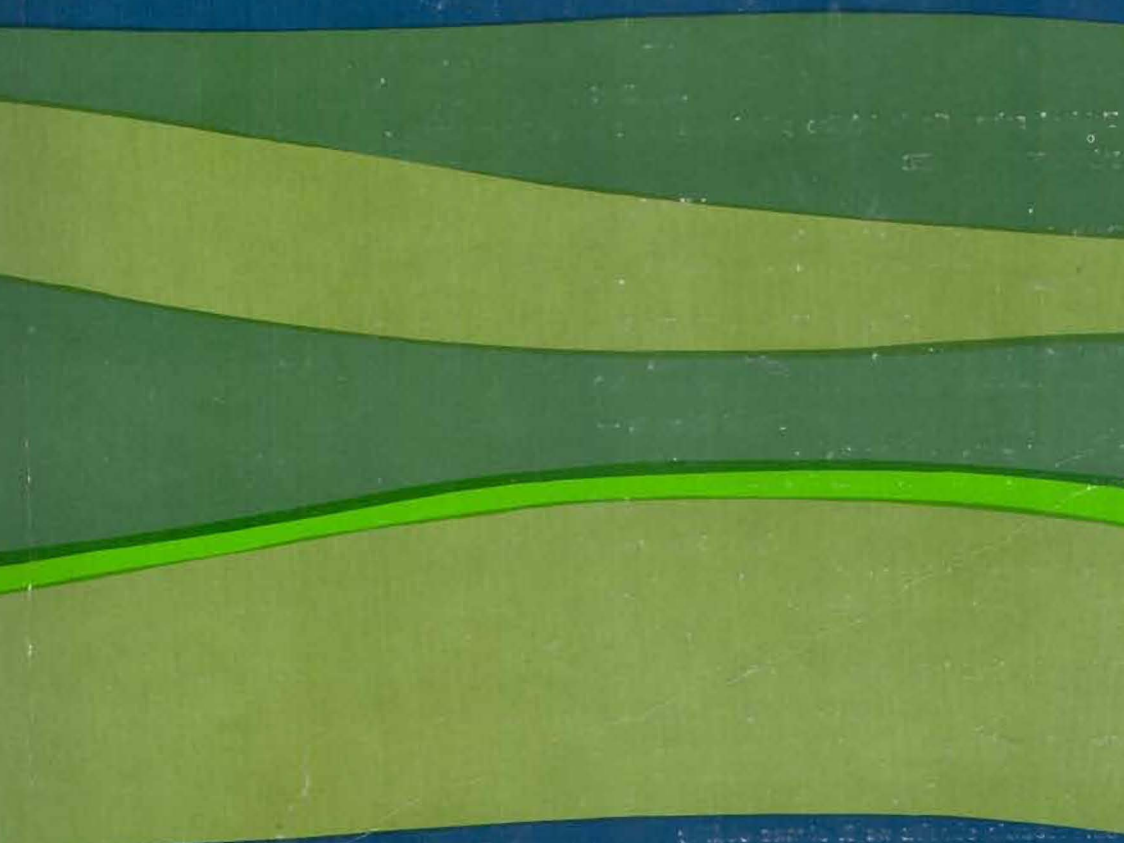


MINERALIA SLOVACA

14

1982

3

An abstract graphic representing a landscape, composed of several horizontal, wavy bands of different shades of green and yellow-green, set against a dark blue background at the top and bottom.

Ing. Ján BARTALSKÝ, CSc., *vedúci redaktor*
RNDr. Pavol GRECULA, CSc., *vedecký redaktor*
p. g. Ján KOBULSKÝ, *technický redaktor*

REDAKČNÁ RADA

Ing. Ján KURÁŇ, CSc., *predseda redakčnej rady*

RNDr. Juraj ANTAS
RNDr. Ján BYSTRICKÝ, DrSc.
akademik Bohuslav ČAMBEL
RNDr. Miroslav HARMAN, CSc.
prof. RNDr. Jakub KAMENICKÝ
RNDr. Vlastimil KONEČNÝ, CSc.
Ing. Ján KOZÁČ
Ing. Ivan KRAVJANSKÝ
RNDr. Bartolomej LEŠKO, DrSc.
akademik Michal MAHEL
Ing. Ivan MARUSIAK, CSc.

prof. Ing. Milan MATULA, DrSc.
Ing. Ivan PAGÁČ, CSc.
RNDr. Anton PORUBSKÝ, CSc.
Ing. Rudolf RUDINEC, CSc.
RNDr. Ondrej SAMUEL, DrSc.
RNDr. Miroslav SLAVKAY, CSc.
RNDr. Ivan ŠARIK
RNDr. Pavel TKÁČIK
Ing. Milan TAPAK, CSc.
prof. RNDr. Cyril VARČEK, CSc.
RNDr. Imrich VARGA

OBSAH CONTENTS

Ján Bartalský

Tridsať rokov Geologického prieskumu 193 Thirty years of Geologický prieskum

PÔVODNÉ PRÁCE

ORIGINAL PAPERS

Miroslav Slavkay

Prognózne plochy mednatých porfýrových
rúd vo východoslovenských neogénnych
vulkanitoch

Prognostic areas of porphyry copper ores
in volcanites of Neogene age in Eastern

195 Slovakia

Jozef Hudáček — Emília Brodňanová — Dušan Blaško

Geologické problémy a prognózy uhoľných
ložísk hornonitrianskej uhoľnej panvy

Geological problems and prospects of coal
deposits in the Upper Nitra coal basin

209

Pavol Grecula — Karol Együd

Litostratigrafia mladšieho paleozoika a
spodného triasu Zemplínskych vrchov

Litostratigraphy of Upper Paleozoic and
Lower Triassic strata of the Zemplínske

221 vrchy Mts. (SE Slovakia)

Juraj Tözsér — Karol Együd

O možnostiach výskytu alunitu vo výcho-
doslovenských neovulkanitoch

On the possibilities of alunite occurrences
241 in the East Slovakian neovolcanites

Imrich Varga

Tektonika košického magnezitového ložiska

251 Tectonics of the Košice magnesite deposit

Ján Kozáč — Daniel Očenáš — Dušan Rusňák — Ján Hoppon

Minerálne zloženie, charakteristické vlast-
nosti a možnosti využitia zeolitového tu-
fitu z lokality Nižný Hrabovec

Mineralogy, characteristic properties and
utilization possibilities of zeolitic tuffite
263 from Nižný Hrabovec (East Slovakia)

Pokračovanie obsahu na 3. strane obálky

Continuation see page 3 of the cover

Tridsať rokov Geologického prieskumu

V tomto roku završuje Geologický prieskum tretie desaťročie svojho trvania. Za rok jeho zrodu pokladáme rok 1952, a to napriek tomu, že už rok či dva predtým isté organizačné formy ložiskového geologického prieskumu v ťažobných organizáciách jestvovali. O jeho zjednotení na pevnej báze možno hovoriť až od prvého polroku 1952.

Roky 1952—1958 sa dajú označiť ako obdobie malých prieskumných podnikov, ktoré napokon vyústilo do vzniku osobitného rezortu geológie v ČSSR v podobe Ústredného geologického úradu v Prahe. Práve on vytvoril základné organizačné podmienky a predpoklady na sústredenie prieskumných podnikov do komplexného podniku na Slovensku, akým je aj dnešný Geologický prieskum.

Významným kvalitatívnym prelomom i stimulom do nevídaného odborného kvalitatívneho a kvantitatívneho rozvoja geologického prieskumu bolo ustanovenie Slovenského geologického úradu v Bratislave, orgánu geologickej služby na Slovensku, roku 1969. Mimoriadne veľký rast zaznamenal Geologický prieskum najmä za ostatných päť či šesť rokov.

Vďaka starostlivosti a neoceniteľnej pomoci ústredných orgánov Komunistickej strany Československa a Komunistickej strany Slovenska, federálnej vlády ČSSR, ako aj vlády SSR vytvoril Slovenský geologický úrad Geologickému prieskumu nebývalé kádrové, finančné aj investičné podmienky. Tie sa odzrkadlili v doteraz najväčšom raste geologickoprieskumných prác orientovaných na nerastné suroviny Slovenska a vo veľmi dobrých výsledkoch podniku.

Rozvoj progresívnych metód a techniky v geológii priniesli primerané výsledky v hľadaní nových ložísk surovín, v ich prieskume a v odovzdávaní ložísk do priemyselného využívania.

V tomto našom úvodnom príspevku nesledujeme cieľ hodnotiť uplynulých tridsať rokov činnosti Geologického prieskumu, ale chceme iba upozorniť na toto významné výročie ako medzník v zužitkovaní moderných pokrokových metód vyhľadávania a prieskumu nerastných surovín, v čom nám boli a sú príkladom nesmierne bohaté skúsenosti geologickej služby Sovietskeho zväzu. Za tridsať rokov práce Geologického prieskumu a jeho predchodcov sa na Slovensku uskutočnilo a záverečnými správami ukončilo vyše 1300 prieskumných akcií, z nich vyše 200 orientovaných na rozličné rudy, viac ako 50 dotýkajúcich sa uhlia a lignitu a vyše 1000 zameraných na nerudné suroviny. Do priemyselného využívania sme ťažobným organizáciám odovzdali vyše 350 ložísk nerastných surovín, príp. čiastkových revírov (10 ložísk uhlia a lignitu, okolo 25 rudných surovín a vyše 300 ložísk nerudných surovín).

Môžeme s hrdosťou konštatovať, že dnes niet na Slovensku ani jedného závodu priemyselne ťažiaceho suroviny, ktorého ložisková surovinová základňa by nebola výsledkom práce Geologického prieskumu.

Takéto pracovné úspechy sme dosiahli vďaka úsiliu celého kolektívu podniku, pracovníkov všetkých profesií, a to počínajúc osádkami našich baníkov alebo

vrtáčov v teréne cez technických a riadiacich pracovníkov, zásluhou ľudí zodpovedne a iniciatívne plniacich povinnosti na ktoromkoľvek poste geologickej služby, ako aj tých, čo prieskumné práce navrhujú, projektujú, realizujú, vedú či hodnotia.

Na zabezpečenie prepotrebných výstupov do národného hospodárstva v podobe prebádaných nerastných zásob sa vykonalo množstvo rozmanitých prieskumných prác. Dokumentujeme si to aspoň niekoľkými výrečnými údajmi:

	1970	1975	1981
Metráž vrtov	67,7 km	77 km	115 km
Chodby a komíny	8,1 km	8,9 km	9,2 km
Práce vlastnej geologickej služby v mil. Kčs	13,8	21,5	31,9
Laboratórnohodnotiace práce v mil. Kčs	9,9	12,1	19,2
Meračské práce v mil. Kčs	2,3	2,5	4,4
Počet pracovníkov podniku spolu	2128	2188	2418
Počet pracovníkov geologickej služby	406	420	529

Je prirodzené, že významné pracovné úspechy ložiskovej geológie sú výsledkom vysokej kvality akcií geologickej služby, jej profesionálnej úrovne, podloženej vysokou odbornou kvalifikáciou a rastúcimi odbornými skúsenosťami.

Kým napr. roku 1953 bolo vo všetkých prieskumných organizáciách dovedna 26 pracovníkov s vysokoškolskou kvalifikáciou v geologickej službe (geológov, meračov, chemikov, technologov, geofyzikov a pod.), roku 1976 ich už bolo 140 a na konci minulého roka takmer 200. Kým roku 1953 profesia prieskumný geológ označovala pracovníka povinného ovládať čiastkové geologické odbory, roku 1976 sa stav pracovníkov s vysokoškolskou kvalifikáciou nielen veľmi zvýšil (na 96), ale uplatnila sa aj špecializácia. Roku 1981 už v podniku pracovalo 120 geológov rozličnej špecializácie s vysokoškolským vzdelaním (v laboratóriách 18, v geofyzike 8). Výrazne vzrástol počet pracovníkov geologickej služby podniku s vedeckou kvalifikáciou. Roku 1965 bol v podniku iba jeden kandidát vied, roku 1976 traja, roku 1981 už 13 a ďalších 12 pracovníkov vedeckú aspirantúru študuje.

Takto odborne pripravený a vedecky fundovaný kolektív nielen aplikuje vedecké poznatky iných, ale aj sám sa na rozvoji geologických vied na Slovensku, ba aj v medzinárodnom meradle zúčastňuje. Dokazuje to účasť pracovníkov podniku v práci vedeckých inštitúcií, v komisiách a radách na Slovensku, v rámci ČSSR, ale aj Európy. Celkom prirodzeným výsledkom je potom aj rozsiahla publikačná činnosť našich geológov v slovenských, československých aj iných odborných časopisoch, zborníkoch zo sympózií a pod.

Aj v tomto čísle nášho časopisu Mineralia slovaca si chceme niekoľkými štúdiami pripomenúť taký významný medzník slovenskej geológie, akým je 30. výročie vzniku národného podniku Geologický prieskum.

Ing. Ján Bartalský, CSc.

riaditeľ Geologického prieskumu, n. p.

Prognózne plochy meďnatých porfýrových rúd vo východoslovenských neogénnych vulkanitoch

MIROSLAV SLAVKAY

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

(3 obr. a 2 tab. v texte)

Doručené 9. 12. 1981

Прогнозные районы меднопорфировых руд Восточнословацких неогенных вулканических гор

Автор разделяет территорию восточнословацких вулканических гор на прогнозные площади в зависимости от количества прогнозных критериев и интенсивности индикаторов оруденения. В Сланских горах наиболее перспективной считаем центральные вулканические зоны Злата Бања, Маковица а Стрехов, во Вигорлате Морске око, Порубски поток и Соколски поток. Самой перспективной в Сланских горах считаем Боготу а во Вигорлате Кийов. Эти площади определяют места вероятного размещения меднопорфировых руд.

Prognostic areas of porphyry copper ores in volcanites of Neogene age in Eastern Slovakia

The paper gives classification of areas built by volcanites of Neogene age in Eastern Slovakia based on the amount of prognostic criterions and on the intensity of mineralization indications. The Zlatá Baňa, Makovica and Strechov vrch central volcanic zones are the most prospective in the Slanské vrchy Mts. whereas the Morské oko, Porubský potok and Sokolský potok localities appear as the most promising in the Vihorlat Mts. The Bogota locality in the Slanské vrchy Mts. and the Kyjov hill in the Vihorlat Mts. are prospective as well. These areas include the probable sites of porphyry copper mineralizations.

V metalogenetickej zóne neovulkanitov Západných Karpát nadobúdajú stále väčší metalogenetický význam rudné rajóny východoslovenských neogénnych vulkanitov,

predovšetkým Slanských vrchov a Vihorlatu, ktoré na severnom a západnom okraji lemuju miocénnu molasu a zvyrazňujú jej hranice s predneogénymi útvarmi.

Vývoj ich vulkanizmu prebiehal v niekoľkých etapách, ktorých produkty vytvorili výraznú etážovú stavbu. Spodnú štruktúrnú etáž tvoria kyslé vulkanogénne horniny ryolitového až ryodacitového zloženia a vrchnú intermediárne horniny andezitového až andezitobazaltového zloženia. Vulkanická činnosť sa začala v spodnom miocéne (Slávik, 1973) a podľa doteraz získaných rádiometrických údajov o absolútnom veku trvala viac ako 8 miliónov rokov ($16,5 \pm 0,5$ až $8 \pm 0,3$). Okrem extrúzičných a efúzičných foriem sa na budovanie vulkanického komplexu podstatne zúčastnili intrúziívne formy, zastúpené vo Vihorlato mikrogranodioritmi, dioritovými porfyritymi až dioritmi (Bacsó, 1979) a v Slanských vrchoch dioritovými porfyritymi až dioritmi (Kaličiak — Tözsér, 1980, Kaličiak, 1980).

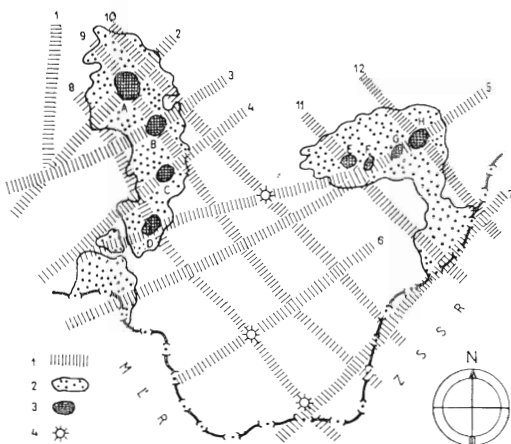
Dôležitú úlohu pri vzniku a formovaní východoslovenských vulkanických vrchov a rudotvorných procesov v nich zohrala zlomová tektonika a hrastové a priekopové štruktúry so zónami poklesávania. Boli to hlavne priečne zlomové systémy (Tözsér — Kaličiak, 1977), ktoré na križovaní so staršími pozdĺžnymi zlomami tvorili vhodné podmienky na prenikanie vulkanickej hmoty, a tak umožnili vznik vulkanicko-plutonických komplexov s centrálnymi zónami (obr. 1).

So záhrebsko-zemplínskym zlomovým pásmom sa spája vznik vulkanicko-plutonických komplexov Veľkého Miliča a Bogoty. Jeho severovýchodným pokračovaním je vrbnické zlomové pásmo (priečny vihorlatský zlomový systém Leška — Slávika, 1967), na ktorom ležia hlavné centrálné zóny Vihorlatu (Bacsó, 1979, Grecula et al., 1977) s prechodom do tzv. ladomirovských zlomov (Leško — Slávik, 1969). Línia Darnó nie je na SV od Košíc jednoznačne potvrdená, ale najskôr pokračuje vo forme priečných hrastov a prepádlin (Tözsér — Kaličiak, 1977), s ktorými spája vznik zlatobanského vulkanicko-plutonického komplexu. Na rožňavskej línii je zase centrálna vulkanicko-plutonická zóna Makovice.

Dôležitým prvkom je výrazná prepádlna predterciérneho podložja prebiehajúca smerom SZ—JV medzi Prešovom a Kráľovským Chlmcom. Paralelne s ňou prebiehajú tri výrazné zlomové pásma, mirkovsko-trebišovsko-szamošské, prešovsko-trhovištské a močarmiansko-topliansko-užhorodské. Tam, kde sa prepádlna a pozdĺžne zlomy križujú s priečnymi hrastmi a zlomami, sú vyvinuté centrálny vulkanickej činnosti v Slanských vrchoch, Zemplínskych vrchoch a vo východoslovenskej neogénnej panve.

Podobný obraz je aj vo Vihorlato a Popriečnom. Tu smerom SZ—JV prebieha choňkovská depresia (Slávik et al., 1968), elevácie humenského mezozoika a bradlového pásma a paralelne s nimi významné humensko-sobrancecké a perečinské zlomové pásmo. Cen-

trálne vulkanické zóny sú vyvinuté na ich križovaní s priečnymi zlomovými pásmami, a to vrbnickým (Záhreb — Zemplín) a ptrukšianskym. V. V. Naumenko et al. (1978) viažu vývoj Popriečného na pozdĺžne štruktúry, pričom sa uplatňuje perečinské priečne zlomové pásmo. Vo východoslovenských neovulkanitoch sa vyskytujú intrúzie vo forme žíl, silov, dajok a pňov v centrálnych zónach



Obr. 1. Schéma hlavných zlomových pásiem. Spracovaná podľa P. Greculu et al. (1977). 1 — hlavné zlomové pásma, 2 — vulkanické horniny, 3 — centrálné zóny vulkanoplu-tonických komplexov, 4 — významné vulkanické centrá. Zlomové pásma: 1 — hornádske, 2 — Darnó, 3 — rožňavské, 4—5 — záhrebsko-zemplínske, 6 — kapušianske, 7 — ptrukšianske, 8 — mirkovsko-trebišovsko-szamošské, 9 — prešovsko-trhovištské, 10 — močarmiansko-topliansko-užhorodské, 11 — humensko-sobrancecké, 12 — perečinské. Centrálné zóny: A — Zlatá Baňa, B — Makovica, C — Strechov vrch, D — Bogota, E — Kyjov, F — Sokolský potok, G — Porubský potok, H — Morské oko

Fig. 1. Scheme of main fault belts (complemented from Grecula et al., 1977). 1 — main fault belt, 2 — volcanite, 3 — central volcanic zone of volcanoplutonic complexes, 4 — main volcanic centre. Fault belts: 1 — Hornád, 2 — Darnó, 3 — Rožňava, 4—5 — Zagreb-Zemplín, 6 — Kapušany, 7 — Ptruksá, 8 — Mirkov-Trebišov-Szamos, 9 — Prešov-Trhovište, 10 — Močarmany-Topla-Uzhgorod, 11 — Humenné-Sobrance, 12 — Perečin. Central volcanic zones: A — Zlatá Baňa, B — Makovica, C — Strechov vrch, D — Bogota, E — Kyjov, F — Sokolský potok, G — Porubský potok, H — Horské oko

vulkanických komplexov a často tvoria početné roje. V zlatobanskom sú to dakjové a silové roje dioritových porfyrítov a domatické telesá (Kaličiak, 1980), vo Vihorlate zase pne a kupolovité telesá pyroxenického andezitu až dioritového porfyrítu, žilné a pňovité telesá dioritového porfyrítu až kremitého dioritu (Bacsó, 1979). Prítomnosť telies dioritových porfyrítov až dioritov zistili vrtné práce v centrálnej vulkanickej zóne Makovica, Strechov vrch, v Slanských vrchoch a na Mor-skom oku vo Vihorlate.

Hlavným podkladom na ich vyčlenenie boli výsledky geofyzikálnych metód, predovšetkým magnetometrie a gravimetrie. V mapách Bougerových anomálií sa diority a dioritové porfyrity najvýraznejšie prejavili vysokými kladnými anomáliami, okolo ktorých sú koncentricky rozložené záporné anomálie. Koncentrické je aj usporiadanie magnetometrických anomálií a izolínií AT (Pospíšil — Kaličiak, 1979, Pospíšil — Tkáč, 1980). Koncentrické štruktúry sa sčasti zistili už vo Vihorlate (Bacsó, 1981). Ďalej sa geologickým mapovaním a vrtnými prácami zistili genetické typy hornín, ktoré charakterizujú centrálnu zónu, napr. hlbšie aj plytké subvulkanické intruzívne telesá, silne zbrekčovatené tenké lávové prúdy, aglomeráty, vulkanické brekcie a kráterové brekcie, kvarcity (miestami možno ide o pôvodne limnické uloženiny). Ďalej sa od centrálnych zón po okraje mapovali mocné lávové prúdy, často s blokovou odľudnosťou, na viacerých miestach zbrekčovatené, redeponované aglomeráty a tufty, v exteriérnych zónach s limnickými uloženinami (Červenica, Banské a i.).

S tektonickou a magmatickou činnosťou úzko súvisel metalogenetický vývoj územia. Uvedené vulkanoplutonické komplexy s centrálnymi zónami sa vyznačujú typickou geologickou stavbou. V každom z nich sú známe isté minerálno-parageneticky blízke typy a druhy zrudnenia, ktoré sa koncentrujú najmä v centrálnych zónach, zatiaľ čo v periférnych zónach sú len slabé prejavy zrudnenia. Pokiaľ ide o genetické typy zrudnenia, paragenetický vývoj, ložiskové štruktúry či veľkosť ložísk, medzi jednotlivými centrálnymi zónami zaznamenali sa výrazné odlišnosti, a preto podľa súčasnej metalogenetickej terminológie (Ilavský — Slavkay, 1980) a charakteristických znakov možno jednotlivé vulkanicko-plutonické komplexy považovať za samostatné rudné polia.

V rudnom rajóne Slanských vrchov sa významná mineralizácia zaznamenala v zlatobanskom rudnom poli. V mnohých vrtoch sa zistilo zrudnenie rozličného typu. Ide o žilnikovo-impregnačný, brekciovitý a žilno-žilnikový typ polymetalickej mineralizácie, prejavy skarnovej a Cu—Mo mineralizácie. M. Kaličiak — R. Ďuďa (1981) tu vyčlenili

niekoľko formácií v spojení s etapami vývoja vulkanického aparátu. S prvou etapou spájajú pyritovú formáciu a v druhej vyčleňujú Fe skarnovú formáciu. Hlavný zrudňovací proces bol späť s trefou etapou a v nej sa vyčlenili: Mo—Cu formácia, polymetalická formácia v žilnikovo-impregnačnom type a brekciovitom type, antimonitová ortutnatá-arzenová a opálová formácia. So štvrtou etapou vývoja sa spája markazitová a opálová formácia.

V rudnom poli Makovica sa v ojedinelých vrtoch zistilo zrudnenie žilnikovo-impregnačného typu, ktoré opísal J. Tözsér — M. Kaličiak (1981). Je odlišné od zlatobanského a tvorí ho pyrit, pyrotin, chalkopyrit, molybdenit, arzenopyrit, magnetit, sfalerit. Podobná mineralizácia sa zistila aj v žilkách milimetrovej až centimetrovej hrúbky. Zrudnenie je v dioritovom porfyríte až mikrodiorite, ale aj v okolitom andezitovom komplexe, ktorý preráža.

V rudnom poli Strechov vrch sa vo vrte zistilo polymetalické žilnikovo-impregnačné zrudnenie (pyrit, markazit, galenit, sfalerit, arzenopyrit) a v rudnom poli Bogota sú známe len rozsypové anomálie polymetalických minerálov a na okraji rumelka.

Odlišné pomery sú v rudnom poli Veľkého Miliča, v ktorom sa okrem rozsypových anomálií polymetalických a mednatých minerálov blízko centrálnej zóny zistili významné rozsypové anomálie barytu, zlata, scheelitu a kassiteritu.

Vo vihorlatskom rudnom rajóne sa na základe starších a súčasných výsledkov určilo týchto päť rudných formácií (Bacsó et al., 1978):

1. Formácia rozsypov zlata, pravdepodobne súčasť klastického materiálu magurského flyšu (známa len z rozsypov).
2. Polymetalická a vzácokovová sekundárna kvarcitová formácia. Viazá sa na centrálnu vulkanickú zónu a doteraz sa v nej zistili asociácie týchto minerálov: pyrit — pyrotin — chalkopyrit, kremeň — arzenopyrit — pyrit — pyrotin — sfalerit — galenit — stanín (?) — chalkopyrit — kalcit.
3. Ortutová formácia impregnačných a žilnikových rúd. Vystupuje vo faciách bystrickej jednotky magurského flyšu.
4. Limonitovo-opálová formácia tvorí infiltratívne rudy vo Vihorlate.
5. Formácia sideritových rúd. Tá tvorí konkrecie a polohy pelosideritov v sedimentoch spodného až vrchného sarmatu a panónu.

V rudných poliach Slanských vrchov a Vihorlatu sa potvrdila výrazná zonálnosť. Vo vnútornej zóne sa uplatňuje hlavne Mo, Cu $\pm$ Sn, Bi, v strednej Pb, Zn, Cu, Ag $\pm$ Au a vo vonkajšej Hg $\pm$ Sb, As, opál, ako aj prejavy teleskopingu — prekrývanie sa teplotne rozličných minerálnych asociácií (rudné

pole Zlatá Baňa a Morské oko). Pre subvulkanické telesá je to typický jav a indikuje malú hĺbku miesta, odkiaľ začali hydrotermálne roztoky prenikať k povrchu.

Vyčlenenie prognózných plôch

Prognózy meďnato-porfýrových rúd vo vulkanických vrchoch východného Slovenska vychodia z výsledkov doterajšieho geologického prieskumu a výskumu prognózovaného územia. Zostavené sú mapy prognózných kritérií a v nich sú ohraničené prognózne plochy rozličného stupňa perspektívnosti či nádejnosti.

Vyčleneniu prognózných plôch predchádzalo zostavenie mapy prognózných kritérií na podklade metalogenetických máp Slanských vrchov (Kaličiak, 1980, Kaličiak — Tözsér, 1980, Tözsér — Kaličiak, 1977) a Vihorlatu (Z. Bacsó, 1979) v mierke 1 : 100 000, na ktorých možno približne v rovnakej úrovni geologických informácií znázorniť prognózne hodnotenie územia.

Základom vyčlenenia prognózných plôch je poznanie zákonitostí rozmiestnenia zrudnenia, t. j. odhalenie stálych priestorových, časových a genetických súvislostí zrudnenia s geologickými javmi. Súvislosť sa môže prejavovať vo vzťahu k tektonickým štruktúram, geologickým neovulkanickým formáciám, zónam rozšírenia jednotlivých minerálov, primárnym a sekundárnym aureolám anomálnych koncentrácií prvkov, istým obdobiam geologického vývoja a pod.

Syntéza kritérií prognózovania bola podkladom na rozčlenenie východoslovenských vulkanitov do prognózných plôch. Vodidlom sa stal ich počet a plocha s rovnakým počtom kritérií bola ohraničená izolíniou. Tvar plôch závisí od uplatnenia sa štruktúrnych prvkov a s nimi súvisiacich mineralizačných procesov na stavbe územia vulkanických vrchov. Pozdĺžne plochy sú vymedzené zlomovými pásmami,

zónami rozsypových anomálií, predpokladaným pozdĺžnym priebehom karbonátových hornín v podloží, izometrické plochy zase križovaním zlomových pásiem, prítomnosťou polí, dajok a pňov, magnetickými a gravimetrickými anomáliami nad predpokladanými intruzívnymi telesami, rozšírením okolorudných premien v centrálnych vulkanických zónach, zistením zonálneho usporiadania zrudnenia a pod.

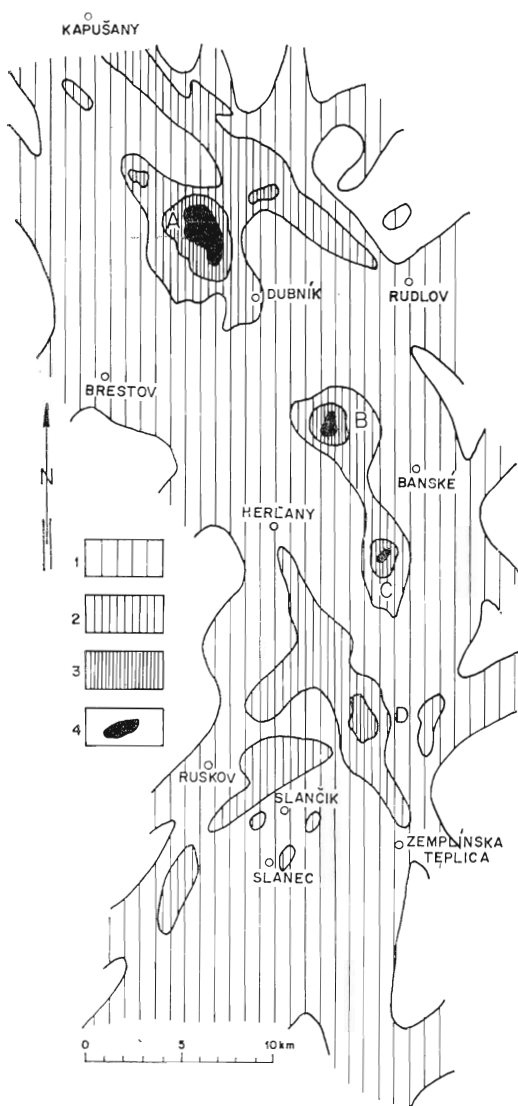
Z hľadiska prognózovania porfýrových typov rúd sú zaujímavé práve izometrické typy. V centrálnych vulkanických zónach reprezentujú plochy najvyššiu početnosť prognózných kritérií a sú pri hľadaní ložísk uvedeného typu najnádejnejšie.

Po celkovom zhodnotení sa zostavilo poradie významnosti prognózných plôch prvého až štvrtého stupňa podľa perspektívnosti takto: *A-I* — najperspektívnejšie plochy, *A-II* — perspektívne plochy, *A-III* — stredne perspektívne plochy, *A-IV* — málo perspektívne plochy.

Napokon sa indexom *B* označili neperpektívne plochy mimo hraníc vulkanických hornín (pozri Slavkay, 1980, 1981). Na základe tohto rozdelenia a s prihliadnutím na počet a intenzitu zistených indikátorov zrudnenia možno územia v Slanských vrchoch a Vihorlate rozčleniť a zaradiť do uvedených stupňov (obr. 2, 3).

Spôsob kvantitatívneho hodnotenia

Kvantitatívne hodnotenie prognózných plôch patrí pri prognózovaní medzi najnáročnejšie a najzodpovednejšie operácie. Hľadá sa pritom spôsob, ako čo najobjektívnejšie posúdiť prognózované územia a na akých princípoch založiť kvantifikáciu. Možno použiť metódu analógie, priameho výpočtu a pod. V každom prípade si pri práci s prognóznymi zásobami treba uvedomiť, že po overení technickými prácami môžu byť potvrdené alebo až anulované.



Obr. 2. Slanské vrchy, mapa prognózných plôch. 1 — málo perspektívne (A-IV), 2 — stredne perspektívne (A-III), 3 — perspektívne (A-II), 4 — najperspektívnejšie (A-I), A — Zlatá Baňa, B — Makovica, C — Strechov vrch, D — Bogota

Fig. 2. Map of prognostic areas in the Slanské vrchy Mts. 1 — slightly prospective (A-IV), 2 — moderately prospective (A-III), 3 — prospective (A-II), 4 — highly prospective (A-I), A — Zlatá Baňa, B — Makovica, C — Strechov vrch, D — Bogota

Preto ich možno používať najmä na ďalšie usmerňovanie geologickoprieskumných prác, zostavovanie strednodobých aj dlhodobých plánov a pod.

Na prognózne hodnotenie sme použili kombináciu metódy priameho výpočtu s metódou analógie. Na výpočet prognózných plôch sa použili tieto vzorce:

$$A-I \quad Q = S \cdot m \cdot q \cdot 1000 \cdot K_i$$

$$A-II \quad Q = S \cdot K_s \cdot m \cdot q \cdot 1000 \cdot K_i$$

príčom Q — celková zásoba v Mt, S — prognózna plocha v km², m — mocnosť v km, q — objemová hmotnosť, K_i — koeficient na objem intruzívnych hornín, K_s — koeficient na korekciu prognózneho plochy A-II.

Stanovenie jednotlivých parametrov výpočtu je založené na údajoch uvedených nižšie.

Na vypočítanie koeficienta objemu intruzívnych hornín K_i , s ktorými spájame existenciu porfýrového typu zrudnenia, ktorým treba korigovať objem prognózneho priestoru ($S \cdot m$), sa použila analýza údajov prognózneho územia s najvyšším stupňom preskúmanosti a najväčším počtom vrtov (hlbka 300—1800 m).

Z výsledkov geologického mapovania na povrchu sa zistilo, že centrálna zóna vulkanického komplexu Zlatej Bane má plochu 9,13 km², t. j. 6 % z plochy (153 km²) celého vulkanického komplexu. Na intruzívne telesá zistené vnútri centrálnej zóny pripadá plocha 1,15 km², čo je 12,6 % (plošný údaj). Je to podobná hodnota, akú sme získali výpočtom z vrtných prác (lineárny údaj), pri ktorých sa v andezitovom komplexe zistilo 12,8 % intruzívnych telies (tab. 1). Hlbšie v ryolitovom a vulkanickosedimentárnom komplexe je 23,9 % intruzívnych telies.

Nižšie percento intruzívnych telies zistené geologickým mapovaním a vrtnými

prácami v andezitovom komplexe hornín možno vysvetliť sutinou a zvetraninami v okolí východov intruzívnych telies na povrchu, ktoré ich sčasti prikrývajú, ako aj tým, že nie všetky telesá vychádzajú na povrch a blízko povrchu, že telesá menšej mocnosti na povrchu neboli zmapované, a napokon vplyvom zlomov, keď časť telies poklesla do väčšej hĺbky. Takto odvodený koeficient na určenie objemu intruzívnych foriem v prognóznej ploche sa zaokrúhlil na 12 ‰, takže $K_i = 0,12$. Okrem doteraz získaných údajov z východoslovenských neogénnych vulkanitov sú ďalšie parametre odvodené aj z údajov ložiska Zlatno v stredoslovenských neovulkanitoch a údajov zo svetových ložísk.

Na výpočet prognóznej zásoby na prognózných plochách *A-I* sa ďalej použili tieto parametre:

Plocha (*S*) — v km².

Mocnosť (*m*). Určila sa na 200 m, t. j. zhruba 50 ‰ najmenej mocnosti známych ložísk, ako je napr. V. Krivelj (450 m),

Majdanpek (500 m), Taysan na Filipínach (400 m), Mamut Borneo (400 m) atď., pričom sa prihliadalo na ložisko Zlatno, v ktorom je zrudnenie v hĺbkovom rozpätí cca 200 m.

Objemová hmotnosť (*q*). Použila sa hodnota 2,5 (na ložisku Zlatá Baňa bola vypočítaná 2,57).

Koeficient (*K_s*). Bol zavedený preto, aby sa prognózná zásoba vyčíslená na ploche *A-II* mohla porovnávať so zásobou na plochách *A-I*. Bol vypočítaný ako percento súčtu plôch *A-I* zo súčtu plôch *A-II* (tab. 2) a zaokrúhlený na 0,3, (t. j. 30 ‰ vyčíslenej plochy *A-II*).

Vzhľadom na nedostatok údajov z technických prác sú prognózne zásoby zaradené do kategórie *D₃* na prognózných plochách *A-I*, *A-II*. V časti prognóznej plochy Zlatej Bane sa už vykonal rad vrtných prác a vypočítala sa prognózná zásoba, a preto sa zaraďuje do kategórie *D₂*, ale prognózná plocha ako celok je v kategórii *D₃* (klasifikáciu pozri in Slavkay, 1981a).

Zastúpenie intruzívnych hornín vo vulkanických komplexoch v oblasti Zlatej Bane
Share of intrusive rocks in volcanic complexes of the Zlatá Baňa area

Tab. 1

Vrt	Andezitový komplex			Ryolitový komplex		
	mocnosť m	intrúzia m	‰	mocnosť m	intrúzia m	‰
ZH-1	285	4	1,4	1515	200	13,2
ZH-5	358	32	8,9	842	200	23,8
ZH-6	401	201	50,1	300	95	11,9
ZH-9	712	209	29,4	489	207	42,3
ZH-10	335	74	22,1	870	255	29,3
KSV-5	658	201	30,5	—	—	—
KSV-7	320	25	7,8	—	—	—
KSV-8	310	10	3,2	—	—	—
KSV-15	638	168	26,3	875	312	35,7
KSV-15				118	47	39,8
Ostatné vrty	3181	—	—	—	—	—
Spolu	7198	924	12,8	5509	1316	23,9

Plochy prognózných oblastí
Extents of prognostic areas

Tab. 2

Prognózna plocha	A-I km ²	A-II km ²	%
Morské oko	0,9	9,5	15,8
Porubský potok	0,7		
Sokolský potok	0,3	1,3	23,0
Zlatá Baňa	4,5	11,0	41,0
Makovica	0,85	3,8	22,4
Strechov vrch	0,5	2,2	22,7
Spolu	7,75	27,5	28,2

Plocha A-I je vyčlenená z plochy A-II a tento podiel je vyjadrený v %
 The share of A-I surface in the A-II one is expressed in per cents

Podľa uvedeného návrhu sú v kategórii D_1 prognózne zásoby ťažených alebo čiastočne preskúmaných ložísk v priestore ich predpokladaného pokračovania, v kategórii D_2 prognózne zásoby v oblastiach so známymi ložiskami a pozitívnymi výsledkami overovacích technických prác (napr. vrto), v kategórii D_3 prognózne zásoby rúd a nových druhov rúd v známych rudných oblastiach a územiach s vhodnými geologickými štruktúrami a vybranými početnými prognóznymi kritériami a v kategórii D_4 prognózne zásoby rúd a nových druhov rúd v málo preskúmaných nových oblastiach s vhodnými štruktúrami a prognóznymi kritériami (ide o kvalifikovaný odhad).

Charakteristika prognózných plôch

Rudný rajón Slanské vrchy (obr. 2)

Centrálna vulkanická zóna Zlatá Baňa. Rozloha prognózneho plochy prvého stupňa

je 4,5 km². Okrem toho, že sa rozprestiera nad križovaním významných zlomových pásiem a rojom intruzívnych telies dioritových porfýritov, je charakteristická prítomnosťou rozsypových anomálií Cu minerálov polymetalických rúd, rumelky a pyritu, geochemickými anomáliami Cu, Pb, Zn, Hg, anomáliami vynútenej polarizácie, okolorudnými premenami, zónami silicifikácie, rojom dajok a pňov, zonálnym usporiadaním zrudnenia, prítomnosťou polymetalickej a Mo—Cu mineralizácie, významnými aeromagnetickými a tiažovými geofyzikálnymi anomáliami. Prebieha tu geologický prieskum v etape vyhľadávacieho prieskumu s početnými vrtnými prácami. Doteraz bolo vypočítaných vyše 20 Mt prognózných zásob v kategórii D_2 . Celkove možno od štruktúry očakávať okolo 270 Mt rúd ($Q = S \cdot m \cdot q \cdot 1000 \cdot K_i = 4,5 \cdot 0,2 \cdot 2,5 \cdot 1000 \cdot 0,12 = 270$).

Centrálna vulkanická zóna Makovica. Prognózna plocha (0,85 km²) leží nad stykom troch zlomových pásiem a skupinou intruzívnych telies dioritových porfýritov. Je charakteristická prítomnosťou rozsypových anomálií minerálov medi a polymetalov, okolorudnými premenami, anomáliami vynútenej polarizácie, geochemickými anomáliami a zonálnym usporiadaním anomálií. Okrem telesa dioritového porfýritu sa vo vrtoch zistila aj Cu, Mo, Pb, Zn mineralizácia. Možno tu očakávať okolo 50 Mt rudy.

Centrálna vulkanická zóna Strechov vrch. Prognózna plocha najvyššieho stupňa (0,5 km²) je na križovaní zlomových pásiem a nad intruzívnymi telesami dioritových porfýritov. Okrem toho je charakteristická okolorudnými premenami, silicifikáciou, prítomnosťou anomálií vynútenej polarizácie a výskytom slabšej polymetalickej mineralizácie zistenej vo vrte hlbokom 1200 m. Očakávame možnosť nájsť okolo 30 Mt rudy.

Centrálna vulkanická zóna Bogota. Prog-

nózna plocha druhého stupňa (2,3 km²) leží na križovaní zlomových pásiem. Okrem významných geologických prvkov a geofyzikálnych anomálií ju charakterizuje prítomnosť okolorudných premien, silicifikácia a prítomnosť rozsypových anomálií minerálov polymetalických rúd. Zóna by mohla mať okolo 40 Mt rudy ($Q = S \cdot K_s \cdot m \cdot q \cdot 1000 \cdot K_i = 2,3 \cdot 0,3 \cdot 0,2 \cdot 2,5 \cdot 1000 \cdot 0,12 = 41,4$).

Maglovec — Dubník a Kapušany — Rudlov. Ide o dve paralelne prebiehajúce prognózne plochy tretieho stupňa nad zlomovými pásmami, intruzívnymi formami dioritových porfyrítov, domatickými telesami a dajkami. Sú v podstate periférnou plochou centrálnej vulkanickej zóny Zlatá Baňa. Druhá sa vyznačuje možnosťou existencie karbonátových hornín v podloží. Sú v nich rozsypové anomálie, výskyty mineralizácie medených a polymetalických rúd, zeolitizácia a silicifikácia. Ďalšie sú prognózne plochy Herľany — Zemplinská Teplica a Slanec — Strahulka — Slančík — Ruskov.

Rudný rajón Vihorlatu (obr. 3)

Centrálna vulkanická zóna Morského oka. Prognózna plocha prvého stupňa (0,9 km²) sa vyznačuje prítomnosťou výraznej geochemickej anomálie Mo—Sn—Bi. Anomália molybdénu je spravidla priamym a najspoločnejším indikátorom (Mo)—Cu porfýrového zrudnenia v identických štruktúrach obdobných lokalít. Z ďalších kritérií sa zistili intenzívne okolorudné premeny s argilitizáciou a pyritizáciou ($\pm$ pyrotín, sekundárne kvarcity, silná fluoritizácia ($x,0$ — $x,0$ ‰ F), intruzívne telesá dioritových porfýrov až dioritov, zonálne usporiadanie geochemických anomálií, andaluzitová zóna, anomálie vynútenej polarizácie (až nad 7 ‰), indície chalkopyritového a molybdenitového zrudnenia, významné geologické

prvky, ako aj tiažové a magnetické geofyzikálne anomálie. Zistila sa aj prítomnosť silicifikovaných karbonátových brekcií medzi vulkanitmi. Na tejto ploche prebiehajú práce v etape vyhľadávacieho prieskumu a od konca roku 1980 aj vrtné práce. Možno očakávať okolo 55 Mt rudy.

Centrálna vulkanická zóna Porubského potoka. Zahŕňa dve prognózne plochy prvého stupňa (0,25 a 0,45 km²). Okrem sekundárnych kvarcitov s andaluzitovou mineralizáciou sa zistili anomálie Mo—Sn—Bi, výrazné okolorudné premeny, chalkopyritová mineralizácia, pyritizácia ($\pm$ pyrotín), intenzívna fluoritizácia, intruzívne telesá dioritových porfyrítov, významné geologické prvky a geofyzikálne anomálie. Od štruktúry možno očakávať okolo 40 Mt rudy.

Centrálna vulkanická zóna Sokolovského potoka. Prognóznou plochu prvého stupňa (0,30 km²) charakterizuje intenzívna propylitizácia, prítomnosť sekundárnych kvarcitov, turmalizácia a fluoritizácia a zistili sa aj významné geologické prvky a geofyzikálne anomálie. Je pravdepodobnosť výskytu karbonátových hornín v podloží vulkanického komplexu. Na prognózne ploche druhého stupňa (1,3 km²) sa rozprestierajú pozitívne magnetické anomálie indikujúce pravdepodobne skarny na kontakte s intruzívnym telesom pretráňajúcim súvrstvie karbonátových hornín. Možno tu očakávať okolo 20 Mt rudy.

Centrálna vulkanická zóna Kyjov. Rozloha prognózne plochy druhého stupňa je 1,85 km². Je charakteristická intenzívnou propylitizáciou, pyritizáciou, slabou chalkopyritovou mineralizáciou, pyromorfítovou rozsypovou anomáliou, významnými geologickými prvkami a geofyzikálnymi anomáliami.

Ďalším významným kritériom je očakávaný výskyt karbonátových hornín v podloží vulkanitov (v hĺbke od 350—500 m). Výrazné magnetické anomálie na jej okraji

indikujú prítomnosť skarnových magnetických alebo pyrotínových rúd s možnosťou výskytu chalkopyritu. Očakávame tu výskyt podobného zrudnenia ako v ložisku Zlatno, t. j. Cu—Fe porfýrovo-skarnový, žilnikovo-impregnačný. Navyše predpokladáme prítomnosť masívnych typov rudy. Rudný potenciál odhadujeme na 35 Mt.

Porúbka. Najzápadnejšiu prognóznú plochu (0,5 km²) charakterizuje okrem geologických prvkov a geofyzikálnych anomálií prítomnosť subvulkanického telesa andezitov, pyromorfitová rozsypová anomália aj očakávaný výskyt karbonátových hornín v hĺbke 100—200 m. Nepripisuje sa jej až taký význam ako Kyjovu, ale treba overiť kontakty intrúzie na povrchu a v hĺbke po detailných geochemických a geofyzikálnych prácach. V prípade pozitívnych výsledkov bude mať optimálne podmienky na ťažbu a potenciál okolo 10 Mt rúd.

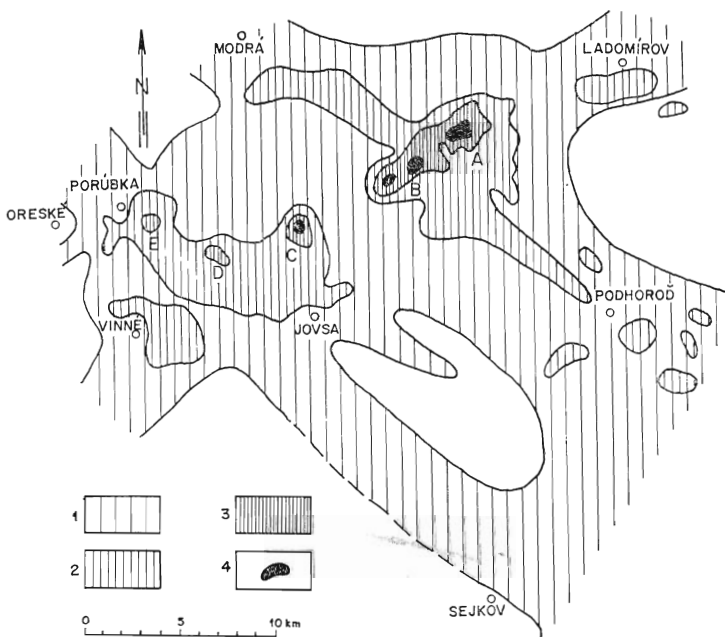
Z prognózných plôch tretieho stupňa (A-III) treba spomenúť Ladomirov, kde

v zlomovej zóne cez magurský flyš prenikajú intruzívne subvulkanické andezity s výraznou argilitizáciou a rozsypovou anomáliou rumelky. Vzhľadom na zákonitú zonálnosť anomálií vo Vihorlate možno v hĺbke očakávať polymetalickú, príp. až medenú mineralizáciu. Ďalej sú to prognózne plochy Mora — Podhorod', Oreské — Jovsa, Vinné a Popriečny.

