

# MINERALIA SLOVACA



ROČNÍK 6 • ČÍSLO 1

GEOLOGICKÝ PRIESKUM • Spišská Nová Ves • 1974

# MINERALIA SLOVACA

roč. 6 (1973) — č. 1

Hlavný redaktor: Ing. Ján BARTALSKÝ  
Vedecký redaktor: RNDr. Pavol GREČULA CSc.  
Technický redaktor: Ing. Tibor SASVÁRI

Redakčná rada: Ing. Pavol BUJALKA, RNDr. Ján BYSTRICKÝ, DrSc., Ing. Ivan KRAVJANSKÝ, Bartolomej LEŠKO, DrSc., Ing. Ivan PAGÁČ, RNDr. Anton PORUBSKÝ, CSc. prof. Ing. Ladislav ROZLOŽNÍK, CSc., RNDr. Ondrej SAMUEL, DrSc. Ing. Ján SLÁVIK, CSc. (predseda redakčnej rady), RNDr. Ivan ŠARIK, Ing. Milan TAPÁK, prof. RNDr. Cyril VARČEK CSc., prom. geol. Imrich VARGA

## OBSAH — CONTENTS

|                                                                                                                                                                                                 |    |
|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| <i>Anton Suchár</i> : Výsledky prieskumu masenca v okolí Kokavy nad Rimavicou — Results of the prospecting for talc in the environs of Kokava nad Rimavicou (central Slovakia) . . .            | 1  |
| <i>Miroslav Slavkay—Ján Lenárt</i> : Vyhľadávacie kritériá a príznaky mastencových ložísk v okolí Hnúšťa — Prospecting criteria and indication of talc deposits in the environs of Hnúšťa . . . | 17 |
| <i>Bedrich Gaža</i> : Výsledky naftového prieskumu Kolárovskej kladnej gravimetrickej anomálie — Resultate der Erdöl-Erkundung der positive gravimetrischen Anomalien von Kolárovo . . .        | 23 |
| <i>Rudolf Hulman—Ján Šajgalik—Florián Vámoš</i> : Geotechnické podmienky výstavby Petržalky — Geotechnical Conditions of the Construction of Petržalka . . .                                    | 41 |
| <i>Tomáš Gregor</i> : Poznámky ku geologickej stavbe južnej a juhozápadnej časti gemeríd — On the geological structure in the southern and south-western parts of the Gemerides . . .           | 55 |

## SPRÁVY

|                                                                                                                                                                                           |    |
|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| <i>Eva Planderová</i> : Poznámky k veku starohorského paleozoika na základe palinologického výskumu — Remarks to age of the Staré Hory Paleozoic, based upon palynological research . . . | 63 |
| <i>Ján Hurný</i> : Nález hydroromeitu v Spišsko-gemerskom rudohorí — Determination of hydroromeite in the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. . . . .                                         | 73 |
| <i>Ján Valach—Rudolf Kúšik</i> : Asociácia molybdenitu a flouritu v neovulkanitoch Vtáčnika — Molybdenite and flourite association in neovulcanites of the Vtáčnik Mts. . . . .           | 75 |
| <i>Jozef Jaroš</i> : Význam interpretácie ofiolitovej suity pro geosynklinálnu teóriu . . . . .                                                                                           | 79 |

## INFORMÁCIE

|                                                                                                            |    |
|------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| <i>Ján Cieker</i> : Niektoré spôsoby využitia plynovochromatografických metód v geochemii a geológii . . . | 87 |
|------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|

## ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI

|                                                                                                                |    |
|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| <i>Ján Babčan</i> : Príspevok k teórii vzniku oxidov železa v sideritových ložiskách . . . . .                 | 93 |
| <i>Ján Ilavský</i> : Metalogenéza alpskej Európy . . . . .                                                     | 93 |
| <i>Dušan Hovorka</i> : Litológia a chemické zloženie metasedimentov jarabskej série Západných Karpát . . . . . | 94 |
| <i>Milan Mišík</i> : Stavba kanadských Skalných hôr a Appalačského pohoria na Newfoundlande . . .              | 95 |

## RECENZIE

|                                                                                                          |    |
|----------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| <i>Ju. S. Bojarskaja</i> : Deformovanie kristallov pri ispytaniach na mikrotverdosť (Pavel Kašpar) . . . | 40 |
| <i>A. A. Godovikov</i> : Vvedenie v minéralogiju (Pavel Kašpar) . . . . .                                | 62 |

## Výsledky prieskumu mastenca v okolí Kokavy nad Rimavicou

ANTON SUCHÁR

(3 obr., 5 fot. a 2 tab. v texte)

**Sur les résultats de la prospection du talc aux environs de Kokava sur Rimavica (Slovaquie centrale)**

L'auteur présente les résultats provisoires de la prospection faite aux environs de Kokava en étudiant l'évolution de profondeur des gisements de talc. Il s'intéresse à la structure détaillée du gisement Lýdia quant à ses qualités minéralogiques et chimiques.



Mastenec u nás patrí k surovinám, ktorých spotreba je dotovaná z dovozu. Dopyt po kvalitných druhoch tejto suroviny u nás i v ostatných priemyselne vyspelých krajinách z roka na rok rastie. Technický mastenec v rokoch 1966—1972 kryl v plnej miere požiadavky odberateľov, ktoré v ročnom priemere predstavovali množstvo okolo 20 kt. Výroba mastencových surovín za toto obdobie bola v ročnom priemere okolo 25 kt. Nadprodukcia prevažne technického mastenca sa exportovala do socialistických krajín.

Súčasný stav zásob surovinovej základne, ktorú v ČSSR reprezentuje širšie okolie Hnúšte, postačuje na krytie požiadaviek domácich spotrebiteľov technického mastenca pri ročnej kapacite ťažby 25 kt na viac ako 20 rokov. Podstatne nepriaznivejšia je situácia v uspokojovaní požiadaviek na elektrokeramický kusový a mletý mastenec. Podľa podkladov jediného výrobcu, dovozcu a vývozcu mastenca (Rudné bane, Banská Bystrica) je priemerná ročná domáca potreba všetkých priemyselne využívaných druhov mastenca do roku 2000 okolo 24 kt. Na základe porovnania budúcej potreby a zásob domácej surovinovej základne by sa na prvý pohľad mohlo zdať, že mastenca je dostatok.

Poznamenávame, že doteraz známe a vyčíslené zásoby treba prehodnotiť z ekonomického hľadiska. Retrospektívny pohľad na ťažbu za obdobie pred rokom 1971 poskytuje údaje, ktoré signalizujú, že pomer zastúpenia kvalitných druhov mastenca sa oproti platnej prepočítanej báze na keramický mastenec podstatne znižuje. Táto skutočnosť prakticky znamená, že podzemná ťažba mastenca bude efektívna, ak sa dodrží pomer kvality mastencovej suroviny v zložení  $KM : FM : TM = 1 : 0,72 : 0,30$ .

