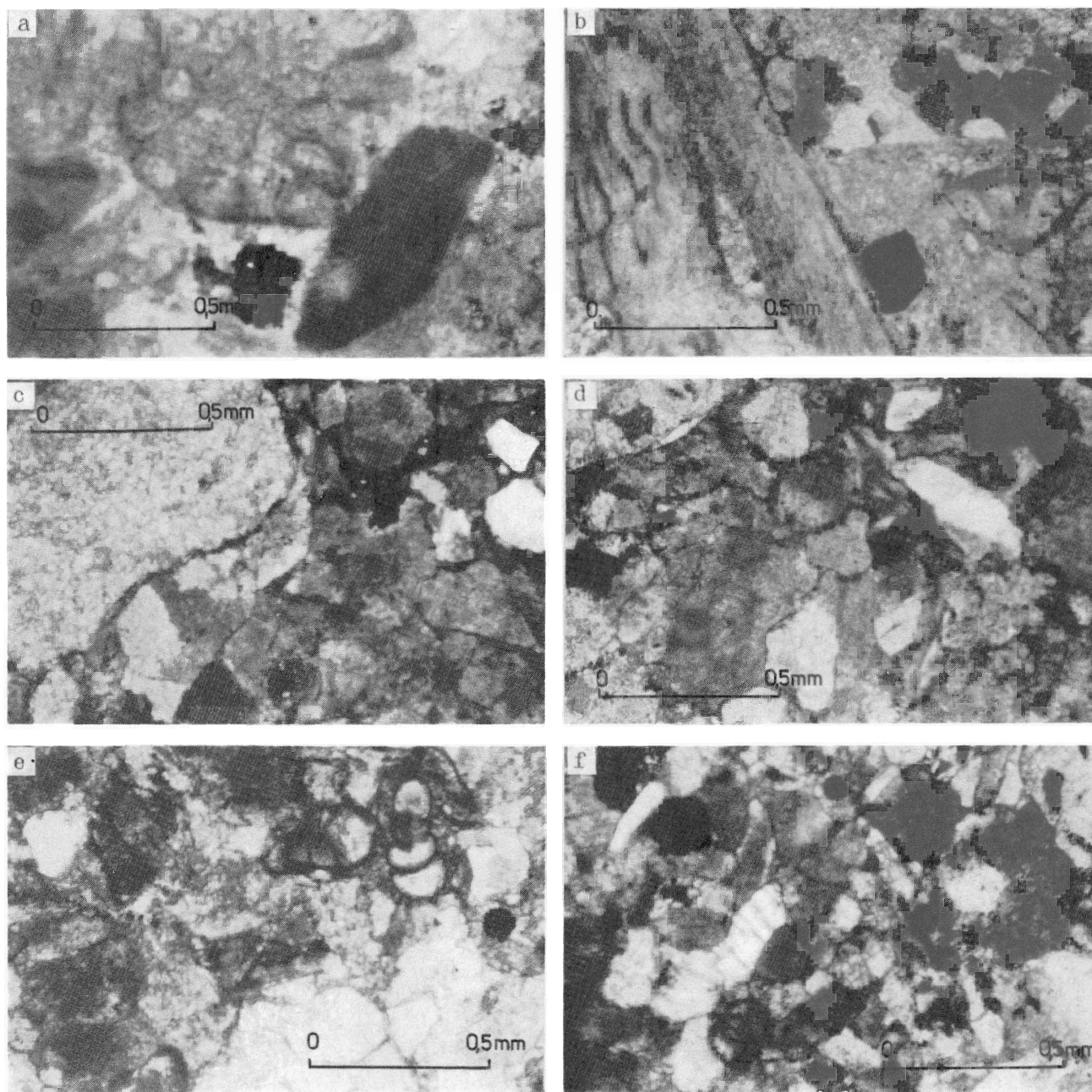
Obr. 4. Spongiovo-mikrosparitovo-bioklastický vápenec, bátčanské vápence, vrt RKZ-1. a — hĺbka 384 m, nikoly X, b, c, d — hĺbka 387,6 m, b — nikoly X. e — hĺbka 390 m, nikoly X, f — hĺbka 391,1 m, nikoly X.

Fig. 4. Sponge-microsparite-bioclastic limestone, the Bática limestones, RKZ-1 borehole, a — the depth of 384 m, crossed nicols, b, c, d — the depth of 387.6 m, b — crossed nicols, e — the depth of 390 m, crossed nicols, f — the depth of 391.1 m, crossed nicols.

fery, úlomky stielok rias a machoviek, často dobre zachované echinodermové články (miestami glaukonitizované), zriedkavé sú holotúrie a fosfatizované kostrové zvyšky rýb. Stabilné zastúpenie má vo vápencoch glaukonit — guľovitý i nepravidelne obmedzený, často limonitizovaný, zmenený na opál alebo vylúhovaný. Vypĺňa najmä póry medzi klastickými časticami, ojedinele vápnité schránky foraminifer, príp. impregnuje echinodermové články.

Vápence sa vyznačujú veľkým zhlukom klastických častíc, ktoré sú silne drvené, často ohýbané alebo vtlačané do seba. Obsahujú konkrécie pyritu, ktoré sú jednak rozptýlené v tmeli vápencov, jednak obaľujú alebo vyplňajú pukliny v klastických časticách, prípadne tvoria samostatné koncentrácie tvaru šmúh.

Vápence v spodnej časti (interval 404,8—405,9 m) majú zmiešanú štruktúru bioklastických a intraklastických vápencov. Dá sa to vysvetliť tým, že glaukonit-

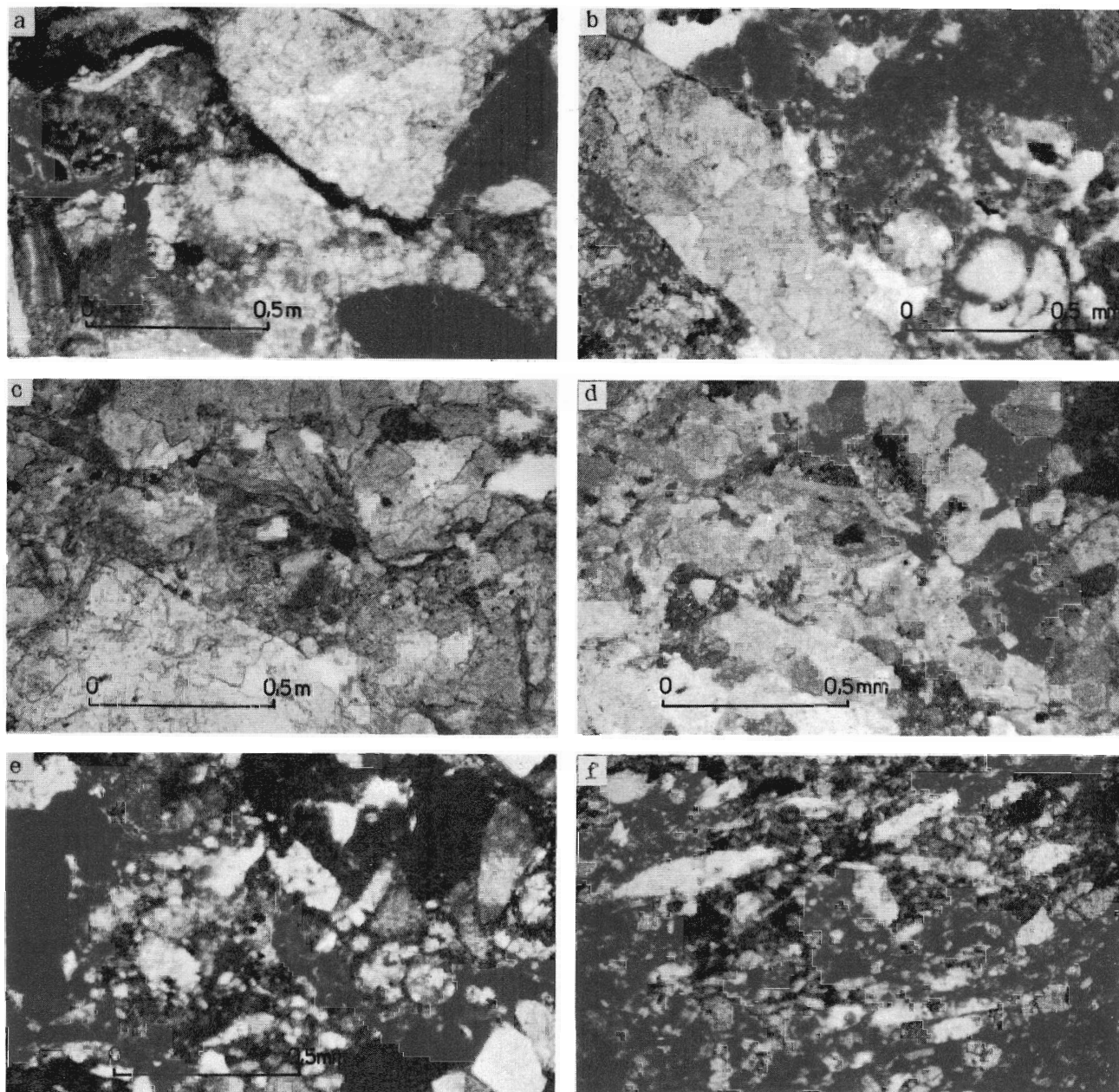


Obr. 5. a, b — biosparitový vápenec, bátčanské vápence, vrt RKZ-1, hĺbka 394,35 m, nikoly X. c, d, e, f — intraklastový vápenec, bátčanské vápence, vrt RKZ-1, nikoly X. c, d — hĺbka 398 m. e — hĺbka 401 m. f — hĺbka 401,4 m.

Fig. 5. a, b — biosparite limestone, the Batica limestones, RKZ-1 borehole, the depth of 394,35 m, crossed nicols, c, d, e, f — intraclastic limestone, the Batica limestones, RKZ-1 borehole, crossed nicols, c, d — the depth of 398 m, e — the depth of 401 m. f — the depth of 401,4 m.

tické, biodetriticko-intraklastové vápence tvoria hniezda, šmuhy a nepravidelné polohy v jemnozrnných spongiových (bio)mikritovo-intraklastových vápencoch. Vápenec z hĺbky 404,8 m štruktúrne zodpovedá jemnozrnnému, spongióvemu, mikritovo-intraklastovému vápencu (obr. 6e, f). Má malý podiel organických zvyškov, ktoré reprezentujú téměř výluč-

ne ihlice húb — silicispongií a kalcispongií. Väčšina silicispongií je však tiež kalcifikovaná alebo vylúhovaná, takže ich pôvodné zastúpenie v hornine sa nedá presne určiť. Pozorujeme však určité pravidelné usporiadanie ihlic húb, ktoré sleduje lamináciu sedimentu. Podstatnú časť horniny tvoria ostrohranné, polozaoblené i zaoblené zrná dolomitu s malým



Obr. 6. Intraklastový vápenec. bátčanské vápence. a — hĺbka 402.9 m, nikoly X. b, c, d — hĺbka 404 m. b, d — nikoly X. e, f — spongiový mikritovo-intraklastový vápenec. bátčanské vápence. vrt RKZ-I, hĺbka 404.8 m, nikoly X.

Fig. 6. Intraclastic limestone, the Bática limestones. a — the depth of 402.9 m, crossed nicols. b, c, d — the depth of 404 m. b, d — crossed nicols. e, f — sponge micritic-intraclastic limestone, the Bática limestones, RKZ-I borehole, the depth of 404.8 m, crossed nicols.

podielom intraklastov mikrosparitových a mikritových vápnitých sedimentov, spojené kremenito-kalcitovým (mikritovým) tmelom. V malom množstve sú v tmeli rozptýlené oválne zrná glaukonitu (častočne zmenené na opál) a monokryštalický kremeň. Z ostatných organických zvyškov sú to zriedkavé vápnité schránky foraminifer a lastúrníkov. Tmel je železitý (limonitický) — vyznačuje jednak plochy laminácie, jednak tvorí lokálne koncentrácie (výplň

schránok foraminifer, nepravidelné šmuhy a konkrécie). Akcesoricky bol zistený zirkón.

Hrubozrnnejšie inklúzie reprezentuje glaukonitický, intraklastovo-biotritický, resp. biotritický, resp. biotriticko-intraklastový vápenec. Obsahuje už pestrejšie a početnejšie spoločenstvo organizmov: machovky, foraminifery, holotúrie, echinodermové články, lastúrníky i ihlice húb. Zastúpené sú intraklasty sparitových a mikritových vápnitých sedimentov.

tov. Mimoriadne početné a veľké sú zrná glaukonitu. Tmel vápencov je kalcitový (mikrosparitový) s prímiesou limonitu, ktorý podobne ako v jemnozrnejšej fácií tvorí početné šmuhy a konkrécie, nepravidelne rozložené v medzernej hmote klastických častíc.

Vápenec bazálnej časti (hlĺbka 405,0 m) má zloženie podobné hrubozrnným inklúziám vo vápenci z nadložia. Štruktúrne zodpovedá hrubozrnnému, glaukonitickému, biodetriticko-intraklastovému vápencu. Na rozdiel od nadložnej fácie má však percentuálne vyšší obsah intraklastov vápnitých sedimentov, ktoré tvoria až 50—60 % horniny. Intraklasty majú zloženie sparitových vápencov, sú 0,5—1,2 mm veľké, nepravidelného tvaru a veľkosti, zväčša polozaoblené, tmelené biodetriticko-zrnným kalcitovým tmelom s hojným glaukonitom a malým zastúpením organických zvyškov. Z nich sú časté veľké (1—2 mm), dobre zachované echinodermové články, úlomky vápnitých schránok kôrovcov čeľade Balanidae, drobné i veľké foraminifery, úlomky hruboschránkových lastúrníkov a ojedinelé machovky. V malom množstve sú v základnej hmote rozptýlené zrná dolomitu a úlomky mikritových intraklastov, akcesoricky i ostrohranné zrná silicitu. Klastická prímies, kremeň, chýba.

Chemické analýzy intraklastových vápencov ukazujú, že podiel uhličitánov (CaCO_3 , MgCO_3) v hornine dosahuje okolo 90 % (tab. 1, obr. 4c).

Bátčanské vápence — nová litostratigrafická jednotka

Vzhľadom na špecifický charakter opísaných biodetritických a intraklastových vápencov, ktoré sú doposiaľ neznámymi litologickými typmi, a to nielen v Rimavskej kotline, ale i v terciérnej výplni celej panvy budínskeho paleogénu, resp. maďarskej paleogénnej panvy (porovnaj napr. Báldi, 1986), rozhodli sme sa definovať tieto vápence ako novú litostratigrafickú jednotku — bátčanské vápence.

Názov je odvodený od obce Bátka, ktorá leží v Rimavskej kotline asi 8 km východne od Rimavskej Soboty. Vrt RKZ-1, ktorý prevrátil tieto vápence, sa hĺbil na východnom okraji predmetnej obce.

Za stratotyp bátčanských vápencov navrhujeme doteraz jediný ich známy profil, t. j. vrt RKZ-1, hlĺbkový interval 383—405 m. Skartované jadro vrtu je uložené v sklade hmotnej dokumentácie Geologického ústavu D. Štúra v Bratislave.

Litologický a petrografický opis bátčanských vápencov je uvedený vyššie. Bátčanské vápence sa podobajú vápencom bretčianskych a budikovianskych vrstiev. Odlišujú sa od nich v tom, že:

- bátčanské vápence, resp. ich spodná časť, sú intraklastové vápence, kým vápence budikovianskych a bretčianskych vrstiev sú extraklastové,
- bretčianske vápence sú v asociácii so zlepen-

cami (kalcirudity), zatiaľ čo v bátčanských vrstvách sa podobné typy zlepcov nevyskytujú,

- tmel vápencov budikovianskych a bretčianskych vrstiev je sparitový až biogénny, tmel bátčanských vápencov je mikritový (mikrosparitový),

- významný podiel v organickom materiáli bátčanských vápencov tvoria ihlice húb,

- bátčanské vápence sú kišcelského veku a vznikli v prostredí otvoreného mora pred pobrežnými bariérovými valmi a pod úrovňou hladiny odlivu, vápence bretčianskych a budikovianskych vrstiev sú egerského veku a vznikli v supralitorálnom až intertidálnom prostredí*.

Bátčanské vápence sa doposiaľ našli iba pri obci Bátka na jv. okraji kalošskej kryhy v blízkosti zlomu potoka Lapša, ktorý je medzným zlomom medzi kalošskou kryhou a šafárikovskou eleváciou. Dá sa predpokladať, že majú väčšie plošné rozšírenie, najskôr na jv. okraji kalošskej kryhy, prípadne na sv. svahu šafárikovskej elevácie.