Záver

Podľa súčasných poznatkov a po zohľadnení počtu a intenzity prognózných kritérií možno z hľadiska vyhľadávania ložiska mednatých porfýrových ($\pm$ Mo) rúd predpokladať nasledujúce poradie dôležitosti:

1. centrálna vulkanická zóna Morského oka a Porubského potoka vo Vihorlate,
2. centrálna vulkanická zóna Strechov vrch v Slanských vrchoch,
3. centrálna vulkanická zóna Kyjov vo Vihorlate,



Obr. 3. Vihorlat a Popriečny, mapa prognózných plôch. 1—4 ako na obr. 1, A — Morské oko, B — Porubský potok, C — Sokolský potok, D — Kyjov, E — Porúbka

Fig. 3. Map of prognostic areas in the Vihorlat and Popriečny Mts. 1—4 — as in fig. 2, A — Morské oko, B — Porubský potok, C — Sokolský potok, D — Kyjov, E — Porúbka

4. centrálna vulkanická zóna Sokolského a Porubského potoka v Vihorlate,
5. centrálna vulkanická zóna Makovica v Slanských vrchoch,
6. centrálna vulkanická zóna Zlatá Baňa v Slanských vrchoch,
7. centrálna vulkanická zóna Bogota v Slanských vrchoch,
8. subvulkanické teleso pri Porúbke vo Vihorlate.

Na vyčlenenie a hierarchické postavenie uvedených prognózných plôch sme využili súhrn doterajších poznatkov a z nich vychodí aj koncepcia regionálnych prognóz.

S rastom nových poznatkov v budúcnosti sa prognózy budú vyvíjať i meniť, čo je vzhľadom na dynamickosť prognózovania prirodzené.

Recenzoval M. Böhmer

LITERATÚRA

- Bacsó, Z. — Burda, P. — Buková, J. — Ďuďa, R. — Snopková, A. 1978: Čiastková záverečná správa, Remetské Hámre VP, Hg rudy. *Manuskript — GP Sp. N. Ves.* 231 s.
- Bacsó, Z. 1979: Neovulkanické formácie Vihorlatu a ich vzťah k tektonike a epigenetickej mineralizácii. *Mineralia slov.*, 11, s. 21—53.
- Bacsó, Z. 1981: Perspektívy vyhľadávania nerastných surovín vo vulkanických štruktúrach Vihorlatu, Popričného a Zemplín-ských vrchov. In: *IV. slovenská geologická konferencia. Bratislava, Dom techniky*, s. 217—219.
- Böhmer, M. 1980: Tertiary copper deposits of the Western Carpathians. In: *European Copper Deposits. Belgrade*, pp. 83—88.
- Grecula, P. — Kaličiak, M. — Varga, I. 1977: Hornátsky zlomový systém a jeho problémy. *Mineralia slov.*, 9, s. 419—448.
- Iľavský, J. — Slavkay, M. 1980: Súčasná metalogenetická terminológia. *Mineralia slov.*, 12, s. 131—148.
- Kaličiak, M. 1980: Geologická stavba a vývoj neogénneho subsekventného magmatizmu v oblasti zlatobanského vulkanického aparátu (sev. časť Slanských vrchov). *Mineralia slov.*, 12, s. 1—25.
- Kaličiak, M. — Tözsér, J. 1980: Geologická stavba a metalogenéza vulkanického aparátu Makovica. *Manuskript — GP Sp. N. Ves.* 10 s.
- Kaličiak, M. — Ďuďa, R. 1981: Časový vývoj a formačné členenie zrudnenia v zlatobanskom rudnom poli. *Mineralia slov.*, 13, s. 1—23.
- Leško, B. — Slávik, J. 1969: Tektonika formácií vihorlatskej oblasti. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 47.
- Naumenko, V. V. — Gončarčuk, A. F. Koptjuch, Ju. M. 1978: Rudokontrolirojušče faktory zoloto-polimetaličeskich i rtutnykh mestoroždenij Sovetskich Karpat. *Kijev, Naukova dumka*. 150 s.
- Pospíšil, L. — Kaličiak, M. 1979: Geologická interpretácia geofyzikálnych meraní v okolí Zlatej Bane (Slanské vrchy). *Mineralia slov.*, 11, s. 115—125.
- Pospíšil, L. — Tkáč, J. 1980: Stavba sedimentárno-vulkanického komplexu Slanských vrchov. In: *Geofyzikálny výskum neovulkanitov Západných Karpát*, s. 113—118.
- Slávik, J. — Danilovich, L. G. — Čverčko, J. — Rudinec, R. 1968: Tectonics and subsequent volcanism in the Western part of East Carpathians. *23rd IGK. Vol. 2, Prague*, pp. 61—71.
- Slávik, J. 1973: Vulkanizmus, tektonika a nerastné suroviny neogénu východného Slovenska a pozícia tejto oblasti v Neoeurópe. [Doktorska dizertačná práca.] *Manuskript Bratislava, GÚDŠ*. 341 s.
- Slavkay, M. 1980: Regionálne prognózy medených rúd porfýrového typu vo východoslovenských neovulkanitoch. [Kandidátska dizertačná práca.] *Manuskript — PFUK Bratislava*. 144 s.
- Slavkay, M. 1981: Kvantitatívne prognózy medených rúd porfýrového typu v Slanských vrchoch a Vihorlate. In: *Druhé bannickogeologické dni Zlatá Idka. Košice, Dom techniky*, s. 45—52.
- Slavkay, M. 1981a: Rozlišovať, či nerozlišovať kategórie prognózných zásob. *Mineralia slov.*, 13, s. 379—381.
- Tözsér, J. — Rudinec, R. 1975: Geologická stavba a nerastné suroviny neogénu východného Slovenska a jeho podložia. *Mineralia slov.*, 7, s. 81—104.
- Tözsér, J. — Kaličiak, M. 1977: Tektonické faktory lokalizácie zrudnenia vo východoslovenských neovulkanitoch. *Manuskript — GP Sp. N. Ves.* 12 s.
- Tözsér, J. — Kaličiak, M. 1981: Metalogenetický význam vulkanických aparátov Makovica a Strechov. In: *IV. slovenská geologická konferencia. Bratislava, Dom techniky*, s. 213—216.

Prognostic areas of porphyry copper ores in volcanites of Neogene age in Eastern Slovakia

MIROSLAV SLAVKAY

In the metallogenetic zone of the West Carpathian volcanics of Neogene age, the volcanic development was stadial and created a well pronounced and superponed structural edifice. Its lower structural level consists of acid volcanites (rhyolite to rhyodacite composition) whereas mainly andesite to andesite-basalt participate in the upper structural level. The volcanic activity begun during the Lower Miocene (Slávik, 1973) and continued, according to hitherto available radiometric data, more than 8 millions of years (from 16.5 ± 0.5 m. y. 8.0 ± 0.3 m. y.).

Normal faulting played important role in the origin and development of volcanic mountain belts as well as of the mineralization confined to them in Eastern Slovakia. Mainly transversal faults and fault belts (Tözsér — Kaličiak, 1977) in places of their intersection with older longitudinal faults created appropriate conditions for the protrusion of volcanic masses and allowed so the development of single volcanoplutonic complexes with their central zones (fig. 1).

Intrusions occur in forms of veins, sills, dykes and necks within central volcanic zones of volcanoplutonic complexes and create frequently numerous swarms in the East Slovakian neovolcanites. So, the Zlatá Baňa structure contains of dyke and sill swarms or domestic bodies of diorite porphyrite (Kaličiak, 1980). Necks and domestic bodies of pyroxene andesite to diorite porphyrite composition, veins and necks of diorite porphyrite to quartz diorite occur in the structure of the Vihorlat Mts. (Bacsó, 1979). Bodies of diorite porphyrite to diorite were uncovered by drilling in the central volcanic zones of the Makovica and Strechov vrch structures in the Slanské vrchy Mts. or near to the Morské oko locality in the Vihorlat Mts.

According to the up-to-date metallogenetic terminology (Ilavský — Slavkay, 1980) and based on characteristic features of volcanoplutonic complexes, we may consider them to represent also independent ore fields. In the metallogenetic district of the Slanské vrchy Mts., an important mineralization has

been discovered in the Zlatá Baňa ore field. Several ore formations related to single stages of development of the volcanic edifice were classified by M. Kaličiak — R. Ďuďa (1981). A pyrite ore formation developed during the first stage whereas a skarn formation during the second one. The main ore-forming process was closely related to the third stage of volcanoplutonic development during which the molybdenum-copper ore formation, the base-metal formation present in stockwork-disseminated or breccia ore types, the antimony and the mercury-arsenic ore formations as well as a final, mainly non-metallic, opal formation developed gradually. A marcasite and an opal formation are related to the fourth stage.

The mineralization found in the Makovica ore field was described by J. Tözsér — M. Kaličiak (1981). An association of pyrite-pyrrhotite-chalcopyrite-molybdenite (arsenopyrite, magnetite, sphalerite) is confined to diorite porphyrite or fine-grained diorite host rock. A stockwork to disseminated mineralization (pyrite, marcasite, galena, sphalerite and arsenopyrite) occurs in the Strechov vrch ore field whereas only placer anomalies of base metals and of cinnabar along the margins of the former characterize the Bogota ore field. In the Veľký Milič ore field, important placer anomalies of baryte, gold, scheelite and kassiterite were found up to present near to the central volcanic zone.

Five ore formations have been distinguished in the Vihorlat ore district by Z. Bacsó et al. (1978): the gold placer formation, the base-to-rare metal and secondary quartzite formation associating with the central volcanic zones and the mercury ore formation of disseminated and stockwork ores confined to lithologies of the Bystrica unit in the Magura flysch belt. The limonite-opal formation creates infiltration ores whereas the siderite ore formation occurs as concretions and pe-siderite layers in sediments of Lower to Upper Sarmatian and Pannonian age.

A pronounced zonality was proved to occur in single ore fields both in the Slanské vrchy

and Vihorlat Mts. Mo, Cu $\pm$ Sn and Bi occur mainly in the innermost zone, Pb, Zn, Cu and Ag $\pm$ Au in the middle one whereas Hg $\pm$ Sb, As and opal create the outermost zone.

The delimitation of prognostic areas was preceded by the constructions of maps of prognostic criterions for which the metallogenic maps of the Slanské vrchy Mts. in 1:100,000 scale (Kaličiak, 1980, Kaličiak — Tözsér, 1980, Tözsér — Kaličiak, 1977) and of the Vihorlat Mts. (Bacsó, 1979) served as background maps. These maps allow to give prognostic appreciation of the respective areas on roughly equal levels.

Fundamental data for the delimitation of prognostic areas were derived from the knowledge of regularities controlling the distribution of mineralization i. e. from the distinction of stable spatial, chronological and genetic relations between the mineralization and geological features of the area in question. A further step included the synthesis of prognostic criterions when the main guide was their amount. Areas with equal amounts of criterions were delimited by an isoline. The shape of such areas depends on the size and shape of areal extents of single criterions. Longitudinal areas are controlled by fault belts, by belts of placer anomalies or by inferred longitudinal belts of carbonate rocks present in the basement. Isometric areas are confined to intersections of fault belts, to dyke or neck swarms (fields), to magnetic or gravimetric anomalies over inferred intrusive bodies, to the extent of zones of rock alterations around mineralized bodies and to their ascertained zonal arrangement on the surface a. o. For the classification of single prognostic areas, four prognostic values were used: A-I — highly prospective, A-II — prospective, A-III — moderately prospective and A-IV — slightly prospective. Prognostic areas delimited in the explained manner occur in single mountain ranges investigated as follows.

Ore district of the Slanské vrchy Mts.

The Zlatá Baňa central volcanic zone is the most prominent and first-class prognostic area in the mountain range with an areal extent of about 4.5 sq. km. The prognostic area is located over the intersection of important fault belts and coincides with an intrusive diorite body swarm. It is also characterized by placer anomalies of copper and base-metal

minerals, cinnabar and of pyrite as well as by metallometric anomalies of Cu, Pb, Zn and Hg. Moreover, anomalies of induced polarisation, strong alterations of country rocks, silicified zones, dyke and neck swarms, zonal arrangement of the mineralization, a proved base-metal and molybdenium-copper mineralization and further geological anomalies characterize the area. Recently, an extensive prospection campaign is realized by numerous boreholes. Prognostic ore reserves amounting over 20 Mt have been calculated here in D₂ category. The total possible capacity of the area is around 270 Mt.

The first category has been assigned also to further areas: to the Makovica central volcanic zone (0.85 sq. km surface and about 50 Mt of ores) and to the Strechov vrch central volcanic zone (0.5 sq. km surface and 30 Mt of ore).

Into the second category fall the Bogota central volcanic zone (2.3 sq. km and 40 Mt of ore) whereas the third category is represented by prognostic areas of Maglovce — Dubník, Kapušany — Rudlov, Herľany — Zemplínska Teplica and Slanec — Strahulka — Slančík — Ruskov.

Ore district of the Vihorlat Mts. (fig. 3)

The Morské oko central volcanic zone is covered by prognostic area of the first category attaining 0.9 sq. km surface. It is characterized by pronounced metallometric anomaly of molybdenium, tin and bismuth. The molybdenium anomaly represents usually a direct and most reliable sign of porphyry (molybdenium-) copper mineralization in identical structures, all over the world. From further criteria, strong rock alteration (argillization and disseminated pyritization $\pm$ pyrrhotite), occurrences of secondary quartzite bodies, strong fluoritization, intrusive diorite porphyrite bodies, zonal arrangement of metallometric anomalies, a belt of andalusite occurrences, anomalies of induced polarisation, significant geological features and further geophysical anomalies do occur there. Occurrences of silicified carbonate breccia amidst volcanites were found here, too. Ore prospection and as from 1980 also a drilling campaign are being realized in this area. The amount of expected ores is 55 Mt.

The first category is ascribed also to the Porubský potok central volcanic zone (0.25 sq. km surface and about 40 Mt of ore)

and to the Sokolský potok central volcanic zone (0.3 km area and 20 Mt of ore, approximately).

The Kyjov central volcanic zone (1.85 sq. km and around 35 Mt of ore) was classified as prognostic area of the second category. Its significant factor is due to the expected presence of carbonate rocks in the basement of volcanites (in 350—500 m depths). Pronounced magnetic anomalies along its margin indicate the presence of magnetite-or-pyrrhotite bearing skarn ores with probable content of chalcopyrite. A mineralization similar to the Zlatno deposit in the Central Slovakian neo-volcanic area is expected here which is a porphyry to skarn type copper-iron ore mineralization passing into a stockwork to disseminated ore type. Moreover, also massive ore types may be expected. Similar characteristic appears for the Porúbka prognostic area as well (0.5 sq. km surface and around 10 Mt of ore) where a carbonate substratum may be expected already in 100—200 m depth.

The third category is ascribed to prognostic areas of Ladošev — Michajlov, Modra — Podhorod', Oreské — Jovsa, Vinné and Porúchný.

According to the recent state of knowledge, the order of significance for the prospection of porphyry copper ($\pm$ molybdenum) ores may be arranged as follows.

- 1) The Morské oko and Porubský potok central volcanic zones in the Vihorlat Mts.,
- 2) The Strechov vrch central volcanic zone in the Slanské vrchy Mts.,
- 3) The Kyjov central volcanic zone in the Vihorlat Mts.,
- 4) The Makovica central volcanic zone in the Slanské vrchy Mts.,
- 5) The Zlatá Baňa central volcanic zone in the Slanské vrchy Mts.,
- 6) The Bogota central volcanic zone in the Slanské vrchy Mts., and,
- 7) The Porúbka subvolcanic body in the Vihorlat Mts.

Preložil I. Varga

AKTUALITA

Geologickoložiskové hodnotenie južného okraja Kremnických vrchov (Žiarska kotlina)

ZUZANA HRONCOVÁ

Оценка южного крыла Кремнических гор (Жиарска впадина-Средняя-Словакия) по отношению разведки новых месторождений

В последнее время геологической разведкой были установлены месторождения лимнокварцитов (Бартошова Леготка, Стара Кремничка Подгай), перлитов (Ястрабска скала), бентонитов (Елшови поток, Гливик, Около Салаша, Долна Вес) и силифицированных огнеупорных туфов (Сласка). Эти месторождения готовят к эксплуатации.

Economic geological appreciation of the southern marginal area of the Kremnické pohorie Mts. (Žiarska kotlina basin, Middle Slovakia)

Several deposits of limnoquartzite (Bartošova Lehôtka, Slanská, Kremnická, Podňáj), perlite (Jastravská skala), bentonite (Jeľšový potok, Hlinik, Okolo salaša, Dolná Ves) and of silicified refractory tuffs (Slaská) have been discovered by geological prospection in the recent time. These deposits are being prepared for exploitation.

Systematické geologickoprieskumné práce orientované na nerastné suroviny v oblasti Žiarskej kotliny a na južnom okraji vulkanického masívu Kremnických vrchov sa začali až v ostatných dvadsiatich rokoch.

Vyhľadávať nerudné suroviny v Žiarskej kotline začal Geologický prieskum Spišská Nová Ves. Overil ložiská limnokvarcitov na lokalite Bartošova Lehôtka, Stará Kremnicka-Kotlište, Podháj. Počas prieskumných prác sa okrem limnokvarcitov zistili aj viaceré výskyty bentonitického a kaolinitického ílu geneticky spätého s premenou tufitických hornín.

V poslednom období sa realizoval rozsiahly prieskum na overenie bentonitu, kaolínu a žiaruvzdorného silicifikovaného tufu a samostatný vyhľadávací prieskum na overenie výskytov perlitu a jeho priemyselného využitia (Zuberec — Sýkora, 1980). V rámci úlohy vyhľadávacieho prieskumu Stredoslovenské neovulkanity — perlity sa overovali neovulkanity v Poľane, Štiavnických vrchoch a na južnom okraji Kremnických vrchov.

Najperspektívnejšia je oblasť Jastrabskej skaly, kde sa v mohutnom vývoji zistil sklovitý ryolitový plášť. Okrem kompaktného vývoja sklovitého plášťa je v jeho spodnej časti miestami vyvinutá mohutná brekciovitá sklovitá fácia, ktorá v spodnej časti postupne prechádza do tufobrekcií vulkanického skla, reprezentovaného perlitickým typom. V okolí puklín a zón brekcií podlieha rozkladu na ílové (montmorillonitové) minerály a na zeolity. Čisté vulkanické sklo má výbornú expandačnú hmotnosť so 150 kg/m³, teda prevažne perlit I. kvalitatívnej triedy. Z odskúšaných vzoriek sa týmito vlastnosťami vyznačovalo 93 % vzoriek. Na základe pozitívnych výsledkov je pripravená ďalšia etapa prieskumu tohto ložiska.

V rámci vyhľadávacieho prieskumu sa v Žiarskej kotline overili ďalšie ložiská keramických surovín, a to Jeišový potok II — bentonity, Hliník — bentonit, Slaská — silicifikované žiaruvzdorné tufy, Okolo Salaša — bentonit a výskyt ílu zmiešanovrstvovitej štruktúry IM (illit — montmorillonit) v Dolnej Vsi. Ďalej sa zistili možnosti pokračovania bentonitov so zastúpením kaolinitu a cristobalitu smerom na V a S.

Ložisko Okolo Salaša, Veľký Háj bolo overené v priestore medzi ryolitmi a intruzívnymi brekciami a nadložnými ílovito-tufitickými súvrstviami s limnokvarcitmi na jednej a podložnými ryolitmi a ryolitovými tufobrekciami na druhej strane. Tiež ho ohraničujú podložné červené a červenohnedé felsitické ryolity (Zuberec, 1980). Tie vystupujú na severnom okraji ložiskovej časti Veľký Háj, ale aj na jeho južnom okraji.

V priestore ložiska Okolo Salaša, Veľký Háj sú tri skupiny ílov. Najviac sú zastúpené bentonity vzniknuté premenou ryolitových tufov vulkanickej série bielych mikrolitických ryolitov. Dominantné postavenie má montmorillonit. Druhú skupinu tvoria kaolinizované tufy, ryolitové brekcie, príp. ryolitové tufy. V tejto skupine je prevládajúcim minerálom kaolinit.

Do tretej skupiny, zastúpenej veľmi málo, patria materiály, kde okrem montmorillonitu, kaolinitu a cristobalitu v podstatnej miere pristupujú zeolity. Zeolity sa koncentrujú hlavne v spodných partiách ílovej polohy, bližšie k podložným tufobrekciám, ktoré sú zeolitizované (Zuberec, 1980).

Na ložisku Jeišový potok II boli overené bentonity v priestore medzi ílovito-tufitickým súvrstvom s limnokvarcitmi a telesami ryolitov. Materskou horninou, z ktorej bentonit vznikol, boli ryolitové tufy pemzového charakteru. Hlavným minerálom je montmorillonit, okrem toho malá prímes kaolinitu, kremeň a živce. Z technologického hľadiska je bentonit menej kvalitný ako v ložisku Jeišový potok I (Zuberec, 1980).

Na základe výsledkov týchto rozsiahlych geologickoprieskumných prác chceme v nasledujúcom období pokračovať vo vyhľadávaní prieskume v Žiarskej kotline a podrobnejšie overiť možnosť pokračovania bentonitov so zastúpením kaolinitu a cristobalitu smerom na V a S, overiť výskyt ílu zmiešanovrstvovitej štruktúry IM (illit — montmorillonit) v Dolnej Vsi z geologickej, ako aj technologickej strany a preveriť výskyt zeolitov v oblasti Žiarskej kotliny.

*Geologický prieskum
Banská Bystrica*

Geologické problémy a prognózy uhoľných ložísk hornonitrianskej uhoľnej panvy

JOZEF HUDÁČEK* — EMÍLIA BRODŇANOVÁ** — DUŠAN BLÁŠKO***

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

** Geologický prieskum, geologický úsek, 972 71 Nováky

*** Geologický prieskum, n. p., geologická oblasť, 975 90 Banská Bystrica

(3 obr. v texte)

Doručené 9. 3. 1982

Геологические вопросы и прогнозы месторождений угля горнонитрянской угленосной впадины

В горнонитрянской угольной неогенной впадине кроме известных угольных слоев были разведаны новые слои а именно „глубокий слой“ в почве главного слоя Новацкого месторождения, угольные слои между Косорином и Яновой Леготой и угольные слои разведаны скважиной ВТ-7 восточного продолжения гандловского месторождения.

Geological problems and prospects of coal deposits in the Upper Nitra coal basin

Besides the hitherto known coal seams in the Nováky and Handlová area, further significant deposits of brown coal have been discovered in the Upper Nitra Neogene basin. These are the "deep" seam beneath the main one of the Nováky deposit, seams between Kosorin and Janova Lehota villages and the seams uncovered by the VT-7 borehole eastwards from the Handlová deposit.

Hornonitrianska hnedouhoľná panva je najväčšou palivovo-energetickou základňou SSR. Tomu zodpovedala aj koncentrácia geologickoprieskumných prác v minulosti aj v súčasnom období.

Úmerne s rozsahom realizovaných prác rastie úroveň preskúmanosti jednotlivých

ložísk, stavby a zákonitosti vývoja uhoľnej panvy. Doterajšie výsledky postupne objasňujú najčastejšie geologické otázky, ako je vzájomný vzťah ložísk Nováky a Handlová, južné a východné ohraničenie ložiska Handlová, vzťah geologického vývoja Hornonitrianskej kotliny k Žiarskej kotli-

ne a Kremnickým vrchom.

Doplnenie a spresnenie interpretácií vymedzeného okruhu geologických problémov umožňujú urobiť aj nové prognózy o možnom rozšírení uhoľných zásob ložísk.

Geologická stavba

Kryštalinikum v podloží Hornonitrianskej kotliny prieskumné práce nezachytili. O jeho prítomnosti sa uvažuje len z útržkov amfibolicko-biotitického granodioritu v lávovom prúde pyroxenického andezitu centrálneho Vtáčnika prevráteného vrtom VT-V-32 v hĺbke 644 m. Medzi najstaršie zistené horniny v podloží patria karbónske bridlice nižnobocianskeho súvrstvia a arkózovité permské bridlice malužinského súvrstvia (obr. 1). Tieto horniny tvoria bazálnu časť chočskej jednotky v najsevernejších výbežkoch Tribeča. Ich analógom v podloží Hornonitrianskej kotliny je malužinské súvrstvie s vulkanitmi („mela-fyrová séria“), ktoré medzi Tribečom a Žiarom tvorí eleváciu severojužného smeru, tzv. handlovský chrbát. Má členitý reliéf a jeho hlavné štruktúry boli východiskom pre vznik a formovanie panvy a zároveň spôsobili odlišnosti v sedimentačnom režime v horninovej náplni Hornonitrianskej a Žiarskej kotliny.

Západný svah handlovského chrbta má iba mierny sklon, kým východný svah je oveľa strmší a zvýraznený mladším poklesom východnej tektonickej kryhy. V smere hlavnej osi má chrbát pomerne mierny úklon. Na S vystupuje na povrch, smerom na J sa ponára pod terciérne sedimenty Žiarskej kotliny.

Paleogénne sedimenty sa zachytili v podloží neogénu Hornonitrianskej kotliny a v západnej časti Vtáčnika. V. Čechovič (1950) rozčlenil paleogén na bazálne vrstvy, piesčito-slienité flyšoidné vrstvy a piesčité vrstvy.

Neogénne súvrstvia majú veľmi pestré zastúpenie a tvoria ich sedimentárne aj vulkanické horniny. Transgresia spodnomiocénneho mora sa začala po dlhotrvajúcom stratigrafickom hiáte a intenzívnej denudácii paleogénnych hornín.

Spodný miocén V. Čechovič (1950) rozdelil na: bazálne sladkovodné a suchozemské vrstvy, lagunárne brakické vrstvy, morské pobrežné vrstvy v piesčitom vývoji, šlírovú fáciu, piesčité vrstvy v nadloží šlírov.

Zastúpenie jednotlivých vrstiev v rámci panvy je nerovnomerné a sporadické, mocnosť celého súvrstvia presahuje 160 m (maximum je 170 m).

Báden zastupujú produkty podložného vulkanizmu. Vyvinutý je na celom území a roz-

deľuje sa (Slávik, 1959) na podložné vulkanity uložené na mieste a na preplavené produkty podložného vulkanizmu.

Horniny prvého typu sú v záujmovom území zastúpené iba sporadicky a reprezentujú ich andezitové tufy, tufity a tufobrekcie.

Preplavené produkty podložného vulkanizmu sa označujú aj ako podložné tufity. Sú to fluviálne a fluviolimnické preplavené horniny veľmi pestrého granulometrického zloženia, a to od tufitických aleuritov až po tufitické konglomeráty. Minerálna asociácia (amfibol, hypersten, zriedkavejšie zirkón, granát a apatit) poukazuje na vulkanickú provenienciu, zatiaľ čo prítomnosť rutilu, disténu a turmalínu signalizuje transport materiálu do sedimentačného priestoru aj z oblastí mimo vulkanického masívu.

Bazálny hruboklastický sediment rýchlo prechádza cez pestré a časté striedanie vrstiev rozličného granulometrického zloženia do vrstiev s prevahou ílov a tufitických ílov, v ktorých sa sporadicky vyskytujú zuhoľnaté zvyšky rastlín. V tomto spodnom psamiticko-pelitickom vývoji bádenu sa v posledných rokoch zistil a overil uhoľnosný horizont s vývojom uhoľného sloja pomenovaného hlboký sloj. Uhoľnosný horizont sa zistil na ploche cca 10 km² v severnej časti nováckeho ložiska, ale presahuje jeho východnú hranicu. Súvislý vývoj hlbokého sloja mocného vyše 1 m zaberá cca 50 % plochy uhoľnosného horizontu. Maximálnu mocnosť okolo 6 m dosahuje v strednej časti, odkiaľ smerom na okraje sa jeho mocnosť rovnomerne znižuje až do úplného vyklenia. Mocnosť psamiticko-pelitického vývoja bádenu v produktívnej časti dosahuje 100–150 m a južným a východným smerom do oblastí handlovského ložiska postupne vyklíňuje.

Vrchnú časť bádenu reprezentuje psefitický vývoj s lokálnymi polohami vulkanoklastík. V najsevernejšej časti v polohách tufitických ílov a tufitov je jeden až tri tenké uhoľné sloje, ktoré lokálne dosahujú aj mocnosť vyše 1 m, max. 3 m. Podľa pozície k hlavným uhoľným slojom ložiska Nováky a Handlová sú pomenované ako podložné sloje. Známe sú zo severných častí obidvoch ložísk.

V priestore medzi ložiskom Nováky a Handlová horniny psefitického vývoja bádenu lokálne vystupujú priamo na povrch. Z hľadiska uhoľnosnosti boli tieto horniny pôvodne pomenované ako deliace, hluché pásmo.

Produktívne súvrstvie sa začína sedimentáciou ílov s postupným prechodom do uhoľných ílov mocných 20 m. Nad nimi, ale miestami aj priamo na podložnom tufitickom súvrství je hlavný sloj (h), ktorý je vyvinutý na celom území nováckeho ložiska. Jeho mocnosť je spravidla 8–10 m a maximálna mocnosť v západnej časti ložiska lokálne až 26 m. Na zložitom ohraničení nováckeho ložiska sa

zúčastňuje postupné vyklíňovanie na podložných tufitoch, erózia produktívneho súvrstvia po usadení nadložných ílov a tektonické obmedzenie.

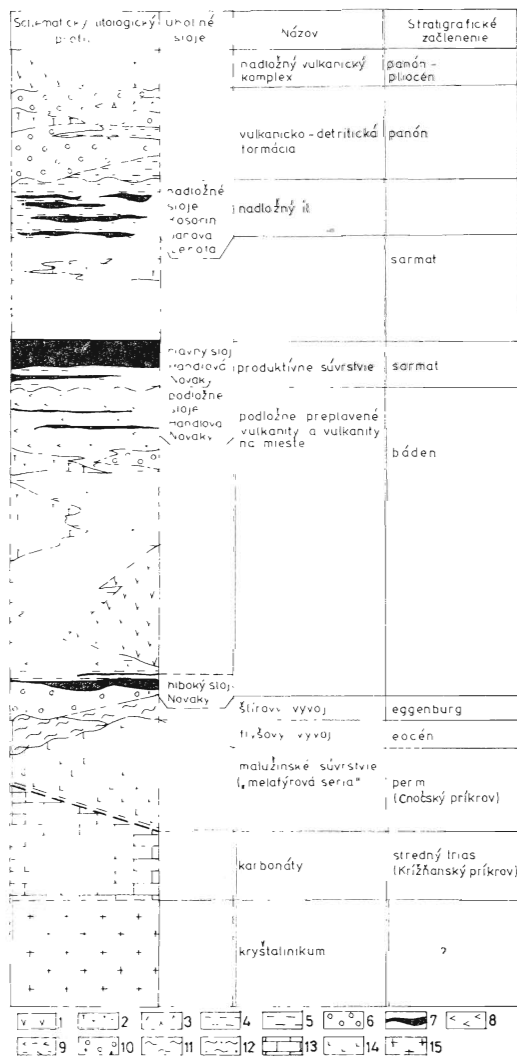
V handlovskom ložisku sú dva uhoľné sloje, a to spodný a vrchný. Vzdialenosť medzi nimi nie je rovnaká: v priemere sa pohybuje medzi 20 až 30 m, ojediniele dosahuje až 50 m.

Spodný uhoľný sloj (h_2) má priemernú mocnosť 2,5 m, ojediniele, najmä v západnej časti ložiska, dosahuje mocnosť až 6,5 m. Vrchný uhoľný sloj (h_1) má podstatne väčšiu rozlohu ako spodný a jeho mocnosť sa pohybuje od

3 až do 7 m (priemerná mocnosť 5 m). Smerom na Z a JZ sa obidva uhoľné sloje postupne zblížujú, pričom medzislojové súvrstvie vyklíňuje, sloje sa spájajú, a tak vzniká spojený, tzv. hlavný uhoľný sloj (h). Jeho mocnosť je až 11 m, priemerne 7 až 8 m. Hranica spojenia slojov tvorí približne diagonálu (SZ—JV) ložiska Handlová. Okrem hlavného sloja je v cigielskej časti tzv. nadložný uhoľný sloj, ktorý leží 60 až 70 m nad uhoľným slojom h_1 a má priemernú mocnosť 3,2 m.

V nadloží hlavného uhoľného sloja (príp. vrchného uhoľného sloja) handlovského a nováckeho ložiska je 400 m mocné súvrstvie nadložných ílov, ktoré predstavujú sivé, až tmavosivé íly, príp. vápnité íly. V nich sú vyvinuté nadložné uhoľné sloje. Paleontologicky sú nadložné íly chudobné, stanovili sa v nich len sladkovodné formy a miestami preplavené formy zo starších útvarov, najmä z paleogénu a spodného miocénu. V tesnom nadloží hlavného sloja nováckeho ložiska sú polohy diatomitov.

V juhozápadnej časti nováckeho ložiska je v súvrství nadložných ílov niekoľko uhoľných slojov malého plošného rozšírenia a šošovkovitého vývoja. Boli pomenované ako nadložné sloje.



Obr. 1. Zjednodušená litologicko-stratigrafická kolónka hornonitranskej uhoľnej panvy. 1 — pyroxenický andezit a pyroklastiká, 2 — rhyolit, 3 — amfibolický andezit, pyroxenický andezit, 4 — íl, vápnitý íl, piesčitý íl, 5 — piesok s vložkami pieskovca a piesčitého ílu, 6 — zlepenec, štrkopiesok, miestami spevnený piesčitým tmelom, 7 — uhoľný sloj, 8 — preplavené vulkanické horniny, 9 — íl, tufitický íl, 10 — zlepenec, pieskovec, ílovec, 11 — vápnitý íl s vložkami sfudnatého pieskovca, 12 — striedanie pieskovca a ílovca, 13 — vápenec a dolomit, 14 — bridlice a arkózy s vložkami vulkanických hornín, 15 — amfibolicko-biotitický granodiorit

Fig. 1. Simplified lithostratigraphic column of the Upper Nitra basin. 1 — andesite and volcanoclastics, 2 — rhyolite, 3 — amphibole andesite, pyroxene andesite, 4 — clay, calcareous clay, sandy clay, 5 — sand with sandstone and sandy clay intercalations, 6 — conglomerate, gravel sand at places compacted by sandy matrix, 7 — coal seam, 8 — volcanic rock redeposited, 9 — clay, tuffitic clay, 10 — conglomerate, sandstone, claystone, 11 — calcareous clay with micaceous sandstone intercalation, 12 — sandstone and claystone alternating, 13 — limestone and dolomite, 14 — shale and arkose with volcanic rock intercalation, 15 — amphibole-biotite granodiorite

Produktívne súvrstvie sa spolu so súvrstvím nadložných ílov stratigraficky začleňuje do sarmatu.

Po skončení sedimentácie nadložných ílov a erózií sa uložila vulkanicko-detritická formácia (štrkopiesok s polohami a šošovkami pieskovcov, pieskov, vápnitých ílov a ílov). Do uvedeného súboru hornín sa vklíňujú produkty nadložného vulkanizmu. Materiál zlepcov s piesčitým tmelom nie je vytriedený. Kvantitatívne sú v obliakoch zastúpené vápence (73 ‰), pieskovce (12 ‰), kremeň (6 ‰), kremence (2 ‰), žula a pegmatit (1,5 ‰).

Za nadložné vulkanity pokladáme vulkanické horniny mladšie ako uhoľné sloje. V tom zmysle za najstaršiu vulkanickú horninu považujeme rýolit, ktorého efúzie sa začali v období formovania sa nadložných ílov.

Rýolitový vulkanizmus vystriedal výlevy amfibolických andezitov v južnej časti handlovského ložiska a Cigľa. Trefou horninou nadložného vulkanizmu je bazaltoidný andezit viažuci sa na výraznú tektonickú zónu prebiehajúcu východnou stranou hlavného hrebeňa Vtáčnika. Začiatok bazaltovo-andezitového vulkanizmu charakterizuje slabšia explozívna epizóda reprezentovaná polohou lapilových tufov. Mocnosť lávových telies a kupol je až 500 m. Telesá bazaltu a andezitu majú dĺžku asi 1200 m a mocnosť cca 10 m. V handlovských nadložných íloch vystupuje aj pňovitě intruzívne teleso malých rozmerov.

Hlavnú masu vrchov budovaných nadložným vulkanizmom vytvára pyroxenický andezit a jeho pyroklastiká. Slabá explozívna činnosť pyroxenického andezitu prebiehala už pred efúziami amfibolického andezitu, ale hlavné obdobie aktivity sa začalo až po vytvorení bazaltovo-andezitového komplexu. Najprv sa uložila rozsiahla poloha tufov, ktorá pozvoľne prechádza cez vrstvitě lapilové tufy do hrubolomkovitých tufobrekcií. Explozie vystriedali rozsiahle lávové prúdy dodnes zachované na hrebeňoch Vtáčnika. Mocnosť tufogénnych uloženín je maximálne niekoľko desiatok metrov, mocnosť tufobrekcií vyše 100 m a mocnosť andezitov v južných častiach handlovského ložiska vyše 200 m.

Ložiskové pomery

Handlovské uhoľné ložisko má približnú šírku 7 km, dĺžku asi 9 km, pričom kvalita uhlia nie je rovnaká. Zlepšuje sa od S a SZ smerom na J a JV, teda najkvalitnejšie uhlie je v juhovýchodnej časti

handlovského uhoľného ložiska pri obci Nová Lehota.

Podľa preuhoľnenia tvorí väčšiu časť ložiska hnedouhoľná ortofáza, zatiaľ čo v juhovýchodnej časti ložiska možno pozorovať aj prechod k metafáze. Z genetického hľadiska patrí uhlie medzi humity a zastupuje ho prevažne detritické uhlie. Výhrevnosť uhlia je 17,11—18,27 MJ.kg⁻¹, v západnej časti v oblasti Cigľa 12,56 MJ.kg⁻¹. Maximálna výhrevnosť v juhovýchodnej časti ložiska (Východná šachta) dosahuje až 26,80 MJ.kg⁻¹. V nadložnom sloji sa v priestore Podhradie — Cigľ zistila výhrevnosť uhlia okolo 12,5 MJ.kg⁻¹.

Výsledky chemického rozboru ťaženého uhlia: C — 65,90 ‰, O — 24,60 ‰, H — 5,70 ‰, S — 2,70 ‰, N — 1,2 ‰, v uhlí sa zistilo 15,5 ‰ dechtu. Obsah vody sa v ťaženom uhlí pohybuje od 16 až 22 ‰, popola v bezvodej vzorke 25 až 35 ‰ a prítomnosť arzenu sa udáva v stopách, príp. v tisícinách ‰.

Chemickou analýzou popola sa zistili tieto hodnoty: SiO₂ — 53,39 ‰, Al₂O₃ — 23,20 ‰, Fe₂O₃ — 8,80 ‰, CaO — 4,17 ‰, MgO — 2,13 ‰, P₂O₅ — 0,20 ‰, TiO₂ — 0,71 ‰.

Z nadložného sloja bol obsah vody 24,6 ‰, popola 24 ‰, síry v sušine v priemere 4 ‰, arzenu v sušine 150 g/t a dechtu v horľavine 8,04 ‰.

Až do 50 ‰ vyťaženého handlovského uhlia spaľuje miestna elektrárňa a zvyšok sa používa najmä na priemyselné a domáce vykurovanie.

Novácke uhoľné ložisko sa rozprestiera približne na ploche 30 km², pričom kvalita uhlia je v celom ložisku dosť nerovnomerná. Tvorí ho hnedé humitické uhlie s prevahou detritu. Vyskytujú sa: pásikované detrity, xyilitické detrity, pásikované lesklé detrity a v nepatrnom množstve xyility. Priemerná výhrevnosť uhlia hlavného sloja je 11,68 MJ.kg⁻¹, v nadložných slojoch

južnej časti ložiska sa zistila výhrevnosť 10,68 MJ, kg⁻¹.

Výsledky chemického rozboru nováčkeho uhlia: C — 62,40 % až 71,45 %, O — 20,64 až 27,31 %, H — 4,56 až 5,60 %, S — 2,72 až 3,18 %, N — 0,97 až 1,61 %, obsah dechtu 7,50 až 10 %.

Obsah vody v ťaženom uhli sa pohybuje od 27 až 42 %, popola v bezvodnej vzorke 12 až 35 %, najčastejšie 20 až 30 %, arzénu je 540 až 1040 g/t. V popole sa v množstve 0,1 až 1,2 g/t zistilo germárium. Priemerná objemová hmotnosť uhlia je 1,32 t/m³.

Tektonika

Zlomový systém handlovského a nováčkeho ložiska má základný smer SV—JZ a pozoruhodnejšie odchýlky v severozápadnej časti ložiska Handlová. Táto základná sieť zlomov rozbieha ložiská na mnohé pretiahnuté kryhy dlhé 3 až 4 km a široké 100 až 500 m. Menšie poruchy segmentujú kryhy ložiska oveľa detailnejšie. Sumárna amplitúda poklesov ložísk je až 700 m, čo svedčí o veľkých vertikálnych pohyboch. Táto amplitúda je zrejmá v handlovskom ložisku, kde maximálna nadmorská výška sloja je vyše 600 m a minimálna menšia ako —100 m. V nováčkom ložisku sa amplitúda pohybuje od +200 do —600 m. Dobrý obraz o základnej tektonickej štruktúre poskytuje geologický rez (obr. 2).

Podľa údajov z handlovského ložiska (Šinály — Slávik, 1962) je sklon zlomov 40 až 50° a maximálna zistená amplitúda jedného poklesu 100 m. Šírka porušeného pásma na zlome je do 2 m. Podľa výsledkov zistených pri ťažbe handlovského ložiska sa v severovýchodnej časti handlovského ložiska vyskytujú aj výrazné prešmyky. Smerná dĺžka prešmykovej plochy je až 2 km, sklon nasunutia 25 až 30° na J a výška nasunutia 30 m.

Novšie zistenia

Geologickoprieskumné práce predbežného a podrobného prieskumu severovýchodnej časti nováčkeho ložiska a severnej cigel'skej časti handlovského ložiska priniesli nové poznatky o vývoji vlastných ložísk, ale aj viedli k prehodnoteniu náhľadov na stavbu a vývoj uhľonosných vrstiev medzi ložiskami, na vývoj a uhľonosnosť vývoja bádenu a na význam nadložných slojov v súvrství nadložných ílov z hľadiska ich možného praktického významu.

Výsledky prieskumných prác na južnom ohraničení handlovského ložiska podstatne menia doterajšie interpretácie. Priestoru medzi ložiskom Nováky a cigel'skou časťou handlovského ložiska sa venovala pomerne malá pozornosť. Detailnejšie sú preverené okrajové časti, kde sarmatské produktívne vrstvy boli oderodované pred sedimentáciou vulkanicko-detritickej formácie. Prakticky neoverené je územie široké cca 3 km. Uhľonosnosť tohto územia sa charakterizovala len na základe poznatkov z okrajových pásiem a geologická stavba sa odvodzovala z poznatkov z celej hornonitrianskej neogénnej panvy.

O geologickej stavbe deliaceho priestoru sú dve predstavy:

Staršia predpokladala jednotný vývoj celej hornonitrianskej panvy až do ukončenia sedimentácie bádenu, keď sa predmetné územie vyzdvihlo (medzi Ciglom a Novákmi), a tak sa vytvorili dve čiastkové panvy (novácka a handlovská), v ktorých sedimentácia pokračovala produktívnym (uhľonosným) súvrstvím sarmatu. Podľa nej je predmetné územie primárne „hlučným“ pásmom, teda bez uhoľného vývoja.

Novšia predstava, podrobnejšie prepracovaná a všeobecne prijatá, vychádza z jednotného vývoja celej hornonitrianskej neogénnej panvy až po ukončenie sedimentácie nadložných ílov, keď nastúpili inten-

zívne tektonické pohyby, pri ktorých sa sériou poklesov v území dnešných ložísk Nováky a Handlová vytvorili prekopové prepadliny oddelené širokým hrastom, z ktorého bolo pri následnej erózii celé súvrstvie nadložných ílov aj produktívne súvrstvia oderodované až na bázu podložných tufitov (bádenu).

Faktického materiálu na potvrdenie, resp. vyvrátenie jednej aj druhej predstavy bolo veľmi málo. Celý terén zakrývajú mocné kvartérne uloženiny, čo znemožňovalo riešiť problém povrchovým geologickým mapovaním. Okrem okrajového pásma sa v celom území v rokoch 1941 až 1952 vyhĺbilo len 8 vrtov, ktoré poskytli iba veľmi nesúrodý materiál. Vrtali sa s veľkým časovým odstupom, rozličnou technológiou, ale hlavne s rozličným stupňom geologického hodnotenia. Pokiaľ ide o identifikáciu jednotlivých vrstiev podľa dnešného litologicko-stratigrafického členenia neogénu Hornonitrianskej kotliny, nemožno takto získané údaje pokladať za plnohodnotné.

Pri prehodení týchto vrtov sa zistilo, že sa v troch prevrtali uhoľné sloje v bilančnom vývoji, a to vo vrte Pr-10 pravdepodobne sloj h_2 , vo vrte Pr-11 a Pr-13, ktoré boli od seba vzdialené 400 m (v smere V—Z), 4 sloje, ktoré sa dajú dobre korelovať s vývojom uhoľných slo-

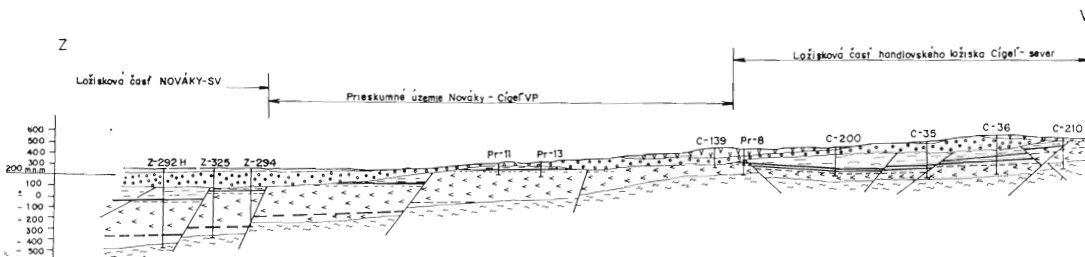
jov najnižších častí ložiska Nováky a Cigeľ. Podľa tohto dva spodné sloje patria do vrchných častí bádenských hornín (označené sú p_1 a p_2). Vrchné sloje možno paralizovať s hlavnými slojmi produktívneho vývoja sarmatu označovaného ako h_1 a h_2 (pozri obr. 2).

Vrt Pr-12, 14, 15, 16 zachytili iba tenké sloje, resp. uhoľné íly, ktoré (podľa litologických značiek okolitých hornín v zachovaných vrtných profiloch) možno paralelizovať so slojom p_1 , resp. p_2 z vrchnej časti bádenu.

Podľa archívnych správ vrt Pr-11 a Pr-13 neprevrtali autochtónne sloje uhlia, ale iba šošovky alochtónneho uhlia vzniknuté „v čiastkovej vhodnej zbernej nádrži denudačných zvyškov autochtónnych slojov“.

Neskôr sa už týmto údajom nevenovala nijaká pozornosť. Na základe reinterpretačie korelačnej schémy a geologických rezov sú uhoľné sloje overené vrtom Pr-10, 11, 13 dobre korelovateľné so slojmi handlovského aj nováckeho ložiska.

Podľa nadmorskej výšky paralelizovaných slojov (p_2 ; p_1 ; h_2 a h_1) sú sloje vo vymedzenom území (overené v uvedených vrtoch) pod úrovňou slojov z cigel'skej ložiskovej časti. Nejde teda o typickú hrastovú stavbu územia, ale o mierne poklesávanie od V na Z. Keďže sumárna ampli-



Obr. 2. Priečný geologický rez ložiskom Nováky — Handlová. Vysvetlivky ako pri obr. 3

Fig. 2. Geological cross-section of the Nováky — Handlová coal deposit. Explanations as in fig. 3

túda poklesov je vo vymedzenom území menšia ako rozdiel nadmorskej výšky bázy detriticko-vulkanickej formácie, bolo oderodované súvrstvie nadložných ílov lokálne aj s produktívnym uhoľným súvrstvom, a tak erózia zasiahla až súvrstvie podložných tufitov.