Vyjasnenie podmienok bilančnosti mastencových surovín z ekonomického pohľadu ziskovosti preto považujeme za naliehavé. Okrem toho predpokladáme, že zastaraná, málo efektívna ťažba, výroba a úprava nebude schopná uspokojiť stúpajúce nároky na kvalitné

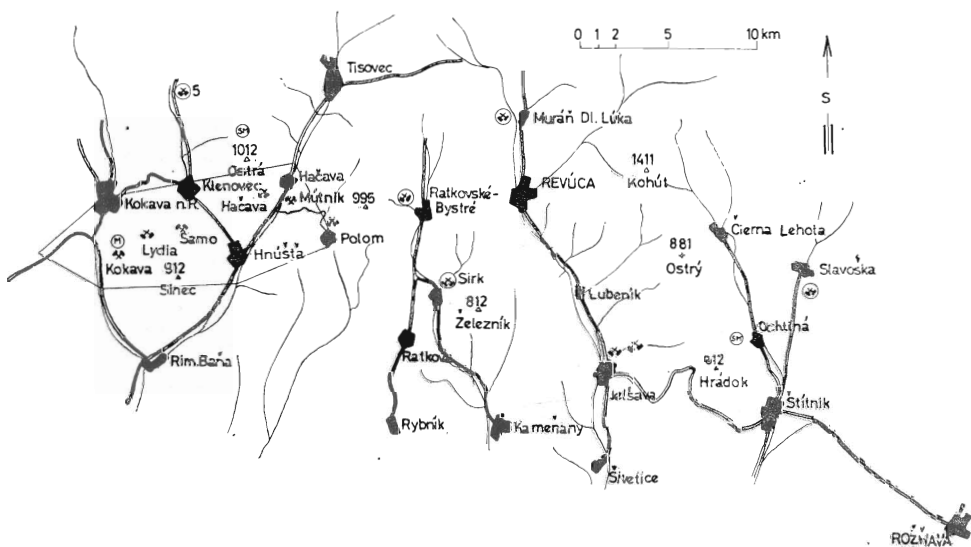
\*Ing. Anton Suchár, Geologický prieskum, 048 80 Rožňava.

druhy mastenca a okrem toho značná časť kvalitnej suroviny sa nedostane do finálnej výroby.

Uvedené skutočnosti potvrdzujú, že zámer rozšíriť surovinovú základňu má opodstatnenie.

### Geologické pomery

Geologická stavba územia, ktorého súčasť tvorí aj produktívne mastencové súvrstvie, bola predmetom štúdiá viacerých autorov. Základné prvky geologickej stavby a genézy metamorfných sérií tatroveporíd sú v početných publikáciách najmä V. ZOUBKA (1928, 1931, 1955, 1956). Geologické pomery okolia Hnúšte s opisom ložísk a výskytu úžitkových nerastov uvádza vo svojich prácach J. ŠUF (1933, 1937, 1938). Na jeho práce so zamieraním na mastencovú mineralizáciu nadväzuje M. KUŽVART (1954, 1955, 1956). Vek niektorých hornín veporidného kryštalinika riešil J. KANTOR (1960). Výsledky minerografického štúdiá niektorých rudných nálezísk v okolí Hnúšte publikoval M. PETRO (1961). Mineralogicko-geochemický výskum mastenca a polymetalického zrudnenia v okolí Hnúšte predkladá vo svojich prácach Z. TRDLÍČKA (1959, 1962). Genézou mastenca v serpentinitoch kohútskeho kryštalinika sa zapodieva D. HOVORKA (1965).



Obr. 1. Situačná mapa dôležitejších nálezísk a ložísk mastenca medzi Rožňavou a Kokavou nad Rimavicou. 1 — hranica prieskumného územia 2 — výskyt mastenca viazaného na karbonáty, 3 — výskyt mastenca viazaného na serpentinit, 4 — ložisko mastenca v ťažbe (geneticky viazané na karbonáty), 5 — výskyt mastenca skúmaný, resp. ťažený (geneticky viazaný na karbonáty) v minulosti, 6 — výskyt mastenca skúmaný, resp. ťažený (geneticky viazaný na serpentinit) v minulosti.

Fig. 1. Map showing significant talc occurrences and deposits in the area between Rožňava and Kokava n/Rimavicou. 1 — boundary of the area investigated, 2 — occurrence of talc associated with carbonates, 3 — occurrence of talc associated with serpentinites, 4 — worked talc deposit (genetically connected with carbonates), 5 — talc occurrence investigated and/or exploited in the past (genetically connected with carbonates), 6 — talc occurrence investigated and/or exploited in the past (genetically connected with serpentinites).



Územie ohraničené spojnicou obcí Polom — Hačava — Klenovec — Kokava — Zlatno — Hnúšťa v mierke 1 : 10 000 zmapoval Z. BACSÓ (1969) v rámci prvej etapy terajšieho vyhladávacieho prieskumu (obr. 1).

Na základe podrobného geologického mapovania možno v predmetnom prieskumnom území vyčleniť tri tektonické celky, ktoré sú podľa V. ZOUBKA (1954) postupne od JV na seba nasunuté. Podľa výsledkov petrografického štúdia sa dajú rozlíšiť tieto pásma: čiastkové čiastkové migmatitové pásmo (málinecké), čiastkové pásmo granatických svorov (klenovecké), čiastkové fylito-migmatitové pásmo (rimavické).

Keďže toto územie tvorí iba časť južnejšieho pásma veporského kryštalinika (južná časť tisoveckej zóny), stretávame sa tu iba s čiastkovým pásmom granatických svorov a aj s fylito-migmatickým pásmom.

### Čiastkové pásmo granatických svorov

Najsevernejším členom tohto pásma je granatický svor, ktorý v oblasti masívu Trstie pozvoľna prechádza do čiastkového migmatitického pásma. Granatické svory a ostatné úvrstvia tohto pásma, biotitické svorové ruly a chloriticko-sericitické bridlice sa považujú za produkt retrográdnej metamorfózy. Granatické svory charakterizuje A. NEMČOK (1953) ako horniny, ktoré sa skladajú prevažne z kremeňa a biotitu a často obsahujú muskovit za granát. V miestach tektonicky silnejšie namáhaných nie je v granatickom svore zriedkavý sagenit a chlorit.

V čiastkovom pásme granatických svorov rozlišuje Z. BACSÓ (1969) tieto samostatné lito-logické celky: muskoviticko-biotitické svory, muskovitické svory, muskoviticko-chloritické svory ( $\pm$  granát).

Tektonická šupina svorov je najrozsiahlejšia v sv. časti predmetného územia, ale v okolí Kokavy sa intenzívne redukuje, až úplne stráca. Na tektonický styk s južnejšie ležiacimi biotitickými pararulami s doskovitou odlučnosťou poukazujú miestami pozorovateľné stykové mylonitové zóny. Ďalším veľmi významným členom čiastkového pásma granatických svorov sú jemnozrné sivé biotitické pararuly. Z petrografického hľadiska ide o monotónny pruh pararúl ležiaci južne od vyššie opísaného pásma granatických svorov. Nepravá mocnosť súvrstvia sa pohybuje od 1,5 do 2,0 km. Oproti nadložnému fylito-migmatitovému pásmu je v tektonickej pozícii, oddeľuje ich vzájomne mohutná násunová dislokácia, po ktorej bolo južnejšie fylito-migmatitové pásmo nasunuté na biotitické pararuly. Vo v. časti pararulovej šupiny prevláda sv. — jz. až vsv. — jjz. smer bridličnatosti s 10 až 40° sklonom na JV.

Uloženie horniny na prevažnej časti územia je pomerne jednoduché, naproti tomu však v z. časti, t. j. bližšie k čiastkovému pásmu granatických svorov sú biotitické pararuly intenzívne nepravidelne zvrásnené.

Horniny pásma biotitických pararúl sa vyznačujú prítomnosťou pásom epizonálnej diafektorízy a vyvalcovaním niektorých jej členov. Diafektority možno pozorovať na viacerých miestach územia, najmä však v niektorých lomoch pri ceste Hnúšťa — Klenovec.