Hrúbka bátčanských vápencov vo vrte RKZ-1 je 23 m. Ich kišcelský vek je doložený tým, že:

- v prachovcoch v tesnom nadloží vápencov sa našla vápnitá nanoflóra, v spoločenstve sú prítomné oligocénne helikosféry (*Helicosphaera recta*, H. cf. *compacta*, H. *perch-nielseniae* — Raková, 1989) a foraminifery včítane kišcelského druhu *Tritaxia szaboi* (Tuba, 1989),

- v skálnických vrstvách, ktoré ležia pod vápencami a v Rimavskej kotline sú bazálnym vrstevným celkom terciéru, sa (vo vrte HJ-1 pri Nižnom Skálniku) našla asociácia sporomorf spodno- až oligocénneho typu (Planderová in Vass et al., 1986).

Nový litotyp hostišovských vrstiev

Vrt RKZ-1 poskytol okrem informácií o novej litostratigrafickej jednotke — bátčanských vápencoch — cenné doplnujúce informácie o litológii hostišovských vrstiev (Vass a Elečko, 1982). Okrem tmavých uhoľných ílov s laminkami uhlia a uhoľných slojok vo vrte RKZ-1 sa vnútri hostišovských vrstiev zistili aj polohy bežových vápencov s laminovanou textúrou a polohy jemnolaminovanej horniny, v ktorej sa striedajú tmavé laminky s laminkami bežových vápencov, hojné sú tenkostenné lamelibranchiata a gastropody. Tmavé laminy sú miestami nahradené laminkami a vrstvičkami hnedého lesklého uhlia.

Podľa mikroskopických rozborov prechodným litotypom medzi intraklastovými vápenkami a laminova-

* O supratidálnom a intertidálnom prostredí vzniku vápencov a konglomerátov v bretčianskych vrstvách svedčí hojná prítomnosť autochtónnych rias, balanusov a mimopanvový pôvod valúnov zlepcov. Tomuto prostrediu vzniku neprotirečí prítomnosť lamelibranchiát. Prítomnosť lepidocyklín svedčí o fluktuácii hladiny mora, lebo ich kolónie uprednostňujú vonkajší svah bariéry.

nou vápnitou horninou je jemnozrnný spongiový biomikritovo-intraklastový vápenec z hĺbky 405,9 m, ktorý považujeme za súčasť bätčanských vápencov. Obsahuje však už i hojné šmuhy vápnitých ílovcov tmavšieho sfarbenia. Skladá sa z rôzne opracovaných zŕn dolomitu a intraklastov mikritových vápencov, ktoré sú spolu s ihlicami spongií (silicispongií a hlavne kalcispongií) tmelené železito-(kremenito)-kalcitovým tmelom. Temer všetky ihlice húb sú kalcifikované, o prítomnosti silicispongií svedčia len relikticky rozpustených alebo čiastočne kalcifikovaných ihlic. Z ostatných organických zvyškov sú v hornine rozptýlené relikticky vápnitých schránok lastúrníkov a drobných foraminifer. Klastickú prímies reprezentujú pomerne hojné zrná glaukonitu, akcesorický ostrohranný kremeň a lupienky muskovitu. V sedimente pozorujeme náznak laminácie (čiastočné usmernenie intraklastov a vložky), nepravidelné šmuhy, závalky vápnitých ílovcov, prípadne vložky hrubozrnných biodetriticko-intraklastových vápencov so sparitovými intraklastami. Lamináciu naznačujú polohy so zvýšeným obsahom Fe v tmeli sedimentu, Fe vytvára aj lokálne konkrécie, šmuhy a hniezda.

Jemne laminovaná hornina, tvoriaca vo vrte RKZ-1 hlavnú masu hostišovských vrstiev predstavuje podľa mikroskopických rozborov (412,5 m) striedanie lamín mikritového vápenca s tmavými laminami. Mikritové vápence obsahujú zvyšky schránok lastúrníkov s filamentovou štruktúrou, ktoré sa vo výbruse často javia ako fantómy. Klastický kremeň chýba.

Štruktúra tmavých lamín je zastretá sekundárnymi hydroxidmi železa (limonit).

Béžové vápence v nadloží laminovanej horniny (407,0 m) sú petrograficky totožné s vápencovými laminami.

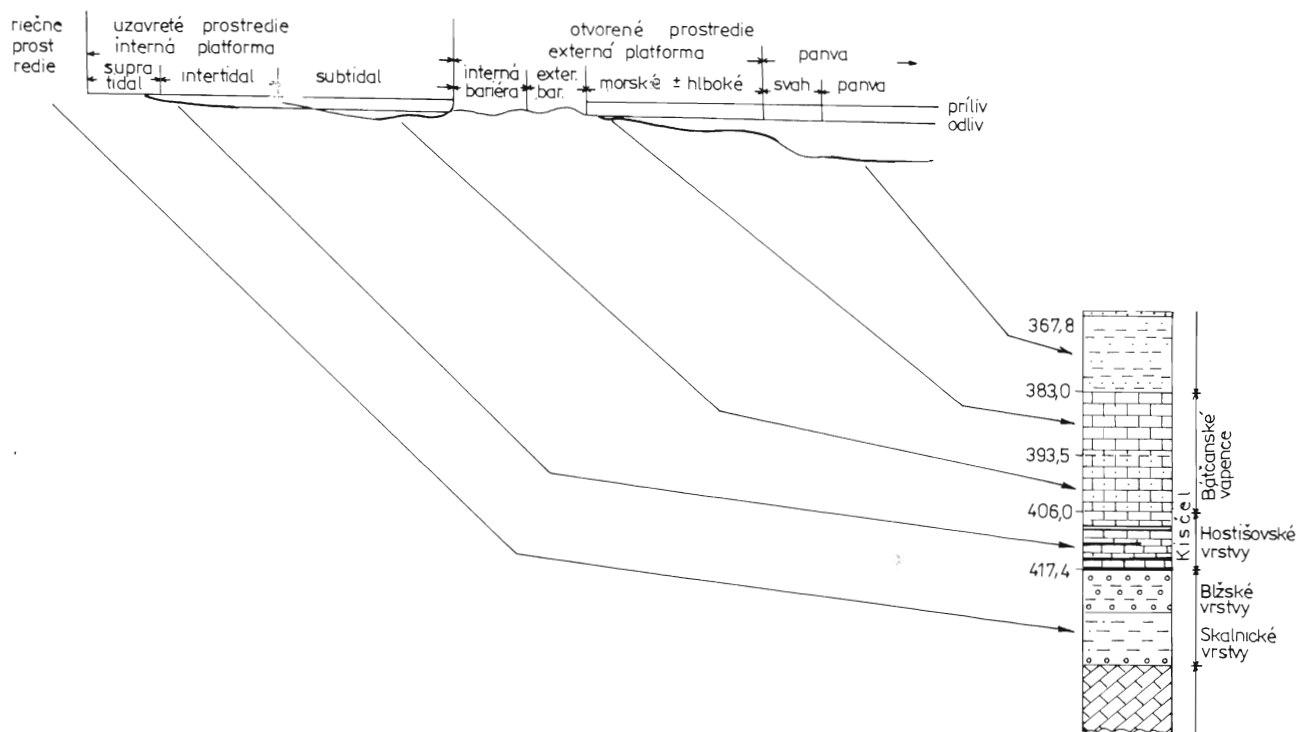
Vápence hostišovských vrstiev obsahujú 95 % až takmer 100 % karbonátov, vysoko prevláda CaCO_3 (tab. 1, obr. 3).

Prostredie vzniku opísaných sedimentov

Ekologické zhodnotenie organických zvyškov textúrnych a štruktúrnych znakov, ako i zastúpenie autigénnych a klastických minerálov podľa Cussey et al. (1975, 1977) vedie k nasledujúcim záverom o prostredí vzniku vápencov (obr. 7).

Biodetritická, t. j. vrchná časť bätčanských vápencov mohla vzniknúť v prostredí otvoreného mora (vonkajšia platforma v zmysle Cussey et al., 1975, 1977), a to na vonkajšom svahu bariérových ostrovov*, resp. až na kontinentálnom svahu. Je to prostredie najčastejšieho výskytu húb, bryozóí, pelagických foraminifer a echinodermat. Nedostatok klastického kmeňa v bioklastických vápencoch podporuje domnienku o prostredí vzniku na vonkajšej platforme. Opracované bioklasty nevylučujú toto prostredie, i keď sa vyskytujú aj v prostredí vnútornej platformy.

* Bariérové ostrovy v danom prípade tvorili pravdepodobne príbrežné piesčité valy, a nie biohermné bariéry podobné recentným bariéram tropických morí.



Obr. 7. Rekonštrukcia prostredia vzniku sedimentov kišcelu v Rimavskej kotline.

Fig. 7 Environment reconstruction of the origin of the Kiscellian sediments in the Rimavská kotlina Basin.

Intraklastové vápence, t. j. spodná časť bátčanských vápencov, vznikla v prostredí vnútornej platformy, na vnútorných svahoch bariérových ostrovov, na čo poukazujú syngenetické intraklasty a hojný úlomky kôrovcov čeľade Balanidae.

Mikritové vápence a vápence s tmavými laminami v hostišovských vrstvách vznikli na vnútornej platforme, o čom svedčí ich laminovaná textúra a prítomnosť uhoľných lamín a slojok. Uhoľný detrit je pravdepodobne splavený z deltových uloženín, ktoré sa uložili v kontinentálno-príbrežnom prostredí, alebo sa jedná o autochtónne uhlie, ktoré vzniklo v subtidálnej lagúne v čase, keď príbrežné bariéry lagúnu úplne izolovali od otvoreného mora a keď lagúna degradovala na marš. Hojná prítomnosť limonitu podporuje túto paleogeografickú interpretáciu.

Limonit zastierajúci stavbu tmavých lamín pravdepodobne vznikol oxidáciou železa viazaného na organickú hmotu, ktorá pôvodne bola významnou substanciou tmavých lamín.

Keď zhodnotíme zmeny prostredia vzniku vo vertikálnom smere, dospejeme k záveru, že ide o transgresívny vývoj kišcelu: sedimenty lagúny za bariérou (hostišovské vrstvy) sú prekryté sedimentmi vnútorného svahu bariéry (intraklastový vápenc) a tie sú pochované sedimentmi vonkajšej platformy (biodetritické spongiové vápence). Transgresívny trend pokračuje jemnými klastickými sedimentmi — prachovcami šelfu (čížske súvrstvie).

Záver

Nové poznatky o litológii kišcelu v Rimavskej kotline, ktoré priniesol vrt RKZ-1 hĺbený pri obci

Bátka v. od Rimavskej Soboty, umožnili definovať novú litostratigrafickú jednotku — bátčanské vápence (biodetritické spongiové vápence a intraklastové vápence) a doplniť litológiu dávnejšie definovaných hostišovských vrstiev, v ktorých popri tmavých uhoľných íloch s laminkami uhlia boli prevrátené aj béžové vápence s laminovanou textúrou a vápence s tmavými laminami, resp. s vrstvičkami hnedého uhlia a s tenkostennými morskými mäkkymi.

Mikroskopická analýza umožnila rekonštrukciu prostredia vzniku a preukázala transgresívny charakter kišcelských sedimentov v priestore kalošskej kryhy a šafárikovskej elevácie.

Literatúra

- Báldi, T. 1986: Mid-Tertiary Stratigraphy and Paleogeographic Evolution of Hungary. *Akadémiai Kiadó, Budapest*, 201 s.
- Cussey, R., Durif, P., Etienne, J., Reulet, J., Bouroullec, J., Deloffie, R., Elloy, R. a Fournié, D. 1975: Essai de caractérisation sédimentologique des dépôts carbonatés. *Boussens et pou.*
- Kukal, Z. 1985: Návod k pojmenování a klasifikaci sedimentů. *Praha, Ústř. Úst. geol.*, 80 s.
- Kukal, Z. 1986: Základy sedimentologie. *Praha, Academia*, 466 s.
- Petránek, J. 1951: Nové poznatky o některých otázkách sedimentace a diagenese devonských vrstev u Prahy. *Věst. Král. spol. nauk 1950, XI (Praha)*, 1—13.
- Raková, J. 1989: Vyhodnotenie vápnitého nanoplanktónu z vrtu RKZ—1. *Manuskript — archív GÚDŠ Bratislava*.
- Tuba, E. 1989: Mikrobiostratigrafické zhodnotenie vzoriek z vrtu RKZ—1 Bátka. *Manuskript — archív GÚDŠ Bratislava*.
- Vass, D. 1981: Alpínske molasy Západných Karpát. [Doktorská dizertačná práca.] *Manuskript — archív GÚDŠ Bratislava*.
- Vass, D. a Elečko, M. 1982: Litostratigrafické jednotky kišcelu až egenburgu Rimavskej kotliny a Cerovej vrchoviny (južné Slovensko). *Geol. Práce, Spr.*, 77, 111—124.

The Bátka limestones in Kiscellian of the South Slovakian Basin

Hitherto unknown limestones of the Kiscellian age have been ascertained by the RKZ-1 borehole in the Cenozoic filling of the basin near the village of Bátka (the Rimavská kotlina Basin, Fig. 1, 2). These are described here as the **Bátka limestones** and we have defined them as a new lithostratigraphic unit. A new lithofacies of beige laminated limestones with thin beds of brown coal has been ascertained in the underlying Hostišovce Member.

The Bátka limestones are allochemical (clastic) and they correspond structurally to two types of limestones: bioclastic and intraclastic respectively (or to bioclastic-intraclastic limestones, Kukal, 1985, Fig. 3). Sponge bioclastic limestones (383.0—395.5 m, Fig. 4) are formed mainly by intraclasts of limestones, the admixture of organic remains small (pelecypoda, crustacea of the Balanus genus, foraminifera), glauconite is present constantly. Chemical analyses point to the high content of carbonates (CaCO_3 and MgCO_3) — about 90 % (Tab. 1).

Limestones of the Hostišovce Member (406.0—417.4 m) have distinct laminated structure, they are fine-grained,

micritic (or microsparitic), they contain poor filament fauna of pelecypoda and abundant small laminae of bituminous or by Fe hydroxides coloured claystones to thin beds of brown coal. They contain 95—100% of carbonates, CaCO_3 overwhelms.

Paleoecological reconstruction of the environment of the Bátka limestones origin and of the Hostišovce Member limestones according to Cussey et al. (1975, 1977) has proved the transgressive character of the Kiscellian sediments in the area of the Kaloša block and the Šafárikovo elevation.

The Hostišovce Member limestones were formed in a lagoon, behind the barrier, intraclastic limestones were formed in the environment of the inner platform (on the inner slope of the barrier) and bioclastic limestones were formed in the environment of the outer platform (Fig. 7). The transgressive trend continues by fine clastic sediments — siltstones of the shelf (siltstones of the Číž Member).