Generálny úklon uhoľných slojov vo vymedzenom priestore je od 5° – 12° na ZSZ. Mocnosť podložných slojov vo vymedzenom priestore (p_1 a p_2) sa pohybuje od niekoľkých cm max. do 1 m. Ich mocnosť spravidla narastá od JZ na SV. Hlavné slojové pásmo má dvojaký vývoj. V juhozápadnej časti je vyvinutý jeden do 10 m mocný sloj, ktorý sa smerom na SV rozdeľuje na vrchný sloj (h_1) a spodný sloj (h_2). Ich mocnosť kolíše od 2 do 5 m. Mocnosť deliacej vrstvy — medzislojových ílov — narastá až na 10 m.

Celé „hluché“ pásmo nie je preskúmané, realizovali sa tu len ojedinelé vrty a v šiestich sa zistilo zachované produktívne súvrstvie. Podľa novej geologickej interpretácie je hluché pásmo výrazne redukované na cca 40 % jeho pôvodnej plochy. Prognóza plocha je teraz cca 5–6 km² a predpokladáme, že na nej bude možno overiť nové prírastky zásoby. Kvalita týchto slojov podľa výsledkov starých vrto a jedného nového vrtu z roku 1980 je takáto: obsah vody (W_t^r) 10–50 %, obsah popola v pôvodnom stave (A^r) 15,65 %, výhrevnosť horľaviny (Q_i^{dal}) 25,01 MJ . kg⁻¹, výhrevnosť v suchom stave (Q_i^d) 18,76 MJ . kg⁻¹, výhrevnosť v pôvodnom stave (Q_i^r) 11,34 MJ . kg⁻¹.

Prognózy nadložných slojov

V centrálnej a juhozápadnej časti ložiska Nováky sa prieskumnými prácami v rokoch 1958 až 1962 zistili nadložné sloje vo vrchných častiach súvrstvia nadložných ílov. Z ojedinelých údajov sa tieto sloje hodnotili ako nebilančné, bez prie-

myselného významu.

Po prehodnotení všetkých vrto, v ktorých sa zachytili nadložné sloje, sa produktívna plocha ohraničila na cca 6 km². Celkove sa zistilo deväť slojov s generálnym sklonom na S, resp. SSZ, a to pod uhlom 10–50°. Podľa výsledkov nových vrto realizovaných v rámci súčasnej etapy vyhľadávacieho prieskumu Nováky — Cigeľ sú v južnej časti prognózneho územia v dôsledku erózie vrchných častí súvrstvia nadložných ílov oderodované aj vrchné, mocnejšie nadložné sloje a zachované sú len spodné sloje v mocnosti do 1 m v hĺbke 16 až 70 m. V severnej časti územia je overený kompletný vývoj nadložných slojov, pričom vrchné sloje majú bilančný vývoj. Vo vrte NC-40 sa zistili tri bilančné sloje, a to v 70,5–74,5 m v mocnosti 4,0 m, v 84,4–91,80 m v mocnosti 6,4 m a v 93,4–99,8 m mocné 6,4 m.

Hlavný sloj sa na tomto mieste overil v hĺbke 322,8–329,9 m a je mocný 7,1 m.

V ďalších vrtoch sa zistilo postupné klesanie mocnosti týchto slojov západným a južným smerom. Bilančný vývoj slojov pokračuje východným smerom. Podľa týchto výsledkov cca 50 % plochy zachovaného vývoja nadložných slojov môže mať bilančný vývoj. Vzhľadom na ich vystupovanie nie hlboko pod povrchom môžu tvoriť bázu na povrchové dobývanie.

Kvalita nadložných slojov: obsah vody (W_t^r) $\varnothing$ 32 %, obsah popola v suchom stave (A^d) 12,5–56,96 %, výhrevnosť pri obsahu vody 32 % (Q_i^k) 5,57–14,36 MJ . kg⁻¹, obsah síry (S^d) 0,88–5,04 %, obsah arzenu (A_s^d) 30–642 g . t⁻¹, zdanlivá hustota (d_a^r) 1,24–1,37 g . cm⁻³.

Nadložné sloje v oblasti Kosorína a Janovej Lehoty

O príslušnosti uhoľných slojov z oblasti Kosorína — Janovej Lehoty do súvrstvia

nadložných ílov hornonitrianskej neogénnej panvy svedčia ich kvalitatívne parametre, stopové elementy, najmä zvýšený obsah arzénu a litologicko-stratigrafická pozícia. Stratigraficky začleňujeme opisované súvrstvie s uhoľnými slojmi na základe výsledkov palinologického štúdia medzislojových ílov, ktoré tu vykonala M. Papišková (1981).

V medzislojových íloch sú najpočetnejšie zastúpené palinomorfy skupiny *Taxodiaceae* a palinomorfy patriace arktoterciérnym drevinám — *Almus*, *Quercus*, *Carya*, *Betula*, *Fagus* atď. Pomerne časté sú aj spóry *Bakulatisporitès*. Bisakátne formy nahosemenných sa takmer nevyskytujú, podobne ani zástupcovia bylinných foriem rastlín. Na základe výsledkov sa toto súvrstvie zaradilo do sarmatu až panónu, čo zodpovedá stratigrafickému začleneniu súvrstvia nadožných ílov hornonitrianskej neogénnej panvy.

Súvrstvie nadožných ílov hornonitrianskej panvy svojou vrchnou časťou zasahovalo výbežkom až do Žiarskej kotliny, kde leží priamo na vulkanicko-sedimentárnom súvrství bádenu, ktoré sa dá paralelizovať s podložným komplexom redeponovaných vulkanitov (podložných tufitov) Hornonitrianskej kotliny. V dôsledku tektonickej dislokácie a denudácie bol juhovýchodný výbežok nadožných ílov v značnej miere oderodovaný. Zachovaný ostal len v zaklesnutej kryhe medzi Kosorínom a Janovou Lehoutou. Súvrstvie nadožných ílov tu dosahuje maximálnu mocnosť 100 m. V spodnej časti má uhoľný vývoj (analógia nadožných slojov Hornonitrianskej kotliny) štyri uhoľné sloje.

I. sloj leží priamo na tufitoch, resp. tufitických íloch vulkanicko-sedimentárneho súvrstvia bádenu. Zachovaný je na ploche cca 2,5 km² v priemernej mocnosti 7,7 m. Reprezentuje ho xyliticko-detritické uhlie

hnedouhoľnej hemifázy — lignit. Sloj obsahuje viac ílovitých vrstvičiek mocných od 5 cm do 50 cm. Obmedzenie sloja zo severnej, západnej a východnej strany je tektonické, zhodné s obmedzením zaklesnutej kryhy. Južnú hranicu tvorí východ sloja pod kvartérne uloženiny.

II. sloj leží 10 m—15 m nad I. slojom a oddeľujú ho od neho jemné piesčité sivé íly s polohami tufitických ílov s vložkami tufitických pieskov.

Mocnosť II. sloja kolíše od 3,0 do 5,5 m, s priemerom 4,2 m. Má analogické zloženie ako I. sloj, ale obsahuje menej ílovitých polôh. Okrajové časti sloja majú eróznú hranicu a sloj vyúsťuje pod kvartérne uloženiny. Zachovaný je na ploche cca 1,5—2 km².

Sloj č. III a IV vystupujú v nadoží II. sloja cca 25 m v prostredí jemne piesčitých sivých ílov. Oddeľuje ich 2—5 m mocná vrstva tmavosivých ílov s vložkami, resp. polohami uhoľných ílov. III. a IV. sloj majú rovnaký vývoj ako predchádzajúce, ale obsahujú oveľa viac popolovín. Dosahujú mocnosť od 1 do 1,5 m. V celom rozsahu ich ohraničujú erózne hranice.

V nadoží IV. sloja, v strednej časti kryhy, ktorá má homolovitý reliéf, sú zachované ešte sivé jemne piesčité nadožné íly v maximálnej mocnosti do 50 m. Mocnosť kvartérnych uloženín dosahuje 5 až 12 m a reprezentuje ich svahová piesčitá hlina, v údolných častiach balvanitá sutina a riečne naplaveniny (v severnej a východnej časti územia).

Uhoľné sloje ležia blízko pod povrchom (5—60 m) a v okrajových častiach ich zakrýva len tenká vrstva kvartérnych sedimentov. Blízko pod povrchom sú veľmi zvodenené a čiastočne zvetrané, rozložené a zaílované.

Obsah vody a popolovín opísaných slojov je v dôsledku primárnych podmie-

nok ich vzniku v okrajovej časti panvy, ako aj druhotných procesov erózie a zvetrávania, veľmi premenlivý vo vertikálnom smere aj laterálne.

Priemerná kvalita overovaných slojov: obsah vody (W_t^r) 25 $\frac{0}{0}$ —50 $\frac{0}{0}$, $\varnothing$ 38 $\frac{0}{0}$, obsah popola v pôvodnom stave (A^r) 7 $\frac{0}{0}$ —65 $\frac{0}{0}$, $\varnothing$ 38 $\frac{0}{0}$, výhrevnosť horľaviny (Q_{daf}) 16,88—26,30 MJ $\cdot$ kg $^{-1}$, $\varnothing$ 23,36 MJ $\cdot$ kg $^{-1}$, výhrevnosť uhlia v bezvodnom stave (Q_d) 2,92—22,56 MJ $\cdot$ kg $^{-1}$, $\varnothing$ 12,37 MJ $\cdot$ kg $^{-1}$, výhrevnosť uhlia v pôvodnom stave (Q_r) 1,22—12,68 MJ $\cdot$ kg $^{-1}$, $\varnothing$ 6,78 MJ $\cdot$ kg $^{-1}$.

Hlboký sloj

V bazálnej časti súvrstvia podložínych tufitov sa v rámci etapy vyhľadávacieho prieskumu zistil tzv. hlboký sloj. Je tesne nad bázou bádenu, ktorý leží na šlirovom súvrství egenburgu. Výškový rozdiel medzi hlavným a hlbokým slojom je 250—300 m. Východným smerom sa výškový rozdiel znižuje. Celé slojové pásmo hlbokého sloja dosahuje maximálne 12 m. Ide o viac uhoľných polôh xylitovo-detritického uhlia s častými vrstvičkami uhoľných aj tufitických ílov. Mocnosť bilančných polôh kolíše od 1,0 do 4,6 m. Pri hrubom obmedzení plošného vývoja hlboký sloj zaberá plochu cca 6 km 2 , z čoho na ploche do 3 km 2 môže mať bilančný vývoj. Jeho prieskum sa ešte neskončil.

Kvalita hlbokého sloja: obsah vody (W_t^r) 18—27 $\frac{0}{0}$, obsah popola v pôvodnom stave (A^r) 9—55 $\frac{0}{0}$, obsah popola v suchom stave (A^d) 12—69 $\frac{0}{0}$, výhrevnosť horľaviny (Q_{daf}) 22,00—27,21 MJ $\cdot$ kg $^{-1}$, výhrevnosť v suchom stave (Q_d) 6,82—23,58 MJ $\cdot$ kg $^{-1}$, výhrevnosť v pôvodnom stave (Q_r) 4,92—16,31 MJ $\cdot$ kg $^{-1}$, obsah síry (S) 0,0—4,13 $\frac{0}{0}$, obsah arzenu (A_s^d)

0,0—12,65 g $\cdot$ t $^{-1}$, zdanlivá hustota (d_a^r) 1,28—1,77 g $\cdot$ cm $^{-3}$.

Overenie zásob hlbokého sloja môže mať pre ťažbu nováckeho ložiska veľký význam aj pri relatívne nižšom množstve. Svedčí o tom najmä vyššia kvalita uhlia ako v hlavnom sloji. Má vysokú výhrevnosť a podstatne nižší obsah škodlivín. Arzén prakticky neobsahuje (hlavný sloj má 800 g/t) a obsah síry dosahuje v priemere asi $\frac{1}{4}$ obsahu hlavného sloja. Pri spaľovaní s uhlím hlavného sloja sa škodlivý úlet do ovzdušia oproti dnešnému stavu môže podstatne znížiť. Malo by to veľmi priaznivý vplyv na ochranu životného prostredia.

Východné pokračovanie handlovského ložiska

Medzi najvýznamnejšie výsledky geologického prieskumu hornonitrianskej panvy v ostatných rokoch nesporne patrí zistenie východného pokračovania ložiska Handlová.

Na základe výsledkov prieskumu v oblasti Novej Lehoty a južnej časti Vtáčnika bolo ohraničené handlovské ložisko východným smerom na výraznom zlome smeru SSV—JJZ s hlbokým zaklesnutím východného tektonického bloku. Južné ohraničenie zostalo otvorené.

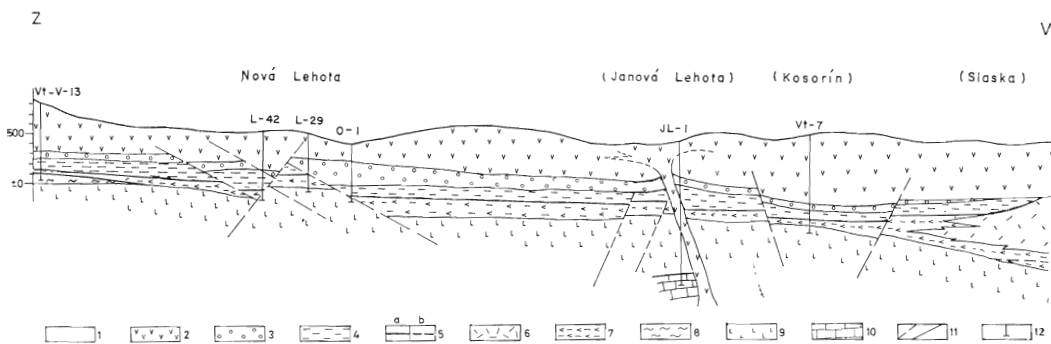
Jedna skupina geológov udávala perspektívu ďalšieho južného pokračovania handlovských slojov do oblasti Žiarskej kotliny, ale predpokladala ich vykliňovanie na stúpajúcom reliéfe podložínych vulkanitov. Pritom vulkanicko-sedimentárny vývoj Žiarskej kotliny pokladala za starší ako uhoľný vývoj handlovského ložiska. Druhá skupina geológov bola opačného názoru. Vývoj Žiarskej kotliny pokladala za oveľa mladší ako handlovské uhoľné sloje a ich vývoj predpokladá aj v podloží

Žiarskej kotliny. Východné pokračovanie handlovských slojov vyklíňuje na reliéfe starších vulkanitov Kremnických vrchov blízko za tektonickým obmedzením.

Na základe výsledkov nových geofyzikálnych a vrtných prác a reinterpretácie starších prác je južné ohraničenie hornonitrianskej uhoľnej panvy analogické západnej tektonickej hranici. Interpretoval sa významný zlom priebehu V—Z od Bystričian Kľačianskou dolinou cez Janovú Lehotu a Slaskú, založený po sedimentácii bádenu a činný v čase sedimentácie produktívnych handlovských vrstiev a ich nadložných komplexov. Mal teda rozhodujúci vplyv na subsidenciu hornonitrianskej uhoľnej panvy, a tým aj vytvorenie podmienok na uhoľnú sedimentáciu. Podľa tejto interpretácie vývoj hornonitrianskej uhoľnej panvy a Žiarskej kotliny bol spoločný ako vývoj jednej medzihorskej depresie až po vytvorenie jednotného báden-

ského reliéfu. Ich ďalší vývoj bol diferencovaný v závislosti od interpretovaného zlomu. Od sarmatu sa už datuje samostatný vývoj hornonitrianskej uhoľnej panvy pozvoľným klesaním severného bloku. V južnom bloku — v Žiarskej kotline — trval stratigrafický hiát až do posledných vulkanických fáz Vtáčnika. Do severnej okrajovej časti Žiarskej kotliny zasahovala výbežkom len sedimentácia vrchných častí súvrstvia nadložných ílov hornonitrianskej panvy s nadložnými slojmi, ktoré sa zachovali v zaklesnutej tektonickej kryhe medzi Kosorínom a Janovou Lehotou.

Východné obmedzenie hornonitrianskej uhoľnej panvy sa od doterajšej tektonickej hranice presúva až do údolia Slanského potoka, kde je primárne vyklíňovanie produktívnych handlovských vrstiev a nadložných ílov na reliéfe bádenských vulkanitov Kremnických vrchov (obr. 3).



Obr. 3. Geologický rez juhovýchodným okrajom handlovského ložiska

1 — hĺna, sutina, 2 — nadložné vulkanity (andezit, vulkanická breccia), 3 — vulkanicko-dolomitická formácia, 4 — nadložný íl, 5 — uhoľný sloj (a — sarmat, b — báden), 6 — podložné vulkanity, 7 — podložné prepriavené vulkanické horniny, 8 — šlírový vývoj, 9 — malužinské súvrstvie („melafýrová séria“), 10 — karbonáty (trias), 11 — zlom, 12 — prieskumný vrt

Fig. 3. Geological profile of the SE margin of the Handlová deposit

1 — loam, debris, 2 — overlying volcanite (andesite and breccia), 3 — volcanic-dolomitic sequence, 4 — overlying clay, 5 — coal seam (a — Sarmatian, b — Badenian), 6 — underlying volcanite, 7 — underlying volcanite redeposited, 8 — calcareous clay (Schlier), 9 — the Malužinská formation („Melaphyre series“), 10 — carbonate (Triassic), 11 — fault, 12 — drilling

Pokračovanie handlovských slojov ďalej na V potvrdil vrt VT-7 severozápadne od Kosorína, ktorý ich prevrátil v hĺbke 820—845 m, a to v analogickej pozícii okrajového vývoja ako v oblasti Janovej Lehoty vrtmi VT-V-13, L-42 a 0-1.

Vrt VT-7 prevrátil štyri sloje: I. sloj: 824,30—825,70 m = 1,40 m, II. sloj: 830,35—833,60 m = 3,25 m, III. sloj: 834,50—836,40 m = 1,90 m, IV. sloj: 838,6—839,45 m = 0,85 m.

Sloje obsahujú časté vrstvičky uhoľného ílu a aj samotné uhoľné polohy obsahujú zvýšený podiel minerálnej prímеси, čo hovorí o ich okrajovej pozícii. Tento fakt potvrdzuje aj rozdelenie slojového pásma do štyroch samostatných slojov. Stupňom preuhoľnenia zodpovedá uhlie hnedouhoľnej metafázy. Má čiernu farbu, je lesklé a prúžkované.

Potvrdzuje to aj vysoká výhrevnosť jednotlivých uhoľných polôh, ktoré dosahujú až 20 MJ.kg⁻¹ pri 23 % obsahu popola. Priemerná kvalita jednotlivých slojov je približne rovnaká:

Sloj	Obsah vody (W _t) %	Obsah popola (A _r) %	Výhrevnosť (Q _d) (MJ . kg ⁻¹)
I	13,73—17,46	42,82—53,92	9,00—10,32
II	7,14—11,57	23,20—70,39	8,00—19,01
III	8,85—10,62	23,42—66,77	8,50—19,71
IV	10,75	37,71	14,12

Vo východnom pokračovaní sa na základe nových výsledkov ohraničila prognóza plocha v tvare trojuholníka s vrcholmi Janova Lehota — Slaská — Handlová vo výmere cca 25 km². Pri potvrdení prognóz tu bude možno overiť podstatné prírastky uhoľných zásob a výrazne predĺžiť životnosť, príp. zvýšiť ťažobnú kapacitu handlovského ložiska.

Recenzoval M. Slavkay

LITERATÚRA

- Čechovič, V. 1950: Geologické pomery handlovskej a nováckej uhoľnej panvy. *Geol. zbor. Slov. akad. vied*, 1.
 Slávik, J. 1959: Geologická charakteristika prvej fázy neogénnej vulkanickej činnosti v oblasti pohoria Vtáčnik. *Geol. práce, Zôš. (Bratislava)*, 53.

Geological problems and prospects of coal deposits in the Upper Nitra coal basin

JOZEF HUDÁČEK — EMÍLIA BRODŇANOVÁ — DUŠAN BLAŠKO

The Upper Nitra coal basin represents the largest concentration of natural combustible energetic raw material in Slovakia. The most considerable deposits of brown coal occur in the neighbourhood of Nováky and Handlová towns.

The Nováky deposit consists of the so

called "main" coal seam the thickness of which is 8—10 m in the average but increases to 26 m in the western part of the deposit. The very complicated delimitation of the seam is due to gradual pinching out over the subjacent tuffite beds, to the erosion influencing the extent of the seam after the

deposition or due to the subsequent faulting.

Two coal seams create the Handlová deposit: a lower and an upper one. The distance between them is different varying between 20 and 30 m but reaching rarely even 50 m. The average thickness of the lower seam is 2.5 m. Rarely, mostly in the western part of the deposit, thicknesses increase up to 6.5 m. The upper seam has larger areal extent as the lower one with thicknesses varying between 3 and 7 metres (5 m at an average). Both coal seams come mutually nearer westernly and south-westernly in the deposit until the intermediate strata pinch out and the seams join into the so called "main" seam thick up to 11 m (7 to 8 m at an average). The join of both seams follows a NW—SE trending rough diagonal line in the Handlová deposit. Besides this main coal seam, a so called overlying seam occurs in the Čígeľ part of the deposit.

This overlying seam is located some 60—70 m above the main one with an average thickness around 3.5 m.

New prospecting in the area led to the following important results.

1) The Upper Nitra coal basin was part of a considerably larger sedimentation area which included the Žiar and Zvolen basins as well, during the Badenian. Depending on the normal faulting of the basement, several partial basins with coal deposition developed during the early stages of the Badenian sedimentation. During this time, the Badín — Sielnica brown coal deposit, the "deep" seam of the Nováky deposit, several thin coal seams in the Žiarska kotlina basin and, probably, even the Obyce deposit originated. A later differentiation of this large area, evidenced in the lithology of Badenian beds as well, was due to the strong volcanic activity. Products of this Badenian volcanism created, together with the synchronous normal faulting, the shape of smaller partial basins which are the Upper Nitra, Žiar and Zvolen basins (fig. 1).

The main coal seams in the Handlová and Nováky deposits developed in the unitary

sedimentation area of the Upper Nitra coal basin during the Sarmatian. Their separation is owing to the strong subsequent erosion and faulting after the deposition of the overlying clay. This normal faulting created the recent complicated horst/graben structure of the whole basin.

3) Downfaulted partial blocks partly preserving even the main (Sarmatian) seams in productive development were found to occur in the area between the Nováky and Handlová deposits. It is presumed that even the "deep" seam is developed here (fig. 2).

4) The presence of the upper clay with the upper seams known from the SW part of the Nováky deposit or with the upper seam in its Čígeľ portion was stated also in the NW portion of the Žiarska kotlina basin in a downfaulted block between Kosorín and Janova Lehota villages. The seam occurs here immediately above the Badenian beds. So, this downfaulted block contains here the productive development of the upper seams known elsewhere from the Upper Nitra basin. These seams create a newly discovered and outlined coal deposit with favourable conditions for open-cast mining.

5) The southern limit of the Upper Nitra basin runs along an important E—W trending normal fault. Downfaulting movements occurred along the fault during the Sarmatian sedimentation and may be compared with the movements along the Malá Magura fault limiting the basin from the west. This E—W trending fault runs from Kamenec pod Vtáčnikom village eastwards through Klakovská dolina valley and Janova Lehota into the Slanské valley and the young volcanic masses of the Vtáčnik Mts. overlay it.

6) The eastward continuation of the productive beds in the Handlová deposit was stated in workable development of three seams. The prognostic area covers 20 to 25 sq. km surface.

Preložil I. Varga

Litostratigrafia mladšieho paleozoika a spodného triasu Zemplínskych vrchov

PAVOL GRECULA — KAROL EGYÜD

Geologický prieskum, Jesenského 6, 040 51 Košice

(9 obr. v texte)

Doručené 22. 2. 1982



IGCP PROJECT No 5

Correlation of Prevariscan and Variscan
events of the Alpine-Mediterranean
mountain belt

Литостратиграфия верхнего палеозоя и нижнего триаса Земплинской возвышенности (ЮВ Словакия)

В рамках подробных геологических работ, реализованных для поиска антрацита, было сделано и литостратиграфическое исследование слоев, возраст которых был палеонтологически доказанный од вестфала Д до верхней перми. Были вычленены эти литостратиграфические единицы: Черговская свита в конгломератовом развитии, велькотрянская свита с черными аргиллитами и антрацитом, малотрянская свита с богатым наличием песчаников, свита Шимоновой возвышенности с пирокластическими кислотного вулканизма, кашовская свита в песчаниково-аргиллитовом развитии и барская свита главным образом из конгломератов. Названные свиты представляют литостратиграфическую единицу — цейковскую серию. Нижний триас представляет верфенская фация.

Lithostratigraphy of Upper Paleozoic and Lower Triassic strata of the Zemplínske vrchy Mts. (SE Slovakia)

Detailed investigations aimed at prospecting of anthracite included also lithostratigraphic research of sequences having paleontologically proved ages from Westphalian D to Upper Permian. The following lithostratigraphic units have been delimited: the Čerhov formation in conglomerate development, the Veľká Trňa formation with black shales and anthracite seams, the Malá Trňa formation with rich participation of sandstone beds, the Šimonov vrch formation with acid volcanoclastics, the Kašov formation in sandstone to shale development and the Bara formation consisting of overwhelming conglomerate layers. All formations are assembled into the new Čejkov group. Lower Triassic beds are represented by the Brezina formation of Werfenian facies.

Litostratigrafický výskum súvrství Zem-
plínskych vrchov, najmä mladšieho paleo-
zoika, motivuje potreba objasniť pozíciu

uhl'onosného súvrstvia v litostratigrafickej
postupnosti. Keďže na povrchu nie sú na
detailné bádanie vhodné profily, realizo-

vali sa tri hlboké orientačné vrty. Ich sedimentologicko-petrografické hodnotenie a jeho aplikácia pri geologickom mapovaní umožnili litostratigraficky rozčleniť mladšie paleozoikum a spodný trias. Použili sme na to aj výsledky palinologického a fytopaleontologického výskumu (Planderová et al., 1981).

Po konfrontácii s novými údajmi hodnotíme predchádzajúce litostratigrafické členenie karbónu ako veľmi dobré a v hrubých črtách vystihujúce superpozičné vzťahy hornín. Nové práce umožnili oveľa presnejšie zaradiť vyčlenené petrografické typy do horninových súborov, ale predovšetkým podstatne spresniť ich superpozíciu. Trŕňanské vrstvy v zmysle B. Boučka — A. Přibyla (1959) zahŕňajú asi polovicu horninového objemu mladšieho paleozoika Zemplínskych vrchov s veľmi pestrú asociáciou hornín, ale autori ich presnejšie superpozične nezaraďujú. To sťažovalo tektonickú interpretáciu a prognózne hodnotenie územia, ale aj projektovanie a usmerňovanie technických prác. Názov trŕňanské vrstvy sa ukazuje ako nepotrebný a takto označený súbor hornín treba rozčleniť na štyri litostratigrafické jednotky — súvrstvia (ich názvy a charakteristiku uvádzame ďalej).

Kašovské vrstvy sú v zmysle B. Boučka — A. Přibyla (l. c.) asi polovicou horninovej náplne identické s tým, čo sa označovalo ako vrchná časť trŕňanských vrstiev. Horninová skladba litostratigrafickej jednotky sa zásadne nemení, a preto atribút „kašovské“ ponechávame, ale litologicky rozšírenému súboru hornín prisudzujeme charakter súvrstvia.

Názov černochovské vrstvy ponechávame ako prioritný a nemeníme ani pôvodnú charakteristiku jeho litologickej náplne.

V mladšom paleozoiku by bolo možno vyčleniť aj litostratigrafické jednotky nižšieho radu — vrstvy, ale pri geologickom

mapovaní sa pre veľkú zasutinosť územia nedali kartograficky vymedziť.

V mladšom paleozoiku chočského príkrovu, s ktorým má zemplínsky ostrov zo západokarpatských jednotiek najviac korelovateľných údajov, sa vymedzili nové litostratigrafické jednotky (Vozárová — Vozár, 1981), a to ipoltická skupina s nižnobocianskym a maluzínskym súvrstviem. Vzhľadom na spornú príslušnosť zemplínskeho ostrova do chočskej jednotky (Machel, 1967, Leško — Slávik, 1967, Slávik, 1976, Grecula — Együd, 1977 a i.), ako aj osobitný vývoj mladšieho paleozoika nemožno aplikovať uvedené litostratigrafické členenie na mladšie paleozoikum Zemplínskych vrchov.

Vymedzenie litostratigrafických jednotiek

Cejkovská skupina

Názov skupiny je motivovaný obcou Cejkov na východnom okraji Zemplínskych vrchov.

Stratotyp skupiny je v priečnej geotraverze začínajúcej sa na Z od obce Čerhov a prechádzajúcej cez kopec Čierna hora, údolie potoka od Veľkej Trne na kótu Rozhľadňa a odtiaľ smerom na Cejkov. Profil prechádza najlepšie odkrytou oblasťou územia, v ktorej sú zastúpené všetky súvrstvia, t. j. čerhovské, veľkotŕňanské, malotŕňanské, Šimonovho vrchu, kašovské a barské súvrstvie iba východne od profilu.

Mocnosť cejkovskej skupiny stanovená z mocností jednotlivých súvrství je 1900—2500 m.

Rozšírenie skupiny je na povrchu obmedzené na oblasť Zemplínskych vrchov (obr. 1). Predpokladá sa, že odtiaľ v pod-

loží mezozoických a terciérnych hornín pokračuje smerom na JZ a SV.

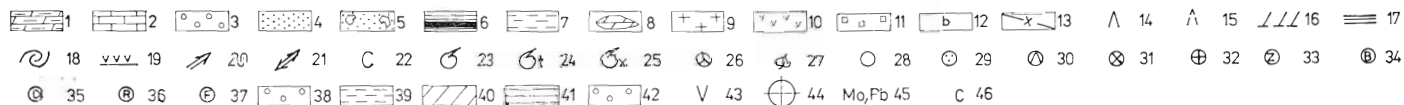
Hranica skupiny s podložím je tektonická (prikrovové a prešmykové plochy). Leží



Obr. 1. Mapa rozšírenia litostratigrafických jednotiek Zemplínskych vrchov. 1 — čerhovské súvrstvie, 2 — veľkotrňanské súvrstvie, 3 — malotrňanské súvrstvie, 4 — súvrstvie Simonovho vrchu, 5 — kašovské súvrstvie, 6 — barské súvrstvie (1–6 — cejkovská skupina), 7 — brezinské súvrstvie, 8 — mezozoikum, 9 — neogén — sedimenty, vulkanity, 10 — zlomy, 11 — násuny

Fig. 1. Map of the extent of lithostratigraphic units in the Zemplínske vrchy Mts. area. 1 — Čerhov formation, 2 — Veľká Trňa formation, 3 — Malá Trňa formation, 4 — Simonov vrch formation, 5 — Kašov formation, 6 — Bara formation (1–6 the Cejkov group), 7 — Brezinka formation, 8 — Mesozoic, 9 — Neogene, 10 — fault, 11 — thrust plane

		Litostratigrafia			Fosílie	Obltaky	Paleoprostredie	Tektonické pozadie	Magmatické prejav vulka- nické	pluta- nické	Tektonika		Mineralizácia	Poznámky
		Mocnosť v m	Litostratigrafické jednotky	Litológia a hranice							deformácie	dynamické pochody		
Trias	stredný	< 200												
	spodný	< 40	brezinské súvrstvie		Λ $\swarrow \swarrow \swarrow \swarrow$	Gmf							Ba, Ag, Pb?	SSS/dvých, v tenením Porovnanie podľa B. Bočka, v
Perm	vrchný	> 300	barské súvrstvie		Λ $\swarrow \swarrow \swarrow \swarrow$	Gt ⊕	A(L)							Černocho
	spodný	> 450	kašovské súvrstvie		Λ $\swarrow \swarrow \swarrow \swarrow$	Gt ⊕	A			V			U, Mo, Pb, Cu	Cejkovské v
Karbón	stefan CD	> 600	súvrstvie Šimonovho vrchu		≡ $\swarrow \swarrow \swarrow \swarrow$	Gtx ⊕				V				Kašovské v
	stefan AB	> 800	malo- trňanské súvrstvie		Λ $\swarrow \swarrow \swarrow \swarrow$	Gxt ⊕								Trňanské v
			veľko- trňanské súvrstvie		ΛC $\swarrow \swarrow \swarrow \swarrow$	⊕								
	vestfál CD	> 600	čerhovské súvrstvie		Λ $\swarrow \swarrow \swarrow \swarrow$	⊕								



na obalovom perme, resp. na kryštaliniku, alebo vo forme tektonických šupín na horninách vlastnej skupiny. Vrchnú hranicu tvoria horniny brezinského súvrstvia (spodný trias).

Litologická charakteristika (obr. 2). Pre spodnú časť skupiny je typický zlepenkový vývoj reprezentujúci počiatok vývoja sedimentačného bazenu. Z pestrej horninovej skladby obliakového materiálu usudzujeme, že znosovou oblasťou boli horniny kryštalinika a staršieho paleozoika. Nadložie zlepencov v bridličnato-pieskovcovom cyklotémovom vývoji sa vyznačuje prítomnosťou viacerých slojov antracitu, zriedkavo aj karbonátov. Významné miesto v skupine majú mocné polohy pyroklastík a šošovky ryolitov. Vrchnú časť cejkovskej skupiny tvoria

permské súvrstvia, ktoré sa začínajú psamiticko-pelitickými horninami pestrých farieb. Sled hornín cejkovskej skupiny superpozične završujú kontinentálno-riečne sedimenty (zlepenec, pieskovec).

Vek. Stratigrafický rozsah cejkovskej skupiny doložený sporomorfami a makroflórou je vestfál D až vrchný perm (Planderová — Sitár et al., 1981). Vzhľadom na to, že báza cejkovskej skupiny je oveľa nižšie ako prvý horizont s paleontologickými zvyškami vestfálu D, je pravdepodobnejšie, že sa sedimentácia cejkovskej skupiny začala skôr, teda aspoň vo vestfáli C.

Cejkovská skupina sa skladá z týchto súvrství (odspodu nahor): čerhovského, veľkotŕňanského, malotŕňanského, Šimonovho vrchu, kašovského a barského.

Obr. 2. Súhrnná tabuľka litostratigrafického vývoja mladšieho paleozoika (cejkovská skupina) a spodného triasu. 1 — dolomit, 2 — vápenec, 3 — polymiktný zlepenec, 4 — pieskovec, arkóza, 5 — drobový pieskovec, 6 — ilovitá bridlica — uhlie, 7 — aleuritická bridlica, 8 — dolomitický vápenec, 9 — kryštalické bridlice, 10 — ryolit, 11 — ryolitový tuf a tufit, 12 — bostonit, 13 — prešmyk. *Sedimentárne textúry*: 14 — gradačné zvrstvenie, 15 — gradačné zvrstvenie — neúplné, 16 — krížové zvrstvenie, 17 — laminácia, 18 — sklz, 19 — čeriny, 20 — jednosmerný prúd, 21 — bimodálny smer prúdu, 22 — cyklotémy. *Fosilie*: 23 — alochtónna flóra, 24 — terestrická flóra, 25 — sladkovodná flóra, 26 — sporomorfy, 27 — rastliny. *Zloženie obliakov*: 28 — kremeň, 29 — sedimentárne horniny, 30 — vulkanity, 31 — kryštalické bridlice (pararuly, svory), 32 — granit, 33 — zelené bridlice, 34 — metabazalt?, 35 — meta-droba, 36 — kontaktný rohovec, 37 — fylonit. *Paleoprostredie*: 38 — kontinentálne, A — aluviálne, L — jazerné, 39 — litorálne (prílív, odliv?), 40 — deltové. *Tektonické pozadie*: 41 — platformová sedimentácia, 42 — molasové štádium, M — morské, K — kontinentálne. *Magmatické prejavy*: 43 — ryolitový vulkanizmus, 44 — granodioritový plutonizmus. *Mineralizácia*: 45 — polymetallické zrudnenie, 46 — antracit

Fig 2. Comprehensive chart of Upper Paleozoic to Lower Triassic lithostratigraphy of the Cejkov group. 1 — dolomite, 2 — limestone, 3 — polymict conglomerate, 4 — sandstone, arkose, 5 — lithic arenite, 6 — argillaceous shale, coal, 7 — aleuritic shale, 8 — dolomitic limestone, 9 — crystalline schist, 10 — rhyolite, 11 — rhyolite tuff and tuffite, 12 — bostonite, 13 — reverse fault. *Sedimentary structures*: 14 — graded bedding, 15 — incomplete graded bedding, 16 — cross bedding, 17 — lamination, 18 — slump, 19 — ripple mark, 20 — unimodal current direction, 21 — bimodal current direction, 22 — cyclothems. *Fossil content*: 23 — allochthonous flora, 24 — terrestrial flora, 25 — sweet water flora, 26 — sporomorph, 27 — plant. *Pebble composition*: 28 — quartz, 29 — sedimentary rock, 30 — volcanite, 31 — crystalline schist (paragneiss, mica-schist), 32 — granite, 33 — greenschist, 34 — metabasite?, 35 — metagreywacke, 36 — contact metamorphic hornfels, 37 — phyllonite. *Palaeoenvironment*: 38 — continental, A — alluvial, L — lacustrine, 39 — littoral (tidal?), 40 — deltaic. *Tectonic background*: 41 — platform sedimentation, 42 — molasse stage, M — marine, K — continental. *Magmatic features*: 43 — acid volcanism (rhyolite), 44 — plutonism (granodiorite). *Mineralization*: 45 — base-metals, 46 — anthracite

Čerhovské súvrstvie

Názov je podľa obce Čerhov. *Stratotyp* súvrstvia na povrchu sa nachádza na južnom svahu kopca Čierna hora asi 1 km východne od obce Čerhov. Kompletný profil je vo vrte ZO-7 a ZO-8. (Vrtné jadrá sú uschované v sklade hmotnej dokumentácie Geologického prieskumu vo Vranove nad Topľou.) *Mocnosť* súvrstvia odvodená z vrtovej a z povrchových profilov je okolo 400 m.

Rozšírenie. Čerhovské súvrstvie je rozšírené v severozápadnej časti Zemplínskych vrchov, a to na luhynskom chrbte v úseku od obce Malá Trňa po štátnu cestu Čerhov — Veľaty.

Hranica. Spodná hranica súvrstvia nie je na povrchu známa. Predpokladá sa, že ju tvorí násunová plocha príkrovu, resp. prešmyku. Predpokladáme, že aj prípadný styk s kryštalinikom je tektonický. Vrchná hranica je pozvoľná a tvorí ju veľkotŕňanské súvrstvie.

Litologická charakteristika (obr. 3). Typickým reprezentantom sú polymiktné veľkoobliakové zlepence, často hrubolavicoité (až 2 m mocné lavice) sivej až tmavosivej farby. Farebný kontrast medzi obliakmi a tmelom je malý až stredný, a to v dôsledku sivej a sivozelenkavej farby obliakov aj tmelu. Obliaky sú veľké až 200 mm, najčastejšie 20—70 mm, a sú z granitoidov (prevládajú v spodnej časti čerhovského súvrstvia), ktoré sa s kremeňom zúčastňujú na celkovom zastúpení obliakov na 60 %. Zvyšok tvoria obliaky metamorfítov, ktorých percentový podiel smerom k nadložíu postupne narastá z 20 na 50 %. Metamorfity sú z pararúl, feldšpatizovaných pararúl, migmatitov a fylonitov (Fabian — Hodermarský in Grecula et al., 1981). Okolo 15 % obliakov tvoria horniny, ktoré by mohli zodpovedať nižšie metamorfovaným staropaleozoickým súborom. Sú to chloriticko-sericitické a

chloritické fylity, tmavosivé až čierne sericitické a grafiticko-sericitické fylity (miestami kremité a lydity), paleoryolity a ich pyroklastiká. Miestne veľmi rozdielne je zastúpenie útržkov karbónskych sedimentov (arkóz a drôb), ktoré v mnohých prípadoch predstavujú budinované tenké vložky týchto hornín v zlepencoch. Opracovanosť (zaoblenie) obliakov je veľmi dobrá. Zriedkavo, ale v dobre odlišiteľných polohách sú aj poloostrohranné obliaky pestrého petrografického zloženia, čo poukazuje na lokálne odchýlky denudačno-sedimentačného režimu.

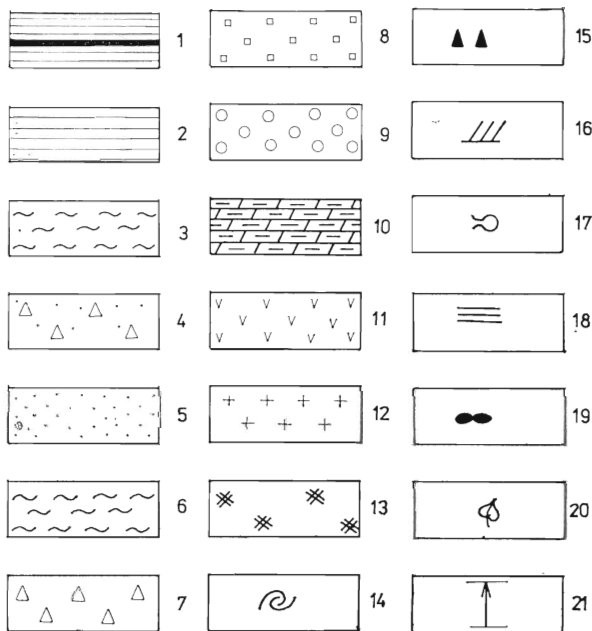
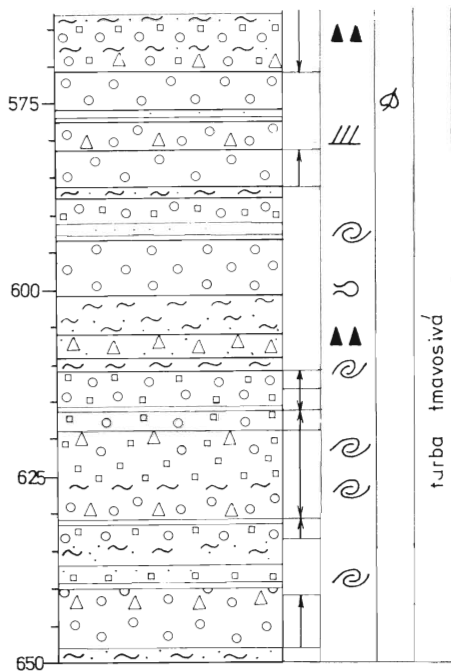
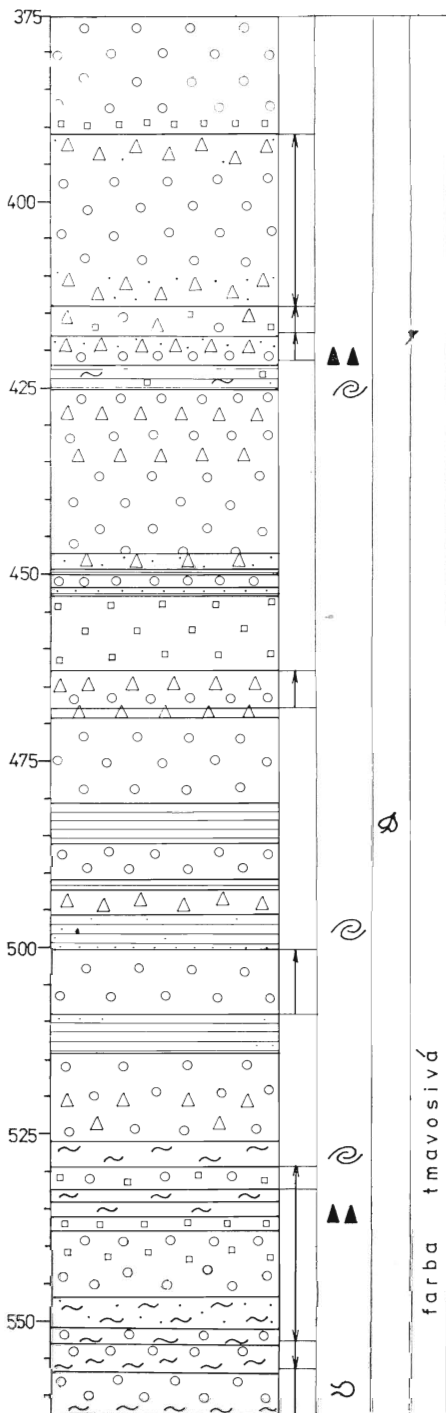
Okrem zlepenecov, ktoré zaberajú približne 80 % horninovej náplne čerhovského súvrstvia, sa v opisovanom súvrství vyskytujú aj psamitické variety, a to arkózy, menej droby. Podradne sú zastúpené (2—5 %) piesčité tenkovrstvovité až laminované bridlice, ktoré sa zvyčajne striedajú s arkózami.

Gradačné a krížové zvrstvenie je zriedkavé. Najčastejšie sú sklzové textúry a intraformačné brekcie.

Sedimentačné prostredie čerhovského

Obr. 3. Litologický profil čerhovského súvrstvia (vrt ZO-8). 1 — bridlica (miestami s antracitom), 2 — piesčitá bridlica, 3 — drobový pieskovec, 4 — arkózovitý pieskovec, 5 — pieskovec, 6 — droba, 7 — arkóza, 8 — gravelit, 9 — zlepenec, 10 — dolomitický fľovitý vápenec, 11 — ryolitový tuf, 12 — ryolit, 13 — ignimbrit, 14 — sklzová textúra, 15 — intraformačná brekcia, 16 — krížové zvrstvenie, 17 — rozmyv, 18 — laminácia, 19 — pelosideritové zavalky, 20 — fosilná flóra, 21 — smer zjemňovania gradačných textúr

Fig. 3. Lithological profile of the Čerhov formation (ZO-8 borehole). 1 — shale (in places with anthracite), 2 — arenaceous shale, 3 — lithic arenite, 4 — arcose arenite, 5 — sandstone, 6 — greywacke, 7 — arcose, 8 — gravelite, 9 — conglomerate, 10 — dolomitic argillaceous limestone, 11 — rhyolite tuff, 12 — rhyolite, 13 — ignimbrite, 14 — slumping structure, 15 — intraformational breccia, 16 — cross bedding, 17 — flute cast, 18 — lamination, 19 — pelosiderite concretion, 20 — fossil flora, 21 — fining direction of graded bedding



súvrstvia zodpovedá limnickým plytkovodným podmienkam v delte s nerozvetveným ústím. Dobrá zaoblenosť klastického materiálu, ako aj veľká pestrosť materiálu poukazujú na znos z veľkej plochy (spravidla desiatky až stovky km²), resp. z blízkeho okolia, ale s veľmi členitým reliéfom a pestrú geologickou stavbou. Obliakový materiál upozorňuje nielen na pestré litologické zloženie provenientnej oblasti, ale aj na prítomnosť niekoľkých metamorfických facií regionálnej a kontaktnej metamorfózy a na niekoľko typov granitoidov. Horniny fácies zelených bridlíc by mohli potvrdzovať aspoň aj prítomnosť staropaleozoických sekvencií s produktmi acidného a bazického vulkanizmu.

Litologická a metamorfická rozmanitosť obliakového materiálu je impulzom do hľadania tektonických jednotiek, ktoré by mali podobný litologický obsah ako obliaková asociácia v zlepencoch. Vo Východných Karpatoch by porovnateľnou oblasťou mohol byť marmarošský masív, v Apusenských vrchoch bihorský autochtón a v Západných Karpatoch veporické kryštalikum.

Vek. Mikroflóra z bridličnatých vložiek vrchnej časti súvrstvia, resp. z prechodnej časti do nadložného veľkotŕňanského súvrstvia poukazuje na vestfál D až stefan A, a to spórmi rodu *Triguitrites*, *Tripartites* (Planderová et al., 1981). Hlavná masa čerhovského súvrstvia je pod týmto horizontom, preto je namieste prisudzovať mu vrchnovestfálsky vek (vestfál C—D). Zatiaľ čo sedimentácie karbónu Zemplínskych vrchov sa doteraz litologicky ani paleontologicky nepodarilo zistiť.

Veľkotŕňanské súvrstvie

Názov je podľa obce Veľká Trňa, v ktorej okolí je súvrstvie na povrchu vyvinuté najlepšie. **Stratotyp** súvrstvia na povrchu pre veľmi silné zasutínovanie nemožno sta-

noviť. Typovým profilom je vrt ZO-5, asi 400 m západne od Veľkej Trne na východnom svahu Čiernej hory. **Mocnosť** súvrstvia je primárne veľmi premenlivá, a to od niekoľkých desiatok metrov do 350 m. V dôsledku prešmykov a tektonického nahrnutia (plastické prostredie) sa mocnosť môže výrazne zväčšiť, v iných prípadoch aj redukovať.