V sérii biotitických pararúl sú veľmi významné smerové, súhlasne s bridličnatosťou prebiehajúce dislokácie, pretože v nich miestami vystupujú karbonáty, prevažne dolomit (?), ako normálne členy veporidného kryštalinika, ktoré sú však značne porušené a rozvlečené do takmer súvislého, miestami prerušeného radu šošoviek. V miestach, kde bola mocnosť karbonátov väčšia (10 až 80 m), ako napríklad pri ložiskách Mútnik, Samo a Kokava,

smerná súvislosť šošoviek dosahuje 100 až 700 m, kým polohy menších mocností boli rozvalcované a sú súčasťou poruchovej výplne, prípadne tvoria šošovky malých rozmerov, ktoré majú skôr charakter blokov utopených v mylonitovo-mastencovej mase. Tento jav možno pozorovať najmä v štôlni Lýdia (Sinec). Podobný charakter má aj štruktúra overená prieskumnými prácami v posledných rokoch, ktorú považujeme za 1. podložnú mastenconosnú polohu ložiska Kokava v okolí kóty Borovana.

M. KUŽVART (1965) vychádza z predpokladu, že pôvodné vápence a dolomity (staršie paleozoikum?) reprezentovali pravdepodobne korálové útesy, ktoré v blízkosti zlomu oddeľujúceho rimavickú šupinu od klenoveckej boli metasomaticky premenené na magnezit, zatiaľ čo karbonátové šošovky vo väčšej vzdialenosti od prírodnej línie zlomu zostali zachované ako vápence alebo dolomity na Ostrej a vo väčšej hĺbke ložiska Mútnik. Domnieva sa, že obidva pruhy karbonátových telies (1. Ostrá — Hačava — Mútnik, 2. Kokava — Sinec — Lýdia — Samo — Polom) prináležia k sebe ako dve ramená prevráteného izoklinálneho brachyantiklinálneho uzáveru, ktorý sa ponára na východe pod dislokáciu medzi málineckou a klenoveckou zónou.

V hlbšom podloží biotitických pararúl sú na podobnej smerovej tektonickej línii vyvalcované karbonátové šošovky so sulfidickou mineralizáciou. Ide napríklad o tieto náleziská: skarnové zrudnenie pri Kokave, Iharčovo (jv. od Kokavy), Pod Meďanom pri Klenovci, na východnom svahu kopca Ostrá pri Hačave, Cerberus pri Mútniku. V nadloží ložiska Mútnik sú prejavy mineralizácie Pb-Zn, Cu-Ni-Co.

Z praktického hľadiska si v pásme granatických svorov zasluhuje pozornosť prítomnosť konkordantne uložených telies amfibolitu. Technické práce ich overili v podloží kokavského ložiska (vrt BV-5), banské dielo Lýdia, ako aj niektoré banské diela štôlne Svätopluk na ložisku Mútnik. Ide o telesá — šošovky s malou mocnosťou, závažná je však skutočnosť, že lokálne je v nich vyvinuté obsahovo bilančné zrudnenie Cu. Častejšie sa amfibolit vyskytuje v sv. časti predmetného územia, t. j. na oboch stranách Rimavy, kým v jz. časti je premenený na zelené chloritické bridlice s reliktmi nepremeneneho amfibolitu.

Biotitické jemnozrnné pararuly boli postihnuté diaforézou, a tak vznikli najnižšie metamorfované členy čiastkového pásma granatických svorov — chloriticko-sericitické bridlice. Pretože sprevádzajú ložiská mastenca, nazývame ich produktívnym súvrstvím. Od hornín, ktoré sú diaforézou veľmi málo postihnuté, prípadne touto premenou nedotknuté, sa odlišujú oveľa menším podielom živcov (plagioklasu) a vyšším podielom kremeňa (okolo 40 — 60 %) a chloritu (30 — 40%). Biotit je v týchto horninách takmer úplne baueritizovaný.

### Čiastkové fylito-migmatitové pásmo

V predmetnom území sú horniny patriace do tohto pásma rozšírené predovšetkým v okolí kóty Sinec. Geneticky sú pravdepodobne späté s granitoidnými masívmi, čo Z. BACSÓ (1969) dokladá tým, že sa miestami vyskytujú veľké migmatizované kryhy paramateriálu utopeného v hybridných granitoidoch. Najrozšírenejším variantom migmatitov Sinca sú migmatity arteritického charakteru, ktoré sú často veľmi detailne zvrásnené. Výrazne oddelená ortozložka od parazložky spôsobuje typickú ptygmatickú textúru horniny.

V jv. časti územia pri magnezito-mastencovom ložisku Mútnik vystupujú zelenosivé, veľmi jemnozrnné až celistvé rohovcové ruly, ktoré lokálne prechádzajú až do biotitických fylitov. Smerom k nadložiu, bližšie k násunovej tektonickej línii pribúda v nich kremeň, a tak pozvoľne prechádzajú do metakvarcitov.

Leukokrátne kremité diorit vystupuje v území jz. od obce Polom v blízkosti násunovej

línie a podľa geologickej pozície patrí do čiastkového fylito-migmatitového pásma. Táto hornina má miestami až aplitický vzhľad. V menších telesách vystupuje aj západnejšie, všade však v bezprostrednej blízkosti násunovej tektonickej línie. V oblasti Sinca sú telesá leukokrátnych aplitických žúl tektonicky slabé až stredne silne zbridlčenaté. Prevahu majú však menej bridličnaté leukokrátne hrubozrnné granity s muskovitom a sericitom, predovšetkým v okolí obce Liešnica a Zlatno. Menej rozšíreným variantom týchto magmatitov sú biotitické až amfibol-biotitické granity a granodiority. Vystupujú v podobe menších telies po celom území čiastkového fylito-migmatitového pásma.

### **Predbežné výsledky prieskumných prác**

Doterajšie poznatky z ťažby a prieskumu potvrdzujú, že najvýznamnejšie akumulácie masenca chudobného na železo (s obsahom  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  max. 2,75) možno očakávať len na náležiskách, kde je mastencová mineralizácia geneticky spätá s karbonátmi. Na metamorfované ultrabázické horniny sa geneticky viaže iba masenec bohatý na železo (s obsahom  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  nad 2,75 %), zodpovedajúci technickému masencu.

Spoločným znakom obidvoch genetických typov je, že sa vyskytujú len v tektonicky intenzívne exponovaných regiónoch.

### **Ložisko Kokava**

Doteraz sa z ložiska vyťažilo okolo 200 kt suroviny, ktorá kvalitou zodpovedá technickému masencu. Kvalitné druhy masenca sú už vyťažené a ich zastúpenie v ložiskovej výplni bolo v porovnaní s ložiskami Samo a Mútnik najnižšie.

V prieskumnom rajóne, ktorý predstavuje blízke okolie kokavského ložiska, sa ryhami overilo súvislé pokračovanie ťaženého ložiska v jz. smere, prikrýté miestami až 4,0 m mocným pokryvom. Priemerná nepravá mocnosť mastencového ložiska je okolo 10,0 m, smer SV—JZ, úklon cca 40° na J, dĺžka cca 300,0 m. Kvalita zodpovedá požiadavkám normy na technický masenec. Podľa orientačného prepočtu v tejto overenej časti sa množstvo suroviny približne rovná množstvu, ktoré je evidované v dobývacom priestore ložiska.