Ťažba zlata, diamantov a vybraných druhov surovín vo svete

Ťažba zlata vo svete (bez socialistických štátov) v tonách podľa International Mining 1988/1

	1985	1987
Európa	16,5	16,9
USA	79,5	154,9
Kanada	90,0	120,3
Severná Amerika (celkom)	169,5	275,2
Brazília	72,3	83,8
Kolumbia	26,4	26,3
Chile	18,2	19,2
Venezuela	12,0	16,0
Latinská Amerika (celkom)	173,7	191,1
India	1,7	1,6
Južná Afrika	671,7	607,0
Zimbabwe	14,7	14,7
Ghana	12,0	11,7
Zaire	8,0	12,0
Afrika (celkom)	723,4	670,4
Filipíny	36,9	39,5
Japonsko	9,0	13,6
Ďaleký východ (celkom)	55,5	71,8
Austrália	58,5	108,0
Papua —N. Guinea	31,3	33,9
Austrália (celkom)	92,6	146,4
Svet (celkom)	1 232,9	1 373,4

Svetová produkcia prírodných surových diamantov v rokoch 1985 a 1987 (v mil. karátov, podľa International Mining 1988/1)

	1985	1987
Austrália	7,1	31,0
Zaire	19,6	21,0
Botswana	12,6	13,0
J. Afrika	9,8	10,2
Namíbia	0,9	1,0
Afrika (celkom)	46,1	48,8
Latinská Amerika	0,8	0,8
ZSSR	12,0	12,0
Svet (celkom)	66,5	93,0

Ťažba a výroba vybraných druhov surovín vo svete v ostatných rokoch (spracované podľa Annales des Mines)

	1980	1985	1987
<i>Antimón</i> (v t kovu)			
Západná Európa	4 651	3 788	2 731
Afrika	13 788	8 296	6 919
Amerika	21 575	16 168	18 736
Ázia	4 163	1 835	643
Austrália a Oceánia	1 839	1 458	1 228
Čína	10 000	17 000	20 000
ZSSR	7 000	6 500	6 000
ČSSR	530	900	600
Soc. štáty (celkom)	17 630	25 100	27 300
Svet (celkom)	63 196	56 645	57 557

Striebro (v t kovu)

Záp. Európa a Juhoslávia	799	883	827
Afrika	577	551	557
Amerika	5 664	7 395	7 716
Ázia	488	591	569
Austrália a Oceánia	804	1 133	1 166
ZSSR	1 550	1 620	1 550
Poľsko	766	831	831
Soc. štáty (celkom)	2 801	2 945	2 952

Svet (celkom)	11 133	13 497	13 787
---------------	--------	--------	--------

Meď (v kt kovu)

Záp. Európa a Juhoslávia	—	344,8	282,6
Amerika	—	3 818,1	4 125,1
Afrika	1 393,3	1 349,0	1 317,0
Ázia	513,0	510	494,9
Austrália a Oceánia	400,1	454,2	456,9
ZSSR	—	1 946,2	1 986,9
Poľsko	—	1 030,0	1 010,0
Čína	—	190,0	260,0
Soc. štáty (celkom)	1 911	1 946,2	1 986,9

Svet (celkom)	—	8 422,6	8 656,6
---------------	---	---------	---------

	1983	1985	1987
<i>Cín</i> (v kt kovu)			
Záp. Európa a Juhoslávia	4,9	5,9	4,2
Afrika	9,5	9,1	7,3
Amerika	42,0	47,5	46,1
Ázia	107,3	89,0	72,9
Austrália a Oceánia	9,6	6,4	7,7
ZSSR	17,0	16,0	15,0
Čína	16,5	20,0	28,0
Soc. štáty (celkom)	37,2	40,5	48,3
Svet (celkom)	210,5	198,4	186,5

	1960	1985	1987
<i>Železo</i> (v mil. t kovu)			
ZSSR	107	248	251
Čína	55	132	157
Brazília	9	128	134
Francúzsko	67	15	11
Austrália	4	97	105
India	11	43	48
Svet (celkom)	518	903	938

	1974	1985	1987
<i>Mangán</i> (v kt predajnej rudy)			
Čína	1 000	1 600	1 600
ZSSR	8 155	9 900	9 300
J. Afrika	4 745	3 601	2 900
Austrália	1 522	2 003	1 853
Svet (celkom)	22 942	24 300	22 300

Rekryštalizácia SiO_2 v petrifikovaných drevinách

JOZEF FORGÁČ¹, JÁN ČURLÍK¹, MIROSLAV HARMAN²

¹ Katedra geochémie PF UK, Mlynská dolina, pavilón G, 842 15 Bratislava

² Slovenský geologický úrad, Bukureštská 4, 817 62 Bratislava

(Doručené 30. 5. 1989, revidovaná verzia doručená 17. 8. 1989)

Silica recrystallization petrified wood

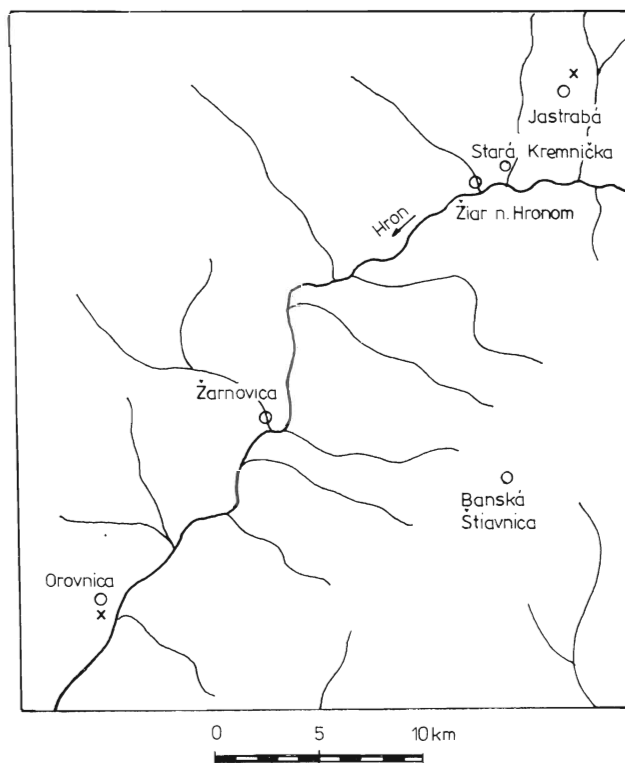
Silicified wood sampled at three localities in Central Slovakian young volcanic area has been investigated (X-ray diffraction, SEM, electron microprobe analysis, thin section and chemical analysis). The investigated samples consist of opal A, opal CT and quartz. Opal A and CT are prevailing in samples from the Orovnica locality, opal CT and quartz are present in Jastrabá samples whereas quartz is the dominant constituent in Stará Kremnička locality. Silica transformations follow from opal A into opal CT and then quartz. The transformation velocities, in respect to roughly identical Sarmatian age of all samples, are not merely time-dependent but influenced even by pH, presence of other ions, duration of water contacts etc. Velocities of silica recrystallization could differ from that of biogenic opal in seawater. Silicified wood is composed, almost totally, of pure silica. In spite of that weather volcanic rocks were the source of silica, contents of further elements which could have been adsorbed, or precipitated together in the plant tissue, are extremely low.

Úvod

Vo fosilizovaných zvyškoch rastlín sa nachádza celý rad minerálov. Sú to karbonáty, sulfidy, sulfáty, fosfáty, oxidy a podobne, ale najčastejšie sa vyskytujú sekundárne formy SiO_2 (spolu s karbonátmi a sulfidmi). Silicifikácia je aj dôvodom ich zachovania vo vulkanických oblastiach stredného Slovenska. V tejto oblasti nachádzame fragmenty petrifikovaného dreva v redeponovaných vulkanoklastikách andezitového zloženia (tufity až tufické aglomeráty) v oblasti Orovnice (nad osadou Forgáčov) a v Žiarnej kotline sv. od Jastrabej (obr. 1). Súvrstvia, v ktorých sa tieto fragmenty nachádzajú, sú sarmatského veku. Ich pôvod treba spájať so zvetrávaním tufov a ostatných vulkanických hornín v okolí. Silicifikované produkty boli potom spolu s ostatným materiálom splavené do lokálnych panvičiek. Na porovnanie sme sledovali petrifikované dreviny z limnokvarcitov sarmatského veku zo starého lomu severne od Starej Kremničky.

Mechanizmy fixácie SiO_2 a zachovanie fosilizovaného dreva študovali viacerí autori, a to aj na podklade experimentálnych výskumov (Leo a Barghoorn, 1976 a i.). Silicifikácia vzniká vodíkovou väzbou kyseliny kremičitej s funkčnými skupinami rastlín, najmä OH^- . Postupne dochádza k polymerizácii a dehydratácii kyseliny kremičitej. Najskôr vznikajú tuhé gély opálovej povahy, ktoré postupne rekryštalizujú na niektoré sekundárne formy SiO_2 .

V súčasnosti, najmä na základe štúdiu rohovcov a premeny biogénnych opálov, sa predpokladá, že



Obr. 1. Schéma lokalizácie petrifikovaných drevín. x — výskyt petrifikovaných drevín.

Fig. 1. Localization map of petrified wood samples. x — petrified wood occurrence.

táto premena prebieha podľa schémy: opál A → opál CT → kremeň (Hein a kol., 1978; Mizutani, 1970;

Murata a Norman, 1976) a že stupeň tejto rekryštalizácie narastá s vekom (Murata a Norman, 1976; Stein, 1982).

U nás sa tieto premeny doposiaľ podrobnejšie neštudovali, preto sme z mineralogického a geochemického hľadiska skúmali reprezentatívne vzorky z troch uvedených lokalít, aby sme identifikovali prítomnosť sekundárnych fáz SiO_2 a ich celkové minerálne a chemické zloženie.

Metódy výskumu

Mineralogicky sa petrifikované drevo študovalo pod polarizačným mikroskopom, pomocou rŕg—difraktometrických metód a SEM pozorovaní.

Pri rŕg difraktometrii sme pracovali na prístroji Phillips (Cu- K_α žiarenie, Ni filter, 20 kW, 18 mA). Snímalo sa v rozsahu $5\text{--}55^\circ$, 2θ . Ako preparát sme použili usadeniny jemnej drviny z vodnej suspenzie na podložnom sklíčku. Osobitne sa študovali centrálna a okrajové časti.

SEM pozorovania sa robili na prístroji Tesla BS-300 (GÚ SAV, Holický) a použili sa drobné úlomky premyté etanolom a pozlátané.

Chemické analýzy sa robili klasickým (mokrým) spôsobom na GÚ PF UK Bratislava (anal. Polakovičová). Stopové prvky sa zisťovali OES na GÚ PF UK Bratislava (Vančo).

Elektrónové mikroanalýzy boli robené na prístroji Jeol pomocou leštených výbrusov na GÚDŠ Bratislava (anal. Caňo).

Výbrusy skúmaných drevín v priečnom a pozdĺžnom smere sa skúmali pomocou polarizačného mikroskopu.

Mikroskopické štúdium

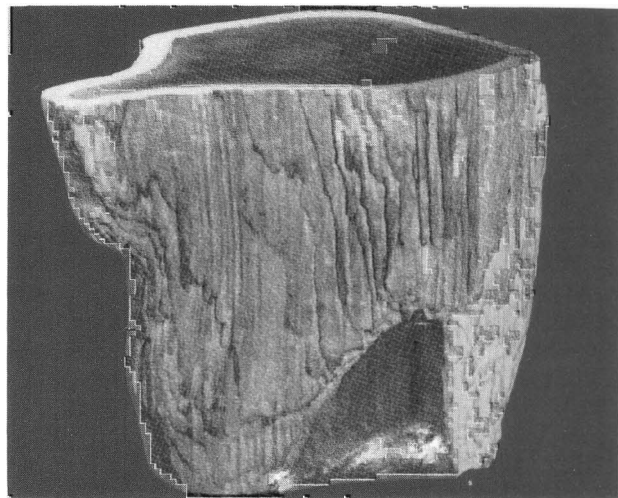
Petrifikované dreviny sú sivé, veľmi pevné, na lomovej ploche majú matný lesk. Pri drvení sa rozpadávajú na nepravidelné ostrohranné úlomky. Na povrchu majú biele 0,3—0,5 cm zvetrané (dehydratované) lemy, v ktorých sa zvyrazňuje kresba dreva (obr. 2 a 3). Sitár (PF UK Bratislava) určil rodovú príslušnosť drevín z lokality Orovnica k rodu *Pynuxylon* a vzorky z Jastrabá k rodu *Glyptostroboxylon*. Pri mineralogickom štúdiu sme na porovnanie spracovali vzorku petrifikovanej dreviny z limnokvarcitov (Stará Kremnička) svetlosivej farby, ktorej rodovú príslušnosť sa nepodarilo zistiť.

Mikroskopické pozorovanie týchto vzoriek ukazuje niektoré rozdiely. Dreviny z lokality Jastrabá v priečnom reze majú vnútri bunecných pletív podstatne viac domén anizotropnej povahy (obr. 4a, b). Ich zhasávanie v rámci jednotlivých domén je v určitých zhlukoch zhodné. Vo vzorkách lokality Orovnica



Obr. 2. Silicifikované drevo z lokality Orovnica. Vidieť textúru dreva v priečnom reze.

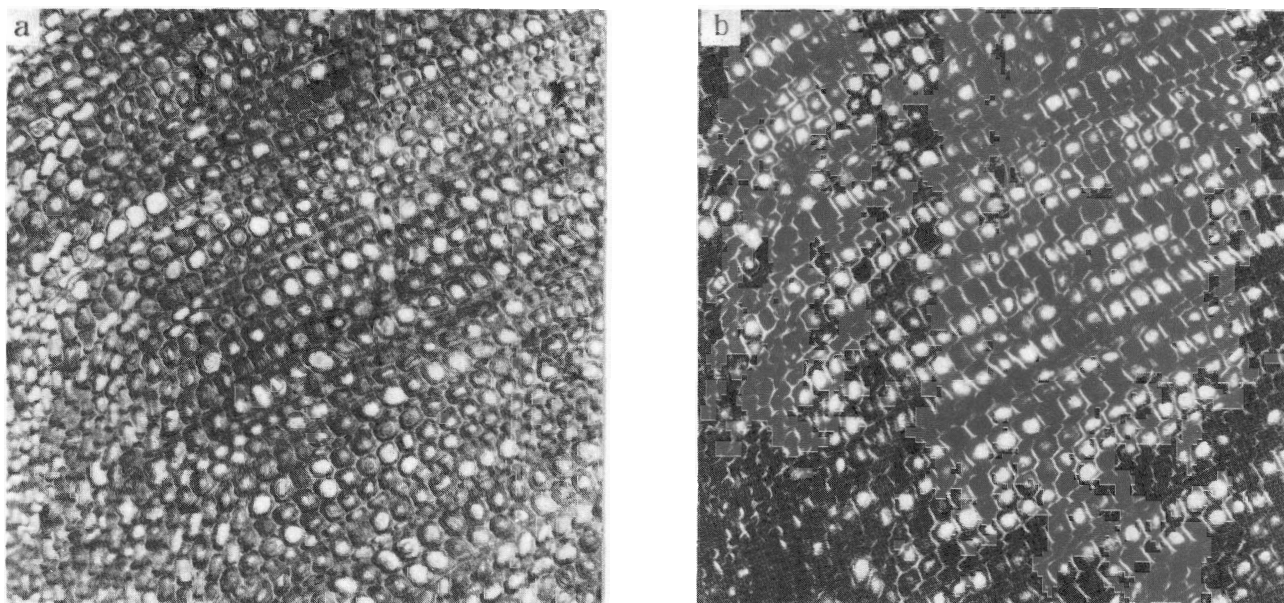
Fig. 2. Silicified wood from Orovnica locality showing the wood tissue in transversal section.



Obr. 3. Silicifikované drevo z lokality Jastrabá. V okrajovej časti na priečnom reze vidieť zvetraný lem, na ktorom sa zvyrazňuje textúra dreva.

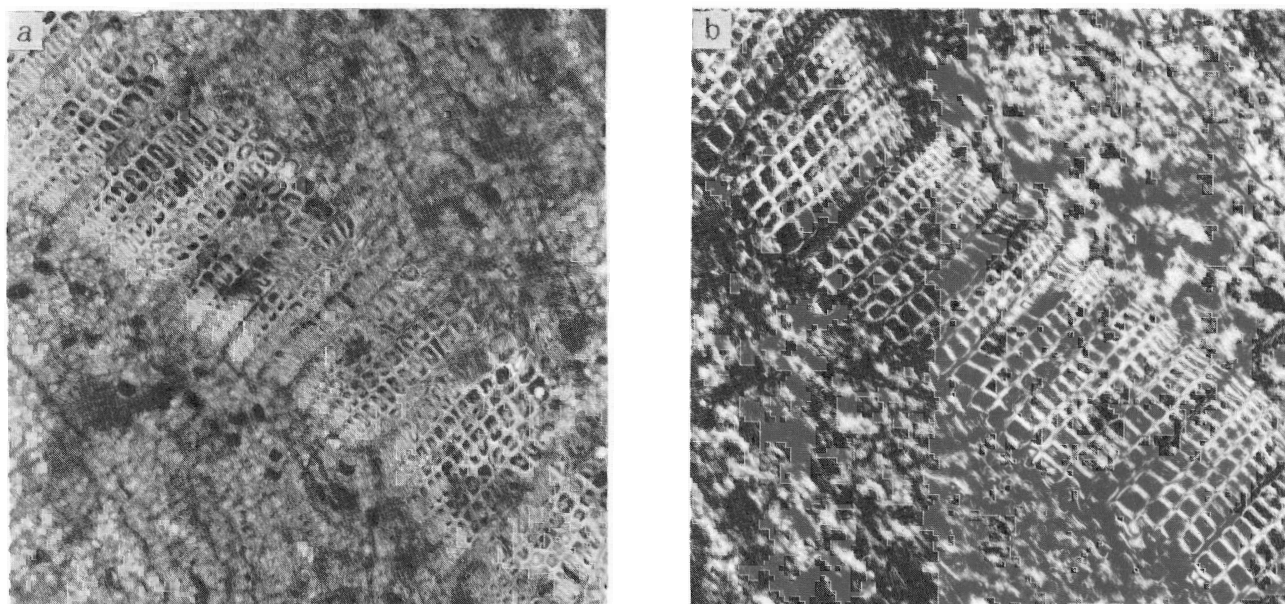
Fig. 3. Silicified wood from Jastrabá locality. Pronounced structure of wood in the weathered rim.

v priečných rezoch je anizotropných domén vnútri veľmi málo. V pozdĺžnych rezoch lokálne nachádzame anizotropné domény paralelne pretiahnuté jedným smerom súbežne s tvarom pôvodných celulózo-



Obr. 4. a — Štruktúrne znaky silicifikovaného dreva v priečnom reze z lokality Orovnica. Nikoly //, zv. 95x. b — Pri skrížených nikoloch vidieť anizotropné domény, ktoré rovnako zhášajú v určitých zónach. Nikoly X, zv. 95x

Fig. 4. a — Textural pattern of silicified wood in transversal section. Orovnica locality, parallel nicols, magn. $\times 95$. b — The same micrograph with crossed nicols showing anisotropic domains extinguishing in parallel belts. Orovnica locality, crossed nicols, magn. $\times 95$.