Regionálne rozšírenie (povrchové) veľkotŕňanského súvrstvia sa obmedzuje na severozápadnú časť Zemplínskych vrchov (obr. 1), a menší výskyt je na báze prikrývovej jednotky pri Cejkove, ale vrtné práce ho v hĺbke zistili na viacerých miestach.

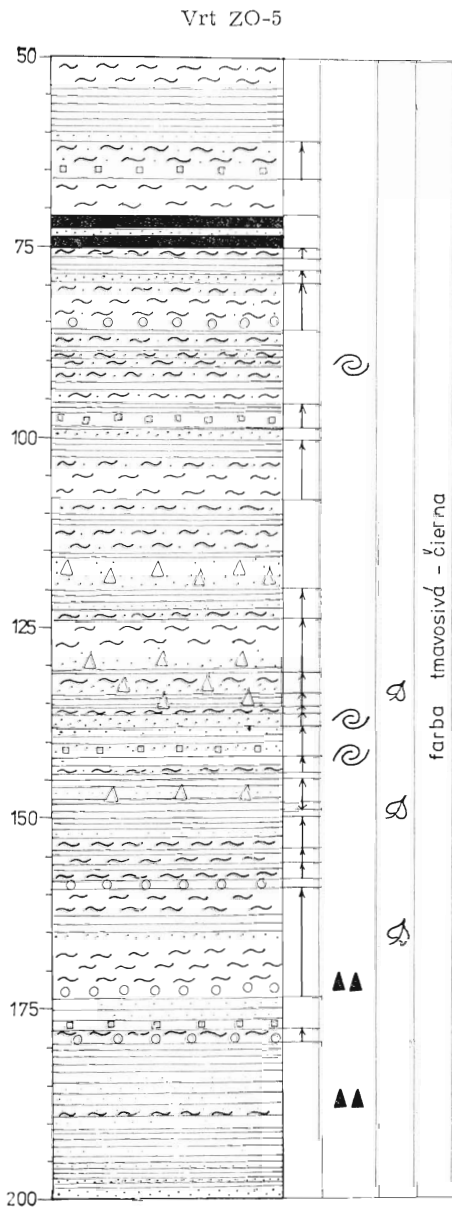
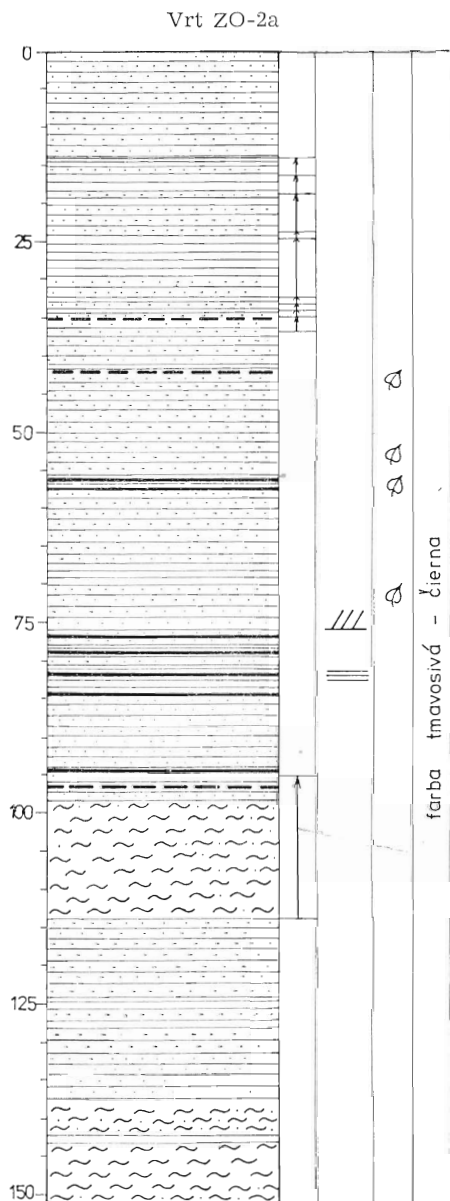
Hranice súvrstvia sú pozvoľné, a to tak s podložími čerhovským, ako aj s nadložným malotŕňanským súvrstvom.

Litologická charakteristika (obr. 4). Súvrstvie je litologicky charakteristické prítomnosťou čiernych bridlíc, ktorých je najviac v jeho strednej časti. Ílovité čierne bridlice sú súčasťou cyklotém, sú v ich vrchnej časti, kde dosahujú mocnosť 30—50 m. Vyznačujú sa prítomnosťou kaustobiolitov (antracitu), ktorých slojky sú od mm mocnosti do 160 cm a ich počet v cyklotémach je veľmi premenlivý, resp. v niektorých (hlavne v spodných dvoch) aj chýbajú. Ílovité čierne bridlice sú pri prechode do psamitov piesčité, resp. aleuritické.

Okrem bridlíc, ktoré zaberajú asi 70 % objemu veľkotŕňanského súvrstvia, sú tu prítomné aj sivé arkózy a droby prechádzajúce smerom do podložia do zlepenčov. Sú v nich aj medzivrstvičky (1—30 cm) piesčitých bridlíc. Zlepence sú väčšinou v bazálnych častiach cyklotém. Ich mocnosť je od 20 do 100 cm, v spodných cyklotémach veľkotŕňanského súvrstvia tvoria aj viacmetrové polohy. Obliaky zlepencov sú z kremeňa a kryštalických bridlíc (cca 60 %), zvyšok tvoria úlomky karbónskych hornín. Podiel zlepence vo veľ-

kotrňanskom súvrství je 5–7 ‰, arkóz a drôb okolo 15–25 ‰. Antracit v oblasti Veľkej Tŕne tvorí asi 1 ‰ z objemu súvrstvia.

Vo vrchnej časti úplných cyklotém sa vyskytujú aj tenké vložky (5–30 cm) sivých až čiernych piesčitých karbonátov (kalové dolomitické vápence), ktoré sú



Obr. 4. Litologický profil veľkotŕňanského súvrstvia (vrt ZO-2a a ZO-5). Vysvetlivky ako pri obr. 3

Fig. 4. Lithological profile of the Veľká Tŕňa formation (ZO-2a and ZO-5 borehole). Explanations as in fig. 3

často budinované.

Z uvedeného litologického obsahu vychodí, že v dvoch spodných cyklotémach je najviac zlepcov, arkóz a drôb z celého veľkotŕňanského súvrstvia, pričom podiel psefitov a psamitov je 60 % a pelitov 40 %. V strednej časti súvrstvia, t. j. v 2.—5. cyklotéme, je podiel psamitov asi 20 %, pelitov 80 %, vo vrchnej časti v 6. a 7. cyklotéme psamity mierne prevládajú nad pelitmi. Takýto podiel zrnitostných frakcií dokumentoval pozvoľný (v rámci rytmiky sa opakujúcich intervalov) prechod veľkotŕňanského súvrstvia do podložia a nadložia.

Sedimentačné prostredie je lagunárne a jeho reliéf na hranici vestfálu a stefanu sa začal morfológicky členiť, čo bol predpoklad vzniku izolovaných jazier s mierne odchylným litologickým vývojom. Diferenciácia sedimentačného prostredia viedla aj k významnejšiemu batyálnemu členeniu bazénu, čo sa prejavilo aj prevládáním pelitického vývoja v jeho centrálnej časti, zatiaľ čo v príbrežných oblastiach je významný deltový vývoj s uhoľnými slojmi. V delte treba predpokladať depresné panvičky a močiare s bohatou vegetáciou, v ktorých vznikali rašeliniská a hromadila sa organická substancia. Pomerne veľký rozsah rovnakých litologických vývojov poukazuje na stabilnejšie faciálne podmienky regionálneho charakteru. Prítomnosť makroflóry a úlomky stromov (kôry), hojnosť klastickej sludy a sedimentárnych textúr svedčia o plytkej sedimentačnej oblasti.

Vek. Na základe makroflóry a mikroflóry je vek veľkotŕňanského súvrstvia stefan A—B. Je doložený týmito vedúcimi druhmi: *Microreticulatisporites* sp., *Crassispora kosankei* Bharadw., *Torispora securis* Balme. Bohato je zastúpený rod *Triguitrites*, *Lycospora* a *Densosporites*. Podľa výskytu spór druhov *Torispora*, *Punctatisporites* a podľa makroflóry (hlav-

ne foriem rodu *Calamites*) možno vek veľkotŕňanských vrstiev pokladať za dostatočne preukázaný (Planderová — Sitár et al., 1981).

Malotŕňanské súvrstvie

Názov je podľa obce Malá Trňa, kde sa v typickom vývoji vyskytuje na nepomenovanom kopci začínajúcom sa pri severovýchodnom okraji obce. *Typový profil* je vo vrte ZO-8 a ZO-4.

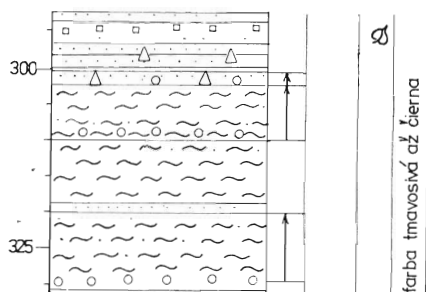
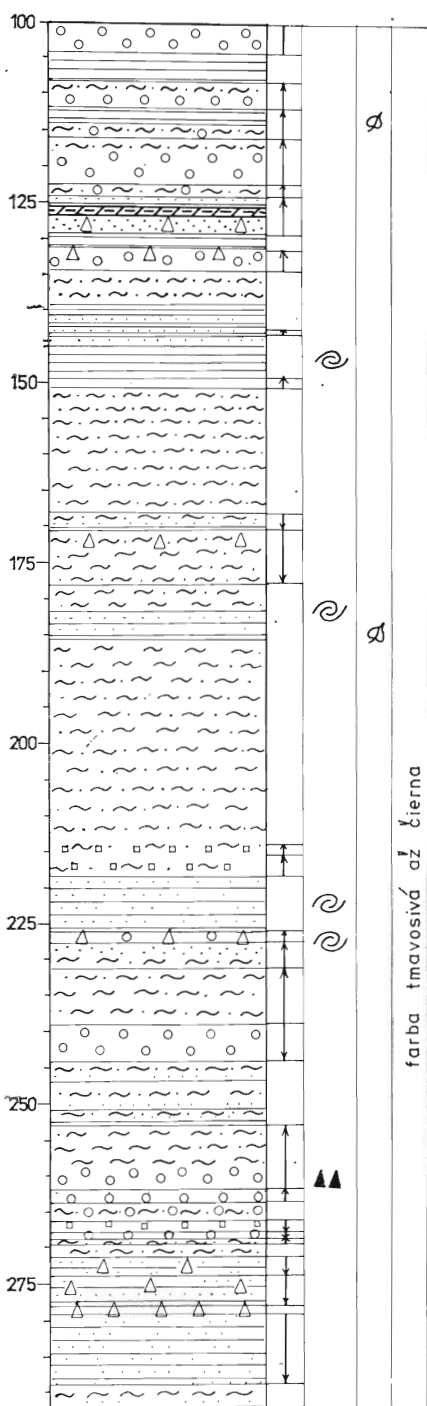
Mocnosť súvrstvia (okolo 400 m) sa odvodzuje z uvedených vrtoch v kombinácii s geologickou mapou. Podobne ako pri predchádzajúcom súvrství aj tu je časté tektonické zhrubnutie a redukcia.

Rozšírenie. Súvrstvie je na povrchu dosť rozšírené, a to v severozápadnej časti územia a západne od Kašova (obr. 1). Menšie výskyty sú na kopci Piliš a medzi Hatfou a Čiernou horou. Vrtné práce ukazujú na jeho väčšie priestorové rozšírenie (navráťalo sa aj na maďarskom území, čo sa berie do ohľadu na geologických rezoch). *Hranice* súvrstvia s podložím a nadložím sú pozvoľné a zistili sa vo viacerých vrtoch a na povrchu.

Litologická charakteristika (obr. 5). Malotŕňanské súvrstvie sa vyznačuje prevahou pieskovcov sivej farby. Veľkosť zrna sa pohybuje medzi 0,5—1 mm. Vytriedenosť je stredná. Pieskovce sú hlavne z kremeňa, ortoklasu, albitu a akcesoricky sa vyskytuje zirkón a turmalín. Zaoblenosť zŕn je stredná až nízka. Pieskovce tvoria lavice až doštičky a zaberajú cca 65 % objemu súvrstvia.

Pieskovce obsahujú vložky polymiktných zlepcov s obliakmi s chaotickým usporiadaním do 20 mm. Ich mocnosť je od 10 do 70 cm.

Obliaky sú prevažne z kremeňa (60 %), metamorfítov (30 %) a z úlomkov karbónskych hornín. Zlepence pozvoľne prechádzajú do pieskovcov a zvyčajne tvoria



Obr. 5. Litologický profil malotŕňanského súvrstvia (vrt ZO-4). Vysvetlivky ako pri obr. 3
Fig. 5. Lithological profile of the Malá Trňa formation (ZO-4 borehole). Explanations as in fig. 3

bázu cyklov. Podiel zlepcov na celkovom horninovom zastúpení súvrstvia je okolo 10 %. Početnejšie sú arkózy a droby, ktorých je asi 20 %, a zvyšok pripadá na čierne bridlice, často piesčité a so slojkami antracitu (mm až niekoľko cm).

Sedimentačné prostredie. Postupný vývoj psamitov z podložného pelitického súvrstvia a ich rovnomerné vytriedenie svedčia o prechode sedimentácie z limnického do neritického prostredia. Z makrotextúr sú časté sklzové textúry, križové zvrstvenia, ojediniele čeriny. Pri charakteristike litologických typov podľa modelu deltového vývoja patrí vývoj malotŕňanského súvrstvia do vnútornej plošiny delty.

Vek súvrstvia nie je stanovený tak presne ako v podložnom súvrství, ale do stefanu A—B ho zaraďuje aj výskyt podobnej asociácie sporomorf. V prospech takéhoto veku svedčí aj prítomnosť slojkov antracitu v čiernych bridliciach, ktoré sú spájacím litologickým článkom s podložným súvrstvom. Podľa superpozičných vzťahov zodpovedá malotŕňanské súvrstvie vrchnej časti stefanu A—B.

Súvrstvie Šimonovho vrchu

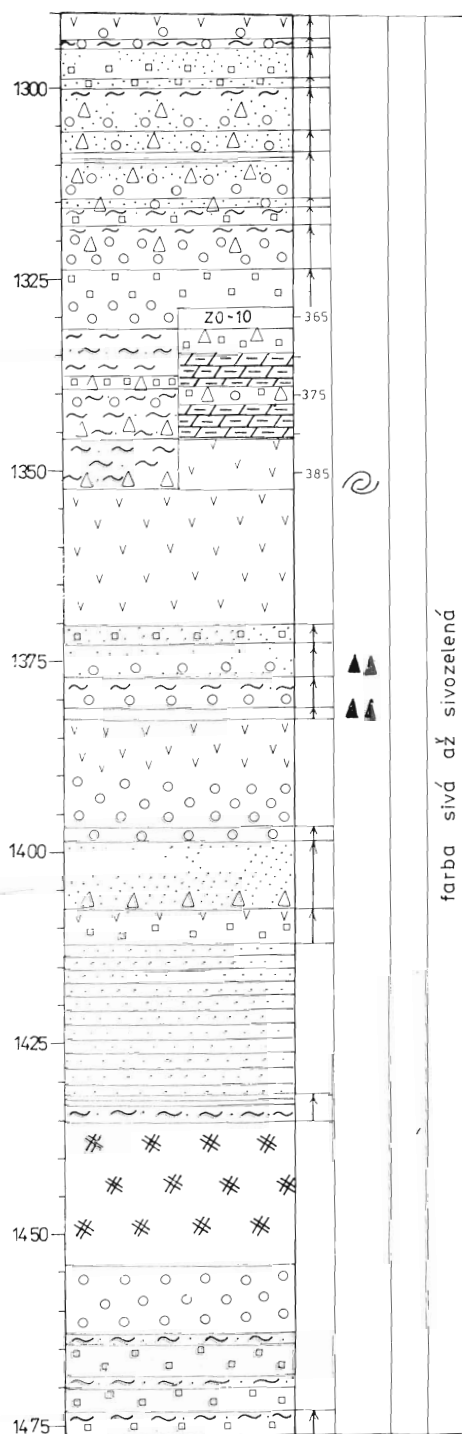
Názov je podľa kopca Šimonov vrch, ktorý je na JV od obce Malá Trňa. Profil

od obce po kótu kopca pokladáme za *stratotyp* na povrchu. Kompletný typový profil súvrstvia je vo vrte ZO-8 a ZO-9. Mocnosť súvrstvia je 400—600 m, ale pod vplyvom tektonických činiteľov veľmi kolíše. Plošná rozloha súvrstvia je najväčšia zo všetkých súvrství mladšieho paleozoika Zemplínskych vrchov (obr. 1). Zaberá centrálnu časť vrchov a tvorí jeho najvyššie morfológické tvary. Hranica voči podložíu je pozvoľná a začína sa objavením vulkanických členov. Aj vrchná hranica plynule prechádza do kašovského súvrstvia.

Litologická charakteristika (obr. 6). Typickým reprezentantom súvrstvia sú jemnozrnné sivozelenkavé vulkanoklastické horniny s ostrohranným lomom. Lomové plochy sú hladké, niekedy až s porcelánovitým vzhľadom. Často sú laminované, resp. zvrstvené, čo je výsledkom rozdielneho zastúpenia klastickej a vulkanoklastickej zložky. Z petrografického hľadiska ide o acidný vulkanický materiál ignimbritickej povahy (tufy). Ale najpočetnejšie sú laminované a zvrstvené tufity a tufitické bridlice, opäť jemnozrnné, sivej a sivozelenej farby.

Vulkanoklastiká tvoria samostatné mocné polohy (niekoľko desiatok metrov) alebo sa striedajú s pieskovecami a bridlicami, ktoré sú tiež tufitické. Podiel vulkanoklastík na zložení súvrstvia je okolo 60 %, a to dovoľuje označiť súvrstvie Šimonovho vrchu ako vulkanosedimentárne.

Vo vrchnej časti súvrstvia sú okrem vulkanoklastík aj polohy (mocné 5—15 m) paleoryolitov zelenkavej farby, pomerne drobnozrnné, zriedkavo sklovitého vzhľadu a lomu. Zvetrávanie živcov spôsobuje



Obr. 6. Litologický profil súvrstvia Šimonovho vrchu (vrt ZO-9 a ZO-10). Vysvetlivky ako pri obr. 3

Fig. 6. Lithological profile of the Šimonov vrch formation (ZO-9 and ZO-10 boreholes). Explanations as in fig. 3

farebnú kontrastnosť (biele body na zelenkavom podklade) na nevetraných plochách. Paleoryolity tvoria šošovky dlhé max. 300 m a sú líniovo usporiadané. Z vrtných prác možno usudzovať, že ryolity tvoria najmenej tri stratifikované horizonty vo vrchnej časti súvrstvia.

Okrem vulkanických členov sú v súvrství Šimonovho vrchu aj maloobliakové polymiktné zlepenice (6—20 mm) s polozaoblenými až zaoblenými obliakmi. Mocnosť zlepenčov je do 1 m. Prechádzajú do pieskovcov a drôb, s ktorými sa striedajú, a to hlavne v spodnej a vrchnej časti súvrstvia. Podiel zlepenčov je asi 5 %.

Bridlice sú sivej až tmavosivej farby, často sú piesčité a tufitické, laminované. Veľmi často sa vyskytujú s vulkanoklastikami, s ktorými sa striedajú, resp. tvoria aj mocné polohy (do 30 m). Zaberajú asi 15 % objemu súvrstvia. Pomerne hojne sú zastúpené (15—20 %) pieskovce, živcové kremence, arkózovité pieskovce, ktoré sa podobne ako bridlice striedajú s vulkanoklastikami. Vyznačujú sa veľmi dobrým vytriedením materiálu, dobrou zaoblenosťou zŕn a zvrstvením.

Pre celé súvrstvie je typické, že všetky litologické typy, okrem ignimbritov, tvoria tenké polohy a že sa navzájom striedajú často len v cm a dm intervaloch. Typická je aj drobnozrnnosť až jemnozrnnosť materiálu a flyšoidný vývoj.

Sedimentačné prostredie súvrstvia je pokojné a so stabilnými faciálnymi podmienkami v limnicko-neritickom prostredí. Sedimenty súvrstvia reprezentujú pokročilé štádium vývoja molasy.

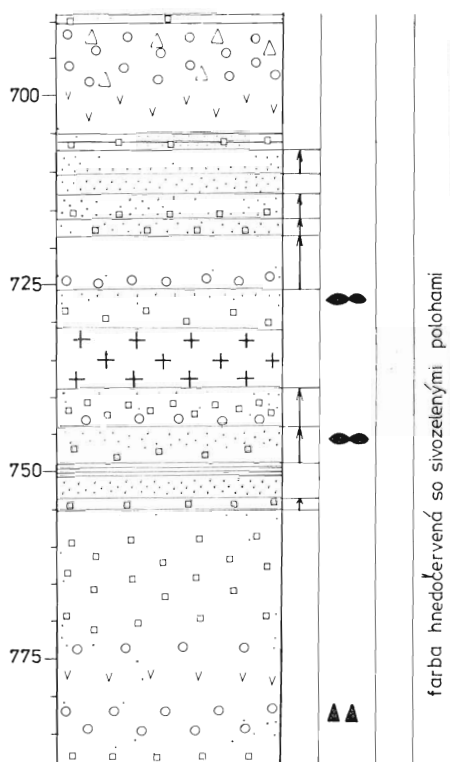
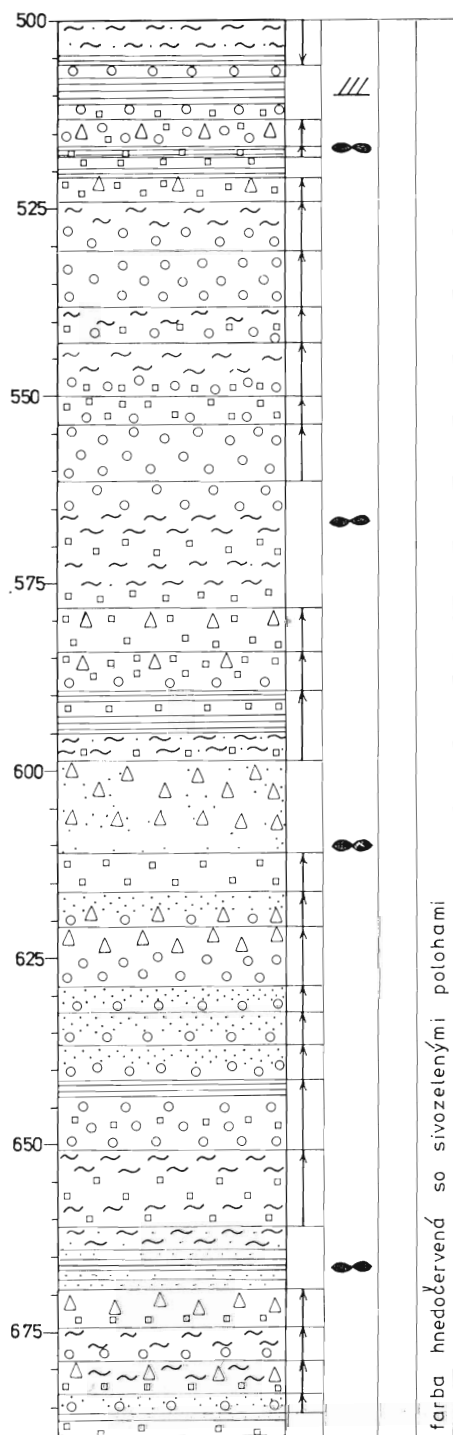
Vek. V súvrství Šimonovho vrchu sa našli početné zvyšky rastlín a kmeňov stromov (*Dadoxylon*), ako aj sporomorfy *Thymospora perruosa*, *Colluminisporites ovalis*, *Florinites*, *Potonieisporites*, *Disaccites striatiti*, *Vittatina ovalis*, *Aumancisporites*, *Cordaitina*. Podľa toho je vek súvrstvia stefan C—D.

Kašovské súvrstvie

Názov je podľa obce Kašov, ležiacej na východnej strane Zemplínskych vrchov. *Typový profil* na povrchu je od západného okraja obce Kašov po chrbte smerom na kopec Rozhľadňa. Kompletný typový profil s prechodom do podložného súvrstvia je vo vrte ZO-9 (asi 800 m západne od Kašova). *Mocnosť* súvrstvia je premenlivá, ale z vrtovej ZO-9 a ZO-10 usudzujeme, že je okolo 450 m. *Rozšírenie* kašovských vrstiev je najväčšie v severovýchodnej časti Zemplínskych vrchov (obr. 1), menšie výskyty sú v južnej časti vrchov. Hranica súvrstvia s podložíom a nadložíom je pozvoľná.

Litologická charakteristika (obr. 7). Kašovské súvrstvie, ktoré reprezentuje spodný perm, sa začína sivými až sivočiernymi drobovými pieskovecami (vrt ZO-9), ktoré sa od podložných karbónskych súvrství vzhľadom výrazne neodlišujú. To bol aj dôvod, že sa spodná časť permu (mocnosť 250—300 m) začleňovala do karbónu. Paleontologicky nie je problém ani teraz rozuzlený, pretože sa permské palinomorfy našli iba vo vrchných častiach problematického súvrstvia. Spektrometricke merania vo vrte ZO-9 (Štimmel, 1977) zistili veľmi výrazné rozhranie tam, kde sa teraz kladie spodná hranica permu. Toto rozhranie je potvrdené aj litologicky, a to ukončením vulkanicko-sedimentárneho vývoja (stefan C—D) a započatím silne sludnatých pelitických a psamitických typov sedimentov. Takúto interpretáciu spodnej hranice permu podporujú aj petrograficko-sedimentologické výskumy (Együd, 1982, v tlači).

Kašovské súvrstvie tvoria drobové pieskovce, droby, litické droby a živcové droby, ktoré sú prevládajúcim horninovým typom. V spodnej časti sú sivé až sivočierne, vyššie postupne hnedosivé až červené, fialové a sýtohnedočervené. Sú silne sludnaté, čo sa výrazne prejavuje na fo-



Obr. 7. Litologický profil kašovského súvrstvia (vrt ZO-10). Vysvetlivky ako pri obr. 3
 Fig. 7. Lithological profile of the Kašov formation (ZO-10 borehole). Explanations as in fig. 3

liačných plochách hrboľovitým povrchom. Možno v nich pozorovať aj šikmé zvrstvenie a sklzové textúry. Sú doštičkovité až bridličnaté, najmä ak sa striedajú s bridlicami. Samostatné polchy pieskovcov a drôb sú doskovité až lavicovité.

V spodných častiach súvrstvia sú polchy zlepenecov sivej a sivozelenej farby, vyššie hnedastočervenavej. Obliaky kremencov sú z granitoidov a kremeňa, menej z metamorfítov. Pomerne časté sú úlomky podložných karbónskych hornín (až 40 %), ale aj permských pieskovcov a drôb. Oproti zlepencom vo vrchnej časti súvrstvia Simonovho vrchu obsahujú spodno-

permské zlepenice obliaky granitoidov.

Typickým členom kašovského súvrstvia sú fialové, zelené a červené ílovité, piesčité a aleuritické bridlice, často veľmi intenzívne zbridličnatené (ako plastické polohy medzi pieskovecami a drobami). Tvoria samostatné polohy mocné 5—20 m, ale zvyčajne sa striedajú so psamitmi. V spodnej časti kašovského súvrstvia sú bridlice sivé a sivozelenkavé, pestré farby sú postupne vo vyšších horizontoch súvrstvia. Oproti karbónskemu podložíu, resp. spodnej časti kašovského súvrstvia bridlice neobsahujú polohy karbonátov, ale iba pelosideritové konkrécie a závalky, ktoré sú miestami veľmi časté, hlavne v bridličnatých polohách. Pre spodnopermské bridlice je typické aj striedanie vrstvičiek, hľúz a nepravidelných útvarov červenej a zelenej farby.

V najvrchnejších častiach kašovského súvrstvia sú polohy a šošovky (mocné cca 15 m a dlhé 150—200 m) zelenkavých ryolitov. V miestach väčšieho sústredenia ryolitov sú prítomné aj ich pyroklastiká.

Sedimentačné prostredie. Spodná časť súvrstvia mala ešte znaky lagunárno-nerického prostredia, ale postupne začal prevládať limnický vývoj, ktorý bol vo vrchnej časti súvrstvia vystriedaný kontinentálnym vývojom.

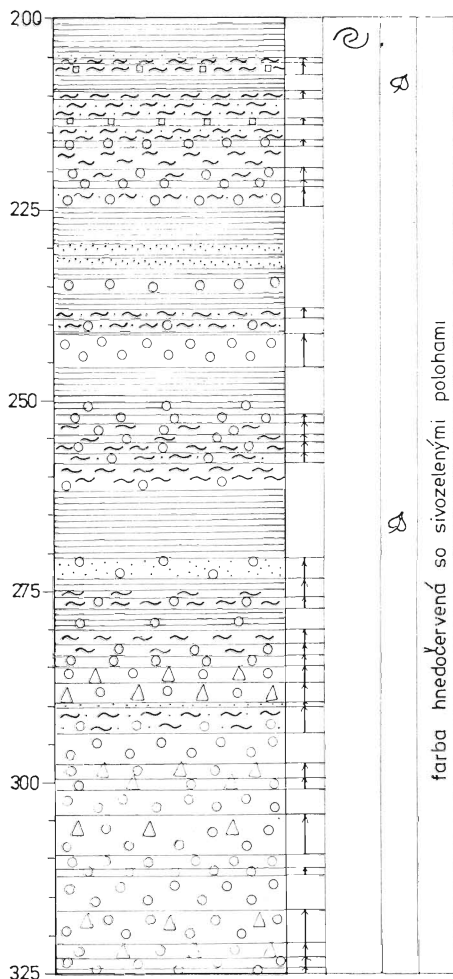
Vek. Pre spodnopermské sedimenty sú charakteristické striátne bisakátne pele a sulkátne pele, ktoré sa našli vo vrte ZO-9 v metrácii 27,0—185,0 m a vo vrte ZO-10 v metrácii 794,0—837,0 m. Z dôležitých rodov sú to *Vittatina* a *Potonieisporites*, ktoré sa začínajú objavovať vo vrchnom stefane, ale typické sú pre spodný perm.

Barské súvrstvie

Názov je podľa obce Veľká Bara a Malá Bara, v ktorých okolí sa nachádza v bohatom vývoji. *Typový profil* je vo vrte ZO-10. *Mocnosť* súvrstvia je 250—300 m.

Rozšírenie. Barské súvrstvie je rozšírené v južnej časti Zemplínskych vrchov, a to severne od Ladmoviec smerom na Baru a na vrcholu Piliš (obr. 1). *Hranica* s podložíu je pozvoľná, vrchná hranica ostrá, často tektonická.

Litologická charakteristika (obr. 8). Pre barské súvrstvie sú typické polymiktné červenohnedé netriedené zlepenice s veľmi



Obr. 8. Litologický profil barského súvrstvia (vrt ZO-10). Vysvetlivky ako pri obr. 3

Fig. 8. Lithological profile of the Bara formation (ZO-10 borehole). Explanations as in fig. 3

slabo opracovanými obliakmi. Obliaky sú z kryštalickej bridlice a kremeňa (asi 65 %), z podložných karbónskych a aj permských hornín (25—30 %), bazických hornín a granitoidov (1—15 %), ktoré sú často veľké 30—50 cm. Zlepence tvoria okolo 70 % súvrstvia.

Droby a drobové pieskovce pestrých farieb tvoria vložky v zlepencoch, resp. sa s nimi striedajú. Materiál je v nich oveľa menej vytriedený ako v podložných súvrstviach. Vložky bridlice sú celkom ojedinelé.

Aj vulkanické horniny (kyslé vulkanoklastiká) sú zriedkavé a tvoria vložky (10—60 cm) v drobových pieskovcoch. Sedimentárne textúry prezrádzajú, že ide najskôr o redeponované drobnozrnné vulkanoklastiká z podložných súvrství.

Sedimentačné prostredie je typické kontinentálno-riečne, s netriedeným materiálom a s krátkym transportom.

Vek. Zo sporomorf sú stratigraficky významné bisakátne pele rodov, ako je napr. *Jugasporites delasaucei* Klaus, *Taeniaesporites angulistriatus* (Klaus), Clarke, *Lueckisporites* sp., ktoré poukazujú na vchný perm.

Brezinské súvrstvie

Názov je podľa kopca Brezinka, ležiaceho asi 1 km východne od obce Černochoch. *Typový profil* je na severnom a južnom chrbte kopca Brezinka a vo vrte ZO-1. *Mocnosť* súvrstvia je veľmi premenlivá (50—100 m — hrubý odhad).

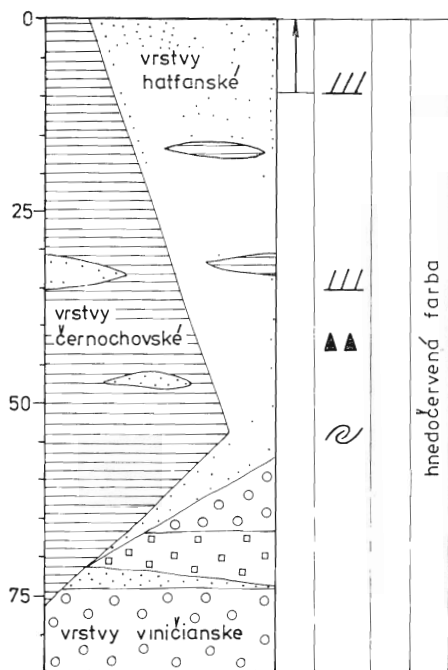
Rozšírenie. Brezinské súvrstvie je najlepšie vyvinuté medzi obcou Viničky a kopcom Brezinka a menšie plochy pokrýva v južnej časti Zemplínskych vrchov

(obr. 1). *Hranica* s podložími nie je jednoznačne zistená.

Litologická charakteristika (obr. 9). Pre brezinské súvrstvie sú charakteristické tri litologické typy, a to zlepence, kremence a bridlice.

Zlepence sa vyznačujú sivočervenkastou farbou, resp. sivou až svetlosivou s očkami a obliakmi červenej, fialovej a zelenkavej farby, pričom tmel je spravidla sivý. Veľké množstvo obliakov kremeňa a podložných permských hornín je pre zlepence brezinského súvrstvia príznačné. Obliaky sú veľké do 30 mm. Zlepence obsahujú aj vložky psamitov a kremencov.

Druhým litologickým typom sú kremence, ktoré sa pozvoľne vyvíjajú z predchádzajúcich zlepencov (postupným ubúdaním obliakov). V prechodnom horizonte sú obliaky rozptýlené v psamitickom materiáli. Kremence a kremité pieskovce sú sivej farby s očkami červenej a zelenej farby (podľa farby hruboklastického materiálu). Smerom do nadložia je v dôsledku prevlá-



Obr. 9. Litologický profil brezinského súvrstvia. Vysvetlivky ako pri obr. 3

Fig. 9. Lithological profile of the Brezinka formation. Explanations as in fig. 3

dania kremeňového klastického materiálu farba horniny sivá až vodovosivá. Pieskovce sú doskovité až lavicovité, resp. doštičkovité, keď sú ako vložky v zlepencoch, resp. v bridliciach.

Tretím litologickým typom sú ílovité nesľudnaté bridlice červenej a zelenej farby s nepravidelným, často drobnotrieskovitým lomom. Tvoria nepravidelné šošovkovité polohy veľmi premenlivej hrúbky a dĺžky. Zriedkavo obsahujú vložky pieskovcov. Najrozšírenejšie sú v horskom priesmyku v okolí štátnej cesty Bara—Cejkov. Boli označené ako *černochovske vrstvy* (Bouček — Příbyl, 1959). Tento názov možno pre ne ponechať, ale možno pomenovať aj zlepence ako *viničianske vrstvy* (podľa Viničiek, kde sú typicky vyvinuté na chrpte severne od obce) a kremité pieskovce a kremence ako *hatfanské vrstvy* podľa osady Hatfa.

Superpozičné vzťahy uvedených troch typoch hornín brezinského súvrstvia nie sú jednoznačné. V oblasti Brezinky sú zlepence na báze a prechádzajú do kremencov, v ktorých sú šošovky bridlíc. Nie je vylúčené, že hociktorý litologický člen môže byť na báze brezinského súvrstvia. Usudzujeme tak z toho, že na iných lokalitách sú prítomné len kremence (Viničky, Čierna hora), resp. inde iba bridlice (horský priesmyk medzi Barou a Cejkovom).

Spolupatričnosť zlepenčov, kremencov a bridlíc je potvrdená pozvoľným prechodom zelenkavých bridlíc do kemitých pieskovcov na Brezinke a opakovaním sa bridlíc a kremencov vo vrte ZO-1 v horskom priesmyku.

Sedimentačné prostredie. Zlepence poukazujú na náhle splavenie materiálu ako na začiatok nového sedimentačného vývojového obdobia. Potom ho vystriedal vývoj plážového piesku s lokálnymi malými zátokami a depresiami, v ktorých vznikali pelity a aleurity. Uvedené horniny boli bázou nastupujúcej karbonátovej sedimen-

tácie. Z toho hľadiska je zaujímavý prechod brezinského súvrstvia do karbonátového vývoja južne od kóty Brezinka. Tam možno pozorovať, že kemité pieskovce až kremence postupne prechádzajú do piesčitých hornín, ktoré sú vápnité, sivej a sivožltej farby, miestami s vložkami sivožltých bridlíc. Piesčité vrstvičkovité vápence a rauvakizované karbonáty by boli ďalším členom prechodného horizontu. Žltosivé a žltozelenkavé dolomity, ako aj sivé vápence by mohli patriť medzi vyššie členy. Posledné sú už mohutnejšie vyvinuté (mocnosť niekoľko metrov) a siahajú až po Hatfu. Uvedený horizont azda svedčí o kontinuitnom pokračovaní brezinského súvrstvia až do karbonátového vývoja stredného triasu.

Vek. Nie je vylúčené, že brezinské súvrstvie zodpovedá verfénskej fácií, zaberajúcej spodný trias a možno aj najnižšiu časť anisu (obdobne, ako je to v bihorskom autochtóne, resp. v príkrovovom systéme Codru v Apusenských vrchoch).

Recenzovala A. Vozárová

LITERATÚRA

- Bouček, B. — Příbyl, A. 1959: O geologických poměrech Zemplínskeho pohorí na juhovýchodní Slovensku. *Geol. práce, Zoš. (Bratislava)*, 52, s. 173—222.
- Fabián, M. — Hodermarký, J. 1981: Petrografické vyhodnotenie obliakov zlepenčov mladšieho paleozoika Zemplínskych vrchov. In: P. Grecula et al.: *Závěrečná správa z úlohy Zemplínsky ostrov. Manuscript — GP Spišská Nová Ves.*
- Grecula, P. — Együd, K. 1977: Pozícia zemplínskeho ostrova v tektonickom pláne Západných Karpát. *Mineralia slov.*, 9, s. 449—462.
- Leško, B. — Slávik, J. 1967: Les traits fondamentaux de la structure géologique de la région située entre les Karpates occidentales et les Karpates orientales. *Geol. zbor. Geologica carpath. (Bratislava)*, 18, p. 169—172.

Mahel, M. 1967: Regionální geologie ČSSR. Díl 2. Sv. 1. *Praha, Vyd. ČSAV*. 486 s.
 Matějka, A. — Roth, Z. 1950: Výskyt Cu rudy u Ladmovců v karbonu zemplínskeho ostrova na východním Slovensku. *Věst. Ústř. úst. geol.*, 34, s. 287—292.
 Planderová, E. — Sitár, V. — Grecula, P. — Együd, K. 1981: Biostrati-

grafické zhodnotenie grafitických bridlic zemplínskeho ostrova. *Mineralia slov.*, 13, s. 97—128.

Slávik, J. 1976: Zemplínium — možná nová tektonická jednotka centrálnych Karpát. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 65, s. 7—19.

Lithostratigraphy of Upper Paleozoic and Lower Triassic strata of the Zemplínske vrchy Mts. (SE Slovakia)

PAVOL GRECULA — KAROL EGYÜD

The new lithostratigraphic subdivision of the Zemplínske vrchy Mts. area (Zemplín Inselberg) is based on detailed sedimentology from numerous boreholes and the surface. For the stratigraphy, reliable data yielded both the palynological and macrofloristic investigations. The following lithostratigraphic units are distinguished.

The Cejkov group

The name of the group is after Cejkov village situated in the eastern marginal part of the Zemplín Inselberg. Its thickness obtained from the sum of thicknesses of participating formations is 1,900 to 2,500 m. The group is limited towards the underlier by tectonic surfaces whereas the upper boundary is created by rocks of the Brezina formation (Lower Triassic).

As to the lithology (fig. 2), conglomerate is typical for the lower part of the group representing early stages of the sedimentary basin development. Assuming the variegated composition of pebbles, its source area included crystalline and Lower Paleozoic rock sequences. The overlier to this conglomerate development is made of shale to psammitic beds arranged into cyclothemes and consisting several anthracite seams and rare carbonate layers. Volcanoclastic strata and rhyolite bodies are important as well. The upper part of the Cejkov group is composed of Permian formations with varicoloured psammitic and pelitic rocks. A continental to fluvial facies (conglomerate and sandstone) completes the lithostratigraphic sequence.

According to the results of phytopaleontological investigations (Planderová et al., 1981), the stratigraphical span is Westphalian D to Upper Permian.

The Cejkov group is composed of six formations (from the bottom to the top): Čerhov, Veľká Trňa, Malá Trňa, Simonov vrch, Kašov and Bara formations.

The Čerhov formation (fig. 3) consists of polymict conglomerate with pebbles of granite, paragneiss, migmatite and phyllonite. Several phyllite varieties, besides lydite, acid and basic metavolcanite, resemble Lower Paleozoic rocks of the Western Carpathians and create roughly 20 p. c. of pebbles. The size of mostly well rounded pebbles varies between 2 and 20 cm. Arcose and greywacke create intercalations in the conglomerate. The Čerhov formation deposited in shallow limnic environment in the area of ramifying delta mouth. The age of the upper part of the formations is, according to the spora *Triguitrites*, *Tripartites* (Planderová et al., 1981), Westphalian D to Stephanian A. However, the entire formation reaches well under the strata yielding the microfauna and represents so, probably, the Westphalian C—D range.

The Veľká Trňa formation (fig. 4) is represented by black pelitic shale with anthracite seams occurring in the upper parts of 7 distinguished cyclothemes. The cyclotheme development is typical for this coal-bearing formation of the entire Zemplín Inselberg area. In the lower portions of single cyclothemes, there are conglomerate, arcose and greywacke beds composing roughly 30 p. c. in volume of the entire Veľká Trňa forma-

tion. Carbonate intercalations occur in the uppermost levels. The sedimentary environment is lagoonal and the age is Stephanian A—B proved by rich sporomorph assemblage a. o. with *Torisporea*, *Punctatisporites* as well as with *Calamites* macroflora (Planderová et al., 1981).

The *Malá Trňa* formation (fig. 5) consists of grey sandstone beds with thin conglomerate intercalations in which quartz pebbles predominate. From the macrostructural pattern, slumping structures are frequent in the formation together with cross-bedding and rare ripple-marks. Sedimentological investigations proved a transitional development located inbetween a limnic and paralic one. The age of the formation is not proved surely but, most probably, a transitional sequence between the Stephanian B—C is concerned.

The *Šimonov vrch* formation (fig. 6) is remarkable by rich presentation of fine-grained acid volcanoclastics (ignimbrite) of greyish-green colour (up to 60 per cent). Volcanoclastics create several ten metres thick layers or they alternate with sandstone and shale. Rhyolite bodies occur in the upper part of the formation. The sedimentary environment is limnic to paralic. A Stephanian C—D age is proved by rich macroflora and palynomorphs.

The *Kašov* formation (fig. 7) consists, at the base, of grey to black sandstone of 200—300 m thickness over which red, violet and green greywacke to lithic arenite occurs. In the upper parts of the formation, varicoloured strongly micaceous shale is predominating over layers of brownish-red sandstone. Conglomerate intercalations contain granitoid and quartz pebbles, Pelosiderite concretions and carbonate nodules occur in the lower part of the formation. Rhyolite bodies are frequent in the upper part.

According to the rich sporomorph assemblages and namely on the base of *Vittatina* and *Potonieisporites*, a Lower Permian age is

attributed to the formation.

The *Bara* formation (fig. 8) is characterized by polymict reddish-brown unsorted conglomerate with poorly rounded pebbles in which crystalline schists, quartz and older rocks of Carboniferous to Permian age occur. Around 30 p. c. of the formation is composed of greywacke and lithic arenite of red and green colour.

The sedimentary environment was fluvial because the unsorted material reveals only short transport. The age of the Bara formation is, according to *Jugasporites*, *Taeniaesporites*, *Lueckisporites* a. o., Upper Permian.

The Upper Paleozoic of the Zemplínske vrchy Mts. represents a continuous molasse development from the Westphalian C—D up to the Lower Triassic.

The *Brezinka* formation (fig. 9) is composed of conglomerate, quartz sandstone, quartzite and shale. The conglomerate (Viničský member) contains pebbles of quartz and of underlying Permian rocks. Its colours are grey to greyish-red and thicknesses are varying between 20 and 70 m. Conglomerate passes gradually into quartzite and sandstone upwards (Hatfa member), of grey colour. In the top of the sandstone, or intercalated, red and green micaless shale of various thickness (5 to 100 m) and of fine chippy breaking occurs (Černochof member). The indicated superposition was found only at the type locality which is the Brezinka hill. Elsewhere, some members of the formation are lacking.

The rock composition and sedimentary structures point to the change of conditions prevailing during the Carboniferous and Permian i. e. there are signs of a new, Mesozoic, sedimentary epoch. The indicated lithotypes represent the base of subsequent carbonate sedimentation corresponding to the Werfenian facies.

Preložil I. Varga

AKTUALITA

Geologický prieskum stavebného kameňa lokality Ždaňa-Rakovce

JÁN TABAK

Геологическая разведка строительных камней на месторождении Жда́ня-Раковец

Проведенные геолого-разведочные работы на месторождении Жда́ня-Раковец подтвердили пироксеновые андезиты, брекчиевидные андезиты и пачки балвановидных агломератов, которые составляют внутренние отруды. Технологические свойства андезитов связаны со степенью выветривания, поровитостью и степенью нарушения андезитов. Было установлено, что андезиты месторождения являются кремнеалкалического характера.

Results of geological prospecting on the Ždaňa — Rakovec building stone deposit (Middle Slovakia)

Realized geological prospecting on the Ždaňa — Rakovec locality proved pyroxene andesite in the deposit of building stone. Brecciated andesite and layers of boulder agglomerate create the internal waste of the deposit. Technological properties of the andesite depend on the grade of weathering, degree of porosity and on the frequency of jointing. Estimated reserves allow economic exploitation.

Geologický prieskum zistil, že ložisko andezitov je pod skrývkou z hlinito-kamenitej sutiny a zvetraného pyroxenického andezitu s maximálnou mocnosťou 2 m. Pod skrývkou je sivý strednozrnný pyroxenický andezit slabo zvetraný, príp. pórovitý a svojimi vlastnosťami vyhovuje ČSN. Pod vrstvou navetraného andezitu je čerstvý sivý andezit s veľmi dobrými technologickými vlastnosťami. Na styku s andezitovými aglomerátmi prechádza do fialového pyroxenického andezitu.

Vo vlastnom telese ložiska sú v andezite časté pukliny a v dôsledku laminácie má doskovitú odlučnosť s hrúbkou vrstiev (dosiek) 5—20 cm (iba ojedinele väčšou). Vnútri ložiskového telesa je niekoľko polôh pyroxenického andezitu s brekciovitou stavbou. Sú technologicky veľmi variabilné a väčšinou predstavujú vnútorný odpad. Okrem spomenutého brekciovitého andezitu vnútorný odpad ojedinele tvoria vložky balvanovitých aglomerátov pyroxenického andezitu, príp. premenený pyroxenický andezit, ktorý technologicky požiadavkám ČSN nevyhovuje. Vlastná mocnosť overeného ložiska dosť kolíše, a to od 11,5 do 191 m.