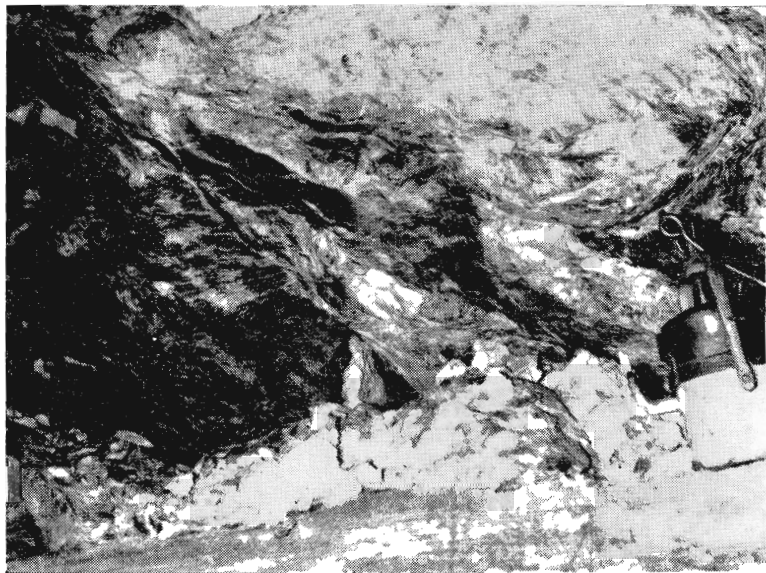
Za nádejnejší považujeme výskyt gumárskeho masenca, ktorý sme zistili ryhou v podloží kokavského ložiska cca 200 m sz. od podložia vyššie opísaného jz. pokračovania hlavnej ložiskovej polohy. Ložisko má mocnosť 2,0 m, smer SV — JZ, sklon 45° na J. Výplň reprezentuje zmes gumárskeho a šupinatého technického masenca s reliktnými magnezitmi (breuneritu ?), čo umožňuje predpokladať, že v ložiskovej výplni môžu byť lokálne zastúpené aj kvalitnejšie druhy najmä masenca chudobného na železo. Aj keď je predčasné hovoriť o dĺžke a hlavnom smere tejto štruktúry, predpokladáme, že ide o podložnú polohu kokavského ložiska, ktorá môže smerovo súvisieť s ložiskom Lýdia a mala by v takom prípade súvisieť dĺžku takmer 2,0 km. Tento predpoklad predbežne potvrdzujú aj zistené indície mastencovej mineralizácie v strede územia medzi ložiskom Kokava a Lýdia.

Pokus nájsť vsv. pokračovanie kokavského ložiska sa skončil bezvýsledne, pretože veľká mocnosť pokryvu znemožňuje použiť na tento cieľ ľahké prieskumné diela. Podľa predbežných výsledkov usudzujeme, že ložisko Kokava nepokračuje smerom na SV, t. j. vo svojom generálnom smere, ale že sa v dôsledku tektoniky stáča na V. Objasniť túto otázku možno len pomocou banských prác.

Ložiskom Lýdia označujeme bývalé náleziská Rohačka a Bodnárka, ktoré boli prieskumnou štôľňou Lýdia podfárané. V rokoch 1948 — 1951 sa podľa archívnych údajov v nich vyťažilo 2,5 kt farmaceutického mastenca. Pre technické ťažkosti bola ťažba zastavená. Štôľňou Lýdia sa overila viac-menej súvislá ložisková štruktúra v úrovni 720,0 m n. m. so smernou dĺžkou 450,0 m s mylonit-dolomit-magnezit-mastencovou výplňou. Smer ložiska je SV — JZ, mocnosť sa pohybuje od 0,15 m do 16,0 m, úklon 40° na J. Pokračovanie ložiska smerom na SV a JZ je nádejné a v súčasnosti sa rieši prieskumnými prácami.

Doterajšie výsledky svedčia o tom, že ide o menšie ložisko mastenca s hĺbkovým dosahom po úklone od povrchu cca 150,0 m. Morfológia mastencových telies je zložitá, krajne nepravidelná, čo značne sťažuje metodické usmerňovanie prieskumných prác a najmä **reálne** hodnotiť kvalitu ložiska a prisúdiť ju geologickým blokom zásob, ktoré sú ohraničené prieskumnými dielami. Všeobecne platný je iba poznatok, že kvalitný mastenec na tomto ložisku, t. j. s obsahom  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  pod 2,75 %, je iba tam, kde je súčasťou ložiskovej výplne magnezit.

V snahe čo najobjektívnejšie stanoviť obsahovosť mastenca v ložiskovej výplni prefáranej prekopom sme upustili od bežného zásekového vzorkovania chemickými analýzami a nahradili sme ho spôsobom, pri ktorom zisťujeme percentuálne zastúpenie technologických druhov mastenca v celej ložiskovej výplni prefáranej banským dielom. Vzorka sa odoberá pribierkou diela v časti, kde je mocnosť ložiska do 1,0 m, tak, že sa vyberie ložisková výplň v jednej strane chodby so záberom 1,0 m. Tam, kde ložisková výplň dosahuje väčšiu mocnosť, urobí sa pribierka plným profilom diela orientovaného kolmo na mocnosť ložiska, pričom sa vzorky segmentujú po každom bežnom metri. Váhové množstvo menších vzoriek sa pohybuje od 9,0 — 10,0 t, segmentová vzorka odobratá v prekope P-9 vážila 172 t.



Obr. 2. Detail styku magnezit-mastencovej polohy s podloží v prekope P-9S na ložisku Lýdia.

Fig. 2. Detail showing contact of a magnesite-talc deposit layer with underlying crystalline schists in the P-9S cross-cut at the Lýdia deposit

Najlepšie výsledky boli na ložisku Lýdia dosiahnuté v prekope P-9 S (obr. 2), ktorým bola prefáraná ložisková poloha s nepravou mocnosťou 16,0 m. Rozbor vzorky z nej vo váhe 172,2 t vykázal 65,51 %-ný výnos mastencovej suroviny s takýmto technologickým zložením:

$FM^{oo}/A = 6,68 \%$

$GM I A = 20,91 \%$

$TM II A = 22,82 \%$

$TM - \text{šup.} = 15,10 \%$

Najhoršie výsledky reprezentuje úsek ložiskovej polohy v prekope P-3 J s mocnosťou 1,80 m, vzorka vo váhe 10,9 t mala 75,99 %-ný výnos mastencovej suroviny s takýmto technologickým zložením:

$TM II A = 5,49 \%$

$TM - \text{šup.} = 70,50 \%$

Štruktúrne prvky ložiska Lýdia podľa doterajších poznatkov dokazujú, že do hĺbky ložisko sa vyklíňuje a pokračuje smerom na SV a JZ.

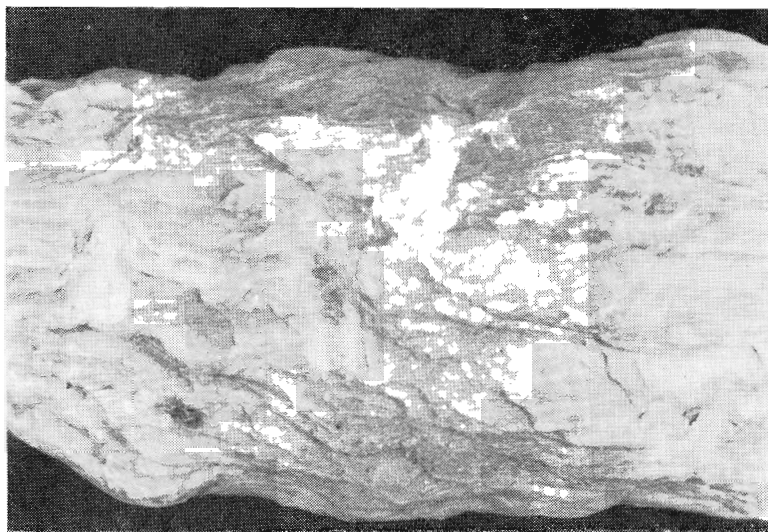
### Stručný opis ložiskovej výplne

Mastencová mineralizácia na ložisku Lýdia je z mineralogického hľadiska dosť jednotvárna a pozostáva z rovnakých kvalitatívnych druhov mastenca ako na známych exploatoovaných ložiskách. Sprevádza ho magnezit, dolomit, chlorit, v menšej miere kremeň a kalcit. Hlavným minerálom ložiskovej výplne je mastenec, ktorý v tektonicky exponovanej zóne vytvára šošovkovité útvary pomerne malých rozmerov.