Obr. 5. a — Štruktúra silicifikovaného dreva v priečnom reze z lokality Orovnica. Nikoly //, zv. 95x; b — Charakteristické rysy drevitej štruktúry pri skrížených nikoloch. Štruktúra je zvýraznená tým, že rekrystalizácia SiO_2 kopíruje pôvodné tvary usporiadania celulóзовých vlákien. Nikoly X, zv. 95x.

Fig. 5. a — Silicified wood texture in transversal section, Orovnica locality. Parallel nicols, magn. $\times 95$; b — Characteristic pattern of wooden texture in which silica recrystallization matches the original arrangement of cellulose fibres. Crossed nicols, magn. $\times 95$.

vých vlákien. Jedna zaujímavá skutočnosť je spoločná pre všetky dreviny. Zhášanie bunečných pletív je v oboch prípadoch zreteľné. Pripomína zhášanie, aké pozorujeme v čerstvých celulóзовých vláknach, aj

keď nemožno predpokladať ich zachovanie v petrifikovanom dreve (obr. 5a, b).

Z toho sa dá usudzovať, že už keď dochádzalo k sorpcii kyseliny kremičitej prostredníctvom siláno-

vých (-SiOH) alebo siloxanových (-Si-O-Si) skupín na povrchu funkčných skupín organických látok, vznikala ich orientácia, ktorá sa aj pri rekryštalizácii zachovala. Tým sa vizualizovali pôvodné zvláštnosti rastlinného tkaniva.

Okrajový lem (zvetraný) sa vyznačuje dehydratáciou a čiastočným rozpúšťaním amorfneho SiO_2 , lebo pod mikroskopom sa uvedená kresba pôvodných tkanív tak ako kresba tkanív centrálnej časti nezachovala. To znamená, že sa tým naruša pôvodná orientácia sorbovaných foriem SiO_2 . Táto okrajová časť je kryptoanizotropná až izotropná, len niektoré skôr rekryštalizované formy SiO_2 (opál CT, cristobalit?) javia znaky anizotropie.

Röntgenové difraktometrické štúdium

Röntgenové difraktometrické záznamy (obr. 6) petrifikovaného dreva z Orovnice obsahujú zdvojené

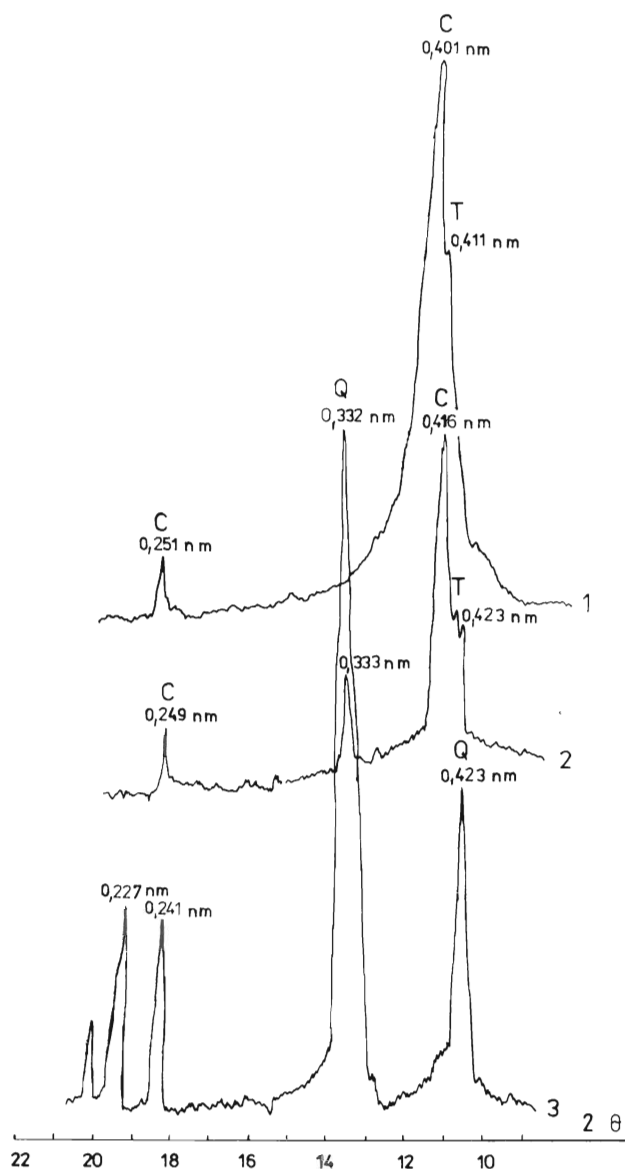
vrcholy v oblasti, ktorá zodpovedá neusporiadanej cristobalitovo-tridymitovej fáze tzv. opálu CT. Naproti tomu rgt záznamy vzoriek z Jastrabej obsahujú popri hodnotách zodpovedajúcich opálu CT aj hodnoty zodpovedajúce kremeňu. Ten bol zistený aj pomocou rastrovacieho elektrónového mikroskopu (obr. 11).

Difrakčné záznamy práškových vzoriek ukazujú niektoré rozdiely v polohe vrcholu d (101) cristobalitu, ktorý kolíše od 0,411—0,404 nm. Možno registrovať aj zmenu intenzity a ostrosť odrazov d (101). To podľa niektorých údajov (Mizutani, 1977) zodpovedá lepšiemu usporiadaniu cristobalitu vo vzťahu k tridymitovej fáze. Nepozorovali sme žiadne zákonitosti zmien týchto vzťahov. Porovnaním difraktogramov vzoriek petrifikovaného dreva, ktoré sa nachádza v limnokvarcitech, sme zistili, že ich tvorí takmer čistý kremeň (obr. 6). Tieto výsledky poukazujú na to, že všeobecne uvádzané predpoklady o zvyšovaní kryštalinity s prechodom k starším útvarom nemožno poprieť, ale táto rekryštalizácia môže závisieť aj od iných faktorov (styk s vodným prostredím, prítomnosť niektorých prvkov v prostredí), ktoré značne urýchľujú rekryštalizáciu od opálu A cez opál CT ku kremeňu. Niekedy táto premena vedie k lepšiemu usporiadaniu cristobalitu, čo sa prejavuje postupnou individualizáciou jeho vrcholu v oblasti 0,405 nm.

Pozorovanie pomocou SEM

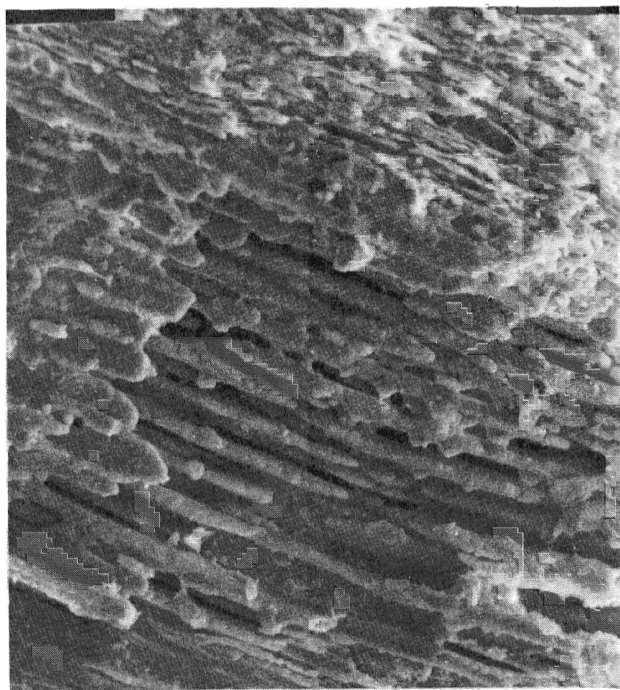
Ukážky z pozorovania vzoriek pomocou SEM sú uvedené na obr. 7—11. Potvrdilo sa, že jednotlivé opálové sféry sú veľmi pravidelne paralelne usporiadané v smere jednotlivých celulózových mikrovláknien (obr. 7), na čo poukázal aj Stein (1982). V mikrometre sa určité prednostné usporiadanie prejaví aj po rekryštalizácii SiO_2 , čo vyplýva aj z nášho mikroskopického pozorovania.

Lokálne snáď na miestach pôvodných tracheí alebo v dutinkách nachádzame sférické útvary opálu CT — lussatitu (obr. 8), ktoré sú distribuované veľmi nepravidelne. V niektorých dutinkách mikrosférolitické formy lussatitu tvoria samostatné domény (obr. 9). Ako vidieť z mikrofotografií, povrch lussatitu je drsný, čo je spôsobené neorientovaným rastom kryštálov („lepisféry“). V jednom prípade bolo



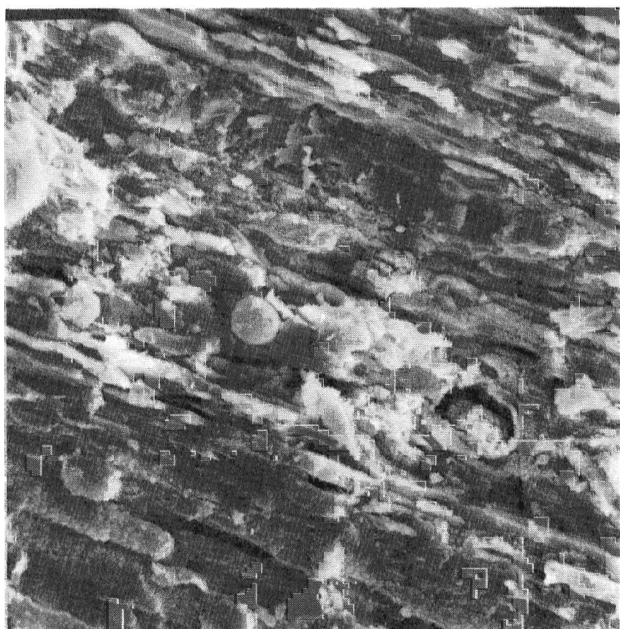
Obr. 6. Röntgenodifraktogramy jednotlivých sekundárnych foriem SiO_2 v petrifikovaných drevách. 1 — Orovnica, 2 — Jastrabá, 3 — Stará Kremnička (petrifikované drevo z limnokvarcitech). Ako vidieť z difraktogramov, postupne od 1 ku 3 pribúda kremeň. C — cristobalit, T — tridymit, Q — kremeň.

Fig. 6. X-ray diffraction records of silica forms in petrified wood. 1 — Orovnica locality, 2 — Jastrabá locality, 3 — Stará Kremnička locality (petrified wood in limnokvarcites). Diffraction records show enrichment of quartz from 1 to 3. C — cristobalite, T — tridymite, Q — quartz.



Obr. 7. Pravidelné usporiadanie opálových sfér, ktoré kopírujú pôvodné usporiadanie celulóзовých mikrovĺákien z lokality Jastrabá. Zv. 500x.

Fig. 7. Regular arrangement of opal sherules copying original structure of cellulose microfibrils. Jastrabá locality, SEM micrograph, magn. x500.



Obr. 8. Sféricke útvary opálu CT v dutinkách, resp. na miestach pôvodných tracheí. Zväčšený detail z obr. 7. Zv. 10 000x.

Fig. 8. Spherical forms of opal CT in cavities or in the places of original trachei. Enlarged detail of fig. 7. SEM micrograph, magn. x10 000.



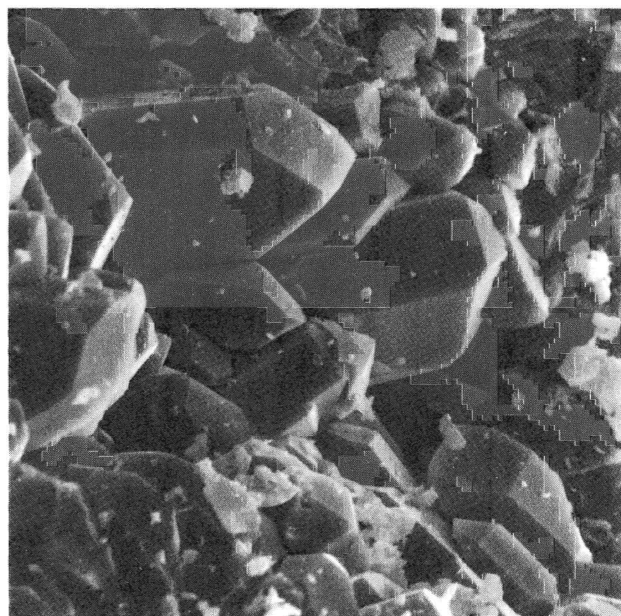
Obr. 9. Lussatit (opál CT) vo forme agregátnych zhlukov v dutinkách z lokality Jastrabá. Povrch jednotlivých mikrosfér je drsný ako dôsledok nepravidelného narastania jednotlivých kryštálov (lepisfér). Zv. 10 000x.

Fig. 9. Lussatite (opal CT) in aggregates filling cavities, Jastrabá locality. Single microspheres display rough surfaces due to the uneven growth of single crystallites (lepispheres). SEM micrograph, magn. x10,000.



Obr. 10. Koncentrická forma „narastania“ mikrosfér SiO_2 v petrifikovanom dreve lokality Jastrabá. Zv. 9 000x.

Fig. 10. Globular growth of silica microspheres in silicified wood, Jastrabá locality. SEM micrograph, magn. x9,000.



Obr. 11. Drúzovité domény vykryštalizovaného kremeňa v petrifikovanom dreve lokality Jastrabá. Zv. 1 500x.

Fig. 11. Crystal cluster domains of quartz in silicified wood, Jastrabá locality. SEM micrograph, magn. x1,500.

zistené nezvyklé koncentrické „narastanie“ mikrosfér (obr. 10). V petrifikovanom dreve z Jastrabej sa nachádzajú tiež drúzovité domény dobre vyvinutého idiomorfného kremeňa (obr. 11).

Celkové pozorovanie poukazuje, že v jednej vzorke sú prechody od opálu A k opálu CT až ku kremeňu. Tento neuniformný charakter premien s rôznym zastúpením kremeňa, ako aj skutočnosť, že petrifikované drevo z limnokvarcitu je tvorené takmer len kremeňom, nás oprávňuje predpokladať, že tieto premeny nie sú len funkciou času.

Geochemické štúdium

Okrem stupňa premien amorfných foriem SiO_2 v petrifikovanom dreve bolo snahou autorov zistiť zvláštnosti chemického zloženia, ktoré by nám pomohli objasniť niektoré podmienky vzniku. Viacerí autori uvádzajú v petrifikovanom dreve napríklad prítomnosť hliníka, a to až niekoľko hmotnostných percent. Pri vyšších obsahoch hliníka sa môže tvoriť aj alofán, ktorý postupne rekryštalizuje (spolu s SiO_2) za vzniku ílových minerálov. Stein (1982) uvádza prítomnosť illitu.

Sorpcia koloidných foriem SiO_2 , pri ktorých sa predpokladá negatívny náboj, umožňuje predpoklad, že sa tento náboj bude neutralizovať niektorými kationmi, hlavne alkáliami a alkalickými zeminami (prvky 1. a 2. skupiny).

Z tab. 1 je zrejmé, že chemické zloženie vzoriek petrifikovaného dreva je takmer rovnaké. Majú vyso-

TAB. 1
Chemické zloženie petrifikovaného dreva (v hmotn. %)
Chemical composition of petrified wood (weight %)

	1	2	1+	2+
SiO_2	94,26	94,58	99,64	99,52
TiO_2	~ 0,02	~ 0,02	0,02	0,02
Al_2O_3	0,18	0,26	0,19	0,27
Fe_2O_3	0,03	0,02	0,03	0,02
FeO	~ 0,01	~ 0,01	0,01	0,01
MnO	~ 0,01	~ 0,01	0,01	0,01
MgO	0,02	0,02	0,02	0,02
CaO	0,04	0,09	0,04	0,09
Na_2O	~ 0,02	~ 0,02	0,02	0,02
K_2O	—	—	—	—
P_2O_5	~ 0,01	~ 0,01	0,01	0,01
Str. suš.				
do 110 °C	2,80	2,19	—	—
Str. žih.				
110—900 °C	2,51	2,61	—	—
Spolu	99,91	99,84	99,99	99,99

1 — petrifikované drevo z lokality Jastrabá, 2 — petrifikované drevo z lokality Orovnica, + — analýzy prepočítané bez obsahu vody. Analyzovala Polakovičová, GÚ PF UK Bratislava.