Z technologického hľadiska je v ložisku Ždaňa-Rakovce prevažne sivý čerstvý an-

dezit s dobrými technologickými vlastnosťami. Podľa ČSN je vhodný na výrobu drveného kameniva na všetky druhy použitia prvej, ojedinele druhej kvalitatívnej triedy. Aj navetraný, príp. pórovitý alebo porušený andezit má vyhovujúce technologické vlastnosti a podľa citovaných ČSN vyhovuje druhej, resp. tretej kvalitatívnej triede. Zároveň treba podotknúť, že tenkolavcovitá rozpadavosť andezitu nedáva nádej vyťažiť väčšie množstvo kameňa vyhovujúceho rozmermi ČSN 72 1860 Kameň pre murivo a stavebné účely. Taktiež treba poukázať na negatívny fakt, že skúmaný andezit preukázal pri skúške kremičito-alkalického rozpínania, že je vysoko reaktívny až reaktívne rozpínavý.

Z hľadiska požadovaných ukazovateľov, ako sú technologické parametre suroviny, ložiskové a úložné pomery, možno reálne predpokladať, že v blízkej budúcnosti bude možno dať do používania nové ložisko stavebného kameňa (minimálne 10 mil. m³ zásob v kateg. B + C₁, z toho najmenej 3 mil. m³ v kat. B), a to najmä na výrobu drveného kameniva na kofajové lôžka.

O možnostiach výskytu alunitu vo východoslovenských neovulkanitoch

JURAJ TÖZSÉR — KAROL EGYÜD

Geologický prieskum, n. p., Geologická oblasť, Jesenského 6, 040 51 Košice

(1 obr. v texte)

Doručené 1. 3. 1982

Перспективы алунитов в неовулканических породах Восточной Словакии

До настоящего времени в этом районе были установлены всего лишь минералогические проявления алунита в северной части Сланских гор в районе Злата Баня и на месторождении Дубник в аргилитизированных среднекислых вулканических породах. Некоторые геологические данные района Земплинского острова, особенно вторичные кварциты в этом районе позволяют предполагать этот район перспективным. В настоящее время пока неимеется достаточно геологических данных для того, чтобы считать районы восточнословацких неовулканитов перспективными для обнаружения аккумуляций алунитов имеющих экономический интерес.

On the possibilities of alunite occurrences in the East Slovakian neovolcanites

Only mineralogical occurrences of alunite are known up to present in the neovolcanic areas of Eastern Slovakia. These are in the northern part of the Slanské vrchy Mts, in the surroundings of Zlatá Baňa and on the Dubník mercury deposit within argillitized volcanites of intermediate composition. The presence of rhyolite volcanoclastics of Miocene age along the NE margin of the Zemplín Inselberg but mainly the presence of secondary quartzites point to certain similarity with the Beregovo ore field in Transcarpathian Ukraine. This allows to assume this area as prospective for alunite concentrations.

Čoraz komplikovanejšia možnosť zaísťovať suroviny na výrobu hliníka pre naše národné hospodárstvo z dovozu sa v ostatnom čase stala podnetom úsilia aspoň sčasti vytvoriť domácu surovinovú bázu na výrobu tohto kovu.

Hlavnou alumíniovou rudou je bauxit. Jeho doteraz známe výskyty na Slovensku sú malé a nemajú ekonomicky významné parametre. V súvislosti s tým sa ukázala potreba zamerať sa nielen na hľadanie priemyselne zaujímavých akumulácií tejto

suroviny, ale pokúsiť sa prípadne nájsť aj akumulácie iných, netradičných Al surovín.

Jednou z takýchto surovín s bohatými možnosťami využitia (okrem iného výroba kovového Al, kyseliny sírovej, síranu draselného a i.) sú alunitové rudy, ktoré sa už vo svete intenzívne zužitkujú.

Údaje o výskytoch alunitu na Slovensku sú skromné a dotýkajú sa spravidla stredoslovenských neovulkanitov. Okrem ojedinelých správ z minulého storočia (napr. Zepharovich, 1893, in Valach — Sýkora, 1976, o mineralogickom výskyte alunitu v ryolitoch pri Hliníku n/Hronom) sú to údaje z obdobia po 2. svetovej vojne. M. Kuthan (1956) spomenul alunit z vulkanitov v okolí Vígľašskej Huty, S. Polák (1957) opísal kryštalické agregáty tohto minerálu z hydrotermálne alterovaných andezitov pri Hornom Turčoku a M. Böhm (1966) prítomnosť alunitov v hydrotermálne premenených vulkanitoch z okolia rudných žíl v Kremnických vrchoch. Prvý výskyt alunitu v Štiavnických vrchoch opísal K. Karolus — E. Karolusová (1969) z amfibolicko-pyroxenických andezitov pri Fekýši, J. Valach (1965, 1972) uviedol jeho výskyty v argilitizovaných a silicifikovaných vulkanických horninách pri Stožku v Javorí.

Všetky spomenuté výskyty majú podľa údajov literatúry mineralogický význam a spoločný znak, že sa vyskytujú vo vulkanických horninách, ktoré sú v rozličnom stupni hydrotermálne alterované.

Podrobnejšie údaje o výskyte alunitu na lokalite Stožok uviedol J. Valach — J. Sýkora (1976). Alunit tejto lokality tvorí žilky a impregnácie v hydrokvarcitoch a argilitizovaných hydrokvarcitoch vystupujúcich uprostred propylitizovaných intermediárnych vulkanitov štruktúrne sa viažúcich na tektonickú zónu obmedzujúcu vígľašskú depresiu. Tí istí autori opísali výskyt hydrokvarcitov na lokalite Polom pri Klo-

koči. V ílovitej frakcii sa zistil alunit a autori predpokladajú, že obidva výskyty môžu obsahovať ekonomicky zaujímavé akumulácie tejto suroviny.

Ešte sporadickejšie sú údaje o výskyte alunitu vo východoslovenských neovulkanitoch. M. Kuthan (1948) zaregistroval jeho výskyty mineralogického charakteru v argilitizovaných vulkanitoch v oblasti Zlatej Bane v Slanských vrchoch a prítomnosť drobných žíliet tohto minerálu zistil R. Duďa (in Tözsér, 1981) v argilitizovaných, karbonatizovaných a silicifikovaných intermediárnych vulkanitoch v rumelkovom ťžisku Dubník.

Z hľadiska možných akumulácií alunitu vo východoslovenských neovulkanitoch sú oveľa dôležitejšie známe fakty o priemyselne využívanom alunite v neovulkanických oblastiach Zakarpatskej oblasti USSR, a najmä niektoré spoločné znaky v geologickej stavbe obidvoch oblastí.

Najznámejšie ťžiská a výskyty alunitových rúd v oblasti Zakarpatskej oblasti USSR sú spolu s barytovo-polymetalickým a Au—Ag polymetalickým zrudnením v beganskom a berehovskom rudnom poli, ktoré sú súčasťou berehovského rudného rajónu.

Tento rudný rajón je v zóne styku zakarpatského vnútorného priebyhu a panónskeho masívu, ktorú buduje séria hrastovo-antiklinálnych elevácií vzniknutých v neogéne a ktorá je známa pod menom zemplínsko-berehovská, resp. zemplínsko-cibelešská zóna.

V geologickej stavbe berehovského rudného rajónu možno podľa rozličných autorov (Lazarenko et al., 1968, Leje et al., 1971, Naumenko et al., 1978, a i.) odlišovať dve štruktúrne etáže. Spodnú budujú mezozoické a paleozoické tektonické jednotky, vrchnú tvorí hlavne miocén, v menšej miere pliocén a kvartér.

Z hľadiska akumulácie alunitového zrudnenia v rudnom rajóne má prvoradú úlohu vrchná štruktúrna etáž, resp. tá jej časť, ktorú budujú neogénne vulkanické a sedimen-

tárne horniny, a v nej vrchný horizont vrchnosarmatských kyslých vulkanoklastík dorobratovského súvrstvia, pretože s produktmi premien kyslých vulkanických hornín, ktoré sú súčasťou súvrstvia, je alunitové zrudnenie späté.

Štruktúrne sa sarmatský kyslý vulkanizmus viaže na pozdĺžne zóny oslabenia obmedzujúce brehovský hrast zo SV a alunitové zrudnenie je podľa J. A. Lejeho et al. (1971) produktom plynno-hydrotermálnej postvulkanickej činnosti sprevádzajúcej obdobie aktívnej vulkanickej činnosti, presnejšie produktom premien vulkanoklastického materiálu kyslého zloženia pod vplyvom tejto postvulkanickej aktivity.

Najznámejšie ložiská alunitov v brehovskom rudnom rájone je Berehovo a Begaň.

Ložisko Berehovo, ležiace na Z od rovnomeného mesta na Z svahoch vrchu Vel. Beregovskej, má podľa Z. J. Kovališina et al. (1973) v podstate vrstvomý charakter s rozmermi cca $2 \times 1,3$ km, s priemernou mocnosťou alunitovej polohy okolo 40 m a s priemerným obsahom alunitu 39 %. Alunitová poloha je v nadloží zlato-barytovo-polymetalických žíl v prostredí acidných vulkanoklastík.

Ložisko Begaň leží v beganskom rudnom poli medzi obcami Veľ. Begaň a Kosino. Alunitové zrudnenie je vyvinuté znovu v prostredí kyslých vulkanoklastík v priestore barytovo-polymetalického ložiska. Údaje o jeho kvalitatívno-quantitatívnych parametroch literatúra neuvádza.

Na tomto ložisku sa zistila výrazná vertikálna a horizontálna metasomatická zonálnosť podobná zonálnosti premien na mnohých analogických ložiskách alunitu, ktoré vznikli blízko povrchu.

Smerom od postvulkanicky nepremených vulkanických hornín vymedzuje J. A. Leje et al. (1971) metasomatickú faciú propylitizovaných hornín, adularizovaných hornín, argilitizovaných hornín a faciú sekundárnych kvarcitov.

Alunit vystupuje v horninách faciie sekundárnych kvarcitov vo forme nepravidelných impregnácií vyplňajúcich póry v hornine vo forme pseudomorfóz po alumosilikátoch alebo vo forme rekrystalizovaných agregátov alunitu vzniknutých z prvých dvoch typov. Podradne možno na ložisku pozorovať alunitové žily monominerálneho zloženia.

Alunit je najrozšírenejší v horninách budujúcich centrálnu časť faciie sekundárnych kvarcitov. Maximálny hĺbkový dosah alunitovej mineralizácie a sekundárneho prekremenenia v priestore zlomov poukazuje na štruktúrne spätosť postvulkanických premien so zlomovými zónami. Je zaujímavé, že v bezprostrednej blízkosti zlomov a vo vrchných, blízkopovrchových častiach faciie

sekundárnych kvarcitov množstvo alunitu výrazne klesá. Sekundárne kvarcify vystupujú v prípravchovej časti vo forme opalitu, kým v nižších úrovniach kyslého vylúhovania majú výhradne charakter mikrokvarcitov.

Na genezu alunitu tejto oblasti sú rozličné náhľady. Podľa J. A. Lejeho et al. (1971) vznikali v zóne prípravchového vylúhovania v kyslom prostredí ako výsledok pôsobenia plyných exhalácií solfatarového charakteru na prostredie kyslých vulkanoklastík. Ale sú aj náhľady (Sasín, 1976) o vulkanogénno-chemogénno-sedimentárnom a vulkanogénno-sedimentárnom pôvode hornín zložených z kremeňa, chalcedónu, opálu, ílových minerálov, alunitu a barytu, pre ktoré je charakteristická vrstvitosť, opakovanie vrstvomého sledu a prítomnosť šošoviek terigénnych sedimentov bez príznakov hydrotermálnych premien.

Ale bez ohľadu na diametrálne odlišné názory na genezu alunitov je zrejme štruktúrna kontrola alunitového zrudnenia pozdĺžnymi tektonickými zónami obmedzujúcimi zemiplínsko-brehovský hrast zo SV, ako aj to, že pôvodnou horninou, v ktorej vznikali alunit, boli ryolitové vulkanoklastiká. Pri posudzovaní možnosti neovulkanitov vo východoslovenských neovulkanitoch sú to veľmi dôležité údaje.

Vývoj a štruktúrna väzba neogénneho subsekvntného vulkanizmu na východnom Slovensku

Neogénny subsekvntný vulkanizmus sa odohral vo východoslovenskej oblasti na zložitom tektonickom pozadí v styčnej zóne Západných a Východných Karpát v zázemí vyvrásňujúcej sa flyšovej geosynklinály. Podľa J. Tözséra — M. Kaličiaka (1981) v neogénnom vývoji zohrali rozhodujúcu úlohu hraničné zóny významných tektonických jednotiek budujúcich v zmysle interpretácie P. Greculu et al. (1981) podložie východoslovenskej neogénnej molasy a zlomové pásma v ich pokračovaní.

Podľa dostupných údajov geochronologického výskumu vulkanických hornín sa podstatná časť acidnej a intermediárnej vulkanickej aktivity v oblasti východného Slovenska odohrala v časove odlišných a

častočne sa prekrývajúcich obdobiach na rovnakom tektonickom pozadí.

Acidný vulkanizmus v spodnom miocéne v tejto oblasti sa koncentruje v prevažnej miere na okrajové zóny oslabenia ohraňujúce neogénnu molasu. Začal sa nevýraznými explóziami v egenburgu (Slávik et al., 1968) a jeho vyvrcholením sú masy ryolitových vulkanoklastík a ignimbritov a ojedinelé extruzívne telesá vrchného bádenu a spodného sarmatu na SV a JZ okraji neogénnej molasy (oblasť Zámutova na S, zemplínsky ostrov a Veľký Milič na J). Koncom spodného, resp. v spodných častiach stredného sarmatu tento genetický typ kyslého vulkanizmu skončil na východnom Slovensku svoju aktivitu.

V období vyvrcholenia acidnej vulkanickej aktivity pod vplyvom doznievania staroštajerských tektonických pohybov, ale aj dilatácie vyvolanej plášťovým diapirizmom (Tözsér — Kaličiak, 1981) nastal ďalší rozpad zázemia flyšovej geosynklinály a zväčšil sa hĺbkový dosah mobilných pásiem na rozhraní tektonických jednotiek podložia. V súvislosti s prenikom týchto mobilných zón do oblasti vrchného plášťa sa vo vrchnom bádene začal rozšiahly intermediárny vulkanizmus a podľa údajov geochronologického výskumu vulkanických hornín (Vass et al., 1978) dosiahol maximum v sarmate a trval do stredných častí panónu. Mal v podstate andezitový charakter s minimálnym zastúpením kyslejších variet vzniknutých diferenciáciou andezitovej taveniny. Andezitovú hmotu produkovali rozsiahle vulkanoplutonické aparáty, ktorých prechodné a externé zóny majú stratovulkanický štýl stavby, ich hydrotermálne alterované zóny sú intrudované rojom plytkointruzívnych telies rozmanitej morfológie a rozmerov a v nich sú známe prejavy endogénnej mineralizácie.

Postvulkanické premeny postihli aj vulkanické komplexy mimo centrálnych zón

vulkanických aparátov. Bentonity pokladané za vulkanicko-sedimentárne vystupujú v severovýchodnej a juhozápadnej zóne východoslovenskej neogénnej molasy v oblastiach budovaných miocénnymi kyslými vulkanoklastikami (Fintice, Nižný Hrabovec, Kuzmice, Lastovce), zreteľné zóny prekremenenia sú známe (Együd in Grecula et al., 1981) v severozápadnej okrajovej zóne zemplínskeho ostrova medzi obcou Zemplín a Cejkov (obr. 1) a prejavy silicifikácie možno pozorovať aj ďalej smerom na SZ v priestore obce Hrčel. Prejavy sekundárneho prekremenenia sa zaznamenali aj v priestore obce Kalša, kde sa hydrogeologickým vrtom KSH-17 zistili aj prejavy barytovej mineralizácie. Stojí za povšimnutie, že spomenuté prejavy epigenetickej silicifikácie sú v zóne širokej cca 1—1,5 km, čo sa priestorovo kryje so severovýchodným ohraničením Zemplínskeho ostrova, a na ktorú sa viažu aj extruzívne telesá andezitov. Istú afinitu k hrastovej štruktúre zemplínskeho ostrova prejavujú aj ložiská bentonitu Lastovce a Kuzmice a azda aj spomenuté prejavy silicifikácie a barytu pri Kalši.

Je zaujímavé, že vulkanoklastiká a ojedinelé extruzívne telesá ryolitov situované v juhozápadnej periférnej časti zemplínskeho ostrova a ďalej smerom na SZ cez Kazimír, Byštu do skupiny Veľkého Miliča nemajú pozoruhodnejšie známky postvulkanických premien.

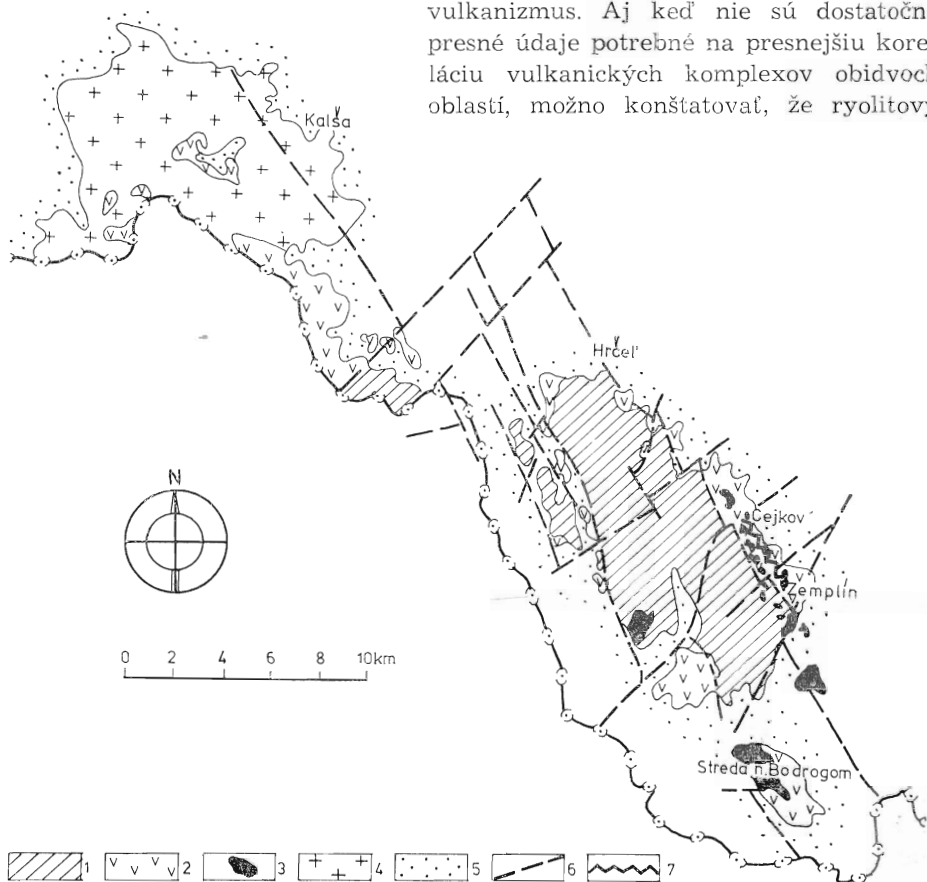
Predpoklady výskytu alunitu vo východoslovenských neovulkanitoch

Z uvedeného vychodí, že z východoslovenských neovulkanitov sú isté geologické údaje signalizujúce možnú prítomnosť alunitu. Z podrobnej analýzy pozície, genézy, indikujúcich znakov alunitového zrudnenia v Zakarpatskej oblasti USSR a napokon z geologického vzťahu berehavskej oblasti

so zemplínskym ostrovom a z charakteru geologickej stavby obidvoch rájónov sa ukazuje, že zemplínsky ostrov je potenciálne nádejný na akumulácie alunitu.

Obidve oblasti majú niektoré podobné znaky. Sotva možno pochybovať o tom, že patria do tej istej neogénnej štruktúrnej jednotky, teda zemplínsko-berehovské-

ho hrastu (Slávik et al., 1968) pozdĺžneho smeru, segmentovaného priečnymi zlomami na čiastkové bloky, ktoré sú v súčasnosti v rozličnej hypsometrickej úrovni. Túto elevačnú zónu zo SV a JZ obmedzujú disjunktívne zóny, na ktoré sa viažu vulkanické centrá (aj ojedinelé vulkanické telesá), ktoré produkovali intermediárny, ale najmä acidný, prevažne explozívny vulkanizmus. Aj keď nie sú dostatočne presné údaje potrebné na presnejšiu koreláciu vulkanických komplexov obidvoch oblastí, možno konštatovať, že ryolitový



Obr. 1. Štruktúrna pozícia zemplínskeho ostrova (podľa Együda — Tözséra, 1981). 1 — predneogénne útvary, 2 — ryolitové vulkanoklastiká badenu až stredného sarmatu, 3 — extrúzívne telesá pyroxenického andezitu spodného — stredného sarmatu, 4 — intermediárny stratovulkanický komplex spodného — stredného sarmatu, 5 — sedimentárny neogén, 6 — zlomy, 7 — prognózne územie
Fig. 1. Structural position of the Zemplín Inselberg area (according to Együd — Tözsér, 1981). 1 — Pre-Neogene units, 2 — rhyolite volcanoclastics, Badenian to Lower Sarmatian, 3 — extrusive pyroxene andesite body, Lower to Middle Sarmatian, 4 — stratovolcanic complex of intermediate composition, Lower to Middle Sarmatian, 5 — sediment, Neogene, 6 — fault, 7 — prognostic area for alunite

vulkanizmus v oblasti zemplínskeho ostrova prebiehal v istej svojej časti synchrónne s acidným vulkanizmom oblasti berehovského rudného rajónu. Ale časový rozptyl jeho aktivity je podľa údajov rádiometrického výskumu vulkanických hornín širší (báden až stredný sarmat) ako v berehovskej oblasti. Tam sú známe aj mladšie, vrchnosarmatské produkty kyslého vulkanizmu. Ale túto otázku nemožno u nás pokladať za úplne vyriešenú. Zdá sa, že niektoré rozdiely, ktoré sa nateraz v časovom vývoji vulkanizmu v obidvoch oblastiach ukazujú, sú skôr výsledkom toho, že geologické práce v týchto oblastiach nie sú v rovnakom štádiu.

Nápadná je hydrotermálna (postvulkanická) alterácia zóny budovanej ryolitovými vulkanoklastikami, ktoré sú prerázané extrúziami andezitov v severovýchodnej časti zemplínskeho ostrova, v jeho styčnej zóne s východoslovenskou neogénnou molasou. Podľa K. Együda (in Grecula et al., 1981) možno v tejto zóne na povrchu v pásme širokom do 1,5 km a dlhom cca 5 km medzi obcami Cejkov a Zemplín pozorovať úlomky až balvany vylúhovaných sekundárnych kvarcitov. Ryolitové pyroklastiká, cez ktoré táto zóna prebieha, majú aj známky argilitizácie. Podobné znaky postvulkanickej premeny možno v tejto zóne sporadicky pozorovať aj smerom ďalej na SZ. Podľa G. G. Sasina (osobná informácia) je charakter alterovaných hornín makroskopicky nápadne podobný berehovským horninám a podľa jeho názoru sú sekundárne kvarcity, ktorých balvany sú tu na povrchu, rovnaké ako kvarcity, ktoré v oblasti berehovského rudného rajónu pokladá za vulkanogénno-chemogénno-sedimentárne. V náhodne odobratých vzorkách z týchto kvarcitov sa zistila koncentrácia Ag do 20 g/t. V súvislosti s touto problematikou je zaujímavé, že v severovýchodnej periférii zemplínskeho ostrova vrtné práce (Grecula et al., 1981)

zistili aj prejavy polymetalickej mineralizácie, ktorú P. Grecula et al. (ibid.) geneticky spájajú s neogénnym magmatizmom.

Pozíciu spomenutých sekundárnych kvarcitov sme v ostatnom čase preverovali ryhami a dvoma plytkými vrtmi v priestore obce Zemplín, a to najmä s ohľadom na teoretickú možnosť prítomnosti drahokovovej mineralizácie v nich.

Ryhami sme v prostredí ryolitových vulkanoklastík zistili prítomnosť balvanov sekundárnych kvarcitov sivej, sivobielej a červenkastej farby s páskovanou textúrou, ktoré sú pórovité, zrejme vylúhované.

Jeden z vrtov v okrajovej časti pásma ryolitových vulkanoklastík v blízkosti extrúziálneho telesa pyroxenických andezitov prevrtal do konečnej hĺbky 150 m komplex vulkanoklastík andezitového zloženia. Komplex je nepravidelne chloritizovaný, karbonatizovaný, miestami s tenkými žilkami kremeňa a povlakom ílových minerálov po puklinách a v spodnej časti s ojedinelými hniezdami a impregnáciami pyritu a markazitu.

Druhý vrt, situovaný cca 400 m od predchádzajúceho externejšie od zemplínskeho hrastu v prostredí budovanom na povrchu ryolitovými vulkanoklastikami, prevrtal do 62,5 m nepravidelne postvulkanicky alterovaný pestrofarebný a svetlosivý kyslý tuf a tufobrekie, miestami úplne argilitizované, rozpadové, v nepravidelných intervaloch silicifikované, húževnaté, s ojedinelými drobnými drúzami kremeňa a s povlakom ílových minerálov a karbonátov po puklinách. Do 78,5 m prevrtal polohu andezitových vulkanoklastík so žilkami a impregnáciami pyritu a markazitu, pod nimi do konečnej hĺbky 100 m znovu hrubé kyslé vulkanoklastiká svetlej farby so žilkami kremeňa a pyritu a s jemnou impregnáciou pyritu. Typické silicity sa navráť nepodarilo.

Materiál vrtov je predmetom podrob-

ného geochemického, petrografického a mineralogického spracúvania, takže charakter sekundárnych premien nie je doteraz známy. V každom prípade si však už aj makroskopicky zistiteľné premeny, nápadne podobné premenám z alunitových ložísk v berehovskej oblasti, zasluhujú pozornosť a spolu s ostatnými podobnými znakmi vo vývoji obidvoch oblastí, ktoré sme už spomenuli, ukazujú podľa nás na to, že zónu severovýchodného ohraničenia zemplínskeho ostrova možno pokladať za potenciálne alunitonosnú.

V súčasnosti nemáme dosť geologických údajov na to, aby sme mohli predpokladať prítomnosť ekonomicky zaujímavých akumulácií alunitu v iných častiach východoslovenských neovulkanitov, čo, pravdaže, nevylučuje ich prípadné zistenie v budúcnosti, a to v závislosti od prehĺbovania stupňa poznania týchto oblastí.

Ani v jednej z centrálnych vulkanických zón Slanských vrchov a Vihorlatu, kde prebehli hlavné metalogenetické a s nimi späté postvulkanické plynno-exhalačné procesy, sa okrem výskytov mineralogického charakteru (Zlatá Baňa, Dubník) nezistili nijaké väčšie prejavy alunitizácie. Alunit sa doteraz nenašiel ani v priestoroch, v ktorých je známa prítomnosť sekundárnych kvarcitov (Nozger v oblasti Zlatej Bane, Cabov severne od Dargova, Kapka, Porubský potok v centrálnom Vihorlate). Najpravdepodobnejšie tu išlo o odlišnú metalogenetickú špecifikáciu postvulkanických procesov.

Recenzoval J. Burian

LITERATÚRA

- Böhrer, M. 1966: Ložiskové a paragenetické pomery zlatonosných žíl centrálnej časti kremnického rudného poľa. *Acta geol. geogr. Univ. Comen.*, 11, s. 5—121.
- Grecula, P. — Együd, K. et al. 1981: Záverečná správa z úlohy Zemplínsky ostrov VP. *Manuskript — Geofond Bratislava*. 231 s.
- Grecula, P. — Kaličiak, M. — Tözsér, J. — Varga, I. 1981: Geológia hraničnej zóny Západných a Východných Karpát v diele J. Slávika. Nové údaje, korelácie a otázky. Zákonitosti rozmiestnenia nerastných surovín. In: *Geologické dni Jána Slávika. Košice, Geol. prieskum (v tlači)*.
- Karolus, K. — Karolusová, E. 1969: Prvý nález alunitu v Štiavnickom pohorí. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 49, s. 173—179.
- Kovališin, Z. J. — Bratus, M. D. — Žovtulja, B. D. 1973: Fyzikálno-chemický charakter uslovij genezis alunitových rud Beregovskogo rudnogo poľa. Tektonika i poleznye iskopajemyje Zapada Ukrajinskoj SSR. *Kijev, Izd. Naukova dumka*, s. 34—35.
- Kuthan, M. 1948: Undačný vulkanizmus karpatského orogénu a vulkanologické štúdiá v S časti Prešovských hôr. *Práce Štát. geol. úst. (Bratislava)*, 17, s. 87—174.
- Kuthan, M. 1956: Postvulkanická činnosť v okolí Viglašskej Huty. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 5.
- Lazarenko, E. A. — Gnilko, M. — Zajceva, V. 1968: Metalogenija Zakarpata. *L'vov, Izd. L'vov. Universiteta*. 172 s.
- Leje, J. A. — Klitčenko, M. A. et al. 1971: Alunity Zakarpata. *Moskva, Izd. Nedra*, 175 s.
- Naumenko, V. V. — Gončaruk, A. F. — Koptjuch, J. M. 1978: Rudokontrollirujuščije faktory Au-polymetalických artutnych mestoroždenij Sovetskich Karpat. *Kijev, Izd. Naukova Dumka*. 151 s.
- Polák, S. 1957: O alunita a alunitizácii z okolia Horného Turčoka v Kremnických horách. *Věst. Ústř. úst. geol.*, 32, s. 362—365.
- Sasin, G. G. 1976: Vulkanogenno-osadočné analogie vtorychnych kvarcitov Zakarpata i ich rudonosnosť. In: *4-aja vsesojuz. konf. Leningrad, Izd. AN SSSR*, s. 124—125.
- Slávik, J. — Čverčko, J. — Rudinec, R. 1968: Chronology and tectonic background of the Neogene volcanism in Eastern Slovakia. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 44—45, pp. 199—214.
- Tözsér, J. 1981: Záverečná správa a výpočet zásob z úlohy Dubník Hg-Vp. *Manuskript — Geofond Bratislava*. 236 s.
- Tözsér, J. — Kaličiak, M. 1981: Vývoj neogénneho magmatizmu na pomedzí Západných a Východných Karpát. In: *Geologické dni Jána Slávika. Košice, Geologický prieskum (v tlači)*.
- Valach, J. — Sýkora, J. 1976: Štúdiá o alunitových ložiskách sveta a prognóze

- možnosti ich výskytu v oblasti stredoslovenských neovulkanitov. In: *Čiastková správa so štúdiou Lučenecká kotlina — Stožok a okolie, kaolín, alunity. Manuskript — Geofond Bratislava. 167 s.*
- Valach, J. — Sýkora, J. 1976: Čiastková správa so štúdiou Lučenecká kotlina — Stožok a okolie, kaolín, alunity. *Manuskript — Geofond Bratislava. 64 s.*
- Valach, J. 1965: O možnosti existencie ďalších zrudnení v stredoslovenských neovol-

- kanitoch. *Geol. průzk., 3.*
- Valach, J. 1972: Prognózne možnosti výskytu alunitov v stredoslovenských neovulkanitoch. *Geol. průzk., 15, 6.*
- Vass, D. — Tözsér, J. — Bagdasarjan, G. P. et al. 1978: Chronológia vulkanických udalostí na východnom Slovensku vo svetle izotopických a paleomagnetických výskumov. *Geol. práce, Spr. (Bratislava), 71, s. 77—88.*

On the possibilities of alunite occurrences in the East Slovakian neovolcanites

JURAJ TÖZSÉR — KAROL EGÜYD

There are only few data on alunite occurrences in Slovakia. These localities are almost in Middle Slovakian neovolcanic areas. Mineralogical findings of alunite have been reported from the Zlatá Baňa area and the near Dubník cinnabar deposit in the northern part of the Slanské vrchy Mts. (Kuthan, 1948, Ďuďa in Tözsér, 1981).

From the point of view of possible alunite accumulations in Eastern Slovakia, important are the data on alunite deposits in Transcarpathian Ukraine and some common features in the geology of both areas.

The most known deposits and occurrences of alunite raw material in Transcarpathian Ukraine are in the Beregovo and Begany ore fields located along the contact zone of the Transcarpathian inner Neogene depression with the Pannonian mass.

Preconditions of alunite occurrences in East Slovakian neovolcanites

When setting out from a detailed analysis of the position, genesis and indicative features of alunite mineralization in the Transcarpathian Ukraine, but also from the close geological relations between the Beregovo ore field and the Zemplín Inselberg as well as assuming the geology of both areas, we conclude that the Zemplín Inselberg area appears as potential source for alunite raw materials.

There is no great doubt upon that both

areas participate on the same structural unit of Neogene age called the Zemplín — Beregovo horst structure (after Slávik et al., 1968).

Feeding channels and volcanic centres producing intermediate and, mainly, acid volcanic masses are controlled by dislocations limiting the elevation from its NE and SW side. Available geochronological data revealed that the acidic volcanic activity in both compared areas was, in a certain time-span, synchronous. However, the dispersion in time was greater for the East Slovakian area. To the contrary, also younger products (Upper Sarmatian in age) are known in the Beregovo area. In fact, the chronological relations of the acid volcanism in East Slovakian and Transcarpathian regions are not yet sufficiently solved and the emerging differences are caused, probably, also by different levels of knowledge deduced from another stage of the geological research.

From the point of view of the possible occurrence of alunite mineralization in the Zemplín Inselberg area, the striking post-volcanic hydrothermal alteration along its NE margin between Cejkov and Zemplín villages is very remarkable. Fragments and boulders of leached secondary quartzite occur here in a 5 km long and 1.5 km wide belt. Surrounding rhyolite volcanoclastics show signs of argillitization. According to Sasin (oral communication) the character of alteration strikingly resembles the similar rocks in the Beregovo area and this quartzite is the same

as the one considered by him to represent a volcanogenous-chemogenous-sedimentary rock in the Beregovo area. Randomly sampled quartzite contains up to 20 g/t silver.

The position of secondary quartzite in the mentioned belt was investigated recently by ditches and shallow drillings but the typical silicite found on the surface has not been proved. The first drilling was situated near to an extrusive andesite body and pierced only the andesite volcanoclastic complex irregularly chloritized, carbonatized with irregular quartz veinlets and clay mineral coatings on fissure surfaces down to the final depth (150 m). Rare pyrite and marcasite impregnations and chambers occur in deeper parts of the profile.

The second drilling was situated some 400 m farther from the Zemplín horst and drilled down to a 62.5 m depth altered acid volcanoclastic rocks in places totally argillitized and, in irregular intervals, silicified with coatings of clay minerals and carbonates and with rare fine quartz druses. Pyritized andesite volcanoclastics occur under the previous to 78.5 m depth. The drilling finished in pyritized acid

volcanoclastics with quartz and pyrite veinlets in 100 m depth.

The material from both drillings is in the stage of detailed geochemical, petrographical and mineralogical evaluation and therefore the nature of the secondary alteration is not yet exactly known. In any case, already the alteration visible by naked eye strongly resembles the rocks from alunite deposits in the Beregovo area and deserve attention. These features together with the similarities in the geological evolution of both areas point, according to us, to the potential possibility of alunite occurrences in the north-eastern marginal zone of the Zemplín Inselberg area.

There are no convincing data to presume economical alunite concentrations in other areas of East Slovakian neovolcanites. No alunite occurrences were found in areas built by the intermediate volcanites neither in places where secondary quartzites do occur. Probably, the postvolcanic processes have another metallogenetic specialization in these areas.

Preložil I. Varga

AKTUALITA

Zabezpečenie kameniva pre rajónové ťažobne v nedostatkových oblastiach Slovenska

JOZEF MICHEL

Обеспечение новых посных районов в бедных районах Словакии строительными камнями

Группа специалистов разработала план на сосредоточение добычи строительных материалов. Было установлено 10 районов Словакии где планируется подготовить 10 крупных карьеров, которые обеспечат добычу несколько сотен мелких карьеров действующих в настоящее время. План предполагает размещение карьеров равномерно по всей территории Словакии в порядке чем менее расходов на транспорт.

Reserves of stone-aggregate raw materials from new territorial quarrying capacities in deficient areas of Slovakia

A proposal has been elaborated by a group of specialists for the concentration of stone aggregate and gravel sand quarrying into ten selected

areas of Slovakia allowing the operation of high capacity quarries. These new capacities should substitute the output of recently operating several thousand small quarries. The proposal foresees regular distribution of high capacity quarries over the whole Slovakian territory with the aim to reduce transport costs of building materials.

V rámci projektu Slovensko — zabezpečenie kameniva sme zhodnotili niektoré oblasti Slovenska z hľadiska požiadavky prejsť od roztrieštenej ťažby stavebného kameňa a štrkopiesku, prebiehajúcej doteraz v tisícoch lomoch a lomíkoch, na modernú ťažbu približne v 90 lomoch s progresívnym spôsobom ťažby a s moderným vybavením.

Úlohu riešil tím geológov všetkých geologických oblastí geologickej služby v rokoch 1980—1981. Práce realizoval Geologický prieskum a výsledky obsahuje záverečná správa.

Stúdiá obsahuje návrhy projektov na vyhľadávací prieskum stavebného kameňa a štrkopiesku v perspektívnych lokalitách v jednotlivých oblastiach — rajónoch.

Ide o nasledujúce lokality:

1. V rajóne Záhoria je to perspektívna oblasť pre rajónovú ťažobnú kameniva do betónu na báze dolomitového burdigalského rozpadového zlepenka na lokalite Hradište pod Vrátnom—Varková. Na tento cieľ je spracovaný projekt vyhľadávacieho prieskumu.

2. V oblasti Malé Karpaty je v rajóne Bratislava na overenie v etape vyhľadávacieho prieskumu navrhnutá lokalita Borinka — Propadlé. Ide o prehodnotenie vápenca z cementárskych účelov na stavebný kameň, ako aj o overenie výskytu žuly vystupujúcej blízko lomu Propadlé.

V rajóne Trnava ide o lokalitu Barvínekžula, v ktorej širšom okolí výskytu žuly treba vykonať vyhľadávací prieskum na stavebný kameň.

3. V oblasti Nitra pokrýva potrebu štrkopiesku ťažba z lokality Kráľová — Šoporňavodné dielo. V okrese Nové Zámky sa alternatívne navrhuje ložisko štrkopiesku Kostolný Sek.

4. V oblasti Nitra II sa nové lokality ne navrhujú a potrebu stavebného kameniva pokrývajú jestvujúce ťažobne a preskúmané ložiská.

5. V oblasti Dolný Kubín — Kraľovany sa

na overenie suroviny pre stavebníctvo na geologický prieskum navrhuje oblasť Bystrička — granodiority, resp. alternatívne iná lokalita granodioritov v jej blízkosti. Na ťažbu dolomitu je navrhnutá veľmi perspektívna oblasť v doline Istebné.

6. V oblasti Prievidza sa na vyhľadávací prieskum dolomitu navrhuje lokalita Nitrica (Dvorníky JV). Mala by pokryť potrebu dolomitového kameniva v tejto oblasti. Alternatívna je lokalita Remata s veľmi dobrým a kvalitatívne vyhovujúcim dolomitom na všetky stavebné účely.

7. V oblasti Veľký Krtíš — Krupina je na vyhľadávací prieskum dolomitu navrhnutá širšia oblasť Krupina — Sása. Je tam perspektívna možnosť overiť kvalitatívne veľmi vhodný stavebný kameň a predpoklad dostatočnej zásoby suroviny. Ďalšou perspektívnou oblasťou na overenie andezitov pre stavebníctvo je Teplička — Krnišov.

8. V oblasti Rimavská Sobota sa na vyhľadávací geologický prieskum navrhla časť územia medzi Driečanmi — Hrušovým. Vápenec na stavebné účely je tu v množstve dostatočnom pre rajónovú ťažbu.

9. V oblasti východného Slovenska sa skúmali suroviny na stavebné účely v dvoch rajónoch, a to Podhorod — Beňatina, kde sa na vyhľadávací prieskum navrhla lokalita Nižná Rybnica—štrkopiesky a dve oblasti s andezitom, a to Vihorlat-SV a severozápadne od obce Remetské Hámre.

10. Druhá oblasť na vyhľadávací prieskum stavebného kameňa na východnom Slovensku je Kamenica nad Torysou — Vyšný Slavkov — Lipovce. Na možný vyhľadávací prieskum sa tu vytypovali tieto lokality: Kyjov — vápenec bradlového pásma, Vyšný Slavkov — Lipovce — dolomity obalu Braniska, Olejníkov — pieskovce magurského flyšu a Renčiov — Pekľany — pieskovce centrálného paleogénu.

*Geologický prieskum
Žilina*

Tektonika košického magnezitového ložiska

IMRICH VARGA

Geologický prieskum, Jesenského 6, 040 51 Košice

(5 obr. v texte)

Doručené 1. 3. 1982



IGCP PROJECT No. 5

Correlation of Prevariscan and Variscan
events of the Alpine-Mediterranean
mountain belt

Тектоника кошицкого магнетитового месторождения

Магнетитовое месторождение при Кошицах приурочено покровному останцу, который представляют последовательности карбонского возраста залегающие на структуре „Чермельской серии“, и которая сформировалась четными сбросами в донеогеновое время. Неогеновые и после неогеновые нарушения способствовали сбросовое строение и основные нарушения являются четко полигенетические. Благодаря повторным передвижениям кошицкое месторождение магнетитов состоит из ряда кулисовидно ориентированных и тектонически суперпонируемых карбонатных тел. Тектонические условия определяют распределение полезного состава месторождения и его горнотехнические и гидрогеологические условия.

Tectonics of the Košice magnesite deposit

The Košice magnesite deposit participates on a thrust outlier composed of probable Carboniferous lithological sequence. The nappe outlier occurs above the tectonically lower „Čermeľ series“ and underwent also shear deformations in Pre-Neogene time. Normal faulting during the Badenian and later time adapted the former sheared structure therefore the main discontinuities are clearly polygenetic. Due to the renewed movements the deposit consist of a set of en echelon carbonate bodies superposed both laterally and vertically. Tectonic surfaces are controlling the distribution of the magnesite raw material in the deposit and also the mining-technical and hydrogeological conditions of its exploitation.

Мagneзитовé ло́жиско в Коши́цах зау́йма во́чи о́статným подо́бным ло́жискам в Спи́ско-гемерском рудо́горі эксцентри́ку по́зи́ciu. Nachádza sa v najvýchodnejšej časti rudohoria, ktorého stavba je tu omnoho menej známa ako medzi Ochtiinou a Pod-

rečanmi, kde sú početnejšie telesá kryštallického magnezitu.

Ло́жиско в Коши́цах je časťou pásma klastík, eruptív a karbonátov pozdĺž vonkajšieho okraja gemerika metamorfovaných vo fácií zelených bridlic, o ktorých

sa predpokladá, že sú karbónskeho veku. Vek a litostratigrafická či tektonická paralelizácia vychádza len z analógie litotypov, pretože paleontologických údajov zo súvrstvia s magnezitmi z okolia Košíc niet.

Z externej strany (SV) sa pásмо stýka s kryštalinikom Čiernej hory, porovnávaným s veporikom, a od JZ tiež tektonicky s permsko-spodnotriasovými horninami v synklinále medzi Myslavou a Jaklovcami, ktorá ho oddeľuje od staropaleozoických komplexov gelnickej a rakoveckej skupiny. Stratigrafické zaraďovanie všeobecne paleozoických komplexov a ich ďalšie členenie alebo tektonická interpretácia stavby, náhľady a vzťahy čiastkových tektonických jednotiek a používanie ich názvov nie sú nateraz jednotné, ale skôr konvenčné. Ich prehľad možno nájsť v Geologickoložiskovej štúdii Spišsko-gemerského rudohoria (1974) a v súbornej práci o magnezitových ložiskách (Abonyi — Abonyiová, 1981).

Podľa nášho náhľadu (Grecula — Varga, 1979) je paleozoikum časťou zložitého gemerského príkrovu s čiastkovým rakoveckým a gelnickým príkrovom. Karbónske súvrstvia na severnom okraji Spišsko-gemerského rudohoria sú súčasťou rakoveckého príkrovu, ale súvrstvia s magnezitom tvoria samostatnú štruktúru neistej príslušnosti (chočský príkrov? — takú paralelizáciu navrhol Abonyi, 1971). Samostatnosť karbónskych súvrství s magnezitmi je známa dávnejšie (Fusán, 1956). Nateraz sa nemožno uspokojivo rozhodnúť pre niektorú z rozdielnych interpretácií stratigrafickej a tektonickej príslušnosti komplexu hornín, v ktorom je košické magnezitové ložisko.

Štruktúrne vzťahy v okolí ložiska

Najspodnejším stavebným prvkom vychádzajúcim severovýchodne a pod neogé-

nom aj juhozápadne od ložiska je pásмо Čiernej hory. Veľká časť kryštalinika medzi Sokoľom a Družstevnou pri Hornáde je z biotitických granodioritov. Ich polymetamorfný plášť tvoria biotitické kremité pararuly, ktoré tu na povrchu nie sú, ale boli navrátené cca 2 km na JJZ od ložiska spolu s okolo 4 m mocnou polohou biotitického granodioritu (Korpeľ, 1962). Preto je paleozoikum plytko uložené nad kryštalinikom a na JZ od ložiska je pravdepodobne tektonické okno kryštalinika pod neogénom, kde sa všeobecne predpokladá už len paleozoikum Spišsko-gemerského rudohoria.

Paleozoikum Spišsko-gemerského rudohoria sa stýka s pásmom Čiernej hory pozdĺž „obalových“ sedimentárnych vývojov, ktoré medzi Kavečanmi a Hradovou tvoria na povrchu 500 m široký pás. Spodné kremité pieskovce a pestré bridlice sa doteraz analogicky zaraďujú do permu a vyššie metamorfované karbonáty sa pokladajú za mezozoické (azda celý trias a časť jury; lias a doger?; porov. Fusán in Matějka et al., 1964).

Pokračovanie týchto komplexov hlbšie pod presunutým paleozoikom je nepravdepodobné a vrt KM-VII (Korpeľ, 1962) ukazuje, že „obalové“ vývoje nad kryštalinikom sú tektonicky (?) redukované. Úklon násunovej plochy paleozoika je na povrchu premenlivý, v priemere okolo 40°, ale smerom do hĺbky a na JZ sa zmenšuje a plocha nadobúda subhorizontálnu orientáciu, nie je teda totožná s margecianskou líniou. Je to v súlade so zistením S. Jacka (1975, 1979), podľa ktorého príkrovový presun gemerika na pásмо Čiernej hory je starší ako vznik prešmykových plôch v kryštaliniku a margecianskej línii. Tie sú aj priestorovo orientované inak a margecianska línia je až za čelom tohto presunu.

Spodné časti paleozoika tvorí pásмо klastík, eruptív a ojedinelých karbonátov vo fácií zelených bridlic, ktoré M. Máška

(1956) nazval „čermelskou sériou“, ekvivalentnou s rakoveckou. Jej časť na bezprostrednom styku s pásom Čiernej hory sa na mapách GÚDŠ v Geologicko-ložiskovej štúdii Spišsko-gemerského rudohoria označuje za karbónske pásmo a paralelizuje sa s litologicky podobnými vrstvami v severogemerickom karbone. A. Abonyi — M. Abonyiová (1981) ich porovnávajú s rakoveckou skupinou. Výskyt kryštallického magnezitu s mastencom pri Kavečanoch (Korepeľ, 1964) a v štolni Čr-I v Čermelskom údolí podporujú paralelizáciu A. Abonyiho — M. Abonyiovej (1981) aj s podobnými výskytmi pri Jelšave (Veľká Štef a i.).

Litostratigrafický sled „čermelskej série“ nie je doteraz presne stanovený a je pravdepodobné, že celá jednotka je veľmi silne štruktúrne homogenizovaná s izoklinálnym zapadaním horninových pruhov na JZ. Preto ani pôvodná mocnosť nemôže byť odvodená. Šírka pásma je na povrchu až 2 km, úklon foliácie 40—60° na JZ a pravdepodobne sa s hĺbkou zmenšuje. Ani vek „čermelskej série“ nie je bezpečne známy. Podľa O. Čornej — L. Kamenického (1976) vzorka zo zárezu cesty pri Košických Hámroch (chloriticko-grafitická bridlica) obsahovala pravdepodobne devónske spoločenstvo palinomorf. Litologický sled pozostáva z grafiticko-chloritických až chloritických fylitov, metapsamitov a zelených bridlíc (metapyroklastiká a ojedinele väčšie telesá metabazitov). Prítomnosť porfyroidov bližšie petrografické dáta nepotvrdili.