Makroskopicky možno rozlíšiť:

- 1) šedobiely mastenec so stĺpkovitým rozpadom (obr. 3),
- 2) zelenkavobiely mastenec s rebrovitou textúrou a s perleťovým leskom (obr. 4),
- 3) voskovosivobiely celistvý svetlo prepúšťajúci mastenec a zatlačajúci magnezit (prekop P-9 sever — obr. 5),
- 4) veľmi jemne šupinkatý šedozelenkavý mastenec sprevádzajúci všetky vyššie uvedené druhy (obr. 6).

Aj keď sú jednotlivé druhy makroskopicky odlišiteľné, nemajú stálu priestorovú pozíciu, a preto ich ani nemožno priestorovo vyčleniť. Prvé 3 druhy kvalitatívne patria k elektrokeramickému a 4. ku gumárskemu mastencu.



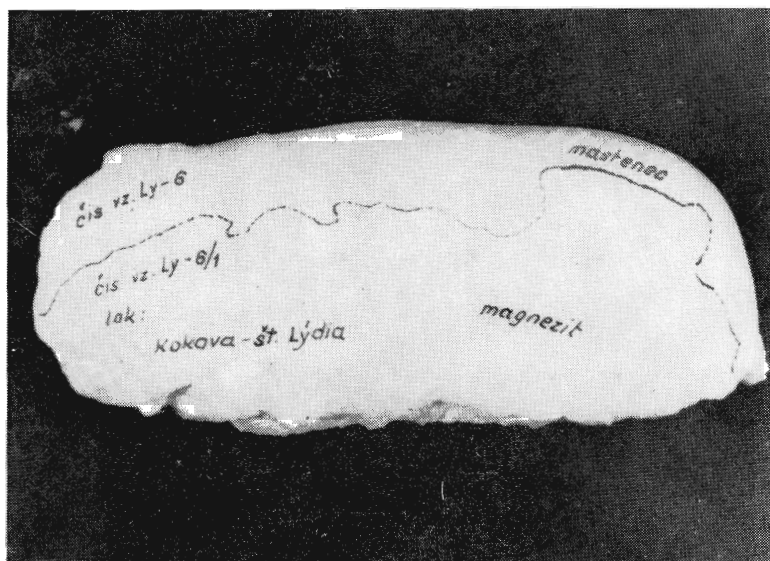
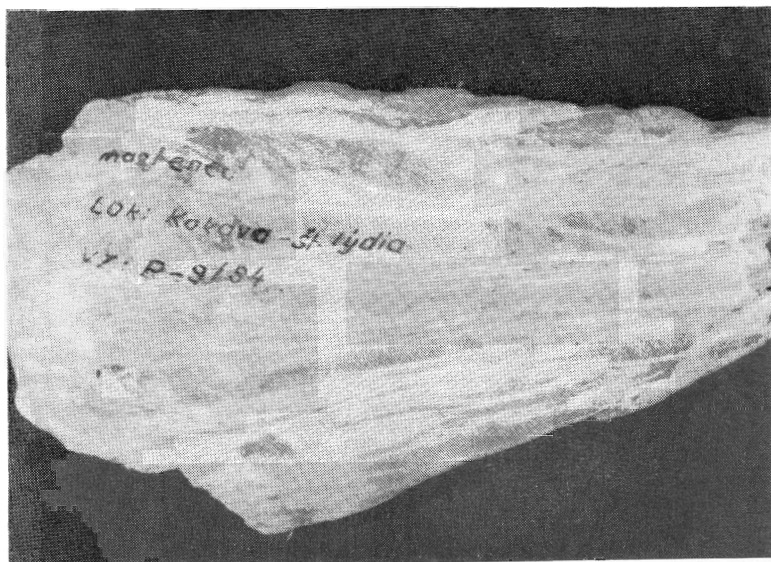
Obr. 3. Šedobiely mastenec so stĺpkovitým rozpadom. Ložisko Lýdia, makrofotografia 1 : 1

Fig. 3. Greyish-white talc with columnar disintegration. Lýdia deposit, macrophotograph 1 : 1



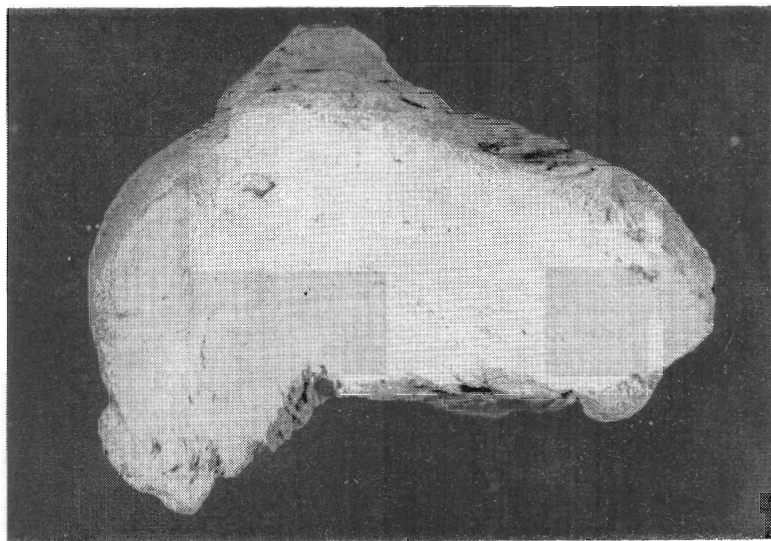
Obr. 4. Zelenko-  
vobiely mastenec  
s rebrovitou tex-  
túrou a vysokým  
perleťovým les-  
kom. Ložisko Lý-  
dia, makrofoto-  
grafia 1 : 1

Fig. 4. Greenish-  
white talc with  
ribbed texture and  
high pearly lus-  
tre. Lýdia depo-  
sit, macrophoto-  
graph 1 : 1



Obr. 5. Voskovo  
sivobiely celistvý  
mastenec zatláča-  
júci magnezit. Lo-  
žisko Lýdia, ma-  
krofotografia 1 : 1

Fig. 5. Waxy  
greyish - white  
compact talc re-  
placing magnes-  
ite. Lýdia depo-  
sit, macrophotograph  
1 : 1



Obr. 6. Sivozelenkavý veľmi jemne šupinkatý mastenec, Ložisko Lýdia, makrofotografia 1 : 1

Fig. 6. Greyish-green very finely flaky talc. Lýdia deposit, macrophotograph 1 : 1

Mastenec s rebrovitou textúrou má zelenkavobielu farbu. Jeho textúra je dôsledkom tlakov; výrazné b-osi vrások podmieňujú rebrovitú textúru. Šupinky mastenca sú niekedy dosť veľkých rozmerov a sú priehľadné. Neboli v ňom pozorované prímеси pyritu ani karbonátov. Chemizmus je evidentný z kompletnej chemickej analýzy (tab. 1) a poukazuje na to, že ide takmer o chemicky čistý mastenec. Zvýšený obsah  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (1,23 %) sa viaže na chlorit (klinochlór — leuchtenbergit). Nízky obsah  $\text{TiO}_2$  indikuje nepatrné až stopové zastúpenie rutilu v mastenci. Oproti teoretickému vzorcu mastenca je obsah MgO a  $\text{SiO}_2$  nižší, čo pravdepodobne spôsobuje prítomnosť chloritu.