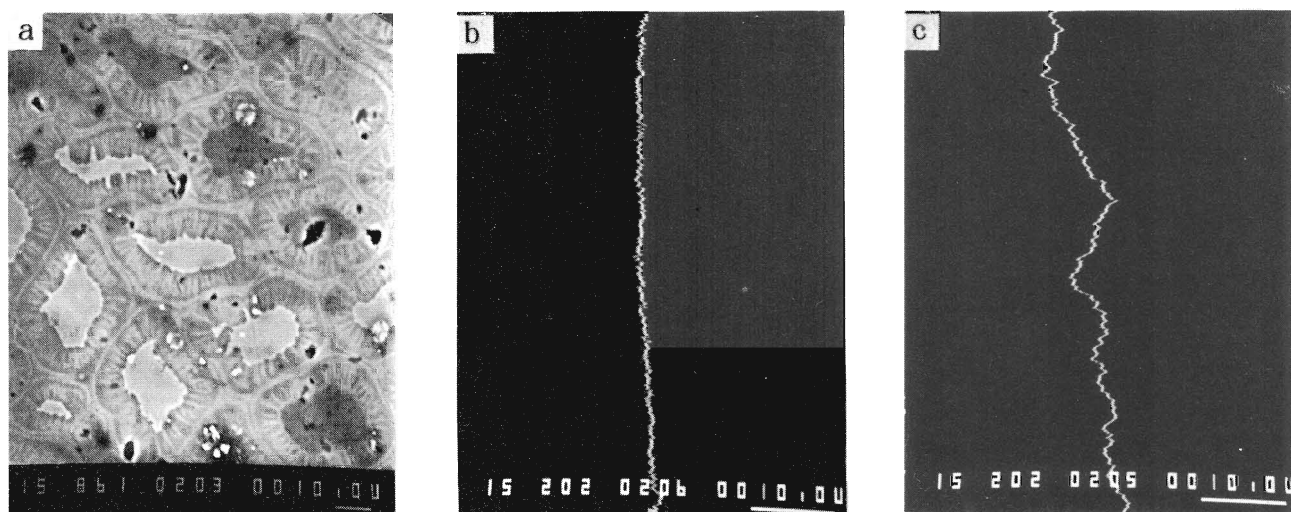
TAB. 2
Chemické zloženie (v hmotn. %) a mikroprvky (v ppm) v petrifikovaných drevách
Chemical composition (weight %) and microelement (ppm) in petrified wood

	1	2		1	2
SiO_2	96,92	98,97	Ag	< 3	< 3
TiO_2	0,08	0,06	B	< 10	< 10
Al_2O_3	0,78	0,70	Ba	< 3	14
CaO	0,07	0,05	Be	< 3	< 3
MgO	0,04	0,00	Sr	< 10	12
Na_2O	0,18	0,21	Co	< 10	< 10
K_2O	0,10	0,12	Ni	< 3	5
BaO	0,03	0,00	Cr	< 3	10
SrO	0,00	0,00	Cu	5	8
MnO	0,03	0,09	Pb	< 3	< 3
FeO	0,05	0,04	V	< 10	< 10

1 — petrifikované drevo z lokality Jastrabá, 2 — petrifikované drevo z lokality Orovnica. Analyzoval Caňo, GÚDŠ Bratislava a Vančo, GÚ PF UK Bratislava.

ký podiel SiO_2 (94 %), pomerne vysoký je aj obsah vody. Obsah celkovej vody uvoľnenej pri teplote do 900 °C je 4,80 až 5,13 %, z toho možno usudzovať na dosť vysoký obsah opálu vo vzorkách. Po odpočítaní vody sa obsah SiO_2 v silicifikovaných drevách zvyšuje až na 99,52—99,64 % (tab. 1), čo svedčí, že sú takmer čisto kremité.

Jedným z vážnych problémov pri interpretácii geochemických údajov je presnosť analýzy. Pri analýze klasickou — mokrou cestou sa presnosť stanovenia znižuje, ak sú v analyzovanom materiáli prítomné prvky v desatinách a najmä v stotínach percenta



Obr. 12. a — Štruktúra rastlinného tkaniva v priečnom reze (kompozícia). Zv. 10 000x; b — Líniový záznam obsahu Si v priečnom reze cez rastlinné tkanivo. Zv. 10 000x; c — Líniový záznam obsahu Al v priečnom reze cez rastlinné tkanivo. Zv. 10 000x.

Fig. 12. a — Plant tissue texture in transversal section (composition), magn. $\times 10,000$; b — Line record of silicon content in transversal section across plant tissue; c — Line record of aluminium content in transversal section across plant tissue.

(tab. 1). Preto sme silicifikované dreva analyzovali aj pomocou elektrónovej mikroanalýzy. Sme si vedomí, že pri elektrónovej mikroanalýze ide o bodové stanovenia, pri takomto nadbytku SiO_2 sa zrejme zdajú byť hodnovernejšie v stanovení nízkych obsahov prvkov ako približné údaje chemickej analýzy. Výsledky elektrónovej mikroanalýzy sú v tab. 2 (analýzy prepočítané bez obsahu vody). Z uvedených údajov v tab. 1 a 2 nemožno robiť väčšie závery. Je však zrejmé, že petrifikované dreva, ktoré sme študovali, majú vysoký podiel SiO_2 . Obsah hliníka v porovnaní s literárnymi údajmi je nízky (pod 1 % Al_2O_3) a pravdepodobne nevytvára samostatné minerálne fázy. Obsahy ostatných oxidov sú nízke (v stotínach až desatinách percenta). Pravdepodobne boli tieto zložky sorbované na koloidné formy SiO_2 . Trochu vyššie obsahy sodíka oproti ostatným prvkom pri analýzach získaných pomocou elektrónovej mikroanalýzy by mohli poukazyvať na to, že Na vyluhovaný z vulkanických hornín pri zvetrávaní mohol vplývať na vznik alkalického prostredia, v ktorom sa zvyšuje rozpustnosť, a tým aj pohyblivosť SiO_2 . Pri translokácii týchto koloidných zložiek rozkladajúce sa zvyšky drevín slúžili ako mikrobariéry, na ktorých sa pri zmene pH usadzovali koloidné gély.

Obsahy stopových prvkov (tab. 2) v petrifikovaných drevinách sú nízke a v mnohých prípadoch pod hranicu detekcie použitej metódy. Preto náš zámer korelovať ich obsahy s obsahmi vo vulkanických horninách nebolo možné uskutočniť.

Z geochemického štúdia vyplýva, že petrifikované dreviny sú takmer čisté kremité a neboli výraznejšie obohatené o vedľajšie a stopové prvky. Rozdiely

v chemickom zložení iným spôsobom premenených (rekryštalizovaných) fáz sú nepodstatné.

Pomocou elektrónovej mikroanalýzy sme sa pokúsili zistiť kolísanie obsahov Si a Al v závislosti od zmeny rastlinného tkaniva. Výsledky (obr. 12a, b, c) ukázali, že obsahy Si a Al v priečnom reze cez rastlinné tkanivo sa príliš nemenia.

Záver

Premeny amorfných foriem SiO_2 v petrifikovaných drevinách prebiehajú podľa schémy známej z experimentálnych prác a zo sledovania premien organogénnych opálov, a to v smere opál A $\rightarrow$ opál CT $\rightarrow$ kremeň. V nami študovaných vzorkách sme našli všetky uvedené fázy. Tieto premeny sa prejavujú v jednotlivých doménach okrem petrifikovaného dreva z limnokvarcitov, ktoré tvorí prevažne len kremeň. Pretože vo všetkých prípadoch sú petrifikované dreviny zhruba rovnakého veku a stupeň premeny je rôzny, časový faktor nie je jediný, ktorý vplýva na tieto premeny. Tieto zmeny môžu súvisieť so zmenou pH, prítomnosťou iných iónov, dĺžkou kontaktu s vodou a podobne. Z toho možno usudzovať, že rýchlosť rekryštalizácie SiO_2 v petrifikovaných drevinách môže byť iná ako rýchlosť rekryštalizácie biogénnych opálov v morskej vode.

Amorfné formy SiO_2 , ktoré sa usadzujú v rastlinnom tkanive, sa zrejme orientujú tak, že aj pri čiastočnej rekryštalizácii na opál CT sa zachovávajú mnohé drobné detaily morfológických zvláštností rastlinného tkaniva.

Petrifikované zvyšky rastlín obsahujú 94,26—

94,58 % SiO_2 s pomerne vysokým obsahom vody. Obsah celkovej vody uvoľnenej pri teplote do 900 °C je 4,80 až 5,13 %. Po odpočítaní vody pripadá 99,52 až 99,64 % na SiO_2 . Predpokladáme, že tieto petrifikované zvyšky vznikli pri zvetrávaní vulkanických hornín s vyšším obsahom alkálií v alkalickom prostredí, v ktorom sa zvyšuje vyluhovanie, rozpustnosť SiO_2 , a tým aj jeho pohyblivosť. Pri translokácii týchto koloidných zložiek rozkladajúce sa zvyšky drevín slúžili ako geochemické mikrobariéry, na ktorých sa pri zmene pH usádzovali koloidné gély kremíka. Obsahy ostatných indikačných prvkov sú veľmi nízke a nedajú sa využiť na genetickú interpretáciu.

Literatúra

- Hein, J. R., Scholl, D. W., Baron, J. A., Jones, M. G. a Miller, J. 1978: Diagenesis of late Cenozoic diatomaceous deposits and formation of the bottom simulating reflector in the southern Bering sea. *Sedimentology*, 25, 144—181.
- Leo, R. F. a Barghoorn, E. S. 1976: Silification of wood. *Botanical Museum Leaflets, Harvard Univ.*, 25, 1, 47 s.
- Mizutani, S. 1970: Silica in the early stages diagenesis. *Sedimentology*, 15, 1 151—1 156.
- Mizutani, S. 1977: Progressive ordering of cristobalite in the early stages of diagenesis. *Contr. Mineral., Petrology*, 61, 129—140.
- Murata, K. I. a Norman, M. B. 1976: An index of crystallinity for quartz. *Amer. J. Sci.*, 276, 1 120—1 130.
- Stein, C. L. 1982: Silica recrystallization in petrified wood. *J. Sed. Petrology*, 52, 4, 1 277—1 282.

Silica recrystallization in petrified wood

Volcanites of Neogene age in Central Slovakia contain fragments of petrified wood. Such localities are in redeposited andesite tuffite to tuffitic agglomerate in Orovnic area (near Forgáčov settlement) and NE from Jastrabá in the Žiarska kotlina basin. All sequences are of Sarmatian age originating by weathering of tuff and other volcanite in the surroundings. The silicified products have been deposited, together with the enclosing rocks, into small intramountain basins of local extent. For comparison, also silicified wood sampled in limnoquartzite quarry northerly from Stará Kremnička was subject to investigations. Samples from all three localities underwent X-ray diffraction, electron microprobe analysis, examination in thin section and in scanning electron microscope together with chemical analysis.

Phase transitions of amorphous silica in the silicified wood follow the scheme known from experiments or from investigations of biogenic opal, i. e. from opal A into opal CT and then into quartz. All three forms of silica are present in the samples investigated. Beside the petrified wood from limnoquartzite, composed of quartz, single alteration products are concentrated in domains what is substantiated by areal anisotropy in thin sections. In respect to the rough same age of all samples, the found various

degrees of alteration could not only be explained by the influence of time on silicification. This means also that velocity of silica recrystallization could differ in petrified wood from that of biogenic opal in seawater.

Amorphous silica precipitating in plant tissue acquires orientations preserving many fine morphological details of plant tissue even in the case of partial recrystallization into opal CT. The petrified plant remnants are composed of 94.26—94.58 % of silica together with relatively abundant water content represented by total water release up to 900 °C attaining 4.80—5.13 %. Subtracting this water content the average silica content increases to 99.52—99.64 % what points to almost pure silica. It is presumed that silicified wood originated by weathering of volcanites in alkaline environment inducing high solubility and leaching of silica what resulted in its high mobility. The alkaline environment developing under conditions of volcanite weathering leads to the concentration of alkali metals and earths (Na, Ca, Mg, K, Sr). The decomposing plant remnants served as geochemical microbarriers on which silica precipitated in the result of pH changes probably in the form of colloidal gels. Contents of other indicative elements are extremely low and could not be used for genetic interpretations.

Prieskumno-sanačné práce na lokalite Radvaň nad Laborcom

LUBOMÍR PETRO, ERIKA POLAŠČINOVÁ

Geologický ústav D. Štúra, Garbanova 1, 040 11 Košice

(Doručené 9. 2. 1989, revidovaná verzia doručená 3. 4. 1989)

Exploration-rescue works on the Radvaň nad Laborcom locality, Eastern Slovakia

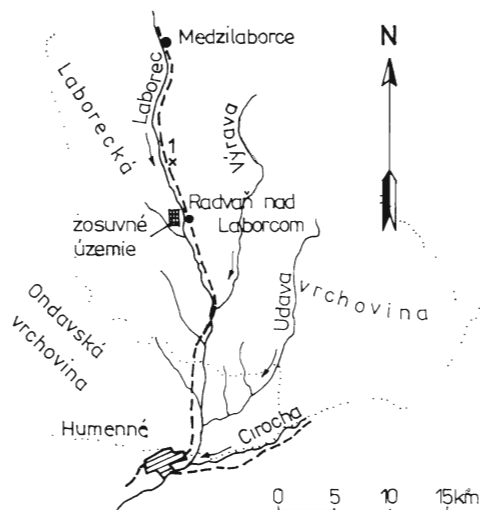
In autumn 1984 a mass movement took place in the area of Radvaň nad Laborcom, which caused, besides the devastation of agricultural land, serious problems for the construction of wood tip. This movement originated in clayey-debris deluvial sediments laying on the Paleogene beds of the Magura Flysch. Results of the analysis of this mass movement origin have enabled to know the mechanism of its chronological and spatial development, to determine causes of the origin of movement and to suggest rescue safeguards for stabilization of the slope.

Úvod

V okolí obce Radvaň nad Laborcom (asi 20 km severne od Humenného; obr. 1) sa po oboch stranách doliny Laborca vyskytujú početné svahové deformácie. Sú plošne pomerne rozsiahle a predstavujú výrazný prvok reliéfu krajiny. V zmysle Špúrka (1976) ich zaraďujeme k recentným typom. Jednotlivé deformácie sa nachádzajú v rôznych štádiách vývoja. Väčšinou ide o potenciálne, menej o stabilizované a aktívne deformácie.

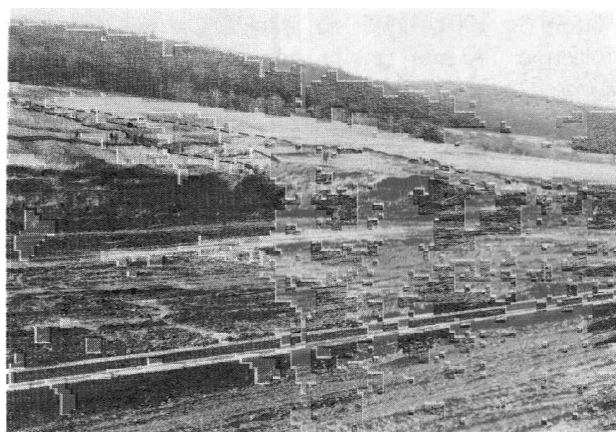
Podľa údajov pracovníkov lesného závodu Medzilaborce vznikla v októbri r. 1984 na západnom okraji obce Radvaň nad Laborcom svahová deformácia,

ktorá narušila priebeh prác na výstavbe skládky dreva (obr. 2). Zemné práce, ktoré sa na lokalite začali v roku 1983, museli byť v jeseni 1984 zastavené. Na požiadanie Vsl. štátnych lesov Košice sme na lokalite robili prieskum (5 jadrových vrto, geodetické zameranie deformácie a laboratórne spracovanie vzoriek odobraných zemín). Na základe výsledkov získaných prieskumom bolo možné navrhnúť účinné sanačné opatrenia.



Obr. 1. Situačná mapa lokality Radvaň nad Laborcom s vyznačením geomorfologických jednotiek. 1 — ombrometrická stanica Čabiny.

Fig. 1. Situation map of the Radvaň nad Laborcom locality with marked morphological units. 1 — the Čabiny ombrometric station.