Juhozápadná hranica „čermelskej série“ je tektonická a jej najvyššie litologické členy (diabázy a chloritické fylity s ojedinelými polohami karbonátov) tvoria tektonické podložie príkrovovej trosky košického magnezitového ložiska. Na styku obidvoch štruktúr sú litologické hranice iba niekde zdanlivo súhlasné (metabazity v blízkom podloží telesa Medvedza a Ro-

zália), inde jasne angulárne diskordantné a oddelené výraznou bazálnou násunovou plochou súvrstvia s magnezitmi (severozápadné ukončenie telies na Bankove). Ložiskové súvrstvie sa na tejto ploche končí v bankovskom sedle, ale metabazity „čermelskej série“ pokračujú ďalej na SZ do doliny Čermelského potoka a nad nimi je tam ešte komplex grafiticko-sericitických fylitov značnej mocnosti. Preto je tektonická samostatnosť obidvoch súvrství nepochybná. Mocnú polohu metabazitov zistili vrty aj pod neogénom južne od ložiska (vrt KM-IV, Korepeľ, 1962), kde už tektonická troska s magnezitmi nezasahuje. Aj tieto metabazity možno paralelizovať s podobnými horninami „čermelskej série“, pretože príkrovová troska s magnezitmi sa podľa mnohých vrtov končí na paleoreliéfe podložia neogénu bližšie pri ložisku ako vrt KM-IV.

Z uvedeného vychodí, že „čermelskú sériu“ od JV ohraničujú prešmykové plochy utínajúce jej vrstvový sled v rozličnej litostratigrafickej výške. Prešmyky ďalej segmentujú aj príkrovovú trosku súvrstvia s magnezitmi nad „čermelskou sériou“ a ohraničujú aj ďalšie, asi karbónske, súvrstvia medzi Bankovom a Košickou Belou (bindtiansko-rudnianske konglomeráty). Na južnom svahu Bankova a pod neogénom sa na príkrovovú trosku ložiskového súvrstvia prešmykli vyššie členy „čermelskej série“ pozdĺž ďalších subparalelných prešmykov (zelené bridlice s karbonátmi), ktoré sú inde v jeho podloží. Preto viacnásobné tektonické opakovanie zdanlivo zvyšuje mocnosť všetkých komplexov v území.

Príkrovová troska s litostratigrafickým sledom ložiska, ktorej podstatnú časť tvoria telesá kryštallického magnezitu a dolomitu, tvorí nad „čermelskou sériou“ tektonicky vyššiu štruktúru. Jej litostratigrafický sled je z grafitických metapsamitov a fylitov s lavicami a budinovanými šo-

šovkami jemnozrnných sivých kryštalic-
kých dolomitov, sivých až čiernych jemno-
zrnných kryštalic-
kých vápencov a nepravidelných, zvyčajne tektonicky individualizovaných telies kryštalic-
kého dolomitu a magnezitu. Stratigrafický sled silne porušilo tektonické prepracovanie a karbonátové telesá a aj kompletnejšie polohy metapsamitov boli rozklzavané a budinované v plastickejších jemnozrnných klastikách, takže sa opakujú nad sebou alebo kulisovite vedľa seba. Preto je aj pôvodne asi pozvoľný prechod klastík a karbonátov úplne deštruovaný a karbonáty tvoria voči okoliu autonómne telesá s vlastnou vnútornou tektonikou. Počas tektonického rozklzavania boli medzi karbonátové telesá zavlečené okolité fylity, čím sa diskordantný vzťah ešte zvýraznil.

Dokumentácia súvislých litologických profilov ukázala, že sa štruktúra s karbonátovými ložiskovými telesami obmedzuje na ich bezprostredné okolie a od tektonicky nižšej „čermelskej série“ ju ohraničuje bazálna príkrovová plocha. Ďalšie dve tektonické šupiny grafitických a chloriticko-grafitických fylitov severozápadne od košického ložiska neobsahujú karbonáty typické pre sled ložiskovej štruktúry, a preto ich paralelizujeme s domnele karbónskymi horninami pri Kavečanoch.

Ďalší litologický súbor asi karbónskeho veku tvorí vyššiu štruktúru medzi južným svahom Bankova a Čermelskou dolinou a odtiaľ úzkym pásmom pozdĺž synklinály pokračuje medzi Myslavou a Jaklovcami na SZ. Sú to polymiktné metakonglomeráty s grafitickým a kremito-chloritickým tmelom (bindtiansko-rudnianske) prechádzajúce pozvoľna (?) do vyšších monomiktných metakonglomerátov a grafiticko-sericitických fylitov. Ich vrchná hranica je opäť tektonická a litologické členy sa na nej stykajú s rozličnými litotypmi spomenutej synklinály. Tektonická samostatnosť metakonglomerátov a ložiskového súvrst-

via je nesporná.

Asymetrická synklinála medzi Myslavou a Jaklovcami tvorí juhozápadnú hranicu karbónskych komplexov a „čermelskej série“. Jej os sa zo smeru S—J pri Myslave stáča na SZ—JV a ďalej na SZ. Na štruktúre sa zúčastňujú polymiktné pestré konglomeráty, pieskovce, piesčité bridlice a kvarcity s telesami ryolitov a vulkanosedimentárnymi vrstvami permu a len v menšej časti spodnotriasové piesčité bridlice a pieskovce. Osová rovina je uklopená na ZJZ až JZ a mladšie litologické členy sú bližšie k severovýchodnému okraju a tam sú miestami v tektonickom styku s metakonglomerátmi alebo aj s rozličnými litotypmi „čermelskej série“. Na tejto hranici prebieha ďalší prešmyk.

Rozsiahlu juhozápadnú a južnú časť príkrovej trosky s ložiskom pokrývajú neogénne sedimenty a vulkanoklastiká s rýchlo narastajúcou mocnosťou na JZ (až 540 m). Ďalej sa mocnosť neogénu znova zmenšuje (250 m vo vrte KM-VII).

Stručný prehľad čiastkových stavebných prvkov okolia košického magnezitového ložiska ukazuje, že stavba je príkrovovošupinová (prešmyková) s niekoľkými väčšími príkrovmi komplikovanými početnými prešmykmi. Prevládajúci štruktúrny smer je SZ—JV a stáča sa na J v priestore ložiska a na JJV južnejšie. Tektonické polohy oddeľujúce čiastkové štruktúry sú najvýraznejšími črtami stavby a určujú dispozíciu príkrovových trosiek, čiastkových šupín aj kompetentných litotypov v nich. Túto zložitú stavbu vytvorili príkrovové presuny a dotvárali ju prešmykové pohyby pozdĺž spereného systému plôch a v mladšom období aj poklesové pohyby. Preto sú hlavné disjunktívne plochy zreteľne polygenetické. Časová postupnosť ich vývoja je známa len relatívne, pretože údaje na datovanie jednotlivých tektonických fáz nie sú dostatočné.

Isté je, že príkrovová stavba aj prešmy-

kové plochy vznikli pred sedimentáciou neogénu v Košickej kotline (báden). Poklesové pohyby boli so sedimentáciou neogénnych vrstiev azda aj synchronné, ale najmä subsekventné, a možno ich spojiť s aktivitou hornádskeho zlomu. Poklesy dotvorili zložitú hrastovitú stavbu ložiskového územia. V horninách paleozoika poklesy využili existujúce tektonické plochy a zároveň ich charakterom pohybov modifikovali. Obnovené pohyby prepojili strmšie uklonené časti existujúcich prešmykových plôch počas pohybov, ktoré boli voči starším fázam protismerné. Preto zlomy smerovo konvergujú so starším (alpínskym) zošupinatením štruktúry ložiska, ale ich úklony sú strmšie. Tak sa vytvoril nový systém tektonických plôch pozostávajúci zo širokých drevených pásiem, ktoré z hľadiska bansko-tektonických podmienok a hydrogeológie ložiska majú najväčší, väčšinou záporný, vplyv a význam.

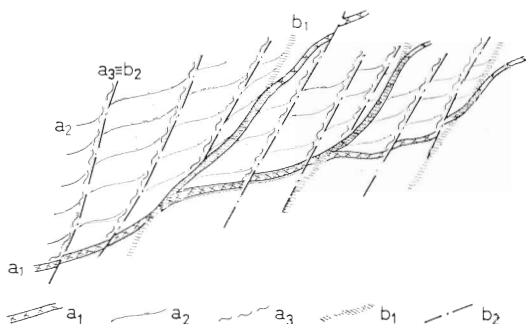
Vzťah alpínskych príkrovových plôch a prešmykov k neogénym až poneogénym poklesom znázorňuje štruktúrna schéma (obr. 1). Štruktúrna mapa územia a prehľadný profil sú na obr. 2 a 3.

Štruktúrne pomery ložiska

Postupné otváranie a fažba košického ložiska umožnili úplnejšie poznať jeho štruktúrne pomery. Najmä podrobná a systematická dokumentácia tektonických prvkov 2.—6. obzoru a viaceré nové podzemné vrty umožnili lepšie poznať štruktúru ložiska ako predtým, teda iba na základe vrtného prieskumu (Korpel, 1962). Nové údaje ukazujú, že tektonické prvky ložiska určujú rozmiestnenie karbonátových telies v rámci celej štruktúry, ako aj úžitkovej zložky v karbonátových telesách.

Litologický sled ložiskovej štruktúry sa ohraničuje na príkrovovú trosku tektonicky spočívajúcu na spodnejšej „čermelskej

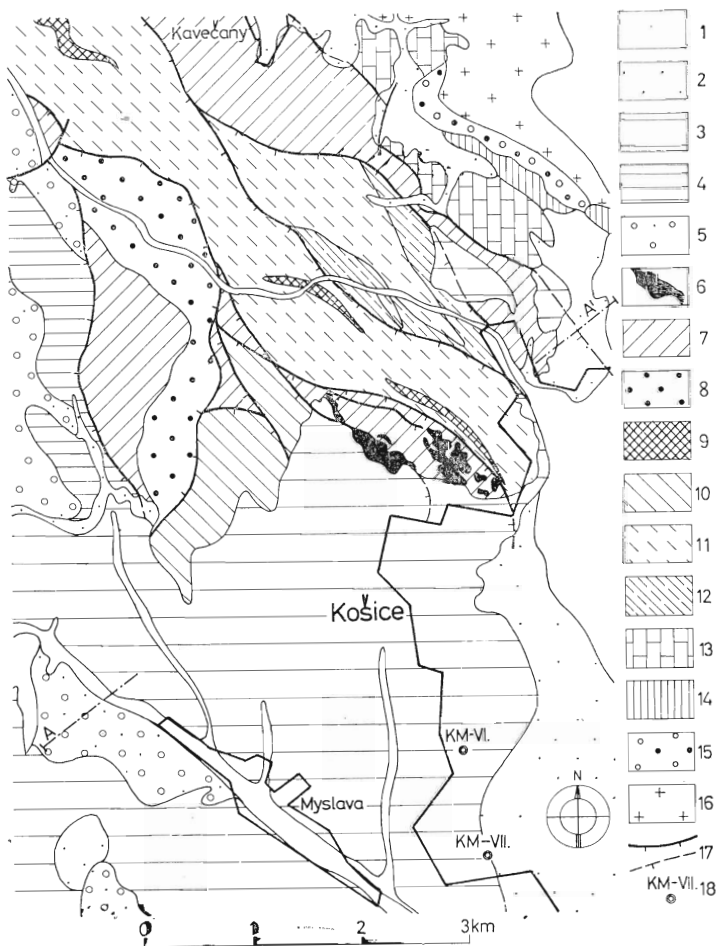
sérii“ a čiastočne pochovanú pod neogénnymi sedimentmi. Ložisková štruktúra sa podľa ďalších sporených prešmykových plôch, ktorých smery a čiastočne aj úklony sú paralelné až subparalelné s bazálnou plochou príkrovovej trosky, člení na ďalšie tri (alebo na štyri, resp. päť) čiastkové štruktúry (obr. 4, 5 a 6). Na ich stavbe sa zúčastňujú iba metaklastiká a karbonáty, kým metabazity a metapyroklastiká chýbajú. Doteraz sa totiž predpokladalo, že aj zelené bridlice sú časťou litologického sledu ložiska v podloží aj nadloží kryštallických karbonátov. Podľa detailnej reinterpretácie súvislých litologických profilov sa ukázalo, že patria do štruktúry „čermelskej série“, a nie ložiska. Obidve oddeľuje bazálna tektonická plocha príkrovovej trosky ložiska alebo mladšie prešmyky.

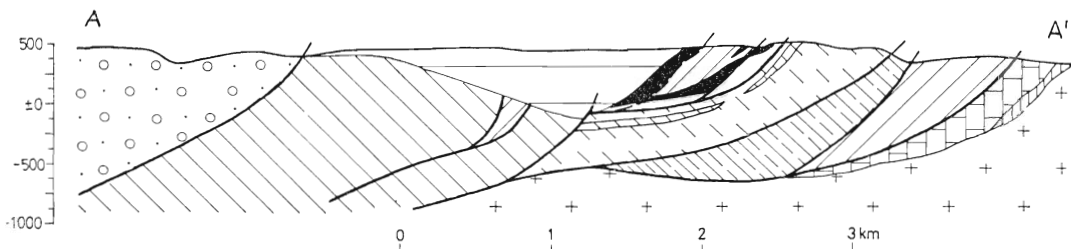


Obr. 1. Štruktúrna schéma vzťahu alpínskych príkrovových plôch a prešmykov k mladšej poklesovej tektonike. a_1 — bazálna príkrovová plocha štruktúry ložiska a čiastkových príkrovových šupín, a_2 — podružné plošné prvky subparalelné s a_1 , a_3 — prešmyky, b_1 — hlavné neogénne a poneogénne poklesové zlomy, b_2 — podružné poklesové zlomy
Fig. 1. Structural scheme depicting the attitude of nappe thrusting of Alpine age to the subsequent normal faulting. a_1 — nappe basal surface and basal surface of partial nappe slice, a_2 — subordinated planar surface parallel to a_1 , a_3 — upthrust surface, and shear plane, b_1 — main normal fault, Neogene to Post-Neogene age, b_2 — subordinated normal fault

Obr. 2. Štruktúrna mapa okolia košického magnezitového ložiska. 1 — aluviálne sedimenty, 2 — sutina, 3 — neogénne sedimenty a vulkanoklastiká v Košickej kotline, 4 — spodnotriasové klastiká, 5 — klastiká, vulkanosedimentárne vrstvy, ryolit a kyslé pyroklastiká, perm (4—5 — synklinála Myslava — Jaklovce), 6 — karbonáty košického ložiska, 7 — grafitické metapsamity a fylity, 8 — metakonglomeráty bindtiansko-rudnianskeho typu, 9 — metabazity, 10 — zelené bridlice, metapsamity a karbonáty, 11 — sericiticko-grafitické až chloritické metapsamity a fylity, 12 — kyslé vulkanoklastiká (?) (9—12 — „čermelšská séria“), 13 — karbonáty (mezo-zoikum ?, — mladšie paleozoikum ?), 14 — metapsamity, 15 — pestré konglomeráty, metapsamity, 16 — biotitický granodiorit (13—16 — pásma Čiernej hory), 17 — príkrovové plochy a prešmyky, 18 — vybrané vrtý

Fig. 2. Structural map of the Košice magnesite deposit area. 1 — alluvial sediment, 2 — loam, 3 — sediment and volcanoclastics, Neogene, 4 — clastics, Lower Triassic, 5 — clastics, volcanosedimentary beds, rhyolite and pyroclastics, Permian (4—5 — the Myslava — Jaklovce syncline), 6 — carbonate rocks of the Košice magnesite deposit, 7 — graphitaceous metapsammite and phyllite, 8 — metaconglomerate, Bindt-Rudňany type, 9 — metabasite, 10 — greenschist, metapsammite, carbonate, 11 — sericite phyllite to chlorite metapsammite and phyllite, 12 — acid volcanoclastics (?) (9—12 — the "Čermelš series"), 13 — carbonate (Mesozoic ? to Upper Paleozoic ?), 14 — metapsammite, 15 — variegated conglomerate and metapsammite, 16 — biotite granodiorite (13—16 — the Čierna hora zone), 17 — nappe basal surface, overthrust, 18 — selected borehole site





Obr. 3. Štruktúrny profil územia košického magnezitového ložiska. Vysvetlivky ako na obr. 2.

Fig. 3. Structural profile of the Košice magnesite deposit area. Explanations as in fig. 2

Litologický sled

Najspodnejšie horniny v ložiskovej štruktúre (pôvodný litostratigrafický sled je značne deštruovaný) sú grafitické metapsamity a fylity, zvyčajne s kolísavou karbonátovou (dolomit) prímесou. Obsahujú vrstvičky sivých grafitických pieskovcov. Pelitickejšie členy sú spravidla chaoticky zvrásnené s početnými sekrečnými kremeňovo-karbonátovými žilkami. Vo vyšších častiach (?) sú v nich často tektonicky budlinované vrstvičky a lavice dolomitických vápencov, až kryštalických dolomitov a metapsamitov.

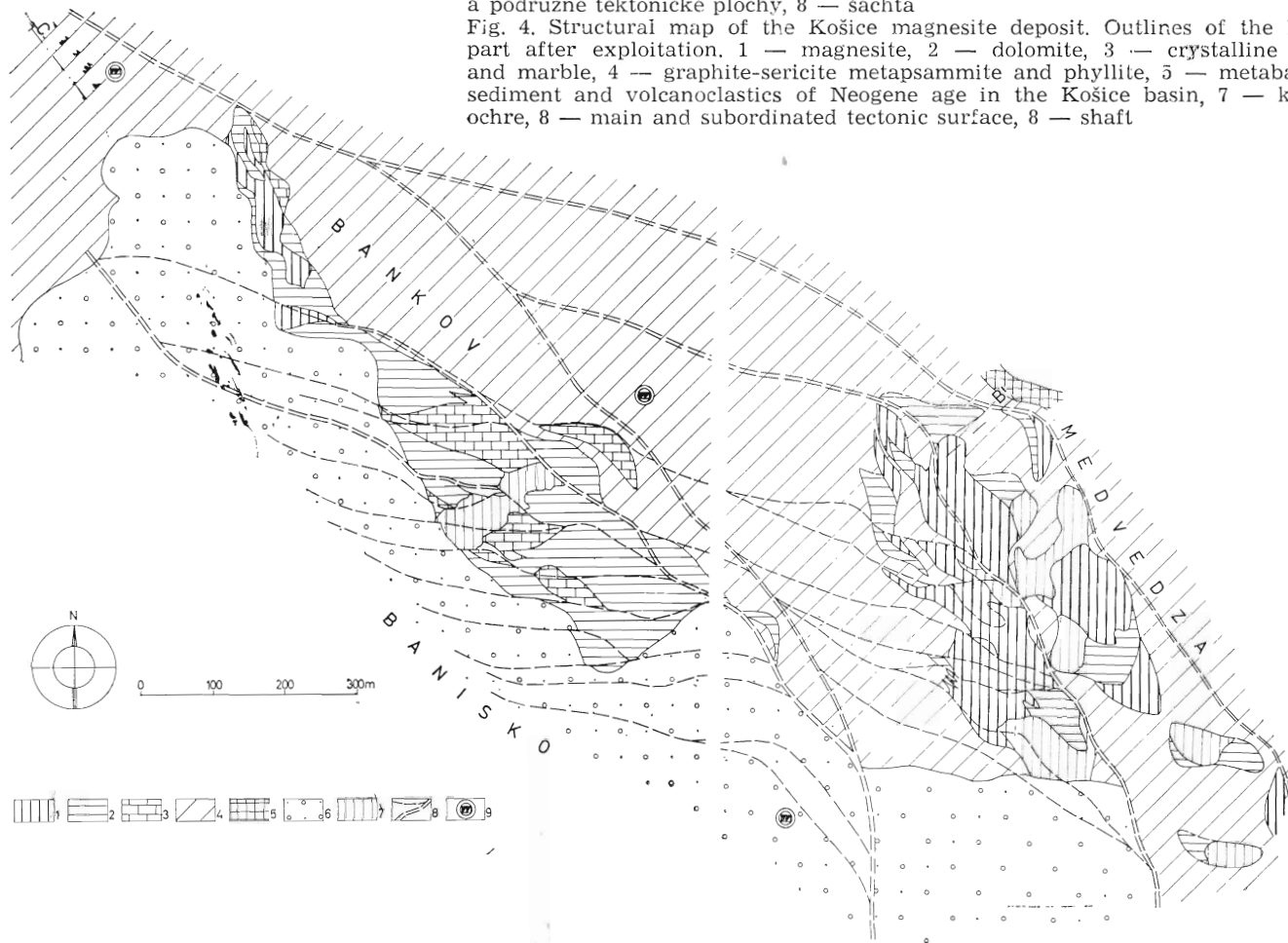
Tektonické procesy zotrelí a modifikovali pôvodne pravdepodobne pozvoľný prechod medzi týmto klastickým sledom a vyššími karbonátmi ložiska, a to najmä blízko väčších prešmykových plôch. Tu sú pôvodne súvislé vrstvy karbonátov budiňované a ich telesá kulisovite rozmiestnené v závislosti od počtu a mocnosti pelitických vrstvičiek vytvárajú rad autonómnych telies obklopených nekompetentnými a chaoticky zvrásnenými grafitickými fylitmi. Menšie karbonátové telesá sú so svojím štruktúrnym „obalom“ miestami dokonale štruktúrne homogenizované. Preto rekonštrukcia pôvodného litologického sledu je tu veľmi problematická. Sťažuje ju aj nedostatok akýchkoľvek stratigrafic-

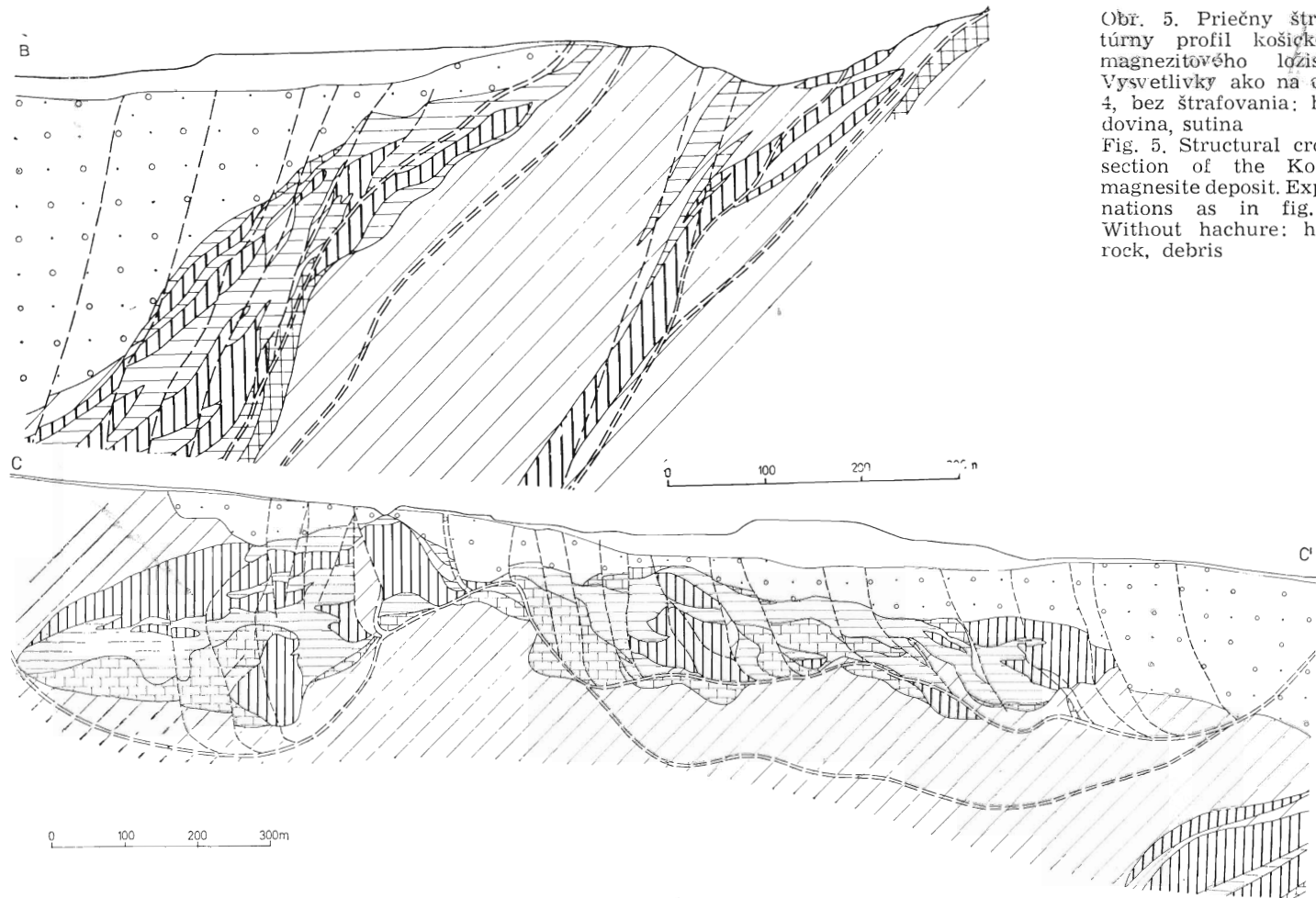
kých údajov z ložiska a okolia. Na pôvodný, asi stratiformný, vzťah karbonátov ložiska s okolím ukazuje už len usporiadanie telies na približne rovnakej úrovni. Vychodí to aj z geometrických vzťahov variet kryštalických karbonátov vnútri telies (dolomitu a magnezitu), ktoré aj v individualizovaných čiastkových telesách väčšinou zachovávajú stratiformné usporiadanie voči vonkajšiemu obmedzeniu telesa. Lokálne odchýlky sú tektonické alebo primárne litologické (textúrne a štruktúrne). V superpozícii jednotlivých odrôd karbonátových hornín v týchto telesách niet všeobecne platnej zákonitosti (ako napr. prechod dolomitových hornín do magnezitových smerom hore alebo koncentrácia magnezitovej horniny v stratigraficky určitej a stálej časti telesa). Podstatná časť telies je z textúrne rozmanitých odrôd kryštalického dolomitu prechádzajúcich (?) bez zreteľnej zákonitosti do štruktúrne rovnako pestrých magnezitových hornín a hranice možno detailne stanoviť len na základe chemických analýz. Zvyčajne sú sekundárne zvýraznené diaklázami.

V nadloží pásma s budiňovanými telesami karbonátov ložiska sú spravidla grafitické psamitické fylity prechádzajúce až do mikrokonglomerátov s drobnými (do 1 cm) dobre opracovanými obliakmi sivého a bieleho kremeňa a s psamitickým

Obr. 4. Štruktúrna mapa košického magnezitového ložiska. Obrýs telies v časti Medvedza po vyťažení. 1 — magnezit, 2 — dolomit, 3 — krystalický vápenec (mramor), 4 — grafiticko-sericitický metapsamit, 5 — metabazit, 6 — sedimenty a vulkanoklastiká výplne Košickej kotliny, neogén, 7 — krasový il, oker, 8 — hlavné a podružné tektonické plochy, 8 — šachta

Fig. 4. Structural map of the Košice magnesite deposit. Outlines of the Medvedza part after exploitation. 1 — magnesite, 2 — dolomite, 3 — crystalline limestone and marble, 4 — graphite-sericite metapsammite and phyllite, 5 — metabasite, 6 — sediment and volcanoclastics of Neogene age in the Košice basin, 7 — karst clay, ochre, 8 — main and subordinated tectonic surface, 8 — shaft





Obr. 6. Pozdĺžny štruktúrny profil časti Bankov-Banisko. Vysvetlivky ako na obr. 4, bez šrafovania: haldovina, sutina

Fig. 6. Longitudinal section of the Košice magnesite deposit, the Bankov and Banisko parts. Explanations as in fig. 4. Without hachure: heap rock, debris

Obr. 5. Priečny štruktúrny profil košického magnetitového ložiska. Vysvetlivky ako na obr. 4, bez šrafovania: haldovina, sutina
Fig. 5. Structural cross-section of the Košice magnesite deposit. Explanations as in fig. 4. Without hachure: heap rock, debris

drobovým tmelom. Tvoria najvyššie časti litologického sledu na Bankove aj v hĺbke nad telesami ložiskovej časti Banisko.

Tektonické črty ložísk

Tektonický štýl košického magnezitového ložiska udávajú tri (miestami pravdepodobne aj viac, až štyri—päť) tektonické šupiny príkrovovej povahy ohraničené odspodu bazálnou plochou s komplikovanou geometriou. Tieto čiastkové príkrovové šupiny sú oddelené sperenými prešmykovými plochami rozvetvujúcimi sa z bazálnej príkrovovej plochy (obr. 5 a 6). Plynule pretínajú celú ložiskovú štruktúru a oblúkovitým priebehom vytvárajú synformu priechu na priebeh horninových pruhov. Úklony prešmykových plôch sú premenlivé, v pripovrchových častiach (okrem podložnej časti telesa Medvedza a Rozália) strmé (60—80° na JZ) na Z až ZSZ a nadobúdajú až subhorizontálnu orientáciu v hlbších častiach.

Tieto tektonické plochy sa stali akýmisi zbernými dráhami opakovaných pohybov najmä tam, kde sa ukladajú strmo a kde je ich genéza etapovitá. Pôvodne predstavovali sperený systém prešmykov bazálnej príkrovovej plochy a vznikli pravdepodobne už počas presunu príkrovu alebo počas opakovaných presunov, keď sa obnovovali ako prešmyky. Neogénne a mladšie pohyby ich znovu využili a transformovali na rad subparalelných poklesových zlomov, zvyčajne predstavujúcich sperené systémy primykajúce sa k strmým častiam pôvodných prešmykov. Tieto menšie paralelné tektonické plochy sú pravdepodobne podobnej genézy ako veľké poruchy, ale pohyby na nich boli len čiastkové.

Disjunktívne plochy nižšieho radu sú na hlavné poruchy orientované šikmo a ďalej segmentujú karbonátovú polohu na rad samostatných, zvyčajne tiež budinovaných telies oddeľovaných často polohami grafi-

tických fylitov menlivej mocnosti (2—25 metrov). Pozdĺž nich sa karbonátová poloha ďalej rozklzala (včítane nekompetentných pelitických vrstvičiek) tak, že je dnes v tektonickom pláne ložiska veľké množstvo kulísovite orientovaných a vzájomne tektonicky superponovaných šošoviek kompetentnejších karbonátov obalených grafitickými fylitmi. Toto štruktúrne usporiadanie sa vytvorilo už v etape kompresie, ale dotvorili ho až poklesové pohyby, keď rejuvenizované zlomy miestami takmer úplne napodobnili staršiu prešmykovú a šupinovitú stavbu.

Poklesové pohyby boli najdôležitejšie z morfoštruktúrneho hľadiska, pretože ložisková štruktúra sa zúčastňuje na zložito deformovanom neogénnom až poneogénnom hrastovitom juhovýchodnom výbežku paleozoika Spišsko-gemerského rudohoria a pásma Čiernej hory do Košickej kotliny, kde zaujíma západný až juhozápadný okraj hrastu. Sperený systém poklesových zlomov spôsobil postupné stupňovité poklesávanie ložiska i jeho neogénneho pokryvu smerom na Z až JZ. Veľkosť skoku v čiastkových blokoch segmentovaných zlomami po 50—100 m dosahuje až 10—20 m aj v neogéne.

Neogénna a mladšia poklesová tektonika má pre praktické využitie ložiska prvoradý význam. Ak poklesové zlomy prechádzajú cez karbonátové telesá, stávajú sa zbernými dráhami krasovej vody a zvyčajne vytvárajú aj kvalitatívne hranice rozličných karbonátov v ložisku.

Záver

Magnezitové ložisko v Košiciach je súčasťou príkrovovej trosky so šupinovitou stavbou a uchováva tektonický inventár zdedený z viacetapového zložitého vývoja.

Tektonické deformácie vytvorili v etape

kompresie niekoľko príkrovových šupín s radom karbonátových ložiskových telies opakujúcich sa tektonicky nad sebou a kulisovite vedľa seba. Obnovujúce sa pohyby spôsobili rozklzavanie kompetentnejších karbonátových polôh v grafitických metapelitoch, takže ložisko pozostáva z početných samostatných šošovkovitých telies orientovaných diagonálne (po smere aj úklone) voči predpokladanej pôvodnej stratifikácii. Pozícia každého telesa je k okoliu diskordantná. Samostatné karbonátové telesá predstavovali počas kompresie čiastkové prešmykové bloky následne modifikované poklesmi počas neogénu a po ňom do čiastkových poklesových blokov.

Neogénna a mladšia poklesová tektonika využila staršie disjunktívne plochy tam, kde ich úklony a čiastočne aj smery vyhovovali na uvoľnenie maximálneho ťahového napätia. Tým sa pôvodné prešmykové bloky príkrovových šupín transformovali na čiastkové poklesové bloky orientované pozdĺž zlomov opäť kulisovite a s poklesávaním od SV na JZ. Po hlavných starších plochách sa odohrali aj najväčšie poklesy.

Tektonické pomery ložiska sú najdôležitejším fenoménom určujúcim nielen rozmiestnenie úžitkovej zložky a sprievodných hornín, ale ovplyvňujúcim aj hospodárnosť a banskotechnickú bezpečnosť vedenia banských diel. Poznať ich je dôležité aj na zvládnutie zložitých hydrogeologických pomerov ložiska a stanovenie rozsahu krasových premien. Preto treba presnej dokumentácii tektonických prvkov venovať maximálnu pozornosť. Aj keď staršie drobnotektonické pozorovania zachytili úplný štatistický inventár tektonických prvkov, zanedbali ich genetickú klasifikáciu, a preto neobjasnili tektonické vplyvy na rozmiestnenie úžitkovej zložky alebo na technické podmienky realizácie

banských diel. Podrobné zmapovanie a genetická interpretácia tektonických pomerov môže podstatne pomôcť pri racionálnom vedení banských diel a pri voľbe najvhodnejšieho spôsobu dobývania. Možno odôvodnene predpokladať, že podobné zložité tektonické pomery sú aj v ostatných ložiskách kryštallického magnezitu v Spišsko-gemerskom rudohorí.

Recenzoval M. Slavkay

LITERATÚRA

- Abonyi, A. 1971: Stratigraficko-tektonický vývoj karbonu gemerid západne od štítnického zlomu. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 57, s. 339—348.
- Abonyi, A. — Abonyiová, M. 1981: Magnezitové ložiská Slovenska. *Mineralia slov., monografia*, 1, 125 s.
- Čorná, O. — Kamenický, L. 1976: Ein Beitrag zur Stratigraphie des Kristallinikum der Westkarpaten auf Grund der Palynologie. *Geol. zbor., Geologica carpath. (Bratislava)*, 27, s. 117—132.
- Grecula, P. — Varga, I. 1979: Variscan and Pre-Variscan events in the Western Carpathians represented along a geotraverse. *Mineralia slov.*, 11, s. 289—297.
- Jacko, S. 1975: Litologicko-štruktúrny vývoj južnej časti kryštalinika bujanovského masívu. [Kand. diz. práca.] *Manuskript — PFUK Bratislava*.
- Jacko, S. 1979: Geologický profil pásmom Čiernej hory a jeho styku s gemerikom. In: M. Mahel — P. Reichwalder (red.): *Tektonické profily Západných Karpát, Bratislava, GUDS*, s. 185—192.
- Korpeľ, P. 1962: Košice — Mg. Záverečná správa a výpočet zásob so stavom k 31. 12. 1961. *Manuskript — Geofond Bratislava*.
- Korpeľ, P. 1964: Správa o prieskume Kavečany — magnezit, Cu, Fe. *Manuskript — Geofond Bratislava*.
- Máška, M. 1956: Správa o výskumu paleozoika Spišsko-gemerského rudohorí (Karbon — celkové). *Zpr. geol. výsk. za 1955, Ústř. úst. geol.*
- Matějka, A. et al. 1964: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000, list Zborov — Košice. *Bratislava, Ústř. úst. geol.* 254 s.

Tectonics of the Košice magnesite deposit

IMRICH VARGA

The magnesite deposit in Košice is part of a thrust outlier with sheared internal structure and preserving tectonic inventory inherited from a several stage development.

The lithological sequence of the deposit consists of graphitaceous clastics (psammite, microconglomerate and phyllite) and of crystalline carbonate bodies (crystalline dolomite and magnesite) thrustured over the older (?) unit of the „Čermeľ series“ composed of phyllites, basic metavolcanites and rare carbonate layers.

Tectonic deformations during the stages of shortening produced several flat-lying nappe slices one of which creates the tectonic unit of the deposit as the uppermost nappe outlier in the structure. This nappe outlier contains a set of carbonate bodies superposed tectonically and arranged mutually en echelon. Renewed thrusting caused gradually tearing and sliding away of more competent carbonate layers embedded into graphitaceous metapelitic schists so that the deposit consists of numerous lense-shaped bodies tectonically independent each from other. These bodies have oblique orientation both strike- and dipwards to the, recently only inferred, attitude of the original stratification of the whole unit. Carbonate bodies are further dismembered by subordinated thrust surfaces into several thrust blocks. This sheared structure was considerably modified by normal faulting in Neogene (Badenian) and Post-Neogene time.

The subsequent disjunctive tectonics utilized preexisting discontinuities in places where their attitude satisfied by orientation the maximum tensile stress release. During this normal faulting, the original thrust block transformed into several partial downfaulted ones with an almost perfect adaptation of the original shear structure. Numerous partial disjunctions released only partial stresses inside of single carbonate bodies which became tilted and further segmented. Normal faults have therefore again diagonal (en echelon) attitude to the original stratification and caused gradual downfaulting from the northeast to the southwest. Recently, the deposit occurs on the SW flank of a horst structure. The main older shear planes concentrated again the maximum downfaulting movements in places where their dips were at high angles.

Tectonic phenomena are the most important feature in the deposit and influenced not only the distribution of the magnesite raw material but also the efficiency and mining-technical security of mining works. The detailed knowledge of tectonics is therefore needed to overcome the complicated hydrogeology in the deposit (karst phenomena) as well and maximal attention is necessary to be paid to precise documentation of tectonic elements.

Similar complicated structure may be presumed also in other magnesite deposits of the Western Carpathians.

Preložil I. Varga

Minerálne zloženie, charakteristické vlastnosti a možnosti využitia zeolitového tufitu z lokality Nižný Hrabovec

JÁN KOZÁČ, DANIEL OČENÁŠ, DUŠAN RUSŇÁK, JÁN HOPPAN

Geologický prieskum, n. p., Spišská Nová Ves, stredisko aplikovanej technológie nerastných surovín, Jesenského 8, 040 00 Košice

(5 obr. a 5 tab. v texte)

Doručené 26. 11. 1981

Минералогическое сложение, характеристические свойства и возможности использования цеолитовых туфов месторождения Нижний Грабовец (Восточная Словакия)

Было установлено, что туфы месторождения Нижний Грабовец (т. н. „грабовецкие туфы“) содержат приблизительно 40—56 % клиноптилолита. Этот цеолитовый минерал возник благодаря замене вулканического стекла в процессе цеолитизации.

В статье приведены химические и минералогические сложения и также объём обмена катионов и сорбционные свойства цеолитовой породы. При использовании 3 N раствора аммонийного хлорида доходит к полному обмену катионов из клиноптилолита. Было установлено, что обмен катионов с 3 N раствором NH_4Cl является 0,94—1,32 мекв./100 гр и с 0,15 N раствором NH_4Cl 0,64—0,9 мекв./гр.

Термически активизированная (кальцинованная) порода адсорбирует приблизительно 0,07—0,09 гр. H_2O пары на 1 гр. образца при 50%-ой относительной влажности. Адсорбционная возможность CO_2 была 0,6 и NH_3 0,05 гр.⁻¹. Цеолитовые туфы со содержанием клиноптилолита над 50 % были опробованные как диететическая придача в сравнении с обычной кормной смесью для сельскохозяйственных животных. Предварительно были получены хорошие результаты.

Mineralogy, characteristic properties and utilization possibilities of zeolitic tuffite from Nižný Hrabovec (East Slovakia)

Zeolitic tuffite from Nižný Hrabovec, earlier described as rhyodacite tuffite, was found to contain approximately 40—56 % clinoptilolite. The zeolite was formed from volcanic ash as a product of its diagenetic alteration. Chemical and mineralogical composition as well as ion-exchange capacity and sorption properties of the zeolite rock are given. Using 3N ammonium chloride solution, the NH_4^+ ion exchanged nearly completely all exchangeable cations of clinoptilolite. Thus the ion-exchange capacity was 0.94—1.32 meq.g⁻¹ and 0.64—0.9 meq.g⁻¹ with 3N and 0.15N ammonium chloride respectively. Thermally activated (calcined) zeolite rock adsorbed approx. 0.07—0.09 g H_2O vapors per 1 g

sample at 50 % relative humidity. Adsorption capacities for CO_2 and NH_3 gases were 0.06 and 0.05 g^{-1} respectively. Zeolitic tuffite containing more than 50 % clinoptilolite was tested as a dietary supplement for livestock with positive effects.

Prvé a z praktického hľadiska zaujímavé výskyty zeolitov sedimentárno-vulkano-génneho pôvodu v oblasti východoslovenských neovulkanitov pri obci Nižný Hrabovec a Kučín v okrese Vranov n/Topľou opisali E. Šamajová — I. Kraus (1976, 1977). Podľa nich sa prejavy intenzívnej zeolitizácie kyslých vulkanoklastik viažu na stratigraficky začlenený a z geologickej literatúry dobre známy horizont tzv. hrabovického tufitu. Ide o horninu petrograficky pôvodne označovanú ako ryodacitové tufity patriace do morského až brakického vývoja vrchnej časti spodného bádenu, ktoré tvoria niekoľko šošovkovitých polôh smeru SSZ—JJV v pieskovcovom komplexe. Pravá mocnosť najrozsiahlejšej polohy tufitu so sklonom 45 až 70° na JZ v oblasti Nižného Hrabovca kolíše od 90 do 120 m. Stenový opustený lom na severovýchodnom okraji obce Nižný Hrabovec odкрýva asi 40 m tejto polohy. Pôvodným dominujúcim komponentom tufitu bol popolovitý vitrický materiál. Zeolit vznikol zamenou vulkanického skla.

Charakteristika miest odberu vzoriek a vzorkovaného materiálu

Vzorky na petrograficko-mineralogický a technologicko-aplikačný výskum sme odobrali výlomom horniny z rozličných miest steny vo výške 5 až 7 m od päty lomu pri obci Nižný Hrabovec. Vzorkovaný materiál je kompaktná jemnozrnná a po vysušení silne hydroskopická hornina svetlozelenej farby s lastúrnatým lomom.

Horninu v pravej časti steny lomu (pri čelnom postavení k stene) reprezentovala vzorka označovaná ako NH-PS, v strednej časti NH-S a v ľavej časti NH-LS.

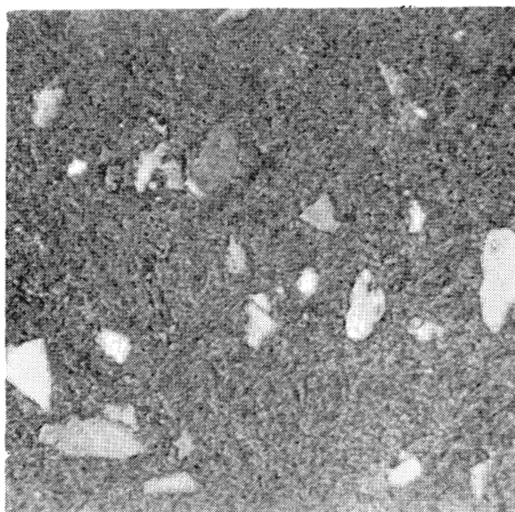
Minerálne a chemické zloženie horniny

Pri mikroskopickom pozorovaní má skúmaná hornina kryštalovitroklastickú štruktúru. Okrem základnej zeolitizovanej hmoty, ktorá je väčšinou izotropná, sa dajú rozlíšiť plagioklasy, kremeň a zriedkavejšie biotit, ktorý sčasti postihla premena. Množstvo kryštaloklastov a ich rozmery sú premenlivé. Podľa nášho zistenia sa ich množstvo v sledovanej hornine pohybuje od 11 do 15 % (obr. 1). Takýto obsah súhlasí s údajmi E. Šamajovej — I. Krausa (1977), ktorí uvádzajú v priemere pod 20 % kryštaloklastov. Potvrdila to aj lineárna planimetrická analýza. Z klastov sú v prevahe plagioklasy. Detailnejším bádaním vzoriek sme zistili, že v prípade plagioklasov ide o labradorit a andezín. Na labradorit poukázali merania pomocou energetického disperzného analyzátoru v súčinnosti s elektrónovou mikrosondou a na andezín chemické analýzy kryštaloklastov po odstránení základnej hmoty selektívnym lúhovaním vzoriek (obr. 2). Chemické zloženie plagioklasov a modálne zastúpenie ich zložiek uvádzame v tab. 1. Hornina obsahuje 8 až 11 % plagioklasov, 2 až 3 % kremeňa a okolo 1 % biotitu. Tieto obsahy sme určili jednak lineárnou planimetrickou analýzou a jednak rtg difrakčnou analýzou klastov izolovaných z horniny selektívnym lúhovaním (obr. 2).

Základná hmota sledovanej horniny po odstránení podielu kryštaloklastov predstavuje 85 až 89 %. Jej podstatnou minerálnou zložkou je autigénny klinoptilolit — zeolitový minerál heulanditovej štruktúrnej skupiny. Klinoptilolit sa okrem troch

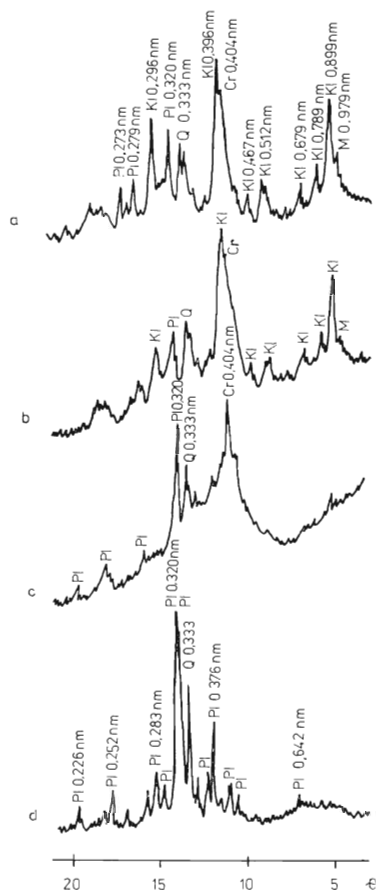
dominantných línií rtg difrakčnej analýzy, a to $d(020) = 0,899\text{--}0,902\text{ nm}$, $d(131) = 0,395\text{--}0,397\text{ nm}$, $d(151) = 0,295\text{--}0,297\text{ nm}$, prejavuje prakticky všetkými difrakčnými líniami (obr. 2a), ktoré pri tomto mineráli udávajú tabuľky ASTM.

Rtg analýzou sa v základnej hmotě horniny okrem klinoptilolitu zistil aj cristobalit ($d = 0,404\text{--}0,405\text{ nm}$), resp. opál-cristobalit, ako ho v prírodných zeolitoch opisuje M. Kastner — S. A. Stonecipher (1976). Obsah cristobalitu sme orientačne stanovili v rozsahu od 6 do 9 % rtg difrakčnou analýzou vzoriek po selektívnom odstránení klinoptilolitu lúhovaním. V prípade opálu-cristobalitu ide o kryštalograficky nedokonale usporiadaný cristobalit so širším difúznym pásom okolo 0,38 až 0,41 nm. Nevylučuje sa ani výskyt amorfného $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$, tzv. opálu-A, ktorý spolu s röntgenamorfnnými alumosilikátmi vytvorenými popri klinoptilolite pri devitrifikácii a zeolitizácii vulkanického skla



Obr. 1. Kryštaloklasty plagioklasov a kremeňa v základnej zeoliteovej hmotě. Nikoly X, zväčš. 160×

Fig. 1. Photomicrograph of plagioclase and quartz crystals in a zeolite groundmass. Crossed nicols, magn. 160×



Obr. 2. Rtg difrakčné záznamy zeolitového tufitu a jeho zvyškov po selektívnom chemickom lúhovaní. a — východisková vzorka zeolitového tufitu, b — zvyšok po lúhovaní v konc. H_3PO_4 za varu, c — zvyšok po lúhovaní v konc. HCl za varu, d — zvyšok po lúhovaní v konc. roztoku NaOH (30 %) za varu, Kl — klinoptilolit, Cr — cristobalit, Q — kremeň, Pl — plagioklas, M — slúda (?) Fig. 2. X-ray diffraction patterns of powdered zeolitic tuffite and its residues after selective chemical treatment. a — sample of zeolitic tuffite before the treatment, b — residue after treatment in boiling conc. H_3PO_4 , c — residue after treatment in boiling conc. HCl , d — residue after treatment in boiling conc. solution NaOH (30 %), Kl — clinoptilolite, Cr — cristobalite, Q — quartz, Pl — plagioclase, M — mica (?)

predstavuje röntgenamorfnú fázu. Takéto alumosilikátové amorfne fázy, ktoré vznikli pri zeolitizácii vulkanického materiálu, opisujú viacerí autori (Kastner — Stonecipher, 1976, Mumpton — Ormsby, 1976, Sheppard, 1976 a i.).