Pomerne vysoký obsah  $\text{N}_2\text{O}$  možno pripísať reliktom živcov vo vzorke. Obsah kovových prvkov sa pohybuje v tisícinách percenta a predstavuje heterogénnu prímесь viazanú na hydrotermálne zrudnenie.

Mastenec so stĺpčekovitým rozpadom sprevádza magnezit a dolomit, pomerne často v ňom možno pozorovať alotriomorfne, zriedka idiomorfne obmedzené zrnká pyritu vo veľkosti do 1,0 cm. Analýza vzorky bez makroskopicky pozorovateľného pyritu a iných makrokomponentov má takéto chemické zloženie:

|                                   |                                   |                         |                          |
|-----------------------------------|-----------------------------------|-------------------------|--------------------------|
| $\text{SiO}_2 = 60,65 \%$         | $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 0,29 \%$ | $\text{CaO} = 0,22 \%$  | $\text{TiO}_2 = 0,04 \%$ |
| $\text{Al}_2\text{O}_3 = 0,40 \%$ | $\text{FeO} = 1,97 \%$            | $\text{MgO} = 30,07 \%$ | $\text{MnO} = 0,06 \%$   |
| $\text{Cu} = 0,001 \%$            | strata pálením = 5,26 %           |                         |                          |

Zvýšený obsah Fe pochádza z jemne rozptýleného pyritu, prípadne z chloritu. Spektrálnou analýzou sa zistil takýto obsah:

|                                                       |  |  |  |
|-------------------------------------------------------|--|--|--|
| nad 1 %: Si 1,0 — 0,1 %: Na 0,1 — 0,001 %: Co Ba Cu B |  |  |  |
| Fe Al Zr Ni V                                         |  |  |  |
| Mg Ca Co Zn Ge Ga                                     |  |  |  |

Celistvý voskovosivobiely mastenec najčastejšie obaľuje v koncentrických vrstvách svetlohnedý strednokryštalický magnezit, podľa charakteru kontaktu ho zatláča, čo je evidentné na obrázku 5. Hranica medzi magnezitom nie je ostrá, skôr pozvoľná, atektonická. Metasomatické zatlačanie je preukazne pozorovateľné vo výbruse. Kompletná chemická a spektrálna analýza dokumentuje, že ide o mastenec chemizmom blízky teoreticky čistému mas-tencu. Má nízky obsah Fe, CaO, takže MgO je v ňom iba v silikátovej forme, viazané iba

|                                | a.    |       |                                | b.             |               |
|--------------------------------|-------|-------|--------------------------------|----------------|---------------|
| SiO <sub>2</sub>               | 59,50 | 62,63 | BaSO <sub>4</sub>              | 0,01           | 0,01          |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0,87  | 0,11  | Mo                             | 0,001          | 0,001         |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 1,23  | 0,49  | Ga                             | 0,004          | 0,002         |
| FeO                            | 1,90  | 0,03  | V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,002          | 0,001         |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,07  | 0,01  | Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0,005          | 0,002         |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,14  | 0,02  | NiO                            | 0,002          | 0,001         |
| MnO                            | 0,03  | 0,03  | CoO                            | 0,003          | 0,001         |
| CaO                            | 0,16  | 0,17  | SrO                            | 0,001          | 0,001         |
| MgO                            | 30,03 | 31,40 | As                             | 0,003          | 0,003         |
| Na <sub>2</sub> O              | 0,80  | 0,12  | ZrO <sub>2</sub>               | 0,001          | 0,001         |
| K <sub>2</sub> O               | 0,07  | 0,09  | Hg                             | 0,001          | 0,001         |
| Li <sub>2</sub> O              | 0,001 | 0,001 | H <sub>2</sub> O do 105 °C     | 0,20           | 0,17          |
| Cu                             | 0,001 | 0,002 | H <sub>2</sub> O do 350 °C     | 0,30           | 0,20          |
| Pb                             | 0,003 | 0,01  | strata pálením                 | 4,21           | 4,64          |
| Zn                             | 0,001 | 0,003 | celkové S                      | 0,85           | 0,01          |
| S                              | 0,84  | 0,01  | celkové Fe                     | 2,34           | 0,34          |
| SO <sub>3</sub>                | 0,03  | 0,01  |                                | <u>100,221</u> | <u>99,942</u> |

Tab. I. Chemické analýzy vzoriek masťenca z ložíška Lýdia (a) masťenec z ložíškovej polohy v prekope P-8S, (b) z prekopu P-5J.

Tab. I. Chemical analyses of talc samples from the Lýdia deposit

(a) talc from the layer in the P-8S crosscut, (b) talc from the layer in the P-5J crosscut

na masťenec. Heterogénne prímеси reprezentujú obsah kovových prvkov v hodnotách bežných vysokokvalitných druhov masťenca.

Masťenec šedozelenkastej farby je veľmi jemne šupinkatej až masívnej textúry, otiera sa na prstoch tak, že sú šupinky makroskopicky nepozorovateľné. Sprevdáza predchádzajúce druhy masťenca.

### Analýza masťenca

Z opísaných typov masťenca sme urobili diferenciálno-termické, gravimetricko-termické a röntgenové analýzy.

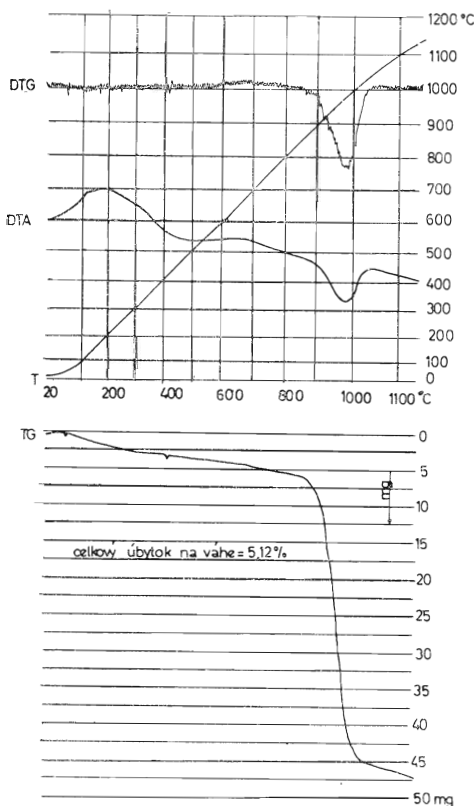
Termický rozklad masťenca skúmali viacerí autori. Pomocou DTA a DTG zistil Boškovič et al. (1968), že dehydratácia masťenca postupuje v troch štádiách, a to pri teplote 700 °C, 950 °C, 1300 °C.

Charakteristický vrchol na diagrame DTA je pri 970 °C. Štúdiom produktov rozpadu masťenca pomocou RTG dokázal, že sa pri teplote 700 °C masťenec štruktúrne nemení, hoci sa dehydratácia už začína. Pri stúpaní teploty do 950 °C sa na difraktogramoch objavujú nové vrcholy zodpovedajúce vrcholom enstatitu. V tomto štádiu sa už vrstvomá štruktúra masťenca narúša. Pálením masťenca v tretom stupni (pri teplote 1300 °C) sa na difraktogramoch objavujú nové vrcholy klineenstatitu, slabšie línie enstatitu. Autor z týchto poznatkov robí praktický uzáver, že na získanie kvalitnej kordieritovej keramiky treba masťenec prepaľovať až do teploty 950 °C. Orientačné výsledky gravimetricko-termickej analýzy sú v prácach M. KUŽVARTA (1955) a Z. TRDLÍČKU (1962).