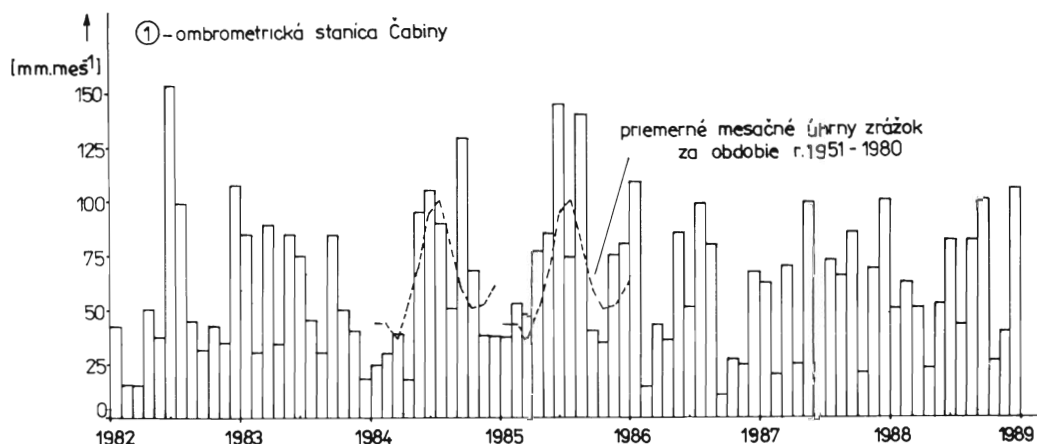


Obr. 2. Celkový pohľad na prúdový zosuv v Radvani nad Laborcom. Zreteľne vidno umelý zárez vo svahu a znehodnotenie splanírovanej plochy budovanej skládky dreva čelom zosuvu. Stav 28. 11. 1984.

Fig. 2. A comprehensive view on the flow-type slide in Radvaň nad Laborcom. Artificial side-hill cut and impairing flushed plane of constructed wood tip by the front of the landslide are distinctly visible. Situation from 28th November, 1984.

Geomorfologické a klimatické pomery

V súlade s geomorfologickým členením Mazúra a Lukniša (1986) územie patrí do oblasti Nízkych



Obr. 3. Mesačné úhrny zrážok na obdobie r. 1982—1988 z ombrometrickej stanice Čabiny (podľa údajov SHMÚ — pobočka Košice).
Fig. 3. Total monthly precipitation for the period 1982—1988 from the Čabiny ombrometric station (according to data of the SHMÚ — the Košice office).

Beskýd, resp. celku Laboreckej vrchoviny (obr. 1). Typický vrchovinný reliéf má erózo-denudačný charakter. Priemerná sklonitosť svahov po oboch stranách doliny Laborca v blízkosti obce Radvaň dosahuje 6—14°. Svahy často naruša intenzívna výmoľová erózia. Relatívne výškové rozdiely medzi hrebeňom deformovaného svahu a nivou Laborca dosahujú 130—150 m.

Záujmové územie môžeme v zmysle Končeka in Mazúr et al. (1980) zaradiť do teplej oblasti, mierne vlhkej podoblasti, teplého a mierne vlhkého okrsku s chladnou zimou. Priemerný ročný úhrn zrážok za obdobie r. 1901—1980 zo stanice Čabiny (obr. 1) dosahuje 740 mm (podľa údajov SHMÚ Košice). Z obr. 3 je zrejmé, že mesačný úhrn zrážok v blízkosti Radvane tesne pred vznikom svahovej deformácie (t. j. v septembri 1984) dosiahol 2,1-násobok tridsaťročného priemeru (1951—1980). Vysoké hodnoty zrážok boli zaznamenané aj v období jej hlavnej aktivity v lete 1985.

Seizmicita územia je nižšia než 6° MSK (Brouček in Mazúr et al., 1980).

Geologická stavba územia

Na geologickej stavbe územia sa podieľajú sedimenty kvartéru, ako aj horniny paleogénu. Kvartérne sedimenty zastupujú deluviálne, resp. eluviálno-deluviálne vysokoplastické íly s rôznym obsahom zvetraných úlomkov ílovcov a pieskovcov (3—50 %). Úlomky sú produktom zvetrania hornín paleogénneho podkladu, ktorý v dôsledku gravitácie prekonal určitý pohyb v smere sklonu svahu. Veľkosť prevažne angulárnych úlomkov je 1—3 cm, max. 10—15 cm. Fialové až fialovohnedé sfarbenie pokryvných sedimentov prechádza do hĺbky do šedo-zeleného až zelenohnedého.

Hrúbka delúvií dosahuje v odľučnej a trans-

portačnej časti deformácie č. 2 (obr. 4) 3,0—4,5 m, v akumulačnej časti 6,0—6,5 m.

V podloží budovanej skládky dreva v aluviálnej nive Laborca vystupujú fluvialne, stredno- až hrubozrnné štrky s ílovitou a ílovito-piesčitou prímiesou. V ich nadloží leží vrstva ílovitých sedimentov premenlivej hrúbky.

Paleogénne sedimenty zastupujú súvrstvia magurského flyšu. Tvoria ich paleocénne až spodnoeocénne belovežské vrstvy a zlínske vrstvy zasahujúce do vyššej časti eocénu (Koráb, 1971). Obe vrstvy patria k vonkajšej račianskej jednotke. Styk oboch vrstiev v zmysle uvedeného autora prebieha približne stredom deformovaného svahu (obr. 4). Obidva vrstevné celky sú výrazne flyšovým sedimentom.

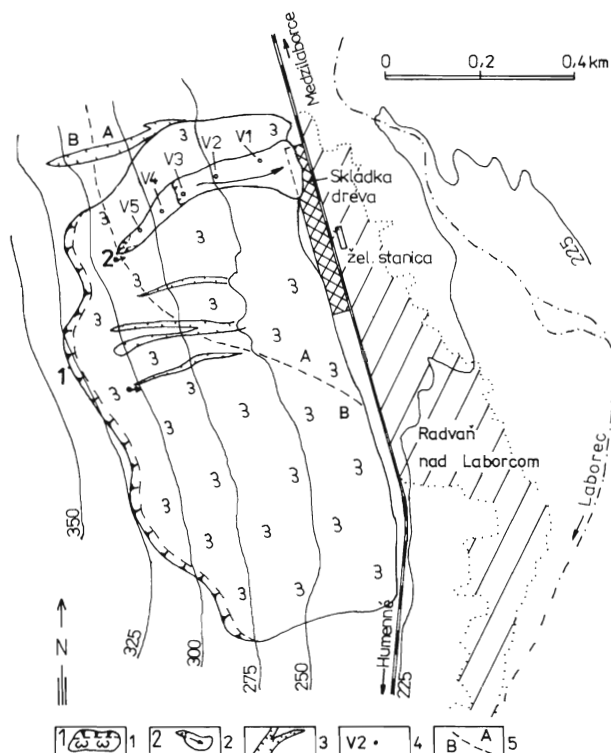
Belovežské vrstvy sú drobnorytmickým flyšovým súvrstvom s výraznou prevahou ílovcov nad pieskovicami. Charakteristickým znakom súvrstvia je prítomnosť tzv. pestrých (červených) ílovcov v spodnej časti.

Zlínske vrstvy sa vyvíjajú z belovežských bez prerušenia sedimentácie. Sú to flyšové vrstvy s premenlivým pomerom ílovcov k pieskovcom, ktoré vždy prevládajú.

Geologicko-tektonická pozícia uvedených súvrství (obr. 5) vytvára priaznivú štruktúru pre vznik svahových deformácií. V dôsledku tektonického porušenia a silného zvetrania hornín paleogénnych súvrství upadajúcich do svahu vznikla vhodná povrchová štruktúra pre vznik deformácie. V oblasti flyšu je to pomerne rozšírený typ geologickej štruktúry vhodnej pre vznik svahových pohybov (Nemček, 1982).

Hydrogeologické pomery

Pre obdobie vzniku a maximálnej aktivity deformácie č. 2 (obr. 4), t. j. od jesene 1984 do zimy 1985,



Obr. 4. Celková pozícia zosuvov na západnom okraji obce Radvaň nad Laborcom. 1 — zosuv potenciálny, plošný, 2 — zosuv prúdový, aktívny, 3 — erózna ryha, 4 — realizovaný vrt, 5 — hranica medzi belovežskými (A) a zlínskymi vrstvami (B).

Fig. 4. The total position of landslides at the western edge of the village of Radvaň nad Laborcom. 1 — areal slide, potential, 2 — flow-type slide, active, 3 — erosion gully, 4 — realized borehole, 5 — boundary between the Belovež Member (A) and the Zlín Member (B).

je príznačné veľké množstvo povrchovej i podzemnej vody. V oblasti odlučnej steny deformácie existujú dva pramene s výdatnosťou do $0,1 \text{ l.s}^{-1}$. Sú to pravdepodobne sutinové, resp. sutinovo-puklinové pramene. Voda z týchto prameňov neustále prevlhčuje zosúvajúce sa horniny. Na povrchu deformácie vyplňa spolu s dažďovou vodou niekoľko bezodtokových depresii a priťahuje pohybujúce sa hmoty. V oblasti odlučnej steny vstupuje do telesa deformácie, kde vztlakom a znížením šmykovej pevnosti hornín prispieva k znižovaniu stability svahu.

Výsledky vrtného prieskumu (vrty V1—V5, obr. 4) preukázali existenciu niekoľkých nesúvislých hladín podzemnej vody, ktoré patria niekoľkým „kvázi-šoškám“. Hladina vody v nich je mierne napätá. Hladina vody vo väčšine vrtov vystúpila z hĺbky 2,2—2,5 m pod terénom v čase vrtania (jún 1985) až na úroveň terénu (júl 1985).

Charakteristika svahových deformácií

Na západnom okraji obce Radvaň nad Laborcom

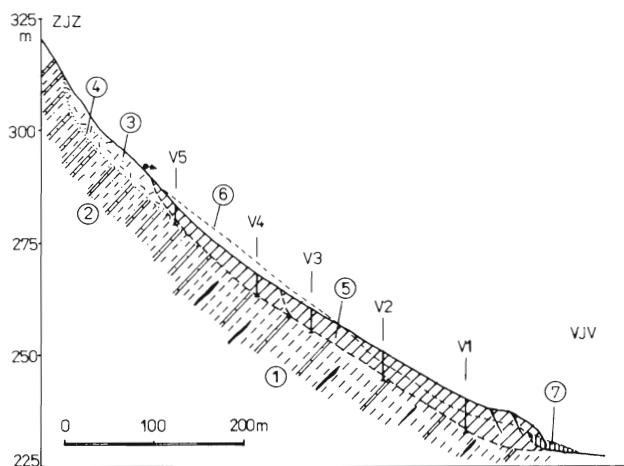
existujú dve svahové deformácie (obr. 4). V zmysle Nemčoka et al. (1974) ich zaraďujeme do skupiny zosúvania a klasifikujeme ako zosuvy.

Svahová deformácia č. 1 je pomerne rozsiahly plošný zosuv, v súčasnosti dočasne ukludnený. Porušuje svah s priemerným sklonom $9,5^\circ$ a výškovým rozdielom 96 m. Podľa štruktúrnych a morfológických znakov zaraďujeme zosuv v zmysle Špúrka (1976) k recentným typom. Celkový povrch deformácie je zvlnený, čiastočne premodelovaný eróziou a orbou. Prítomné sú morfológicky výrazné, stredne hlboké erózne ryhy a ojedinelé, málo výdatné pramene.

Pre vznik zosuvu boli v minulosti vytvorené priaznivé geologické a hydrogeologické, ako aj klimatické a geomorfologické pomery. Bezprostrednou príčinou jeho aktivizácie boli najmä tieto prírodné faktory: prevlhčenie svahu po nadmerných zrážkach, zvetrávanie a erózia svahu.

Na existenciu zosuvu upozornil už Timko (1982) pri prieskume terénu v súvislosti s pripravovanou skládkou dreva.

Svahová deformácia č. 2 je aktívny prúdový zosuv, ktorý, ako sme už uviedli, vznikol v októbri 1984 a narušil priebeh výstavby skládky dreva. Okrem prerušenia prác (od novembra 1984 do marca 1986)



Obr. 5. Inžinierskegeologický pozdĺžny rez zosuvným svahom v Radvaň nad Laborcom. 1 — belovežské vrstvy — drobnorytmický flyš s výraznou prevahou ílovcov nad pieskovecami, 2 — zlínske vrstvy — flyšové súvrstvie, striedanie ílovcov s pieskovecami, 3 — deluviálne, ílovito-úlomkovité sedimenty, 4 — šmyková plocha potenciálneho plošného zosuvu, 5 — teleso prúdového zosuvu, 6 — pôvodný reliéf, 7 — umelý odrez v pôvodnom svahu.

Fig. 5. Engineering geological lengthwise section through moving slope in Radvaň nad Laborcom. 1 — the Belovež Member — thin rhythmic flysch with overwhelming claystones to sandstones, 2 — the Zlín Member — flysch, alternation of claystones and sandstones, 3 — deluvial, clayey-debris sediments, 4 — slide surface of the potential areal slide, 5 — the body of flow-type slide, 6 — original relief, 7 — artificial side-hill cut in the original slope.

došlo k zníženiu celkovej kapacity skládky a znehodnoteniu poľnohospodárskej pôdy.

Priemerný sklon zosuvného svahu je 9° , prevýšenie dosahuje 57 m. Pôvrch zosuvu je silne zvlnený, s niekoľkými bezodtokovými depresiami vyplnenými vodou. Čelo je vypuklé, s početnými otvorenými trhlinami. Okrem odlučnej steny na styku belovežských a zlínskych vrstiev sa v strede zosuvu nachádzajú dve čiastkové odlučné steny. Rotačno-planárna plocha overená vrtní prebieha v hĺbke 1–6 m.

Pri analýze podmienok vzniku a vývoja zosuvu treba poukázať na priaznivú geologickú štruktúru (obr. 5). V oblasti odlučnej steny sa nachádzajú tzv. pestré íly a ílovce, ktoré pri styku s vodou zhoršujú svoje vlastnosti (mäkká konzistencia a nízka pevnosť). Na ich výskyty sa viaže veľký počet zosuvov aj na styku bradlového mezozoika so severným bradlovým paleogénom alebo severného bradlového paleogénu s horninami magurského flyšu.

Za hlavný faktor vzniku prúdového zosuvu (v zmysle Fussgänger et al., 1982) považujeme podkopanie päty svahu na začiatku zemných prác na výstavbe skládky v lete 1983. Spúšťacím mechanizmom boli vysoké zrážky v septembri 1984 (obr. 3). V októbri došlo k vytlačeniu čela zosuvu a postupnému pohybu hmôt vo vyšších častiach svahu. Dôležitú úlohu zohrali i ďalšie prírodné faktory, ako vztlakové účinky podzemnej vody v oblasti šmykových plôch, prevlhčenie svahových sedimentov, zmena vlastností hornín a priťaženie svahu nadmerným množstvom vody. K urýchleniu pohybov prispelo i čiastočné odťaženie hmôt z čela zosuvu.

Aktivita zosuvu vrcholila tesne po jeho vzniku v októbri 1984. Geodetické merania na 9 stabilizova-

ných bodoch (v telese i mimo neho) v lete 1985 preukázali až 3,5 m posuvy po spádnici. Celkový posun hmôt odhadujeme na 10–15 m. Od začiatku roku 1986 je zosuv dočasne ukludnený.

Zhodnotenie fyzikálno-mechanických vlastností zemín

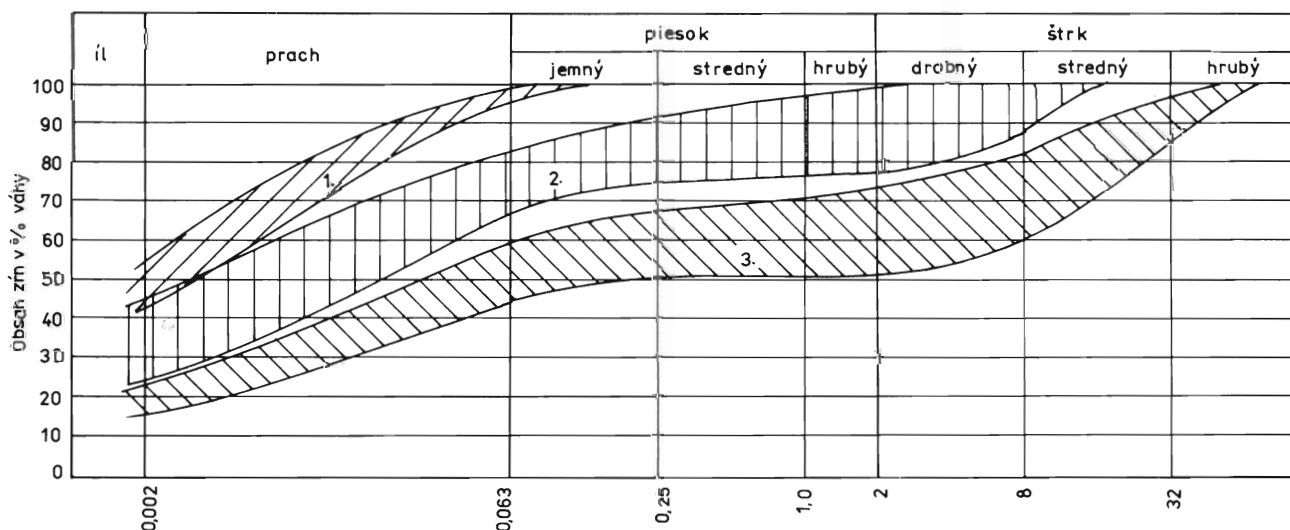
Na základe výsledkov laboratórneho spracovania vzoriek zemín (porušených) odobratých z vrstiev V1–V5 (obr. 4) sme v súlade s ČSN 73 1001 v rámci eluviálno-deluviálnych sedimentov vyčlenili tri typy zemín (obr. 6).