Kryštály a zhluky kryštálov klinoptilolitu pre ich veľmi malé rozmery a intímne prerastanie amorfnoú fázou a cristobalitom sa v polarizačnom mikroskope nedajú morfológicky rozlíšiť. Základná zeolitová hmota má izotropný charakter. Pomocou

rastrovacieho elektrónového mikroskopu možno pozorovať tabuľkovitý, aj keď morfológicky menej výrazný vývoj klinoptilolitu. Tabuľky klinoptilolitu (obr. 3) nie sú morfológicky tak dobre vyvinuté, ako má napríklad izoštruktúrny, megaskopický a kryštalograficky dobre usporiadaný heulandit alebo klinoptilolity niektorých známych svetových lokalít, ako je napr. Hector (Kalifornia), Castle Creek (Idaho), Hungry Valley (Nevada) a i. (Mumpton — Ormsby, 1976). Rozmery tabuliek klinoptilolitu

*Chemické a modálne zloženie plagioklasov v zeolitovom tufite
z Nižného Hrabovca*
*Chemical analyses and modal composition of plagioclases in zeolitic tuffite
from Nižný Hrabovec*

Tab. 1

Zložka	NH-PS	NH-S	NH-LS	NH-PS
	1	2	3	4
SiO ₂	58,89	58,63	59,19	56,00
Al ₂ O ₃	25,12	24,94	24,79	25,95
CaO	6,98	6,89	6,64	13,04
Na ₂ O	6,95	6,36	6,70	2,90
K ₂ O	0,93	1,81	1,58	1,77
ostatné prímesi	1,13	1,37	1,10	0,34
Súčet	100,00	100,00	100,00	100,00

Modálne zloženie
Modal composition

albitová zložka	58,75	53,76	56,64	24,53
anortitová zložka	34,62	34,18	32,94	64,76
ortoklasová zložka	5,50	10,69	9,32	10,45
ostatné prímesi	1,13	1,37	1,10	0,26
zistený plagioklas	andezín			labradorit

1—3 — stanovené chemickou analýzou kryštaloklastov vyseparovaných z horniny chemickým lúhovaním, 4 — stanovené pomocou energetického disperzného analyzátoru (EDAX) na výrastlici plagioklasu v nábruse pre mikrosondu

1—3 — chemical analyses of plagioclases separated by chemical treatment, 4 — microprobe analysis (EDAX) on plagioclase phenocryst

v zeolitovej hornine z Nižného Hrabovca dosahujú zhruba 15 mikrometrov. Na elektrónových mikrofotografiách možno väčšinou pozorovať jednu až dve morfológicky výraznejšie plochy. Miesta s časticami bez výraznejšieho tvarového obmedzenia pravdepodobne zodpovedajú amorfnej fáze. Podľa F. A. Mumpton — W. C. Ormsbyho (1976) sú v prírodných zeolitoch sedimentárno-vulkanogénneho pôvodu časté prípady, keď monoklinický habitus kryštálov klinoptilolitu nemožno rozoznať ani pomocou rastrovacieho elektrónového mikroskopu a na mikrofotografiách vidieť iba masu bezhranových častíc. Rtg analýza pritom poukazuje na podstatné zastúpenie klinoptilolitu. Podľa našich pozorovaní to sčasti platí aj o zeolitovom tufite z Nižného Hrabovca.

Stanovenie obsahu klinoptilolitu

Na obsah klinoptilolitu v hornine poukazujú hlavne tieto parametre:

— kapacita výmeny katiónov horniny iónom NH_4^+ z výmenného roztoku

— integrálna (plošná) intenzita charakteristických rtg difrakcií klinoptilolitu pri

$d(020) = 0,899\text{--}0,902$ nm a $d(151) = 0,295\text{--}0,297$ nm

— množstvo tzv. zeolitej vody, ktorá pri zahrievaní uniká v intervale od 60 do 400 °C (z termických analýz)

— hodnota adsorpcie H_2O pary tepelne aktivovanou horninou (do 400 °C) pri konštantnej relatívnej vlhkosti, teplote a tlaku prostredia.

Ak hornina neobsahuje montmorillonit, dáva najreprodukovateľnejšie výsledky metóda založená na zisťovaní kapacity výmeny katiónov. Keď je prítomný aj montmorillonit, je výhodné použiť metódu merania integrálnej (plošnej) intenzity charakteristických rtg difrakcií klinoptilolitu.

Pri stanovovaní obsahu zeolitu na základe kapacity výmeny katiónov v hornine z Nižného Hrabovca podľa nášho experimentálneho zistenia platia tieto závislosti:

$$y = 0,4255 x \quad [1]$$

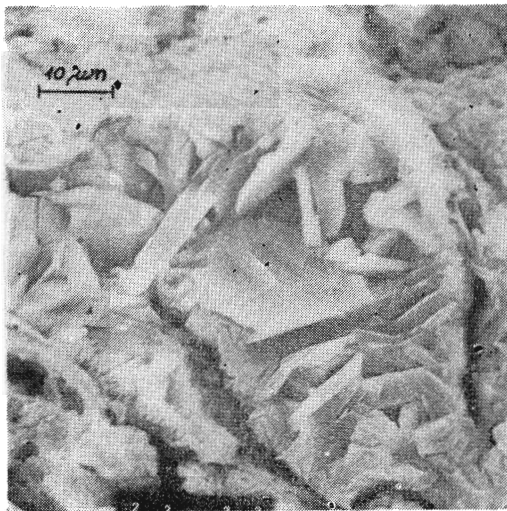
pri použití 3-normálneho (molárneho) roztoku NH_4Cl a

$$y = 0,6212 x \quad [2]$$

pri použití 0,15 normálneho (molárneho) roztoku NH_4Cl , pričom y je obsah klinoptilolitu v % hmotnosti a x je kapacita výmeny katiónov v mekv/100 g ($10^3 \text{ mol} \cdot \text{kg}^{-1}$). Hodnoty sa vzťahujú na vzorku horniny vysušenú pri 105 °C.

Z praktickej stránky majú stanovenia s 0,15 N roztokom tú výhodu, že sa s nimi ako so zriedenými roztokmi pracuje pohodlnejšie. Prakticky úplná výmena katiónov pri zeolite nastáva až pri použití roztoku 3 N.

Medzi obsahom klinoptilolitu v hornine a integrálnou intenzitou jeho dvoch cha-



Obr. 3. Elektrónová mikrofotografia klinoptilolitu v nižnohraboveckom zeolitovom tufite. Zväčš. 900×
Fig. 3. Scanning electron micrograph of clinoptilolite in a zeolitic tuffite from Nižný Hrabovec, East Slovakia. Magn. 900×

rakteristických difrakčných maxím je priama závislosť. Jej vzťah je daný pracovnými podmienkami pri rtg analýze. V našich podmienkach merania (mikrometa II, goniometer GON-3, žiarenie CuK_α , clony 5/2, posuv papiera zapisovača $600 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$, posuv ramena goniometra $1^\circ \cdot \text{min}^{-1}$, citlivosť $3 \cdot 10^2 \text{ imp} \cdot \text{s}^{-1}$, tlmenie 10) sme zistili, že tento vzťah je

$$y = 3x \quad [3]$$

kde y vyjadruje obsah klinoptilolitu v hornine a x integrálnu intenzitu dvoch difrakcií klinoptilolitu v cm^2 [$d(020) + d(151)$]. Reprodukovateľnosť výsledkov pri tejto metóde nie je taká dobrá ako pri predchádzajúcej.

Najhodnovernejšie a zároveň reprodukovateľné výsledky z použitých uvedených metód poskytla metóda založená na kapacite výmeny katiónov. Ňou sme stanovili obsah klinoptilolitu v hornine v rozsahu 40 až 56 % (Kozač, 1981). Obsah klinoptilolitu klesá generálne smerom k podložíu polohy zeolitizovaného tufitu (pri pohľade na lomovú stenu sprava doľava).

Účinnosť a zároveň úplnosť výmeny iónov sme sledovali pomocou selektívneho chemického lúhovania vzoriek (obr. 2), ako aj rtg a chemickými analýzami pred lúhovaním a po ňom. Zastúpenie jednotlivých katiónov zúčastňujúcich sa na výmene sme zistili z rozdielu obsahu Ca, Mg, K a Na

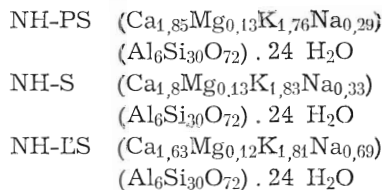
pred výmenou a po výmene s 3 N roztokom NH_4Cl (tab. 2). Hodnovernosť dosiahnutých výsledkov sme kontrolovali pomocou referenčnej vzorky bulharského prírodného zeolitu z oblasti Rodop so známym obsahom klinoptilolitu 73 %. Získané hodnoty sú v tab. 3.

Integrálna intenzita rtg difrakcií, hodnoty H_2O unikajúcej do 400°C z TG krivky a adsorpčná kapacita H_2O pary termicky aktivovanou horninou sú v dobrej korelácii s týmito hodnotami (tab. 3).

Charakteristika klinoptilolitu

Klinoptilolit z nižnohraboveckého zeolitového tufitu je v podstate vápenato-draselným typom a jeho zloženie možno vyjadriť nasledujúcimi kryštalochemickými vzorcami.

Vo vzorke



Chemické zloženie klinoptilolitu a výpočet kryštalochemických vzorcov je v tab. 4.

Z ďalších vymeniteľných katiónov sa

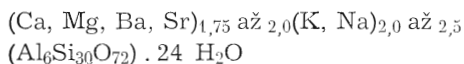
Kapacita výmeny podľa jednotlivých katiónov a obsah klinoptilolitu
Ion-exchange capacity according to individual exchangeable cations and the
clinoptilolite content

Tab. 2

Vzorka	Kapacita výmeny katiónov v mekv/100 g s 3 N výmenným roztokom NH_4Cl vzorky vysušenej pri 105°C					Obsah klinoptilolitu (hmotn. %)
	Ca	Mg	K	Na	Súčet	
NH-PS	81,25	5,54	38,76	6,32	131,87	56,11
NH-S	70,75	4,95	35,89	6,45	118,04	50,23
NH-LS	51,17	3,76	28,37	10,84	94,14	40,06

chemicky preukázala prítomnosť Ba a Sr (v hodnote 0,0X ‰). Ich nízke zastúpenie hodnotu výmennej kapacity prakticky neovplyvňuje.

Sumárny vzorec, ktorý charakterizuje klinoptilolit z hľadiska celkového zastúpenia jednovalentných a dvojvalentných kationov, možno napísať v tvare



Vo vzorcoch používame teoretické hodnoty Si a Al. K takémuto zovšeobecneniu opravňujú výsledky výpočtu tetraedricky

sa viažúcich Si a Al atómov v základnej zeolitej hmote (35,95 až 36,03 na elementárnu bunku pri základe 72 kyslíkov), ktoré sa blížila teoretickým hodnotám (Si 29,18—29,79, Al 6,24—6,77).

Teoretický výpočet molekúl H_2O vo vzorci (15,76 ‰) približne zodpovedá experimentálne stanoveným hodnotám vody unikajúcej do 400 °C pri stanovenom obsahu klinoptilolitu v hornine.

Z chemického zloženia horniny a z experimentálne stanoveného obsahu klinoptilolitu, cristobalitu a kryštaloklastov sme určili celkové minerálne zloženie zeolitového tufitu z Nižného Hrabovca (Kozáč,

Základné fyzikálnochemické parametre zeolitového tufitu z Nižného Hrabovca a im zodpovedajúci obsah klinoptilolitu a ich porovnanie s bulharským prírodným zeolitom

Basic physico-chemical data corresponding with total clinoptilolite content in zeolitic tuffite from Nižný Hrabovec and reference sample of natural zeolite from Bulgaria

Tab. 3

Vzorka	Plošná intenzita rtg. reflexov (cm^2)	$\text{H}_2\text{O} +$ z TG krivky (‰)	Adsorpčná kapacita H_2O pary (‰)	Kapacita výmeny kationov (mekv/100 g)		Obsah klinoptilolitu (‰ hmotn.)
	1	2	3	4	5	6
NH-PS	20	8,79	9,15	90,32	131,87	56
NH-S	16	8,10	8,43	80,35	118,04	50
NH-LS	13,5	7,51	7,99	64,48	94,14	40
Bulharský prírodný zeolit	25	11,00	10,73	124,00	181,00	77

1 — Integrálna intenzita — súčet plošných difrakčných maxim $d(020) + d(151)$ v cm^2 , 2 — úbytok zeolitej vody v ‰ hmotnosti do 400 °C odčítaný z TG krivky derivatografického rozboru, 3 — adsorpčná kapacita vodnej pary pre horninu (tepelne aktivovanú do 400 °C) pri relatívnej vlhkosti 50 ± 2 ‰, teplote prostredia 20 ± 2 °C a tlaku 101,3 kPa v ‰ hmotnosti, 4 — čiastková kapacita výmeny kationov s 0,15 N roztokom NH_4Cl vzorky vysušenej pri 105 °C, 5 — maximálna kapacita výmeny kationov s 3 N roztokom NH_4Cl vzorky vysušenej pri 105 °C, 6 — obsah klinoptilolitu v hornine v ‰ hmotnosti — zaokrúhlené hodnoty

1 — integral intensity of X-ray diffractions $d(020) + d(151)$ in cm^2 , 2 — $\text{H}_2\text{O} + 400$ °C from TG curve of derivatographic analysis, 3 — adsorption capacity of zeolite rock for H_2O vapor, 4 — partial cation-exchange capacity with 0,15 N NH_4Cl , 5 — maximal cation-exchange capacity with 3 N NH_4Cl , 6 — clinoptilolite content in wt. ‰ (rounded values)

1981). Uvádza ho tab. 5. Obsah röntgenamorfnej hmoty vzniknutej z vulkanického popola spolu s klinoptilolitom sme určili dopočtom do 100 %.

Úprava horniny

Minerálne zloženie horniny a celkový charakter v nej vystupujúcich minerálov (veľkosť a tvar kryštálov, ich vzájomné intímne prerastanie navzájom aj s amorfnou fázou) nedávajú reálne predpoklady

efektívnej úpravy smerujúcej ku koncentrácii klinoptilolitu. Úpravnícke skúšky (hydrocyklón, gravitačné triedenie, flotácia a i.) potvrdili, že minerálne zložky tvoriace základnú hmotu horniny prakticky nemožno od seba oddeliť. Preto treba využívať zeolitovú horninu s takým obsahom klinoptilolitu, aký má v prírode. Niektoré vlastnosti ju predurčujú na praktické využitie v národnom hospodárstve. Vyžaduje si iba mechanickú úpravu, napr. drvenie, mletie, triedenie, sušenie, príp. peletizáciu a termickú aktiváciu.

Chemické zloženie klinoptilolitu v zeolitovom tufite z Nižného Hrabovca
Chemical and ionic composition of clinoptilolite in zeolitic tuffite
from Nižný Hrabovec

Tab. 4

Zložka	vzorka NH-PS			vzorka NH-S			vzorka NH-LS		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3
SiO ₂	65,75	70,70		65,71	70,66		65,70	70,65	
Al ₂ O ₃	11,16	12,00		11,15	11,99		11,15	11,69	
CaO	3,78	4,06	145,09	3,68	3,96	141,51	3,33	3,58	127,93
MgO	0,19	0,20	9,89	0,19	0,20	9,89	0,18	0,19	9,39
K ₂ O	3,03	3,26	69,22	3,14	3,38	71,77	3,11	3,34	70,92
Na ₂ O	0,33	0,35	11,29	0,37	0,40	12,90	0,78	0,84	27,10
H ₂ O	15,76	9,43		15,76	9,41		15,76	9,41	
Súčet	100,00	100,00	235,49	100,00	100,00	236,07	100,00	100,00	235,34

Elementárna bunka pri základe 72 kyslíkov
Unit cell (number of cations) on the basis of 72 oxygens

Si	30,0		30,0		30,0
Al	6,0		6,0		6,0
Ca	1,85		1,80		1,63
Mg	0,13		0,13		0,12
K	1,76		1,83		1,81
Na	0,29		0,33		0,69
H ₂ O	24,0		24,02		24,0
Σkat.	6,01		6,02		6,0

1 — zeolitový tufit predsušený voľne na vzduchu, 2 — vysušený pri 175°C, 3 — maximálna kapacita výmeny kationov v mekv/100 g ($10^2 \text{ mol. kg}^{-1}$) na vysušenej vzorke pri 105°C. $\Sigma \text{kat.} = 2(\text{Ca} + \text{Mg}) + \text{K} + \text{Na}$

1 — zeolitic tuffite dried at room temperature, 2 — dried at 105°C, 3 — max. cation-exchange capacity in meqv/100 g (or $10^2 \text{ mol. kg}^{-1}$) related on the condition of sample dried at 105°C. $\Sigma \text{cat.} = 2(\text{Ca} + \text{Mg}) + \text{K} + \text{Na}$

Chemické a minerálne zloženie zeolitového tufitu z Nižného Hrabovca
Chemical analyses and mineralogical composition of zeolitic tuffite occurring
near Nižný Hrabovec

Tab. 5

Zložka	vzorka NH-PS		vzorka NH-S		vzorka NH-ES	
	1	2	1	2	1	2
SiO ₂	68,32	71,85	68,10	71,46	69,75	72,91
TiO ₂	0,18	0,19	0,19	0,20	0,19	0,20
Al ₂ O ₃	11,85	12,46	12,72	13,35	12,05	12,60
Fe ₂ O ₃	1,15	1,21	1,18	1,24	0,96	1,00
CaO	2,76	2,90	2,67	2,80	2,37	2,48
MgO	0,53	0,56	0,82	0,86	0,65	0,68
K ₂ O	2,56	2,69	2,63	2,76	2,32	2,42
Na ₂ O	0,79	0,83	0,61	0,64	1,04	1,09
H ₂ O ⁺	6,77	7,12	6,61	6,94	6,39	6,68
H ₂ O ⁻	4,90	(5,15)	4,71	(4,94)	4,34	(4,54)
Súčet	99,81	99,81	100,24	100,25	100,06	100,06

Minerálne zloženie horniny
Mineralogical composition of the zeolite rock

klinoptilolit	56	50	40
röntgenoamorfná fáza	22,5	31,7	40
plagioklasy	9,6	7,8	10,7
cristobalit	8,6	6,3	8,7
kremeň	2,3	3,2	2,6
biotit	1	1	1
Súčet	100,0	100,0	100,0

1 — základný stav horniny, 2 — hornina vysušená pri 105 °C H₂O— (105 °C) sa neza-
 počítava do celkového súčtu analýzy

1 — sample of zeolitic tuffite, 2 — sample dried at 105 °C H₂O— (105 °C) in brackets
 is not included in the sum

Základné fyzikálnochemické vlastnosti horniny

Charakteristickými vlastnosťami horni-
 ny sú

— schopnosť vo vysušenom, resp. ter-
 micky aktivovanom stave adsorbovať vodu
 a niektoré plyny, ako je CO₂, NH₃, SO₂,
 H₂S, NO_x a i.

— schopnosť vymieňať kationy z vod-
 ného prostredia

— schopnosť sorbovať NH₃, amíny a
 amoniakové komplexy z ich roztokov.

Skúšky ukázali, že najvhodnejšia teplota
 aktivácie horniny je 400 až 450 °C (pozri
 obr. 4). Po aktivácii na takúto teplotu do-
 sahuje najvyššiu adsorpčnú schopnosť.
 Vyššia teplota aktivácie ako 450 °C postup-
 ne znižuje adsorpčnú kapacitu a pri teple-
 te nad 800 °C klesá skoro na nulovú hod-
 notu, čo súvisí s úplnou destrukciou kryš-
 tálovej mriežky klinoptilolitu.

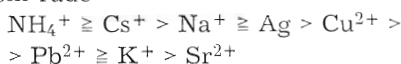
Termicky aktivovaná hornina adsorbuje
 pri 50 %-nej relatívnej vlhkosti prostredia
 8 až 9 g H₂O/100 g, pri vysokej relatívnej
 vlhkosti 98 % až 17—18 g H₂O na 100 g

vzorky. Adsorpčné izotermy pri rozličnej vlhkosti prostredia sledovanej horniny v porovnaní s maďarským a bulharským prírodným zeolitom, ako aj s ďalšími materiálmi uvádzame na obr. 5.

Sorpčia CO_2 termicky aktivovanou horninou je okolo 6 g/100 g a NH_3 okolo 5 g/100 g vzorky.

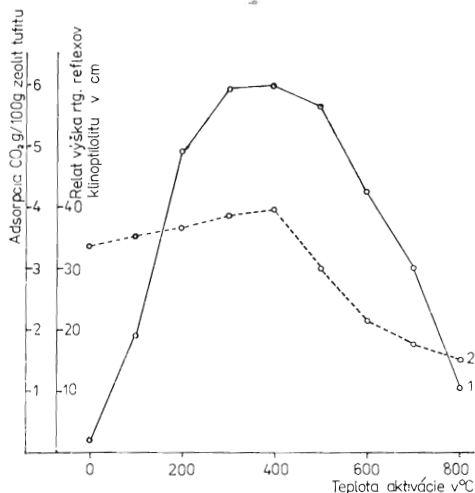
Zeolitová hornina má aj bez predchádzajúcej termickej aktivácie vysokú adsorpčnú schopnosť a selektivnosť voči amoniaku, amínom a amoniakovým komplexom kovov. Jej adsorpčná schopnosť závisí najmä od koncentrácie týchto látok v roztoku, času styku a od zrnitosti sorbentu. Zo skúšok vyplynulo, že napr. zeolitový filter zo sledovanej horniny zrnitosti 0,6 až 1,0 mm v objeme 1 m³ dokáže

pri koncentrácii NH_3 v čpavkovej vode 0,1 g.l⁻¹ úplne odstrániť NH_3 z 2,5 m³ takejto vody pri rýchlosti prietoku roztoku 0,15 cm³.s⁻¹. Pri prietoku 10 m³ čpavkovej vody tento filter odstráni už iba 80 až 90 % NH_3 z pôvodného jeho obsahu vo vode (sorpčná kapacita pri danej koncentrácii NH_3 vo vode je 0,072 mol.kg⁻¹). Zeolitový tufit z Nižného Hrabovca má schopnosť vymieňať katióny z vodných roztokov. Najvyššiu citlivosť a kapacitu výmeny katiónov vykazuje voči NH_4^+ iónom. Kapacita výmeny katiónov najviac závisí od koncentrácie týchto iónov v roztoku. Pri koncentrácii NH_4^+ v roztoku 3 mol.dm⁻³ je kapacita výmeny 0,94 až 1,32 mol.kg⁻¹ a pri koncentrácii 0,15 mol.dm⁻³ je zhruba 1.46-krát menšia, a to 0,64 až 0,90 mol.kg⁻¹. Vysoká citlivosť voči NH_4^+ iónom znamená pomerne dosť vysokú kapacitu výmeny 0,58 mol.kg⁻¹ aj pri veľmi zriedenom roztoku, ako je koncentrácia NH_4^+ 0,01 mol.dm⁻³. Citlivosť voči Cs^+ a výmenná kapacita je zhruba rovnaká ako k NH_4^+ iónom. K ostatným sledovaným jednomocným a dvojmocným katiónom klesá v nasledujúcom rade



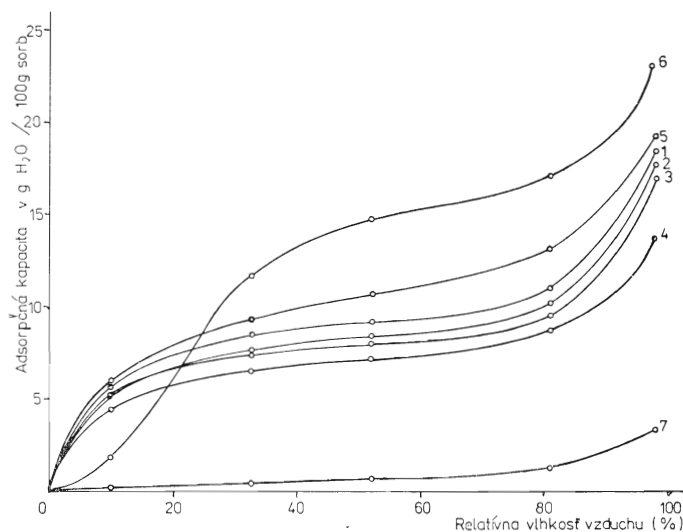
Možnosti využitia zeolitevej horniny

Adsorpčné schopnosti, výmenná kapacita a z toho hlavne afinita nižnohrabovcekeho zeolitového tufitu voči NH_4^+ iónom a jeho využitie v živočíšnej výrobe, veterinárstve, pri ochrane životného prostredia a v poľnohospodárstve vôbec. Aplikácie skúšky realizované v spolupráci s Vysokou školou veterinárnou v Košiciach (Bartko et al., 1981) poukázali na to, že zeolitový tufit môže byť vhodným prostriedkom na pufráciu kyslých metabolických



Obr. 4. Adsorpcia CO_2 tepelne aktivovaným zeolitovým tufitom v závislosti od teploty aktivácie (kalcinácie). 1 — adsorpcia CO_2 v g na 100 g vzorky, 2 — relatívna výška (intenzita) rtg difrakčných reflexov klinoptilolitu v cm

Fig. 4. CO_2 adsorption by thermally activated zeolitic tuffite vs. temperature of activation (calcination). 1 — CO_2 adsorption capacity expressed as g CO_2 per 100 g sample, 2 — relative intensity (height) of X-ray diffraction reflexes of clinoptilolite expressed in cm



Obr. 5. Adsorpčné izotermy H_2O pary na tepelne aktivovanom zeolitovom tufite, silikagéle a pemze. 1 — vzorka NH-PS, zeolitový tufit Nižný Hrabovec, 2 — vzorka NH-S, zeolitový tufit Nižný Hrabovec, 3 — vzorka NH-LS, zeolitový tufit Nižný Hrabovec, 4 — zeolitový tuf, lokalita Rátka, Maďarsko, 5 — prírodný zeolit zo severovýchodných Rodop, Bulharsko, 6 — silikagél, 7 — pemza, lokalita Trňa

Fig. 5. Adsorption isotherms of H_2O vapor on thermally activated zeolitic tuffite, silica-gel and pumice. 1 — sample NH-PS, Nižný Hrabovec, zeolitic tuffite, 2 — sample NH-S, zeolitic tuffite from Nižný Hrabovec, 4 — zeolitic tuff from Rátka, Hungary, 5 — natural zeolite from northeastern Rhodope, Bulgaria, 6 — silica gel, 7 — pumice, locality Trňa in southeastern Slovakia

porúch zvierat v dávke 0,45 g na kg živej hmotnosti. Takéto intoxikácie hospodárskych zvierat sa vyskytujú napríklad pri skrmovaní repných rezkov. Pri dávkovaní 5 ‰ hmotnosti zeolitového tufitu, ktorý mal podľa nášho hodnotenia vyše 50 ‰ obsah zeolitu, do bežnej krmnej zmesi prasiat sa po dvojmesačnom sledovaní dosiahol o 20 ‰ vyšší hmotnostný prírastok zvierat. Ukázalo sa, že sa takýmto spôsobom dá aj kladne ovplyvňovať životné prostredie na živočíšnych farmách. Adsorpčné schopnosti zeolitevej horniny eliminujú výrazný špecifický zápach trusu, zlepšujú jeho konzistenciu na manipuláciu a pri aplikácii trusu ako hnojiva pôsobia regulačne na postupné uvoľňovanie živín, čím zabráňujú ich vyplavovaniu z pôdy.

Z ďalších oblastí možného využitia su-

roviny treba spomenúť:

— sušenie a čistenie plynov (vykurovacie plyny, zemný plyn, priemyselné odpadové plyny)

— znižovanie obsahu vody v rozličných kvapalných, najmä nepolárnych médiách (oleje, freónové chladiarenské zmesi a pod.)

— čistenie odpadovej vody miest, poľnohospodárskych a priemyselných podnikov filtráciou (znižovanie obsahu NH_4^+ , NH_3 , amínov a v prípade rádioaktívneho odpadu aj Cs^+)

— uprava pôdy a prídavkov do minerálnych a prirodzených hnojív na zvýšenie úrodnosti poľnohospodárskych kultúr

— niektoré adsorpčné a katalytické účely v priemysle.

Zeolitová hornina z Nižného Hrabovca

má predpoklady na širšie uplatnenie sa v národnom hospodárstve. Ložisko však treba geologicky overiť z hľadiska zásoby a kvality suroviny, ako aj dôkladnejšie preskúmať jej aplikáciu v rozličných odvetviach.

Recenzoval I. Kraus

LITERATÚRA

Bartko, P. — Vrzgula, L. — Prosbová, M. — Blažovský, J. 1981: Správa o preskúšaní možností využitia zeolitu v živočíšnej výrobe. *Manuskript — Vysoká škola veterinárska Košice*. 114 s.

Kastner, M. — Stonecipher, S. A. 1976: Zeolites in pelagic sediments off the Atlantic, Pacific and Indian oceans. *Natural zeolites. International Conference on the Occurrence, Properties and Utilization of Natural Zeolites. Tucson, Arizona*, pp. 199—220.

Kozač, J. 1981: Nižný Hrabovec — zeolitové tufity. Aplikovaný výskum. [Záverečná správa.] *Manuskript — Geologický prieškum, SGÚ Bratislava*. 376 s.

Mumpton, F. A. — Ormsby, W. C. 1976: Morphology of zeolites in sedimentary rocks by scanning electron microscopy. *Natural Zeolites. International Conference on the Occurrence, Properties and Utilization of Natural Zeolites. Tucson, Arizona*, pp. 113—132.

Samajová, E. — Kraus, I. 1976: Nálevová správa o regionálnej zeolitizácii ryodacitového tufitu z okolia Nižného Hrabovca. *Manuskript — GÚ PFUK Bratislava*. 12 s.

Samajová, E. — Kraus, I. 1977: Zeolitové vulkanoklastiká — nová perspektíva surovina SSR. *Geol. průzk.*, 19, 8, s. 230—233.

Sheppard, R. A. — Gude, A. J. — Edson, G. M. 1976: Bowie zeolite deposit, Cochise and Graham Counties, Arizona. *Natural Zeolites. International Conference on the Occurrence, Properties and Utilization of Natural Zeolites. Tucson, Arizona*, pp. 319—328.

Mineralogy, characteristic properties and utilization possibilities of zeolitic tuffite from Nižný Hrabovec (East Slovakia)

JÁN KOZÁČ — DANIEL OČENÁŠ — DUŠAN RUSŇAK — JÁN HOPPAN

Pale—green tuffite rock, in earlier petrographic works described as a rhyodacite tuffite, was found to contain authigenic clinoptilolite (Samajová — Kraus, 1976, 1977). The zeolite mineral is thought to have formed chiefly by the alteration of a volcanic glass in aqueous environment. Samples needed for the examination (NH-PS, NH-S and NH-LS) were taken from a rock wall of abandoned quarry near Nižný Hrabovec village.

The original vitroclastic structure of the rock is well preserved, but the presence of a fresh, unaltered volcanic glass has not been observed. Powder X-ray diffraction patterns reveal the clinoptilolite as a predominant mineral, however monoclinic habit of this mineral is not easily recognized in the scanning electron microscope. The plates or blades of clinoptilolite are generally less than 15 μm in length.

The zeolite rock was found to contain approximately 40—56 % clinoptilolite, 22—37 % hydrous X-ray amorphous aluminosilicate phase, 8—11 % plagioclases, 6—9 % cristobalite (or opal-CT), 2—3 % quartz and about 1 % biotite. Clinoptilolite is Ca, K — rich variety and its unit cell formula might be written as follows:

$(\text{Ca}, \text{Mg}, \text{Ba}, \text{Sr})_{1.75-2.0}(\text{K}, \text{Na})_{2.0-2.5}(\text{Al}_6\text{Si}_{30}\text{O}_{72}) \cdot 24 \text{H}_2\text{O}$

where Ca and K are 1.63—1.85 and 1.76—1.83 respectively, Mg and Na are 0.12—0.13 and 0.29—0.69 respectively. Ba and Sr contents are insignificant when compared with four cations cited above.

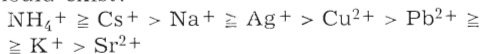
The zeolitic tuffite exhibits the ion — exchange properties. Ion-exchange capacity for NH_4^+ , using 3N and 0.15N ammonium chloride is 0.94—1.32 and 0.64—0.9 meq. g^{-1} (or mol. $\cdot \text{kg}^{-1}$) respectively. 3N solution of ammonium

chloride exchanged nearly all exchangeable cations of clinoptilolite. It has been observed that there is a close relation between the ion-exchange capacity and the clinoptilolite content, and the function may be expressed as follows:

$$y = 0.4255 x$$

where, y is clinoptilolite content in the zeolite rock in wt. % and x is cation-exchange capacity expressed in meq per 100 g sample, related at the dry state at 105 °C.

Ion-exchange experiments indicate that for cations studied, the selectivity sequence should exist:



Sorption capacity for $\text{NH}_3(\text{N})$ removal from water containing 100 mg $\text{NH}_3 \cdot \text{l}^{-1}$ was 0.07 meq $\text{NH}_3(\text{N}) \cdot \text{g}^{-1}$ (or $\text{mol} \cdot \text{kg}^{-1}$) granular zeolitic tuffite fraction 0.6–1.0 mm at a constant flow rate $9 \text{ cm}^3 \cdot \text{min}^{-1}$.

Granulated and thermally activated (calcined up to 400 °C) zeolite rock adsorbed 0.075–0.09 g H_2O vapors per 1 g sample at 50 % relative humidity, at normal barometric pressure and constant temperature $20 \text{ °C} \pm 2 \text{ °C}$. Adsorption capacities for CO_2

and NH_3 gases were 0.06 and 0.05 g per 1 g zeolitic tuffite respectively. Beneficiation tests were carried out in an attempt to upgrade the total zeolite content. Due to the mineralogical character of the minerals present in the rock, practically no increase in total zeolite content was achieved, using wet cycloning, heavy liquid separation and flotation techniques.

Zeolitic tuffite containing more than 50 % clinoptilolite was tested as a dietary supplement for livestock. When 5 % of this zeolite rock in powder form (minus 0.09 mm) was introduced into swine rations, the growth rate of pigs was clearly increased. The average weight gain of pigs in the experimental group (after 2 months) was about 20 % larger than those in the comparison group.

Depending on physical and chemical properties, the zeolite rock from Nižný Hrabovec, will certainly be useful in many other industrial and agricultural fields (waste water-treatment processes, animal excrement treatment, soil conditioners, adsorbents for water removal from refrigerants, for SO_2 , CO_2 , NH_3 removal processes from waste gases, etc.).

Preložil J. Kozáč

AKTUALITA

Stav a perspektívy prieskumu dekoračného kameňa na strednom Slovensku

LADISLAV LACKO

Состояние и перспективы разведки декоративных камней в Средней Словакии

В последнее время уделяется большое внимание поискам декоративных камней всей территории Западных Карпат. Тут кроме травертинов и другие типы этого сырья почти неизвестны. На Средней Словакии были разведаны новые подходящие материалы как: биотитовые гранодиориты при деревне Чёрный Балог (уже разрабатывается) порфиновый гранит на месторождении Гельпа, тёмносерые гутенштайские известняки при деревне Лопей. Перспективным также является и порфиновый гранит месторождения Доброш-Керасово и лиасовые известняки на месторождении Словенска Любча.

Recent state and outlooks of prospecting for trim-stone reserves in Middle Slovakia

Great attention is paid recently to the discovery of new deposits of trim-stone in the entire Western Carpathians. Except of travertine, no other rock types were used hitherto as building material for decoration. Appropriate lithological types were found in Middle Slovakia from which mainly the biotite granodiorite near Čierny Balog village, the porphyric granite near Heľpa, the dark grey limestone of Guttenstein type near Lopej are the most attractive for use as trim-stone. The Čierny Balog deposit is already under exploitation. Further prospects represent the porphyric granite near Dobroč — Kerašovo and the red Liassic limestone near Slovenská Lupča.

Slovensko nemá v ťažbe dekoračného kameňa bohatú tradíciu (okrem ojedinelých lokalít, napr. Tuhár). Je to aj preto, že geologická stavba Západných Karpát pre silnú tektonickú prepracovanosť a metamorfne deštruktívne zmeny hornín dávala iba malú nádej na výskyt ložísk s požadovanou blokovitostou.

Ale pri vyhľadávaní na základe účelového geologického mapovania sa v tomto smere dosiahli aj pozitívne výsledky. Našli sa lokality podľa všeobecných kondícií a iných kritérií vhodné na prieskum a oblasti vymedzené geologickým mapovaním boli preverené geofyzikou a technickými prieskumnými prácami.

Medzi najpreskúmanejšie ložiská patrí Čierny Balog — Sihla (v oblasti kóty Tlstý javor cca 8 km južne od obce Čierny Balog). Surovinu tu tvorí biotitický granodiorit typu Sihla s blokovitostou nad $0,5 \text{ m}^3$ až $20,93 \text{ ‰}$. Boli vypočítané a schválené zásoby lokality v priemyselných kategóriách. Na rozšírenie ťažby ložiska sa západným smerom overili ďalšie zásoby v kat. zásob C₂ (ložisko Sihla II s blokovitostou nad $0,5 \text{ m}^3$ $19,27 \text{ ‰}$) a perspektívna oblasť smerom na SV (Sihla III). Bilancia celej lokality je asi 1 mil. m^3 zásob.

Ďalším overeným ložiskom je lokalita Heľpa-Postaľ, približne 4 km južne od obce v doline Postaľ. Ložisko tvorí porfyrický granit až granodiorit patriaci do kráľovohoľského komplexu veporika. Blokovitosť horniny nad $0,5 \text{ m}^3$ je až $27,2 \text{ ‰}$ a zásoby cca $150\,000 \text{ m}^3$ v kat. C₂.

Z hľadiska pestrofarebného materiálu na obkladové dosky je veľmi atraktívna lokalita Lopej, cca 1 km severne od obce. Ložisko tvorí tmavosivý guttensteinský vápenec s bielymi kalcitovými žilkami a pestrofarebné brekcie (rozlične červenej a hnedastej farby). Horniny ložiska patria do chočského príkrovu bielovážskej série a jeho blokovitosť sa pohybuje okolo 27 ‰ . Zásoby lokality sú pomerne veľké, až $1,5 \text{ mil. m}^3$ v kat. C₂.

Medzi perspektívne oblasti patrí lokalita Dobroč-Kerašovo, cca 1 km južne od obce, s výskytom porfyrického granitu veporického typu až granodioritu kráľovohoľského komplexu veporika, a lokalita Slovenská Lupča, južne cca 7 km v doline Suchá Driekyňa, s výskytom pestrofarebného liasového vápenca krížňanského príkrovu. V týchto oblastiach sa doteraz vykonalo len účelové geologické mapovanie, zistila sa blokovitosť na okryvoch a urobilo sa orientačné vzorkovanie. Ložiskové parametre sa nezisťovali technickými prácami a ani zásoba sa nevypočítala.

Doterajšie prieskumné práce na dekoračný kameň ukázali, že ho možno ťažiť aj v dost nepriaznivých geologických pomeroch stredného Slovenska. Je predpoklad pokryť aj zvýšené požiadavky stavebníctva na dekoračný kameň v prevažnej časti z domácich zdrojov.

*Geologický prieskum
Banská Bystrica*

Zonálny pyrit s obsahom Co, Ni a kobaltín z Gelnickej žily v Gelnici

JÁN HURNÝ

Зональный пирит со содержанием кобальта, никеля и кобальтина гелнической жилы в Гелнице

В гелнической жиле в районе Гелница в СГР был установлен пирит с четкой зональностью и также кобальтин. С помощью микрозонды было установлено, что зональная разрисовка отражает колеблющиеся содержания кобальта и никеля. Эти явления возникли вероятно пульсационной циркуляцией растворов.

Zonal cobalt- and nickeliferous pyrite and cobaltite from the Gelnica ore vein (Spišsko-gemerské rudohorie Mts., Eastern Slovakia)

Pyrite with pronounced zonal structure and cobaltite were found to occur in the Gelnica ore vein. Electron microprobe analysis proved that the zonal structure is caused by the variable cobalt and nickel content of pyrite. The feature probably originated due to pulsative circulation of solutions and represents an important information on the ontogenesis of minerals as well as on thermodynamic conditions of their generation.

Pri štúdiu minerálnej výplne Gelnickej žily v Gelnici v Spišsko-gemerskom rudohorí sa v niektorých výrazne ohraničených kryštáloch pyritu zistila zonálna stavba. Pyrit sa vyskytuje v asociácii s kobaltínom, kremičom, sideritom, chalkopyritom, tetraedritom, Fe dolomitom, hematitom, rutilom, albitom, chlórítom, sericitom, turmalínom, arzenopyritom, sfaleritom, galenitom a markazitom. Zonálnu stavbu možno pozorovať mikroskopicky v nábruse podľa nerovnomerného sfarbenia kryštálov v podobe striedania svetlejších a tmavších zón.

Pri použití plošných a bodových rtg mikroanalýz na mikrosonde JXA-5A, Jeol (analytik J. Krištín) sa zistilo, že zonálna kresba odráža premenlivý obsah kobaltu a niklu (obr. 1). Porovnávaním výsledkov možno pozorovať

výrazne fixované zóny obohatené o kobalt a nikel. Zonálnosť sa prejavuje nepravidelným striedaním zón, pričom rozmiestnenie Co zón a Ni zón vzájomne nekoreluje. Chemické zloženie niektorých miest zonálneho kryštálu je v tab. 1 (analýza 1, 2, 3, 4). Vstupovanie kobaltu a niklu do štruktúry pyritu izomorfným zastupovaním železa je evidentné najmä z porovnania kryštalochemických vzorcov.

Kobaltín vystupuje v tesnej asociácii s pyritom, lemuje pyrit alebo vyplňa priestory medzi jeho zrnami. Mikroskopicky možno v rámci zŕn pozorovať, že kobaltín pozostáva z dvoch fáz odlišujúcich sa intenzitou odrazovosti. Analýzou na mikrosonde sa zistilo, že tento rozdiel je spôsobený odlišným chemickým zložením (obr. 2). Svetlejšia fáza má

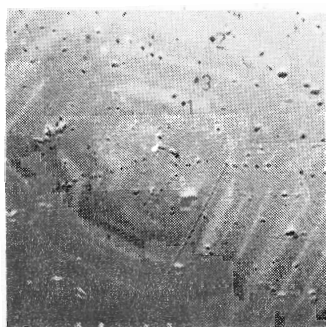
vyšší obsah Ni a As a nižší obsah S (analýza 5, 6 v tab. 1) a zodpovedá Ni kobaltínu. Obsah Fe je v oboch fázach kobaltínu rovnaký. Tmavšia fáza má nižší obsah Ni

a As (analýza 7, 8 v tab. 1). Podobná variácia zloženia a vzájomná miesivosť prítomných prvkov sa pri prírodných sulfoarzenidoch vyskytuje (Yund, 1962, Klemm, 1965, Petruk

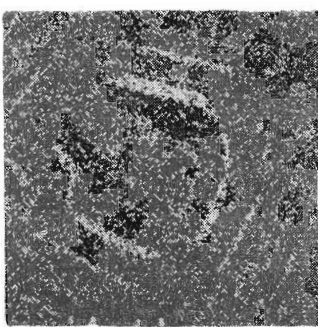
Výsledky bodových rtg mikroanalýz
Results of X-ray microanalysis

Tab. 1

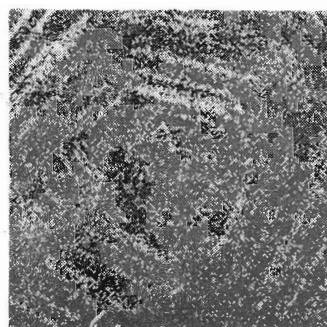
	As	Ni	Co	Fe	S	Suma	Kryštalochemické vzorce
1.	—	1,38	4,04	41,71	52,99	100,12	$(\text{Fe}_{0,90}\text{Co}_{0,08}\text{Ni}_{0,03})_{1,01}\text{S}_{1,99}$
2.	—	0,19	3,08	45,68	53,51	102,46	$(\text{Fe}_{0,96}\text{Co}_{0,06})_{1,02}\text{S}_{1,97}$
3.	—	—	—	47,83	53,09	100,92	$\text{Fe}_{1,02}\text{S}_{1,98}$
4.	—	—	—	46,36	53,01	99,37	$\text{Fe}_{1,00}\text{S}_{1,98}$
5.	52,30	9,66	25,47	3,51	10,14	101,08	$(\text{Co}_{0,77}\text{Ni}_{0,20}\text{Fe}_{0,11})_{1,17}\text{As}_{1,25}\text{S}_{0,56}$
6.	50,38	6,86	28,26	3,86	10,68	100,04	$(\text{Co}_{0,86}\text{Ni}_{0,21}\text{Fe}_{0,12})_{1,19}\text{As}_{1,21}\text{S}_{0,60}$
7.	42,33	1,99	33,66	3,50	17,06	98,54	$(\text{Co}_{0,97}\text{Ni}_{0,06}\text{Fe}_{0,10})_{1,13}\text{As}_{0,96}\text{S}_{0,90}$
8.	42,07	2,07	34,23	3,40	16,21	97,98	$(\text{Co}_{0,99}\text{Ni}_{0,06}\text{Fe}_{0,10})_{1,15}\text{As}_{0,97}\text{S}_{0,90}$



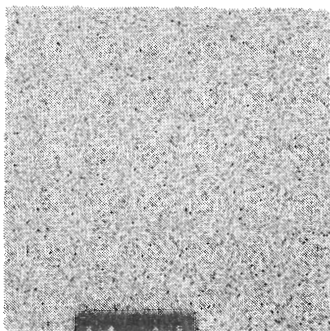
a



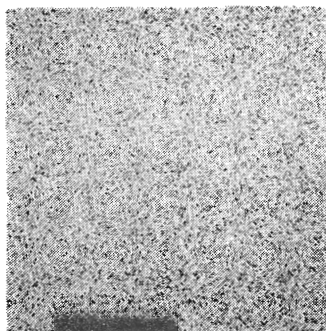
b



c

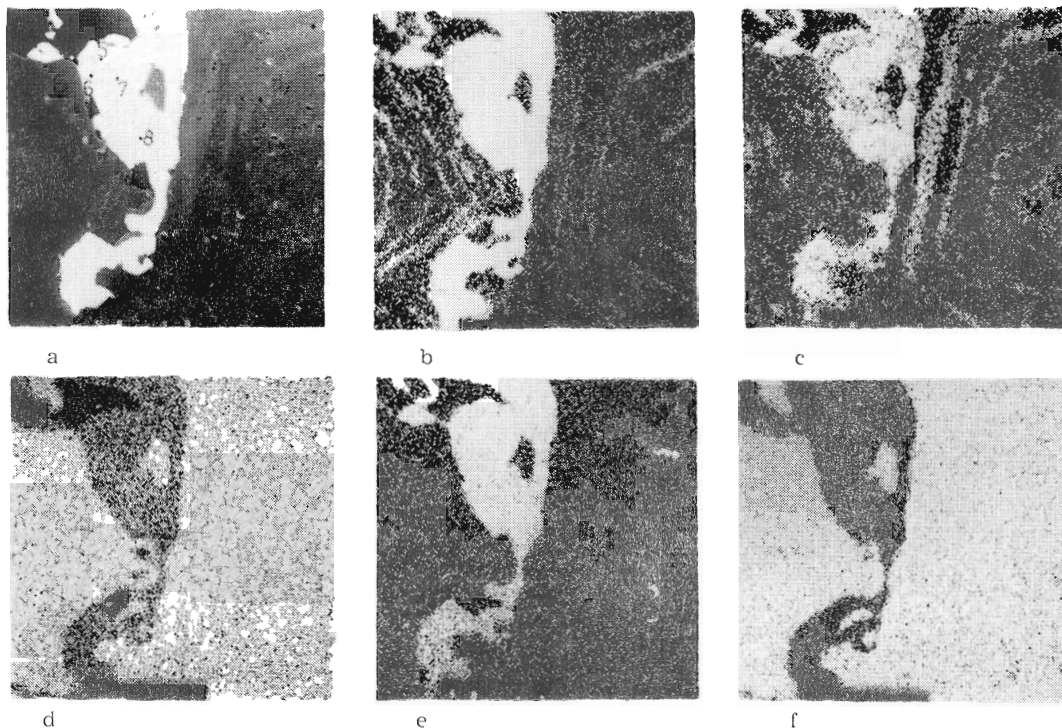


d



e

Obr. 1. Zonálna stavba kryštálov pyritu. Bodmi sú označené analýzy v tab. 1. Foto J. Krištín. a — kompozícia, zv. 300 $\times$, b — distribúcia $\text{CoK}\alpha$, c — distribúcia $\text{NiK}\alpha$, d — distribúcia $\text{FeK}\alpha$, e — distribúcia $\text{SK}\alpha$
Fig. 1. Zonal structure of pyrite crystals. Points indicate the sites analyzed (see tab. 1)



Obr. 2. Zonalný pyrit je lemovaný kobaltínom. Bodmi sú označené analýzy v tab. 1
 Foto J. Krištín a — kompozícia zv 300×, b — distribúcia $\text{CoK}\alpha$, c — distribúcia $\text{NiK}\alpha$, d — distribúcia $\text{FeK}\alpha$, e — distribúcia $\text{AsK}\alpha$, f — distribúcia $\text{SK}\alpha$
 Fig. 2. Pyrite with zonal structure rimmed by cobaltite. Points indicate the sites analyzed (see tab. 1)

et al., 1971) a odráža premenlivosť podmienok vzniku. Zistili sme ju aj v sulfoarzenidoch Ni a Co v ložisku Rudňany (Hurný, 1978).