Z difraktogramov vzoriek (obr. 7, 8, 9) je evidentné, že endotermné reakcie zodpovedajú dehydratácii masťenca v rozmedzí teplôt od 910 do 1030 °C. Vzorka s označením Ly-6 (obr. 8) má priebeh endotermnej reakcie v rozmedzí 910 — 1060 °C, s maximum pri teplote 1030 °C. Exotermické reakcie sú výrazné aj v rozmedzí teplôt do 600 °C. Pomerne výrazná exotermická reakcia je pri vzorke P-5 juh (obr. 9) v rozmedzí teplôt 480 °C, s vrcholom pri teplote 530 °C. Výrazná je na TG

# Záznam č. 1

Lokalita: Kokava-Jeľšava, označenie P-9/S-4, Dátum 12. V. 1972, Analyzoval: DS, navážka 918 mg, citlivosť záznu., tg: 50 mg, DTA 1/10, DTG 1/15, Inert. 918 mg, teplotný rozsah 1 200 °C, Vzrast teploty: 10 °C/1, Prostredie: %, Termočlánok PtRh/Pt

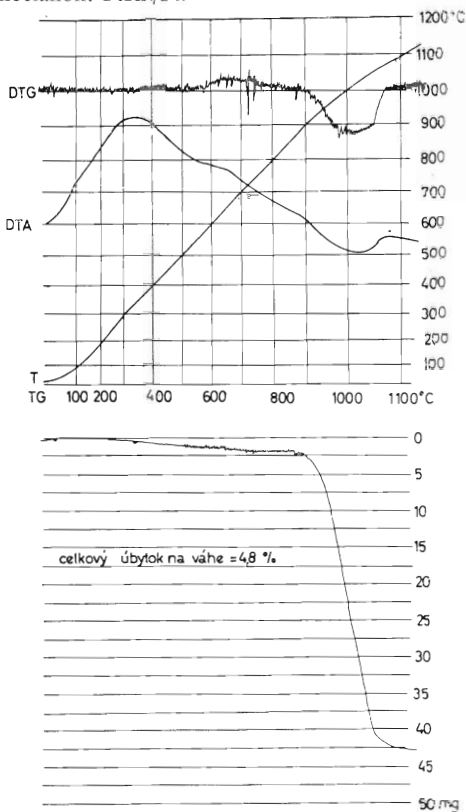


Obr. 7. Záznam termickej analýzy masťenca z ložiskovej polohy v prekope P-9S, ložisko Lýdia

Fig. 7. Thermal analysis of talc from the P-9S crosscut, Lýdia deposit

# Záznam č. 2

Lokalita: Kokava — Jeľšava, Označenie P-5 Juh, Dátum: 13. V. 1972, Analyzoval: DS, Navážka: 885 mg, Citlivosť záznamu, TG 100 mg, DTA: 1/15, DTG: 1/15, Inert. 885 mg, Tepl. rozsah: 1 200 °C/1, Prostredie: %, Termočlánok: PtRh/Pt.



Obr. 8. Záznam termickej analýzy masťenca z ložiskovej polohy v prekope P-6J, ložisko Lýdia

Fig. 8. Thermal analysis of talc from the P-6J crosscut, Lýdia deposit

krivke. Reakcia zodpovedá oxidácii pyritu, ktorý je vo vzorke zastúpený ako mikrokomponent. Vzorka P-9/S-4 má výraznú exotermickú reakciu s vrcholom už pri teplote 180 °C a vzorka Ly-6 s vrcholom pri teplote 330 °C. Tieto reakcie sa neprejavujú úbytkom na váhe vzorky.

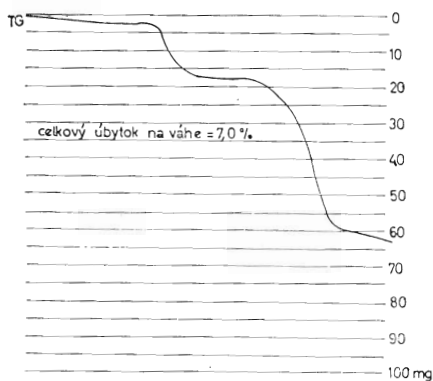
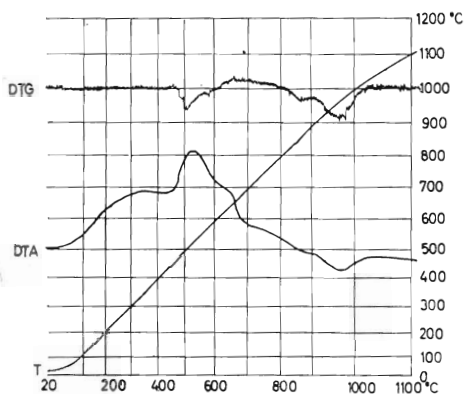
Gravimetricko-termická analýza posúdila na stanovenie úbytku na váhe vzorky, ktorý zodpovedá strate konštitučnej vody ( $H_2O^+$ ) v masťenci a chlorite, ako aj úniku  $CO_2$ . Celkový percentuálny úbytok na váhe vzorky vyjadrený v percentách dáva hodnoty zodpovedajúce hodnotám, ktoré boli stanovené náročnou klasickou analytickou cestou. Na porovnanie uvádzame výsledky získané obidvoma spôsobmi v tabuľke:

| č. vzorky | úbytok na váhe stanovený GTA — (%) | chem. kvantit. $H_2O^+$ do + 300 °C | analýza (%) str. pál. |
|-----------|------------------------------------|-------------------------------------|-----------------------|
| P-9/S-4   | 5,12                               | 0,30                                | 4,21                  |
| Ly-6      | 4,80                               | 0,20                                | 4,64                  |

| Mastenec<br>V. I. Michejev<br>1957 |    | Mastenec<br>št. Lýdia<br>P-5/juh |    | Mastenec<br>št. Lýdia<br>P-9/S-4 |    | Mastenec<br>št. Lýdia<br>L.,-6 |    | Mastenec<br>lož. Samo<br>Sam 4 |    | Mastenec<br>lož. Samo<br>Sam. 2 |    |
|------------------------------------|----|----------------------------------|----|----------------------------------|----|--------------------------------|----|--------------------------------|----|---------------------------------|----|
| dTAB                               | I  | d                                | I  | d                                | I  | d                              | I  | d                              | I  | d                               | I  |
| 13,6                               | 2  | 13,724                           | 2  | 13,724                           | 2  | 12,847                         | 1  | 13,724                         | 2  | 13,724                          | 1  |
| 9,25                               | 10 | 9,213                            | 10 | 9,213                            | 10 | 9,213                          | 10 | 9,213                          | 10 | 9,213                           | 10 |
| —                                  | —  | 6,034                            | 4  | 7,025                            | 1  | —                              | —  | 7,003                          | 3  | 7,003                           | 2  |
| 4,64                               | 6  | 4,661                            | 7  | 4,621                            | 7  | 4,662                          | 6  | 4,622                          | 7  | 4,632                           | 8  |
| 3,537                              | 2  | 3,522                            | 4  | 3,522                            | 2  | 3,411                          | 1  | 3,528                          | 3  | 3,512                           | 3  |
| 3,104                              | 10 | 3,099                            | 10 | 3,099                            | 10 | 3,099                          | 10 | 3,099                          | 10 | 3,104                           | 10 |
| 2,857                              | 2  | 2,827                            | 2  | 2,837                            | 1  | —                              | —  | 2,831                          | 1  | 2,824                           | 1  |
| 2,471                              | 6  | —                                | —  | —                                | —  | —                              | —  | 2,470                          | 2  | 2,473                           | 1  |
| 2,329                              | 2  | 2,330                            | 4  | 2,332                            | 2  | 2,325                          | 2  | 2,327                          | 2  | 2,330                           | 3  |
| 1,863                              | 5  | 1,866                            | 10 | 1,866                            | 7  | 1,866                          | 5  | 1,866                          | 5  | 1,864                           | 7  |
| —                                  | —  | —                                | —  | —                                | —  | —                              | —  | 1,675                          | 2  | —                               | —  |
| 1,552                              | 1  | 1,555                            | 10 | 1,556                            | 5  | 1,556                          | 4  | 1,555                          | 4  | 1,555                           | 5  |
| —                                  | —  | —                                | —  | —                                | —  | —                              | —  | 1,526                          | 2  | —                               | —  |
| 1,382                              | 10 | 1,393                            | —  | 1,382                            | 1  | 1,385                          | 1  | 1,393                          | 3  | 1,387                           | 2  |

Tab. 2. Porovnanie RTG analýz mastenca z ložísk Lýdia a Samo so štandardnými hodnotami V. I. Michejeva

Tab. 2. Comparison of the X-ray analyses of talc from the Lýdia and Samo deposits with the standard values of V. I. Micheev.