Prvý typ tvoria vysokoplastické íly skupiny F8 (CH). Obsah ílovitej frakcie je 42–53 %, prachovitej 42–55 %, piesčitej 2–5 %. Priemerná hodnota prirodzenej vlhkosti je 24,7 %, medza tekutosti 50,4–60,8 %. Konzistencia ílov je tuhá až pevná. Podľa Skemptonovej aktivity ílovitých zemín ($A_i = 0,4–0,9$) obsahujú kaolinit a illit.

Druhý typ tvoria vysokoplastické íly skupiny F8 (CH) s premenlivým obsahom zvetraných úlomkov ílovcov a pieskocov (3–23 %). Obsah ílovitej frakcie je 25–45 %, prachovitej 33–57 %, piesčitej 3–18 %. Zeminy majú tuhú až pevnú konzistenciu. Na základe aktivity ílovitých zemín podľa Skemptonu ($A_i = 0,9–1,5$) obsahujú illit a Ca-montmorillonit.

Keďže z uvedených typov zemín sa nerobili skúšky na stanovenie šmykových parametrov, prisudzujeme im na základe korelácie medze tekutosti a reziduálnej šmykovej pevnosti (Modlitba, 1972) tieto hodnoty reziduálnych šmykových parametrov: $\varphi_R = 11,3^\circ$ a $c_R = 0,0$ MPa.

Tretí typ tvoria štrkovité íly F2 (CG). Obsahujú 16–24 % ílovitej, 30 % prachovitej a 6–13 % piesčitej



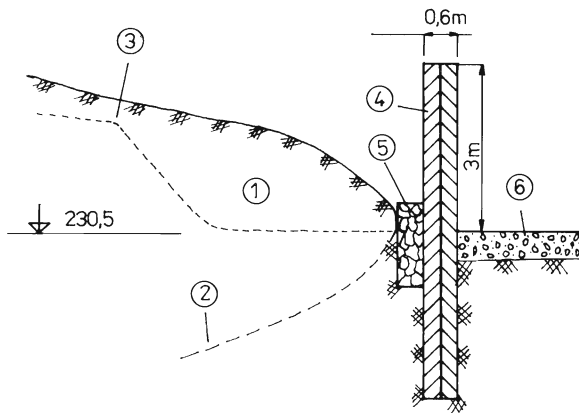
Obr. 6. Obalové čiary kriviek zrnitosti zemín. 1 — vysokoplastické íly F8 (CH), 2 — vysokoplastické íly s premenlivým obsahom zvetraných úlomkov, 3 — štrkovité íly F2 (CG).

Fig. 6. Envelope curves of grain-size curves of soils. 1 — high-plastic clays F8 (CH), 2 — high-plastic clays with changing content of weathered fragments, 3 — gravelly clays F2 (CG).

frakcie. Štrkovitá frakcia čini 27—50 %. Zeminy síce majú charakter súdržnej zeminy, ale ich mechanické a šmykové parametre podmieňuje obsah štrkovej frakcie. Sú pevnej konzistencie. Ich reziduálne šmykové parametre budú v každom prípade vyššie než u zemín predošlých typov.

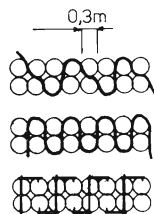
Návrh sanácie svahovej deformácie

Na základe výsledkov terénneho a laboratórneho výskumu a analýzy príčin a mechanizmu vzniku a vývoja prúdového zosuvu sme navrhli tieto sanačné opatrenia: zachytenie oboch prameňov v oblasti odľučnej steny do studní a odvedenie vody odvodňovacími rigolmi po oboch stranách zosuvu, vykonanie plytkej melioračnej drenáže (do 1 m), odstránenie vody z bezodtokových depresii, realizácia vejára troch subhorizontálnych odvodňovacích



Obr. 7. Priečný rez drevenou dvojradovou opornou stenou v čelnej časti prúdového zosuvu. 1 — čelo zosuvu, 2 — predpokladaný priebeh šmykovej plochy, 3 — umelo vytvorený odrez v päte prirodzeného svahu pred vznikom zosuvu, 4 — drevená dvojradová oporná stena, 5 — odvodňovací rigol vyplnený kameňmi, 6 — štrkové lôžko na dne budovanej skládky dreva.

Fig. 7. Transverzal section through double buttress in front of flow-type slide. 1 — front of slide, 2 — assumed course of slide surface, 3 — artificial side-hill cut in the foot of the original slope before the origin of landslide, 4 — wooden double buttress, 5 — drainage trench filled with stones, 6 — gravel bed on the bottom of wood tip.

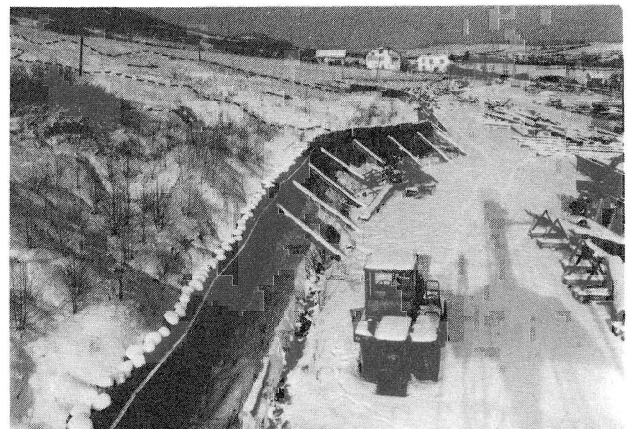


Obr. 8. Rôzne spôsoby spevnenia drevenej opornej steny v jej hornej časti (pôdorys). 1, 2 — spevnenie prepletením oceľového lana, 3 — spevnenie oceľovými sponami.

Fig. 8. Different methods of strengthen of wooden buttress in its upper part (ground plan). 1, 2 — strengthen by interlacing of steel cable, 3 — strengthen by steel ties.

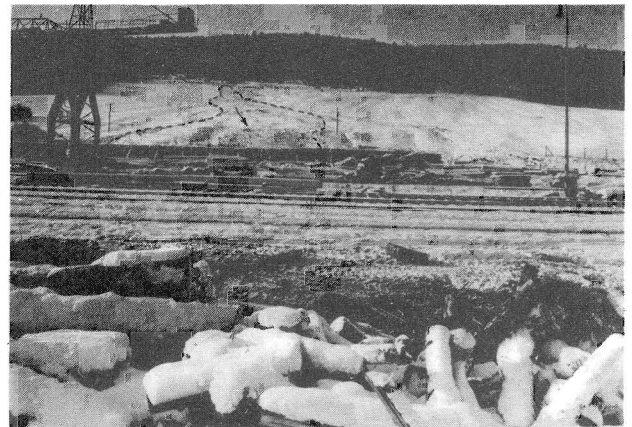
vrtov v hornej časti zosuvu a vybudovanie oporného múra v päte svahu. Uvedené opatrenia mali predovšetkým odstrániť vodu z telesa zosuvu.

V dôsledku finančných problémov a časovej tiesne však objednávateľ prieskumno-sanačných prác, Vsl. štátne lesy Košice, nemohol uvedené opatrenia realizovať. Po vzájomnej dohode bol vypracovaný návrh provizórnych sanačných opatrení, menej nákladných a uskutočniteľných kapacitami investora. Návrh obsahoval: zachytenie oboch prameňov v odľučnej stene zosuvu vyššie uvedeným spôsobom, odstránenie vody z povrchových depresii a vybudovanie zvislej drevenej dvojradovej opornej steny s odvodňovacím rigolom vyplneným kameňmi v päte svahu (obr. 7). Ako materiál sa na opornú stenu mali použiť 6 m dlhé a 0.3 m hrubé dubové kmene zbavené kôry a impregnované voči vlhkosti.



Obr. 9. Pohľad na deformovanú časť provizórnej opornej steny v čelnej časti prúdového zosuvu. V popredí steny je stavenisko skládky dreva. Stav 16. 12. 1988.

Fig. 9. A view on the deformed part of the temporary buttress in the front part of the flow-type slide. Building place of wood tip is in front of this buttress. Situation from 16th December 1988.



Obr. 10. Celkový pohľad na prúdový zosuv a výstavbu skládky dreva v blízkosti železničnej stanice.

Fig. 10. A comprehensive view on the flow-type slide with construction of wood tip near the station.

Jednotlivé kmene mali byť upevnené niektorým zo spôsobov uvedených na obr. 8.

V praxi však ani tieto jednoduché a provizórne sanačné opatrenia na stabilizáciu svahu neboli realizované podľa návrhu. Zachytenie uvedených prameňov bolo nedôsledné, a teda neúčinné. Voda zo záchytných studní vytekala do priestoru odlučnej steny. Nedostatočné bolo i odstránenie vody z depresii na povrchu zosuvu. Namiesto dvojradovej bola vybudovaná iba jednoradová oporná stena, ktorá po dlhú dobu nebola spevnená tiahkami. Uvedené skutočnosti mali za následok jej poškodenie (koniec r. 1985) v strednej časti (obr. 9, 10).

Od začiatku r. 1986 je prúdový zosuv v Radvani nad Laborcom dočasne ukľudnený, nezistili sa ďalšie väčšie deformácie opornej steny ani výraznejšie pohyby.

Záver

Prúdový zosuv v blízkosti železničnej stanice v Radvani nad Laborcom je jedným z mnohých zosuvov, ktoré sa každoročne aktivizujú na našom území v dôsledku neuváženého zásahu človeka. Hoci jeho rozmery nie sú veľké, časové a finančné straty spôsobené Vsl. štátnym lešom sú značné. Vykonané sanačné opatrenia sa ukázali ako neúčinné, pretože neboli v súlade s navrhovanými. Zosuv je od začiatku r. 1986 dočasne ukľudnený, avšak

jeho dlhodobá stabilita nebola zabezpečená. Nie je možné vylúčiť opätovné narušenie stability svahu v budúcnosti reaktivizáciou zosuvu, najmä v období zvýšených atmosferických zrážok.

Literatúra

- ČSN 73 1001, 1988: Základová pôda pod plošnými základmi. *Praha, ÚNM*, 75 s.
- Fussgänger, E. et al. 1982: Zefektívnenie metód a techniky výskumu a prieskumu inžinierskogeologických javov a procesov — metódy výskumu a prieskumu svahových deformácií. *Manuskript — archív IGHP Košice*, 287 s.
- Koráb, T. 1971: Základná geologická mapa 1 : 25 000, M—34—104—D—b Vyšná Radvan. Vysvetlivky k mape. *Manuskript — GÚDŠ Bratislava*, 21 s.
- Mazúr, E. et al. 1980: Atlas Slovenskej socialistickej republiky. *Bratislava, SAV*.
- Mazúr, E. a Lukniš, M. 1986: Geomorfologické členenie SSR a ČSR. 1. vyd. *Bratislava, Vyd. slov. kartografie*.
- Modlitba, I. 1972: Príspevok k poznaniu reziduálnej pevnosti. In: Zborník prác absolventov PF UK k 20. výročiu výuky inžinierskej geológie a hydrogeológie. *IGHP Žilina, PF UK Bratislava*, 83—100.
- Nemčok, A. 1982: Zosuvy v slovenských Karpatoch. *Bratislava, Veda*, 319 s.
- Nemčok, A., Pašek, J. a Rybář, J. 1974: Dělení svahových pohybů. *Sbor. geol. Věd, Hydrogeol. inž. Geol.*, 77—97.
- Špůrek, M. 1976: Pokyny k registraci sesuvů a jiných nebezpečných svahových deformací. *Praha, Geofond*, 30 s.
- Timko, L. 1982: Správa o inžinierskogeologickom prieskume akcie — drevosklad, Radvan nad Laborcom. *Manuskript — Geofond Bratislava*, 19 s.

Pokračovanie zo s. 262

a ich mocnosti a rozšírenie štrkov, bola tiež stanovená hĺbka neogénu. Z ekologického hľadiska je dôležité zistenie, že v niektorých miestach kanálu z CHZJD do Dunaja dochádza k úniku odpadových vôd do okolia. Autori poukazujú na potrebu periodických kontrol na všetkých kanáloch chemických odpadových vôd vedených do riek alebo do čistiacich staníc.

Tragické dôsledky nepresného určenia seizmicity v Arménsku boli predmetom príspevku J. Viskupa. Na faktoch dokumentoval nutnosť presne určiť seizmicitu, kde podcenenie vedie k tragédii a precenenie zas k neúmerne vysokým a zbytočným nákladom na výstavbu. V oblastiach so 7. a vyšším stupňom stupnice MSK odporučil vykonať tiež seizmické mikrorajónovanie, prípadne inžiniersko-seizmické mikrorajónovanie, pri ktorom sa berú do úvahy

inžinierskogeologické a hydrogeologické pomery skúmanej oblasti. Zistené údaje je nutné zohľadniť pri projektovaní stavieb.

Podľa J. Lanca a J. Viskupa geofyzikálne merania na prírodnej strane zemných hradzí umožňujú zistiť, resp. spresniť miesta filtrácie vôd z nádrže a tiež posúdiť homogénnosť zemných hradzí. Takéto merania sa urobili na VD Bešeňová, Dubník IL., Trenčianske Teplice a Veľké Uhorce, a to na vodnej hladine a tiež pod vodou, priamo na návodnom svahu hradze (na báze vodného stĺpca).

Okrem novej metódy merania a spracovania autori vyvinuli špeciálne elektródy na meranie SP a meranie odporu. Odporúčajú vykonávať merania na vodnej hladine, čo je technicky jednoduchšie, a súčasne sa dosiahne potrebná presnosť požadovaných informácií.

Dušan Obernauer

Ing. Arpád Abonyi, šesťdesiatročný

Začiatkom tohto roku sa dožil šesťdesiatich rokov svojho života význačný rudný geológ a organizátor geologicko-prieskumných prác v oblasti Gemera Ing. Arpád Abonyi.

Narodil sa 5. I. 1930. Po maturite na gymnáziu v Kisvorde pracoval ako baník v uhoľných baniach v oblasti Dorogu. Vysokú školu banícku absolvoval v r. 1953 v Soproni. Ihneď nastúpil ako geológ do podniku Východoslovenský rudný prieskum, závod Čučma. Postupne prešiel radom funkcií v tomto podniku i v jeho právnom nástupcovi — Geologickom prieskume. Pracoval ako geológ, samostatný geológ, odborný geológ a nakoniec ako vedúci Geologickej oblasti Geologického prieskumu v Rožňave. V rokoch 1966—1969 pracoval ako expert — geológ na rudných ložiskách na Kube.

V každom svojom pracovnom zadaní sa vždy plne osvedčil. Postupne získal vysoké odborné vedomosti z ložiskovej geológie v oblasti Spišsko-gemerského rudohoria a zaoberal sa radom významných ložiskových území, zaslúžil sa o objavenie podstatného množstva zásob sideritu i komplexných železných a medených rúd v Gemeri. Vyznačoval sa nielen odbornými, ale i veľmi dobrými organizačnými vlastnosťami. Ako vedúci Geologickej oblasti GP Rožňava vytvoril okolo seba veľmi dobrý pracovný kolektív, ktorý pod jeho odborným vedením dosahoval veľmi dobré hospodárske i surovinové výsledky.

Približne do roku 1959 skúmal rožňavské rudné žily v západnej časti, v okolí Rožňavského Bystreho. Neskôr sa venoval štúdiu oblasti metasomatických rúd tzv. pruhu Hanková—Volvec. Má veľkú osobnú zásluhu na úplne novej geologicko-ložiskovej koncepcii oblasti Nižná Slaná, ktorá viedla k objavu, resp. podstatnému rozšíreniu zásob

metasomatických sideritov ložiska Manó Nižná Slaná. Podobne sa aktívne osobne podieľal na objavení metasomatického ložiska sideritu Kobeliarovo.

Po návrate z expertízy na Kube sa venoval problematike rudnej oblasti Rožňava—Mária. Realizovaný geologický prieskum podľa návrhu jubilanta podstatne rozšíril zásoby medených rúd tohto žilného systému. Systematické geologicko-prieskumné práce v tomto revíre pod vedením A. Abonyiho viedli k objaveniu ložiska Strieborná žila, ktoré je jedným z najbohatších ložísk na striebro nájdených na Slovensku po roku 1945. Kvantitou i kvalitou zásob sa radí k stredne veľkým ložiskám i v porovnaní so svetom.

Jubilant preveroval známy výskyt olovnato-zinkových rúd v okolí Ardova i riadil niektoré prieskumné úlohy týkajúce sa nerudných stavebných surovín v Gemeri. Jeho práce, najmä rukopisné, sú rozsiahle a svedčia o veľkom pracovnom a odbornom zapojení sa jubilanta do riešenia surovinovej problematiky Slovenska.