Podľa B. Cambeia et al. (1977) nerovnomerný a premenlivý obsah niklu a kobaltu v pyrite súvisí s periodizáciou procesu zrudnenia a je charakteristický pre pyrit pluto-génno-hydrotermálnych ložísk. Podľa D. P. Grigorjeva — A. G. Žabina (1975) je zonálnosť späť nielen so zmenou chemického zloženia roztoku, teploty a rýchlosti pohybu roztoku, ale aj s mechanizmom rastu kryštálu a je pre pyrit veľmi charakteristická. Javy zonálnosti pyritu s obsahom niklu a kobaltu detailne skúmal H. S. Rudaševskij — A. F. Sidorov (1972). Za možnú príčinu zmien pokladajú pulzačnú zmenu zloženia, teploty a tlaku rudonosných roztokov, nerovnakú schopnosť hrán rastúceho kryštálu absorbovať prímеси, pričom nevylučujú možnosť druhot-

ného vzniku — rozpadom pevných roztokov a redistribúciou v pevnom stave.

Predpokladáme, že javy zonálnosti pyritu s obsahom Co a Ni z Gelnickej žily v Gelnici vznikali pulzačnou cirkuláciou roztokov. Chemické zloženie odráža rýchlosť rastu — pri rýchlom raste vznikajú zóny ochudobnené o Co a Ni. Pri spomalení rastu (spomalenie cirkulácie roztokov) sa zvyšuje koncentrácia Co a Ni a vznikajú obohatené zóny. Vo zvyškovom roztoku nastalo výrazné obohatenie, čo viedlo až k vzniku kobaltínu.

Sledované javy zonálnosti ukazujú ich dôležitosť pri geologických výskumoch a sú cennou informáciou o ontogenéze minerálov a termodynamických podmienok ich vzniku.

AKTUALITA

Scheelit v Považskom Inovci

STANISLAV POLÁK — PETER HANAS

Шеелит Поважского Иновца

Региональной шлиховой съёмкой Поважского Иновца удалась установить сильная рассеянность шеелита. Значительные концентрации были установлены на месторождении Горка над Вагом и Тренчианские Станковце. Распространение шеелита перекрывается с прогнозной территорией минерализации сурьмы-мышьяка-золота-меди.

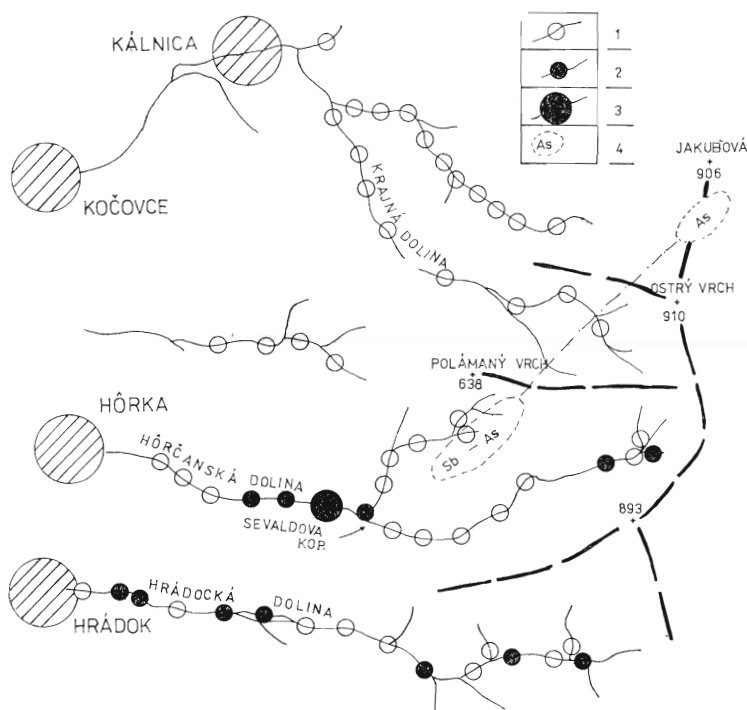
Scheelite in the Považský Inovec Mts.

Regional panning prospecting over a crystalline terrain in the Považský Inovec Mts. (Western Slovakia) discovered strong dispersion of scheelite in panning samples. More pronounced concentrations of scheelite occur near Hôrka nad Váhom and Trenčianske Stankovce villages. Scheelite occurrences fall into the prognostic area for Sb-As-Au-Cu mineralization.

Výskyty ojedinelých zŕn scheelitu v recentných náplavoch potočnej siete Považského Inovca sú známe už spred 10 rokov, keď sa tu robil prvý orientačný šlichový prieskum zameraný na otázky zlatonosnosti a pôvodu zlata v prisvahových sedimentoch na východnej strane vrchov. Pri súčasnom regionálnom šlichovom prieskume sa zhruba potvrdila existencia a silná dispergovanosť scheelitu najmä v kryštalinických častiach vrchov. Súčasne sa vyčlenili dva menšie úseky s nápadne zvýšeným podielom tohto minerálu a so zaujímavými vzťahmi k okoliu. Aj keď tieto výsledky nemožno pri súčasnom stave rozpracovania považovať za priamy dôkaz alebo odraz výraznejšej či dokonca priemyselnej scheelitovej akumulácie, v prípade lokality Hôrka nad Váhom, okr. Trenčín, sú nádejné náznaky spojitosti s nedávno vyčleneným prognóznym územím Sb—As—Cu mineralizácie. Ďalej podávame stručnú charak-

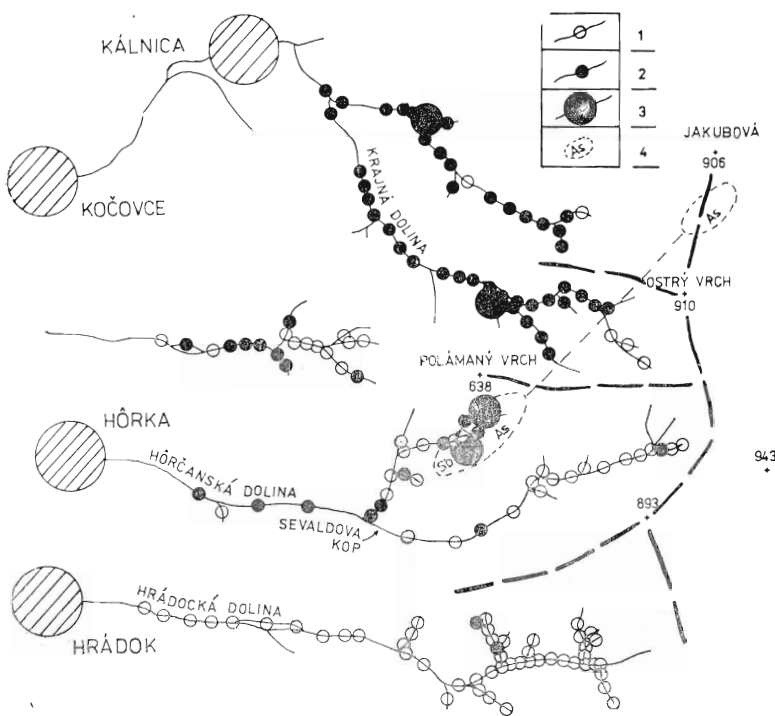
teristiku doterajších poznatkov.

a) Lokalita Hôrka n. Váhom, Hôrčanská dolina, okolie býv. Seewaldovej kopanice: vysoký obsah scheelitu (priemerne nad 50 zŕn) sa objavuje v šlichu tesne pod prítokom pri Seewaldovej kopanici drénujúcim rozhranie permských a kryštalinických hornín na S od Hôrčanskej doliny. V ďalšom poprúdnom smere podiel zŕn scheelitu v šlichoch rýchlo klesá, ale udržiava sa temer až po vyústenie potoka do prilahlého Považia (obr. 1). Zvýšený obsah W v tomto teréne zvýrazňujú aj výsledky semikvantitatívnych spektrálnych analýz jemných náplavov (obr. 2). Relatívne narastanie obsahu W v najvrchnejších častiach spomenutého bočného prítoku a jeho istá korelácia s obsahom Sb, resp. As, vedie k predpokladu o pozičnej a možno aj genetickej spätosti Sb—As—W v neznámej mineralizácii. V každom prípade treba zŕn scheelitu a obsahu W hľadať iba v tunajšom



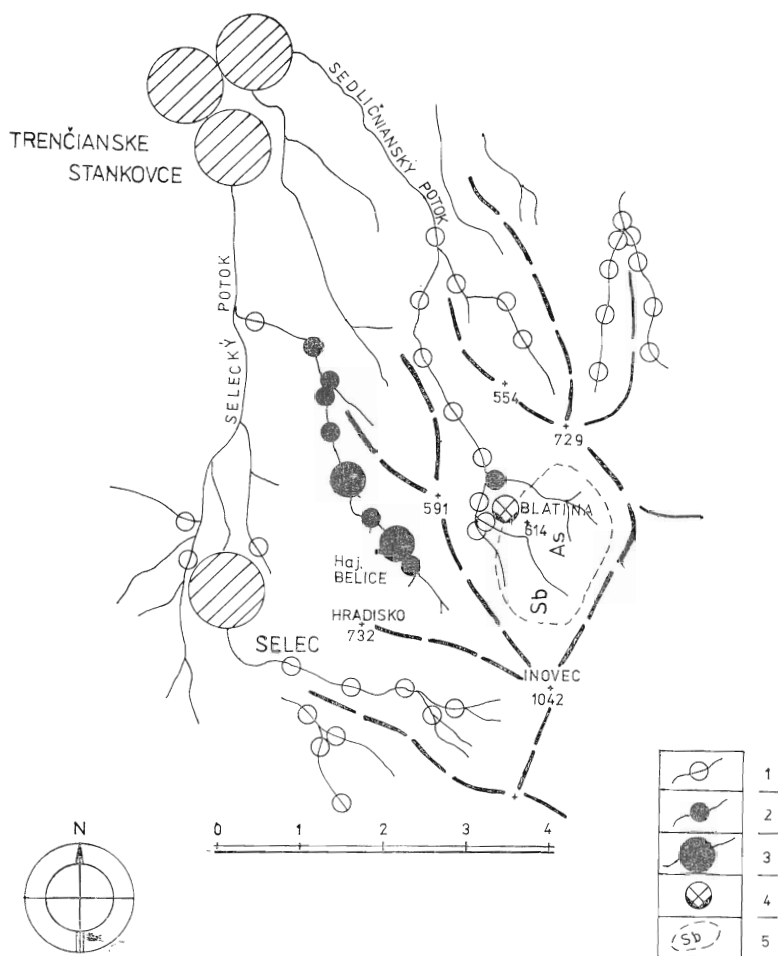
Obr. 1. Lokalita Hôrka n. Váhom, Hôrčanská dolina, býv. Seewaldova kopanica. Výsledky šliachového prieskumu na scheelit. 1 — negatívny šlich, 2 — šlich s obsahom do 10 zŕn scheelitu, 3 — šlich s obsahom nad 500 zŕn scheelitu, 4 — prognózný terén Sb-As mineralizácie a jeho predpokladané severovýchodné pokračovanie

Fig. 1. Results of panning prospection on the Hôrka nad Váhom locality, Hôrčanská dolina valley, the former Seewald farmyard. 1 — negative panning sample, 2 — sample with up to 10 scheelite grains, 3 — sample with over 500 scheelite grains, 4 — prognostic terrain for Sb-As mineralization and its NE continuation.



Obr. 2. Lokalita Hôrka n. Váhom, Hôrčanská dolina, býv. Seewaldova kopanica. Obsah W v jemných náplavoch hydrosiete. 1 — negatívne, 2 — obsah W 1 až 2 SPD, 3 — obsah nad 2 SPD W, 4 — prognózný terén Sb-As mineralizácie a jeho predpokladané severovýchodné pokračovanie

Fig. 2. Tungsten content in fine stream sediments, Hôrka nad Váhom locality, Hôrčanská dolina valley, the former Seewald farmyard. 1 — negative sample, 2 — tungsten content in 1 to 2 degrees of relative concentration (SPD), 3 — tungsten content over 2 SPD, 4 — prognostic terrain for Sb-As mineralization and its NE continuation



Obr. 3. Lokalita Trenčianske Stankovce, potok pri hájovni Belice. Výsledky šlichového prieskumu na scheelit. 1 — negatívne šlichy, 2 — šlichy s obsahom do 10 zŕn scheelitu, 3 — šlichy s obsahom do 100 zŕn scheelitu, 4 — staré banské práce na Pb-Zn-Cu-Au zrudnenie Trenčianska Turná-Blatná, 5 — prognózný terén Sb mineralizácie

Fig. 3. Results of regional panning prospection for scheelite, Trenčianske Stankovce locality, brook near to the Belice cottage. 1 — negative panning sample, 2 — sample with up to 10 grains of scheelite, 3 — sample with up to 100 grains of scheelite, 4 — old mining workings on a Pb-Zn-Cu-Au mineralization near Trenčianska Turná-Blatná, 5 — prognostic area for antimony mineralization

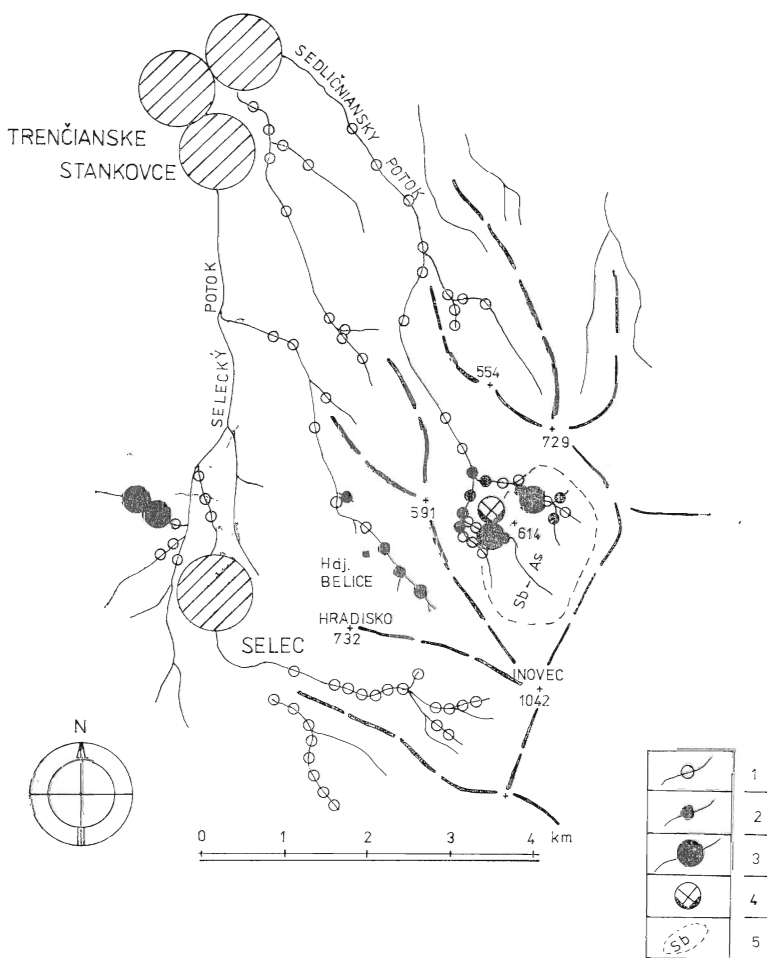
kryštaliniku svorového charakteru.

Pre úplnosť treba ešte uviesť, že analogické spojenia sú čiastočne pozorovateľné aj v severnejších potokoch v okolí Kálnice (najmä v tzv. Krajnej doline), ktoré erodujú predpokladané pokračovanie Sb—As—W anomálnej zóny na SV. Naproti tomu doliny južne od Hôrčanskej sú na W úplne negatívne a bez výskytu scheelitu.

b) Lokalita Trenčianske Stankovce, okres Trenčín. Vo vrchných častiach pravostranného prítoku Seleckého potoka od hájovne Belice sa tiež zistil lokálne kolísavý, ale nápadne zvýšený podiel scheelitu v šlichoch (obr. 3), v dvoch prípadoch dosiahol množstvo do 100 zŕn. Aj keď značná časť prítoku prechádza

dza horninami permu, najvyššie časti erodujú svorové kryštalinikum. Na základe našich skúseností z iných vrchov (napr. z Trábeča) možno predpokladať, že veľké výkyvy v obsahu scheelitu a jeho celkovo nižší podiel vyvolali kolísavé pomery ťažkých minerálov z hornín permu a kryštalinika, príp. prevaha permského detritu s hojnejšími ťažkými minerálmi v spodných častiach toku. Preto sa tu môže scheelitonosnosť úplne alebo čiastočne zastrešovať.

Obdobné zjavy sú tu zrejme aj v prípade nízkeho obsahu W v jemných náplavoch (obr. 4), ktoré sa pri prechode cez permské horniny úplne strácajú. Pre zaujímavosť treba azda doplniť, že na východnejšie ležiacom



Obr. 4. Lokalita Trenčianske Stankovce, potok pri hájovni Belice. Obsah W v jemných náplavoch hydrosiete. 1 — negatívne, 2 — obsah 1 až 2 SPD W, 3 — obsah nad 2 SPD W, 4 — staré banské práce na Pb-Zn-Cu-Au zrudnenie Trenčianska Turná-Blatina, 5 — prognózný terén Sb mineralizácie

Fig. 4. Tungsten content in fine stream sediments, Trenčianske Stankovce locality, brook near to the Belice cottage. 1 — negative sample, 2 — tungsten content in 1 to 2 degrees of relative concentration (SPD), 3 — tungsten content over 2 SPD, 4 — old mining workings on a Pb-Zn-Cu-Au mineralization near Trenčianska Turná-Blatina, 5 — prognostic area for antimony mineralization

Sedličianskom potoku (odkiaľ sa v šliachoch nekonštatoval takmer nijaký scheelit) sa objavuje relatívne vyšší obsah W azda v súvislosti s druhým považskoinoveckým prognóznym terénom pre Sb-As zrudnenia s označením Trenčianska Turná-Blatina. Najvyšší obsah W je vo vrchnej časti prítoku nad tamojším starým polymetalickým zrudnením v štolni Ján Baptista, kde obsah do istej miery koreluje s obsahom Sb.

Doterajšie výsledky prieskumu v Považskom Inovci jednoznačne ukazujú na lokálne

obmedzený výskyt scheelitu v dvoch terénach kryštalínika, pričom je tu veľmi nápadná spojitost týchto prejavov s prognóznymi územiami Sb-As-Au-Cu mineralizácie. Podobné javy sú známe aj z oblasti Malých Karpát, aj keď tu doteraz jediný konkrétny primárny mineralogický výskyt scheelitu nie je bezprostredne spätý s As-Sb-Au zrudnením, ale s neďalekými amfibolitmi.

Geologický prieskum
Bratislava

KRONIKA

Spomíname na Ing. Jána Slávika, DrSc.



Držíme v rukách jeho doktorskú dizertačnú prácu — študujeme vulkanity východného Slovenska. Jeho vety nás stále viac evokujú, vyvolávajú mnoho otázok, privádzajú nové myšlienky, usmerňujú myšlienkový proces do inej úrovne. Nevdojak sa začínajú vynárať črty jeho tváre, mierny úsmev. Začína oduševnene rozprávať o význame neogénnych vulkanických vrchov, príčinách ich vzniku, generovaní magmy, ktorá ich vytvorila, o príčinách rudotvorných procesov a vzniku ložísk nerastných surovín. So zápalom rozpráva o veľkej perspektíve východného Slovenska, ktoré sa skôr pokladalo za „sterilné“ územie. Do viet vkladá všetok entuziazmus, presved-

čenie a uvádza logické dôvody. Zdôvodňuje prvý pokus podrobnejšie skúmať geologickú históriu oblasti východoslovenských neovulkanitov na pozadí geologického dania v alpskej Európe.

Hovorí: „Pokus o takúto syntézu ukazuje, že stojíme na prahu revolučných zmien v nazeraní na príčinnosť tektonického vývoja alpskej Európy. V hrubých črtách sa však pred nami otvára ohromný vplyv novej geotektonickej predstavy na všetky teoretické i praktické problémy geológie.“

Strháva poslucháčov k aktivite, diskusii, k nespočetným otázkam...

Áno, taký bol náš spolupracovník a dobrý priateľ. Vedel zanietiť človeka za dobrú, pokrokovú vec, prebudiť v ňom želanie objavovať nové, skúmať vzájomné súvislosti a zákonitosti, získavať nové poznatky. Svojou erudiťou získaval prívržencov a zapálených realizátorov navrhovaných geologickoprieskumných a výskumných programov. Osobitne si zakladal na permanentnej výchove mladšej generácie. Starostlivo a priateľsky viedol nových geológov do terénu. Vyžaroval vhodné myšlienkové fluidum a pomocou neho ich orientoval na hlbšie poznávanie problémov geológie zákonitosti vzniku a rozmiestnenia ložísk a pomáhal prenikať do podstaty metodiky geologického prieskumu.

Za jeho činnosť a dielo mu patrí naša hlboká vďaka. Sprewádza nás pri každodennej práci a s odstupom času si ho ceníme stále viac ako prameň zdravých, progresívnych myšlienok.

Touto malou spomienkou vzdávame úctu nášmu spolupracovníkovi, významnému slovenskému geológovi a dobrému priateľovi Ing. Jankovi Slávikovi, DrSc., a tak si pripomíname jeho nedozité päťdesiate narodeniny.

Ján Bartalský — Miroslav Slavkay

KRONIKA

Naši jubilanti

Životné jubileum Ing. Marty Abonyiovej



Dlhoročná pracovníčka Geologického prieskumu Spišská Nová Ves a vedúca prevádzky geologickej služby podniku (základného závodu) sa dožíva významného životného jubilea.

Jubilantka sa narodila 9. augusta 1932 v Košiciach a tam roku 1951 ukončila gymnázium. Studovala na Slovenskej vysokej škole technickej v Bratislave a od roku 1952 na Baníckej fakulte VŠT v Košiciach, ktorú úspešne ukončila roku 1955.

Jej prvým pracoviskom bol Rudný projekt v Košiciach, ale už v marci 1957 nastúpila do odbornej skupiny magnezitu do Geologického prieskumu (bývalý Východoslovenský rudný prieskum) v závode Jelšava. Tu začala postupne rozvíjať svoju geologickú činnosť zameranú na ložiskovú a ekonomickú geológiu. Riešila úlohy veľkého národohospodárskeho významu v oblasti vyhľadávania a rozširovania surovinovej základne magnezitu, ako napr. Ploské, Jedlovec, Miková, Dúbravský masív, Lubeník, okolie Jelšavy. Výsledkom úsilia kolektívu, v ktorom pracovala, boli pozitívne výsledky, na základe ktorých sa dobudoval a značne rozšíril magnezitový priemysel Slovenska, čím sa naša republika zaradila medzi najväčších svetových producentov magnezitu. Dôstojným záverom jej odbornej práce je monografia Magnezitové ložiská Slovenska, ktorú napísala s Andrejom Abonyím a vydala roku 1981.

Ing. M. Abonyiová vykonávala geologický prieskum ložísk dekoratívneho kameňa v Silickej Brezovej, tehliarskych surovín v Rož-

ňave, Revúcej, Jelšave, ako aj pri inventarizácii lomov a príprave geologicko-ložiskovej štúdie Spišsko-gemerského rudohoria. Výsledky svojej práce zhrnula v záverečných správach aj v publikáciách.

Významným životným medzníkom Ing. M. Abonyiovej bol rok 1973, keď ju poverili funkciou vedúcej prevádzky geologickej služby podniku. Menovanie do tejto funkcie prirodzene vyplynulo z odbornej úrovne, organizačných schopností a hlbokého zmyslu pre systematickosť a riadiacu prácu jubilantky. Aj v tejto funkcii sa plne osvedčila a podstatne pomohla zvýšiť úroveň výroby v Geologickej službe podniku, ako aj úroveň vzťahov Geologickej služby s prevádzkovými závodmi a odberateľmi. Okrem toho aktívne pracovala vo viacerých podnikových aj rezortných komisiách. Aktívne sa angažovala v politickej práci v Slovenskom zväze žien, v základnej organizácii aj v okresných orgánoch.

Dlhoročnú a svedomitú prácu jubilantky ocenili podnikovým vyznamenaním Zaslúžilý pracovník I. a II. stupňa (1977, 1972), rezortným vyznamenaním Najlepší pracovník Geologickej služby (1960) a štátnym baníckym vyznamenaním Za pracovnú vernosť (1975). Najvyššieho ocenenia sa jubilantke dostalo roku 1980, keď jej prezident Československej socialistickej republiky pri príležitosti 1. a 9. mája prepožičal štátne vyznamenanie Za vynikajúcu prácu ako ocenenie jej dlhoročnej odbornej práce v geologickom prieskume a aktívnej politickej a spoločenskej angažovanosti.

Sme radi, že sa pri tejto príležitosti môžeme pripojiť k širokému okruhu jubilantkiných gratulantov, zaželať Ing. Marte Abonyiovej všetko najlepšie a do ďalších rokov jej popriať pevné zdravie, veľa vytrvalosti, pracovné a osobné úspechy.

Srdečne blahoželáme.

Miroslav Slavkay

Ing. Ivan Kravjanský jubileje



V tomto roku sa dožíva päťdesiatich piatich rokov Ing. Ivan Kravjanský. Narodil sa 5. mája 1927 v Topoľčanoch, gymnázium absolvoval roku 1947 v Prešove. Dva roky študoval baníctvo

na SVŠT v Bratislave a potom na Vysokej škole banskej v Ostrave, kde v máji 1952 získal titul banského inžiniera. Už počas štúdia prejavoval záujem o banskú geológiu a roku 1950 sa v kolektíve študentov VŠB a SVŠT zúčastnil na geologickom mapovaní banských diel ložiska Banská Štiavnica.

Roku 1952 nastúpil jubilant ako závodný geológ základného závodu Turčianske Teplice Západoslovenského rudného prieskumu a pracoval pri prieskume ložísk Špania Dolina, Liptovská Dúbrava, Kremnica a celej oblasti Nízkych Tatier. Po vytvorení rezortu geológie roku 1958 pôsobil v rozličných funkciách v Geologickom prieskume v závode Banská Bystrica. Naďalej pracoval v oblasti Španej Doliny, robil vyhľadávacie prieskum Pb, Zn rúd v oblasti Drienka, diatomitov v Dúbravici, bentonitov pri Hrochoti a kontrolný prieskum ložiska cementárskych surovín v Kostiviarkej. Po centralizovaní geologickej služby do Geologického prieskumu Spišská Nová Ves a po vytvorení geologického strediska v Banskej Bystrici bol jeho vedúcim až do roku 1969, keď odišiel do služieb Slovenského geologického úradu. Dbal o odborný rast pracovníkov, a najmä o to, aby z mladých nadaných kolektorov vyrástli geológovia. Viacerí z nich sa dobre uplatňujú v našej geológii.

Po zriadení SGÚ roku 1969 sa stal jeho pracovníkom a vykonával v ňom vedúce geologicke funkcie. Stále bol vedúcim odboru ložiskovej geológie, teraz je riaditeľom geologického odboru a v rezorte vedie ložiskový, hydrogeologický a inžinierskogeologický prieskum vrátane zosuvov. Pod jeho vedením sa plnia hlavné úlohy geologického prieskumu

najmä pri vyhľadávaní nových zásob uhlia, ropy, zemného plynu, rúd a nerúd, ako aj pri ich odovzdávaní ťažobným organizáciám. Dalej sú to zásoby podzemnej vody, ochrana kúpeľov, ochrana vôd pred znečistením a potrebné inžinierskogeologické informácie. Bol na čele kolektívu, ktorý vypracoval prognózy zdrojov nerastov, ako aj možnosť zabezpečovať prírastok zásob roku 1972 a 1979, ktoré sú podkladom pre ďalšie úvahy rezortu do roku 2000.

Okrem odbornej činnosti je jubilant aktívny aj v politicko-spoločenskej sfére, najmä v ČSVTS. Od založenia pobočky ČSVTS pri SGÚ až do tohto roku bol jej predsedom, je členom mestského výboru banskej spoločnosti, vedeckým tajomníkom jej predsedníctva, členom pléna Slovenského ústredného výboru banskej spoločnosti a predsedom odbornej skupiny pre geologický výskum a prieskum pri SÚVBS ČSVTS. Za túto činnosť sa stal držiteľom Zlatého odznaku I. stupňa ČSVTS, ako aj plakety 25. výročia jej založenia. Je aktívnym členom Slovenskej geologickej spoločnosti. Naša spoločnosť jeho pozitívnu činnosť viackrát ocenila vyznamenaniami. Je držiteľom baníckeho vyznamenania Za pracovnú vernosť, odznaku Najlepší pracovník geológie (1962) a Najlepší pracovník geologickej služby SGÚ (1977).

Od založenia časopisu Mineralia slovaca je členom redakčnej rady. Publikoval rad štúdií a je autorom viacerých záverečných správ o geologických prieskumoch, ktoré za dlhé roky svojej činnosti spracúval. V SGÚ je činný najmä pri aktívnom organizovaní odborných seminárov a konferencií, ktoré usporadúva pobočka ČSVTS pri SGÚ a ktoré majú vždy celoštátny alebo medzinárodný význam. Aktívne sa zúčastňoval na mnohých odborných podujatiach a často na nich vystupoval so zásadnými referátmi.

Jubilant vykonal a vykonáva záslužnú prácu na prospech našej spoločnosti a geológie, za čo mu patrí úprimná vďaka. K jeho významnému životnému jubileu mu čo najsrdečnejšie blahozeláme a do ďalších rokov prajeme veľa zdravia, vytrvalosti, osobných a pracovných úspechov.

Miroslav Slavkay

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI

Valné zhromaždenie Slovenskej geologickej spoločnosti

V zmysle stanov Slovenskej geologickej spoločnosti § 7 ods. 1 zvoláva Ústredný výbor SGS valné zhromaždenie najmenej raz za tri roky. Doterajší ústredný výbor SGS, zvolený 4. V. 1978 na valnom zhromaždení 26. 11. 1981 skončil svoju činnosť. Správu predniesol predseda SGS člen korešpondent SAV Oto Fusán.

Hlavným poslaním Slovenskej geologickej spoločnosti je napomáhať rozvoj geologických vied, prehľbovať a rozširovať geologický výskum a prieskum na Slovensku, a tak urýchľovať aplikáciu progresívneho trendu vedecko-technického rozvoja v našom národnom hospodárstve.

Slovenská geologická spoločnosť plní túto funkciu hlavne organizovaním akcií zabezpečujúcich včasnú výmenu vedeckých poznatkov, šírenie nových skúseností a informácií v najširších radoch pracovníkov geologických a príbuzných inštitúcií na Slovensku. Na plnenie tohto cieľa organizuje prednášky domácich aj zahraničných odborníkov, tematické semináre, sympóziá, konferencie a zabezpečuje publikovanie informácií z takýchto podujatí.

V poslednom období vyvíjala SGS túto činnosť prostredníctvom štyroch pobočiek, bratislavskej, košickej, žilinskej a od roku 1979 aj spišskonovoveskej. Pritom v rámci bratislavskej pobočky pracuje geochemická, inžiniersko-geologická, sedimentologická a hydro-geologická odborná skupina.

Od roku 1978 usporiadala SGS 39 seminárov [121 referátov, 115 prednášok (16 zahraničných prednášateľov)], 7 exkurzií a 1 celoštátnu konferenciu.

Je potešiteľné, že počet významnejších akcií, najmä seminárov, stúpa. Je to zásadná kvalitatívna zmena, pretože na niektorých takýchto podujatiach bolo viac prednášok, ako je celoročný počet bežných prednášok v pobočkách. Šírka a hĺbka vedeckoinformačného vplyvu takýchto akcií je oveľa významnejšia a týka sa širokého okruhu členov a ďalších pracovníkov geológie. Najlepšie to dokumentuje účasť, ktorá sa napr. roku 1981 pohybovala od 50—80 účastníkov na každom podujatí. Na viacerých seminároch sa zúčastnili aj zahra-

niční hostia. Aj keď prednášok zahraničných odborníkov bolo za celé obdobie 16, nepokladáme tento počet za primeraný. Ak sa nedarí zabezpečovať viac zahraničných prednášateľov prostredníctvom Slovenskej akadémie vied, treba zo strany ústredného výboru aj vedenia pobočiek a odborných skupín vyvinúť väčšiu iniciatívu pri zaistovaní prednášok zahraničných hostí, ktorí sú u nás na pozvanie iných inštitúcií.

Osobitnú zmienku si zasluhuje usporiadanie XXIII. celoštátnej geologickej konferencie, ktorú zorganizoval Ústredný výbor SGS spolu s bratislavskou pobočkou. Konala sa 26.—28. 8. 1980 v Trnave za účasti 350 geológov a 5 zahraničných hostí. Okrem základných referátov dotýkajúcich sa aktuálnej problematiky najmä v oblasti západného Slovenska (geologická stavba Malých Karpát, Strážovskej hornatiny a bradlového pásma, ložisková problematika, termálne a minerálne vody, výstavba vodného diela Dunaj atď.) bolo zorganizovaných 7 paralelných dvojdnových exkurzií. Treba vyzdvihnúť, že vytlačené materiály — prednášky, exkurzných sprievodcov, stanovy spoločnosti a adresár členov SGS dostali účastníci už pri prezentácii.

Na XXIII. celoštátnej konferencii v Trnave udelila SGS čestné členstvo doc. RNDr. Z. Rothovi, DrSc., RNDr. L. Ivanovi, CSc., prof. V. Andrusovovej, prof. dr. J. Jelínkovi a prof. A. Haydemu. Pamätnú plaketu Jána Slávika udelili RNDr. L. Ivanovi, CSc., dlhoročnému predsedovi spoločnosti, za zásluhy o rozvoj SGS, a druhú plaketu Ústredný výbor SGS schválil a odovzdal na valnom zhromaždení RNDr. O. Samuelovi, DrSc., za jeho dlhoročnú činnosť v spoločnosti a úspešnú organizáciu XXIII. celoštátnej konferencie.

Z prehľadu vidno, že činnosť Slovenskej geologickej spoločnosti bola rozsiahla. Zaslúžili sa o to výbory pobočiek a patrí im za to uznanie a vďaka. Osobitné uznanie si zasluhuje doc. dr. D. Hovorka, CSc., predseda bratislavskej pobočky, prof. L. Rozložník, DrSc., predseda košickej pobočky, dr. K. Malatinský, CSc., predseda žilinskej pobočky, a dr. M. Slavkay, CSc., predseda spišskonovoveskej pobočky, ktorí v činnosti pobočiek vyvinuli

mimoriadnu iniciatívu.

Mnohé akcie zorganizovala spoločnosť v spolupráci so SVTS a inými geologickými inštitúciami. Takúto tendenciu treba hodnotiť pozitívne, pretože zodpovedá integracnému úsiliu celej našej spoločnosti, ako aj požiadavkám vyšších orgánov, ktoré usmerňujú činnosť vedeckotechnických spoločností na Slovensku.

V súvislosti s činnosťou SGS treba pozitívne hodnotiť dobrú spoluprácu s Organizačným strediskom vedeckých spoločností Slovenskej akadémie vied, ktoré nám maximálne vychádzalo v ústrety.

Pokiaľ ide o členskú základňu SGS, mala aj v poslednom období vzrastajúci trend. Stav členstva v rokoch 1978—1981 bol nasledujúci. Koncom roku 1978 mala spoločnosť 514 členov (z toho 4 čestných), pričom v priebehu roka bolo prijatých 14 nových členov, kým 49 členstvo na základe stanov (§ 5, ods. 2b) zaniklo.

V priebehu roku 1979 dvaja členovia vystúpili zo spoločnosti a bolo prijatých 33 nových členov, takže koncom roku počet členov vzrástol na 543 (1 člen zomrel). Vzostupný trend členstva pokračoval aj roku 1980. Bolo prijatých 44 členov a 4 čestní členovia. Siedmi členovia zo spoločnosti vystúpili, takže stav členstva ku koncu roka vzrástol na 582 (dvaja zomreli).

Do 1. novembra 1981 bolo prijatých 52 nových členov, kým v súlade so stanovami zaniklo členstvo 103 členom spoločnosti, takže sa celkový stav členstva ku koncu novembra 1981 znížil na 571 členov.

So žiaľom sa konštatovalo, že v poslednom funkčnom období opustili rady našej spoločnosti štyria členovia (Ing. Jozef Cipro, prof. RNDr. Július Cincár, CSc., prof. Eduard Horňák a doc. dr. Alojz Matějka).

Aj keď možno s uspokojením konštatovať, že v ostatnom období sa výrazne zlepšil stav v platení členských príspevkov, treba tento pozitívny trend udržiavať a postupovať v zmysle stanov. Ústredný výbor SGS vyhotovil adresár členov a spolu so stanovami ho zaslal každému platiacemu členovi. Treba konštatovať, že členovia málo využívajú zľavu pri nákupe odbornej literatúry vydávanej Vedou, vydavateľstvom Slovenskej akadémie vied, a časopisu Mineralia slovaca.

Za kolektívnych členov spoločnosti Ústred-

ný výbor SGS získal Geologický prieskum, n. p., Spišská Nová Ves, Uhoľné a lignitové bane, k. p., Prievidza, Agrofrigor Dunajská Streda; Geologický ústav Slovenskej akadémie vied, Rudné bane a magnezitové závody, g. r., Bratislava, Geofyzikálny ústav Slovenskej akadémie vied. Roku 1982 sa kolektívnymi členmi stali: Slovenský geologický úrad, Geologický ústav D. Štúra, Slovakoterma, g. r., Bratislava. Takto sa vytvorili aspoň minimálne predpoklady na úhradu vydávania časopisu Mineralia slovaca, ktorého je SGS spoluvydavateľom.

Odstupujúci Ústredný výbor Slovenskej geologickej spoločnosti dal členstvu na uváženie návrhy, ktorých realizáciou by sa mal zaoberať nový ústredný výbor spoločnosti:

1. Založiť paleontologickú a ložiskovú odbornú skupinu.

2. Rozšíriť rady čestných členov, domácich aj zahraničných.

3. Zostaviť zoznam všetkých geológov pracujúcich na Slovensku s cieľom rozšíriť členskú základňu.

4. Prehĺbiť spoluprácu s ČSMG a koordináciu s ČSVTS, ako aj vzťahy s jednotlivými geologickými organizáciami.

5. V širšej miere podchyťávať záujem mládeže o geologické vedy.

Valné zhromaždenie zvolilo do nového Ústredného výboru SGS nasledujúcich členov: predseda: RNDr. Ondrej Samuel, DrSc., podpredseda: prof. Ing. František Čech, DrSc., tajomník: RNDr. Ondrej Franko, CSc., hospodár: RNDr. Anton Biely, CSc., predsedovia jednotlivých pobočiek: doc. RNDr. Dušan Hovorka, CSc. (bratislavská), RNDr. Pavol Grečula, CSc. (košická), RNDr. Miroslav Slavkay (spišskonovoveská), RNDr. Kazimír Malatinský, CSc. (žilinská), revízorky: RNDr. Marta Balkovičová a RNDr. Anna Mihalíková.

Členovia výboru: prof. Ing. Ján Babčan, DrSc., doc. RNDr. Darina Čabalová, CSc., člen korešpondent SAV Oto Fusán, RNDr. Rudolf Gabčo, Ing. Róbert Marschalko, CSc., doc. RNDr. Ladislav Melioris, CSc., RNDr. Pavel Ostrolucký, RNDr. Anna Pechočiaková, RNDr. Peter Reichwalder, prof. RNDr. Cyril Varček, CSc., RNDr. Júlian Zelman, CSc.

O. Samuel

- Zuzana Hroncová*
Geologickoŕoziskové hodnotenie juŕného okraja Kremnických vrchov (Źiarska kotlina) Economic geological appreciation of the southern marginal area of the Kremnické pohorie Mts. (Źiarska kotlina basin, Middle Slovakia) **207**
- Ján Tabak*
Geologický prieskum stavebného kameňa lokality Źdaňa-Rakovce Results o geological prospecting on the Źdaňa-Rakovce building stone deposit (Middle Slovakia) **240**
- Jozef Michel*
Zabezpečenie kameniva pre raŕónové ťaŕobne v nedostatkových oblastiach Slovenska Reserves of stone-aggregate raw materials from new territorial quarrying capacities in defficient areas of Slovakia **249**
- Ladislav Lacko*
Stav a perspektívy prieskumu dekoračného kameňa na strednom Slovensku Recent state and outlooks of prospecting for trim-stone reserves in Middle Slovakia **275**
- Ján Hurný*
Zonálny pyrit s obsahom Co, Ni a kobaltínu z Gelnickej Źily v Gelnici Zonal cobalt- and nickeliforous pyrite and cobaltite from the Gelnica ore vein (Spišsko-gemerské rudonorie Mts., Eastern Slovakia) **277**
- Stanislav Polák — Peter Hanas*
Scheelit v Povaŕskom Inovci **280** Scheelite in the Povaŕský Inovec Mts.
- KRONIKA CHONICLE
- Ján Bartalský — Miroslav Slavkay*
Spomíname na Ing. Jána Slávika, DrSc. **284** Remember Ing. Ján Slávik, DrSc.
- Miroslav Slavkay*
Źivotné jubileum Ing. Marty Abonyiovej **285** Jubilee of Ing. Marta Abonyiová
- Miroslav Slavkay*
Ing. Ivan Kravjanský jubiluje **286** Jubilee of Ing. Ivan Kravjanský
- ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI THE SOCIETY'S LIFE
- Ondrej Samuel*
Valné zhromaŕdenie Slovenskej geologickej spoločnosti General assemblage of the Slovak Geological Society **287**

MINERALIA SLOVACA — časopis Slovenskej geologickej spoločnosti a slovenských geologickoprieskumných organizácií ročník 14, číslo 3, jún 1982.

Vydáva Geologický prieskum, n. p., 052 80 Spišská Nová Ves v n. p. ALFA, vydavateľstve technickej a ekonomickej literatúry, Hurbanovo nám. 3, 815 89 Bratislava, tel. 3314 41 až 45.

Adresa redakcie: Geoprieskum — Mineralia slovaca, p. p. A-21, Jesenského 6, 040 51 Košice, tel. 20953. Vedúci redaktor: Ing. Ján Bartalský, CSc., zástupca: RNDr. Pavol Grecula, CSc. Vychádza 6-krát ročne. Tlačia Východoslovenské tlačiarne, n. p., Švermova 47, 040 67 Košice. Objednávky adresujte redakcii časopisu. Cena jednotlivého čísla Kčs 15.—, ročné predplatné Kčs 90.—. Imprimované dňa 4. 6. 1982. Subscriptions and correspondence concerning advertisements be sent SLOVART Ltd., Gottwaldovo nám. 6, 817 64 Bratislava.

The Mineralia slovaca is also available on an exchange basis. For details please write to the Editor Mineralia slovaca, P. O. Box A-21, 040 51 Košice, Czechoslovakia.

VYDAVATEL:

SLOVENSKÁ GEOLOGICKÁ SPOLOČNOSŤ – BRATISLAVA

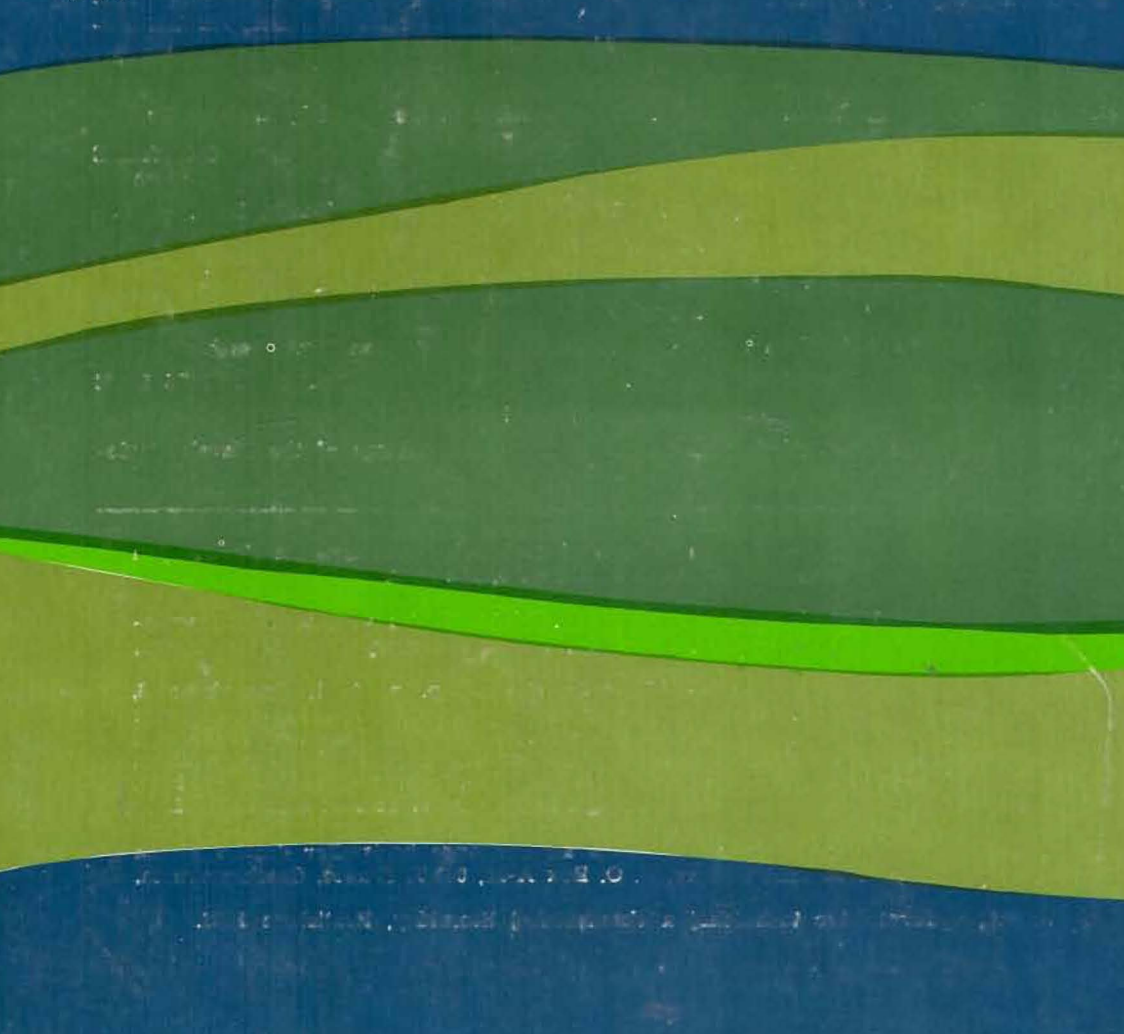
SLOVENSKÝ GEOLOGICKÝ ÚRAD – BRATISLAVA

INŽINIERSKOGEOLOGICKÝ A HYDROGEOLOGICKÝ PRIESKUM, N. P., ŽILINA

NAFTA, K. P., GBELY

GEOLOGICKÝ PRIESKUM, N. P., SPIŠSKÁ NOVÁ VEŤ

49 374

The lower half of the image features an abstract graphic design. It consists of several wavy, horizontal bands of color. From top to bottom, the colors are: a dark green band, a light yellow-green band, a dark green band, a bright lime green band, and a light yellow-green band. These bands are set against a dark blue background that occupies the top half of the image. The overall effect is reminiscent of geological strata or a stylized landscape.