Začiatkom osemdesiatych rokov A. Abonyi ťažko ochorel. Neustále sa zhoršujúci zdravotný stav viedol v roku 1986, žiaľ, až k odchodu do invalidného dôchodku. Preto zvlášť oceňujeme jubilantov neochabujúci osobný záujem o aktívne geologické dianie v Spišsko-gemerskom rudohorí, ochotu poskytnúť odbornú konzultatívnu pomoc jeho mladším kolegom, ktorú prejavuje napriek svojej chorobe.

Želáme mu, aby požíval naďalej úctu svojich blízkych a známych, ktorá je výrazom uznania jeho ľudských aj odborných kvalít, neubývajúcú duševnú silu, ktorá mu umožňuje vzdorovať krutému osudu, a ešte veľa pekných chvíľ, ktoré ožiaria jeho navonok jednotvárne dni.

Zoznam odborných prác jubilanta

Publikované práce

- Abonyi, A., Beňo, J. a Furiel, T. 1969: Geologické pomery metasomatického ložiska sideritu v Nižnej Slanej. *Geol. Práce, Spr.*, 29.
- Abonyi, A. a Rozložník, O. 1985: Výskyt metasomatického sideritu v mladšom paleozoiku pri Rožňave. *Mineralia slov.*, 17, 475—476.
- Abonyi, A. a Mesarčík, J. 1990: Výsledky vyhľadávacích geologicko-prieskumných prác vo východnej časti Rožňavského rudného poľa. *Geol. Průzk.*, 1, 32, 10—13.

Nepublikované práce

- Záverečná správa a výpočet zásob ložiska Mních (1957).
- Záverečná správa a výpočet zásob z ložiska Nižná Slaná—Manó východ (1958).
- Záverečná správa a výpočet zásob Rožňavské Bystre—okolie, Fe (1959).

- Záverečná správa a výpočet zásob z ložiska Vyšná Slaná—Rejdová, Fe, Cu rudy (1960).
- Záverečná správa a výpočet zásob z ložiska Vyšná Slaná—Rejdová, Fe, Cu (1963).
- Záverečná správa Ardovo, Pb, Zn rudy, vyhľadávaci prieskum (1964).
- Záverečná správa a výpočet zásob ankeritový pruh Hanková—Volvec, hĺbkové pokračovanie ložiska Manó (1965).
- Záverečná správa a výpočet zásob Rimavská Sobota, štrkopiesky — vyhľadávaci prieskum (1970).
- Záverečná správa Kobeliarovo, vyhľadávaci prieskum, Fe rudy (1970).
- Záverečná správa a výpočet zásob Rožňava—Mária, PP, Fe, Cu rudy (1977).
- Záverečná správa a výpočet zásob Rožňava—Mária, Vp, komplexné Fe rudy (1981).
- Štúdia banského prieskumného územia medzi ložiskom Mária a Rákošom (1982).

Ján Bartalský

Pokračovanie zo s. 272

	1980	1985	1987
<i>Zlato</i> (v t kovu)			
Záp. Európa a Juhoslávia	11	17	18
Afrika	699	712	636
Amerika	149	285	379
Austrália a Oceánia	17	59	110
Ázia	31	48	55
Soc. štáty (celkom)	282	340	347
Svet (celkom)	1 205	1 484	1 593
	1984	1985	1987
<i>Olovo</i> (v kt kovu)			
Záp. Európa a Juhoslávia	443	420	370
Afrika	266	284	229
Amerika	1 099	1 183	1 174
Ázia	131	144	130
Austrália a Oceánia	441	498	486
ZSSR	570	580	510
Čína	210	220	237
Soc. štáty (celkom)	1 051	1 065	1 014
Svet (celkom)	3 432	3 594	3 403
	1980	1985	1987
<i>Volfrám</i> (v t kovu)			
Záp. Európa	4 414	4 837	2 873
Afrika	765	198	150
Amerika	10 549	8 114	2 800
Ázia	6 004	4 900	3 100
Austrália a Oceánia	3 614	1 975	1 157
ZSSR	8 700	9 200	10 000
Čína	15 000	15 000	16 000
Soc. štáty (celkom)	25 980	25 250	26 850
Svet (celkom)	51 326	45 274	37 850
<i>Urán</i> (v t v koncentrácii)	1983	1985	1987
Svet (bez soc. štátov)	36 700	35 000	37 500
Hlavní producenti: Austrália, Južná Afrika, Nigéria, Brazília, Kanada, USA, Namíbia			

	1983	1985	1987
<i>Zinok</i> (v kt kovu)			
Záp. Európa a Juhoslávia		5 213	5 361
Afrika		289	326
Amerika		2 542	2 874
Ázia		456	348
Austrália a Oceánia		759	754
ZSSR		1 000	950
Polsko		190	186
Čína		350	292
Sev. Kórea		185	220
Soc. štáty (celkom)		1 859	1 770
Svet (celkom)		7 064	7 131
<i>Azbest</i> (v kt)			
ZSSR	2 250	2 400	2 400
Svet (celkom)	4 180	4 170	4 100
Ďalší veľkí producenti: Kanada, Južná Afrika, Brazília, Zimbabwe, Čína			
<i>Baryt</i> (v kt)			
ZSSR	520	540	455
NSR	169	171	200
Francúzsko	137	121	105
Turecko	77	230	310
USA	684	670	312
Čína	1 000	1 000	900
Svet (celkom)	5 400	6 020	4 700
	1980	1985	1987
<i>Kamenná soľ</i> (v kt)			
ZSSR	14 600	16 800	16 100
USA	37 600	35 500	32 400
Svet (celkom)	168 900	168 980	207 000
Ďalší veľkí producenti: Čína, NSR, Kanada, India			
<i>Mastec</i> (v kt)			
Svet (celkom)	4 951	5 292	5 400

Ján Bartalský

Inštrukcie pre autorov

Všeobecne

1. Rukopis v troch exemplároch a originál obrázkov s jedným odtlačkom musia byť vyhotovené podľa inštrukcií pre autorov časopisu *Mineralia slovacae*. V opačnom prípade redakcia článok vráti autorovi ešte pred jeho zaslaním recenzentovi.
2. Rozsah článku je najviac 20 rukopisných strán včítane literatúry, obrázkov a vysvetliviek. Uverejnenie rozsiahlejších článkov musí schváliť redakčná rada a ich zaradenie do tlače bude zdĺhavejšie.
3. Články sa uverejňujú v slovenčine, češtine, angličtine, resp. ruštine. Abstrakt a skrátené znenie článku (resumé) je obyčajne anglické (ak je článok v angličtine, potom resumé je v slovenčine).
4. Súčasne s článkom treba redakcii zaslať autorské vyhlásenie. Obsahuje meno autora (autorov), akademický titul, rodné číslo, trvalé bydlisko a ak je autorov viac, treba na samostatnom liste priložiť všetkými autormi podpísané vyhlásenie, ako sa má medzi autormi rozdeliť honorár.
5. Pri rozsiahlejšom článku treba predložiť redakcii kópiu potvrdenia SFVÚ o 3 % dani z literárnej a umeleckej činnosti. V opačnom prípade bude autorský honorár zdanený 10 %.

Text

1. Úpravu textu včítane zoznamu literatúry prispôbajte súčasnej úprave článkov v časopise.
2. Text sa má písať s dvojitou linkovou medzerou (riadkovač 2), na strane má byť 30 riadkov, šírka riadku je asi 60 znakov.
3. Abstrakt aj s nadpisom článku sa píše na samostatný list. Obsahuje hlavné výsledky práce (neopakovať to, čo je už vyjadrené nadpisom), nemá obsahovať citácie a jeho rozsah nemá byť väčší ako 200 slov. (Abstraktu treba venovať náležitú pozornosť, lebo slúži na zostavovanie anotácií.)
4. Text má obsahovať úvod, charakteristiku (stav) skúmaného problému, resp. metodiku práce, zistené údaje, diskusiu a záver.
5. Zreteľne treba odlíšiť východiskové údaje od interpretácií.
6. Neopakovať údaje z tabuliek a obrázkov, iba ich komentovať a odvolať sa na príslušnú tabuľku, resp. obrázok.
7. Text treba členíť nadpismi. Hlavné nadpisy píše do stredu, vedľajšie na ľavý okraj strany. Voliť najviac tri druhy hierarchických nadpisov. Ich dôležitosť autor vyznačí ceruzkou na ľavom okraji strany: 1 — hierarchicky najvyšší, 2 — nižší, 3 — najnižší nadpis.
8. V texte sa uprednostňuje citácia v zátvorke, napr.: (Dubčák, 1987; Hrubý et al., 1988) pred formou . . . podľa Dubčáka (1987) . . . Ani v jednom prípade sa neuvádzajú krstné mená.
9. Umiestnenie obrázkov a tabuliek sa označí ceruzkou na ľavom okraji rukopisu, resp. stĺpcového obsahu.
10. Grécke písmená použité v texte treba identifikovať na ľavom okraji slovom (napr. sigma).
11. Pri písaní starostlivo odlišujte pomlčku od spojovníka.
12. Symboly, matematické značky, slová a pod., ktoré treba vysádzať kurzívou, autor v rukopise podškrtnie vlnkovkou.

Ilustrácie

1. Musia byť vysokej kvality. Majú dokumentovať a objasňovať text. Originál (pred zmenšením) môže mať rozmer najviac 570 × 430 mm. Maximálny rozmer ilustrácie vytlačený v časopise je 170 × 230 mm. Skladacie ilustrácie treba úplne vylúčiť.
2. Ilustrácie pripravovať s vedomím, že sa budú zmenšovať (obvykle o 50 %) na šírku stĺpca (81 mm) alebo strany (170 mm). Podľa toho pripravovať ich veľkosť a formu, resp. ich zoskupenie.
3. Voliť takú veľkosť písma a čísel, aby po zmenšení najmenšie písmená boli 1,2 mm. Úmerne zmenšeniu voliť aj hrúbku čiar.

4. Obrázky popisovať šablónou, nie voľnou rukou.
5. Všetky ilustrácie včítane fotografií musia obsahovať grafickú (metrickú) mierku.
6. Zoskupené obrázky, napr.: fotografie, diagramy, musia byť pripravené (nalepené) ako jeden obrázok a jeho časti treba označiť písmenami (a, b, c atď.). Takto zoskupené obrázky sa citujú ako jeden obrázok. Zoskupené fotografie treba starostlivo upraviť a nalepiť na biely kriedový papier.
7. Fotografie musia byť ostré, čierne-biele, kontrastné a vyhotovené na lesklom papieri. Je vhodné, aby sa zmenšovali minimálne o 50 %.
8. Na všetkých obrázkoch sa na okraji (na fotografiách na zadnej strane) ceruzkou uvedie číslo obrázku a meno autora. Na fotografiách sa šípkou doplní aj orientácia obrázku.
9. Na mapách a profiloch voliť jednotné vysvetlivky, ktoré sa uvedú pri prvom obrázku.
10. Názvy obrázkov a vysvetlivky sa píše strojom na osobitný list.
11. Všetky ilustrácie sa musia citovať v texte.
12. Ilustrácie sa zasielajú redakcii už imprimované, teda pri korektúre ich už nemožno opravovať a dopĺňať.

Tabuľky

1. Tabuľky sa píše na osobitný list. Rozsah a vnútornú úpravu tabuliek zvolíte tak, aby sa tabuľka umiestnila do stĺpca alebo na šírku strany. Rozsiahlejšie tabuľky sa neprijímajú.
2. Údaje zoraďte do tabuľky iba vtedy, ak sa nedajú uviesť v texte.
3. Nadpis tabuľky a prípadný sprievodný text sa píše strojom na osobitný list (úpravu nadpisov pozri v časopise). Tabuľku so zložitou formou treba napísať karbónovou páskou v úprave vhodnej priamo pre tlač.
4. Vertikálne čiary v tabuľkách nepoužívať.
5. Tabuľky sa číslujú priebežne a uverejňujú sa v číselnom poradí.

Literatúra

1. V zozname literatúry sa uvádza v abecednom poriadku iba v danom článku citovaná literatúra. Citácia označená „v tlači“ sa môže uviesť v zozname, len ak je z citovaného článku aspoň stĺpcová korektúra. Citácie s doplnkom „v príprave“, „zadané do tlače“ sú neplnohodnotné a nemajú sa užívať ani v texte. Citácia „osobná informácia“ sa cituje iba v texte (Zajac, os. informácia, 1988).
2. Užívať nasledujúci spôsob uvádzania literatúry:
Kniha
Gazda, L. a Čech, M. 1988: Paleozoikum medzevského príkrovu. Alfa Bratislava, 155 s.
Časopis
Vrba, P. 1989: Stržné zóny v komplexoch metapelitov. *Mineralia slov.*, 21, 135—142.
Zborník
Návesný, D. 1987: Vysokodraselné ryolity. In: Romanov, V. (red.): Stratiformné ložiská gemerika. Špec. publ. Slov. geol. spol., Košice, 203—215.
Manuskript
Radvanský, F., Slivka, B., Viktor, J. a Srnka, T. 1985: Žilné ložiská jedľoveckého príkrovu gemerika. Záverečná správa z úlohy SGR-geofyzika. Manuskript — archív GP Spišská Nová Ves, 28 s.
3. Pri článku viacerých ako dvoch autorov sa v texte cituje iba prvý autor s dodatkom et al., ale v zozname literatúry sa uvádzajú všetci.
4. Ak sa v článku (knihe) cituje názor, údaje a pod. iného autora, ktorý nie je spoluautorom publikácie, potom sa v texte cituje vo forme (Gerda in Kubka, 1975), ale v zozname literatúry sa uvádza iba Kubka, J. 1975.

OBSAH CONTENTS

<i>Augustín Šutora, Bartolomej Leško, Jozef Čverčko, Jozef Šrámek</i>	
Príspevok geofyzikálnych dát k riešeniu geologickej stavby a roponá- dejnosti juhovýchodného Slovenska	193 Contribution of geophysics to the solution of geological structure and forecasts of hydrocarbons in SE Slovakia
<i>Lubomír Divinec, Peter Kotulák</i>	
Metalogenetický model Slanských vrchov	213 Metallogenic model of the Slanské vrchy Mts., Eastern Slovakia
<i>Martin Radvanec, Boris Bartalský, Karol Žák, Pavol Grecula</i>	
Izotopický pomer $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ v baryte gemerika	219 Isotopic ratio of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ in baryte of Gemericum
<i>Sergej Petrovič Korikovskij, Stanislav Jacko, Vladimír Alexandrovič Boronichin</i>	
Faciálne podmienky variskej prográdnej metamorfózy v lodinskom komplexe kryštalinika Čiernej hory	225 Facial conditions of Variscan prograde metamorphism in the Lodina complex of Čierna hora crystalline, Eastern Slovakia
<i>Stanislav Jacko, Sergej Petrovič Korikovskij, Vladimír Alexandrovič Boronichin</i>	
Rovnovážne asociácie rúl a amfibolitov komplexu Bujanovej (Čierna hora)	231 Equilibrium assemblages of gneisses and amphibolites of Bujanová complex (Čierna hora), Eastern Slovakia
<i>Anton Remšík, Ondrej Franko, Marián Fendek, Dušan Bodiš</i>	
Geotermálne vody podunajskej a viedenskej panvy	241 Geothermal waters of the Danube and Vienna basins
<i>Viliam Oružinský</i>	
K pozícii sekundárnych kvarcitov na ložiskách porfýrových mede- ných rúd	251 To the position of high silica rocks on copper-porphyry ore deposits
<i>Henrieta Jurkovičová, Dionýz Vass, Martin Elečko</i>	
Bátčanské vápence kieselu juhoslovenskej panvy	263 The Bátka limestones in Kiscellian of the South Slovakian Basin
<i>Jozef Forgáč, Ján Čurlík, Miroslav Harman</i>	
Rekryštalizácia SiO_2 v petrifikovaných drevinách	273 Silica recrystallization in petrified wood
<i>Lubomír Petro, Erika Polaščinová</i>	
Príslušnosť-sanačné práce na lokalite Radvaň nad Laborcom	281 Exploration-rescue works on the Radvaň nad Laborcom locality, Eastern Slovakia
KRONIKA CHRONICLE	
Ing. Arpád Abonyi, šesťdesiatročný	287 Sixty years of Ing. Arpád Abonyi
INFORMÁCIE INFORMATION	
<i>Ján Bartalský</i>	
Ťažba surovín vo svete	239 Exploitation of raw materials in the world
<i>Ján Bartalský</i>	
Ťažba zlata, diamantov a vybraných druhov surovín vo svete	272 Exploitation of gold, diamonds and chosen raw materials in the world
ZO ŽIVOTA SGS 218, 261 THE SOCIETY'S LIFE	