Záznam č. 3

Lokalita: Kokava — Jelšava, Označenie: Ly-6, Dátum: 11. V. 1972, Analyzoval: DS, Navážka 885 mg, Citlivosť záznamu, TG: 50 mg, DTA: 1/10, DTG: 1/15, Inert.: 885 mg, Teplotný rozsah: 1 200 °C, Vzrast teploty: 10 °C/1, Pro stredivie: %, Termočlánok: PtRh/Pt.

Obr. 9. Záznam termickej analýzy mastenca z ložiskovej polohy v prekope P-5J, ložisko Lýdia

Fig. 9. Thermal analysis of talc from the P-5J crosscut, Lýdia deposit

Z ložiska Lýdia a Samo sme odobrali vzorky kvalitného bieleho EK-mastenca. Boli upravené, zbavené všetkých mechanicky odstrániteľných sprievodných minerálov. Takto upravené vzorky boli spracované RTG-analýzou. Použil sa prístroj Mikrometa II, z Cu K, filter Ni, napätie 25 kV s intenzitou 8 mA. Priemer cloniek bol 5, 10, rozsah záznamu 3/100 imp./sec a rýchlosť posunu 2°/1''. Analýzy zhodnotila M. KUŠNÍROVÁ. Výsledky RTG-analýz sú v tabuľke 2 a je z nich evidentné, že hodnoty medzirovinných vzdialeností d vyjadrené v Å pri vzorkách mastenca z ložísk Lýdia a Samo zodpovedajú vo väčšine vzorky mineralogicky čistého mastenca, ktorého hodnoty uvádza V. I. MICHEJEV (1957). Intenzita sčernania difrakčných línii bola odhadnutá v 10° stupnici.

### Poznámky ku genéze mastenca

Genézu mastenca v okolí Hnúšte podrobne spracoval M. KUŽVART (1965). Vychádza z predpokladu, že pôvodné vápence (staršie paleozoikum ?) boli po diagenéze metasomaticky zatlačené hydrotermálnymi roztokmi s vysokým obsahom Mg.

Vlastný proces vzniku mastenca začleňuje do dvoch fáz. V prvej fáze prebiehal metasomatický proces (hercýnsky orogén ?), ktorého produktom bol magnezit s intergranulárnym mastencom. Na styku magnezitu s okolitou horninou vznikol za prínosu Mg z biotitu alebo penínu klorochlór. Pri horotvorných procesoch hercýnskeho orogénu bol magnezit porušený a v ďalšej fáze za alpínskeho orogénu (?) nastal hlavný prínos termálnych roztokov s obsahom SiO<sub>2</sub>, ktoré metasomaticky zatlačili magnezit a reakciou SiO<sub>2</sub> a MgCO<sub>3</sub> vznikol mastenec.

Prejavy metasomatózy v ultrabázických horninách veporíd opísal D. HOVORKA (1965). Vznik mastenca na úkor serpentinitu označuje progresívnym metamorfným procesom, ktorý nastal až po zmene fyzikálnych podmienok (teploty a tlaku) spôsobenej sialickým plutonizmom a s ním spätými metasomatickými procesmi. Predpokladá, že pôvodné ultrabázické horniny, peridotity (?) kohútiskeho kryštalinika boli serpentinizované a vznikli horniny s antigorit-chloritovou a antigoritovou minerálnou asociáciou, ktoré v procese ďalších premien neostali stabilné, ale sa vytvorili mladšie minerálne asociácie (mastenec — aktinolit — chlorit, mastenec — aktinolit — serpentín, mastenec — magnezit). Poukazuje pritom na skutočnosť, že steatitizácia mohla nastať len za predpokladu prínosu SiO<sub>2</sub> a odnosu MgO.

Vo svetovej literatúre sa mnohí autori zhodujú pri riešení otázky genézy mastenca v ná-tore, že prínos Mg z magmatického zdroja možno predpokladať iba vtedy, ak sa mastenec zyskytuje v aluminosilikátových horninách, metamorfovaných rulách a bridliciach. Mastenec, či už geneticky viazaný na karbonáty (dolomit, magnezit) vo veporidiách alebo na hyperbázikách v mladších útvaroch, sa vyskytuje v regionálne metamorfovaných jednotkách, a to na kontaktoch hornín s vysokým obsahom MgO. Preto sa domnievame, že prínos Mg pomocou termálnych roztokov, ktoré majú pôvod v granitovej alebo ultrabázickej magme, nie je dostatočne presvedčivý. Ubúdanie mastencovej mineralizácie do hĺbky na známych ložiskách pravdepodobne potvrdzuje náš názor, pričom je možné, že pre vznik mastenca boli okrem povahy hydrotermálnych roztokov rozhodujúcejšie prvky stimulujúce premenlivosť metamorfnej zonálnosti a hĺbka kryštalizácie mastenca. Francúzski autori študujúci genézu všetkých ložísk a nálezísk mastenca v Pyrenejách, ktoré majú veľmi podobnú geologickú pozíciu ako naše ložiská v hercýnskych formáciách, došli k záveru, že hydrotermálne roztoky boli kyslé, pôsobili na sericitické bridlice a dolomity, v ktorých sa obohatili horčíkom, a tak sa vytvorili predpoklady pre vznik mastenca. J. P. FORTUNE (1972) okrem toho poukazuje na prítomnosť intruzívnych hornín v blízkosti všetkých pyrenejských ložísk a považuje ich za možné zdroje termálnych roztokov bohatých na SiO<sub>2</sub>.

Otázku genézy mastenca obšírne spracoval celý rad sovietskych autorov. P. M. SMOLIN (1960) podrobne rozoberá regionálno-metamorfické a regionálno-tektonické podmienky



rozmiestnenia priemyselných akumulácií mastenca. Po prvýkrát predkladá prehľad mastencových ložísk na celom území ZSSR. Z genetického hľadiska člení ložiská mastenca na dve skupiny:

1. ložiská v hyperbázických horninách a
2. ložiská v magnezit-karbonatických horninách.

Mastenec je hypogénny minerál a za zdroj Mg bezprostredne považuje hyperbázika a dolomit, pričom predpokladá, že  $\text{SiO}_2$  pochádza z granitoidných hornín.

Výsledky našich pozorovaní a štúdia ložiskovej výplne mastencových ložísk vo veporidnom kryštaliniku potvrdzujú, že talcifikácia je dôsledkom hydrotermálno-metasomatického procesu. Na obr. 5 zreteľne vidieť metasomatické zatlačenie magnezitu mastencom, pričom je hranica medzi obidvoma minerálmi nevýrazná, pozvoľná. M. KUŽVART (1955) sa domnieva, že metasomatóza postupuje podľa plôch štiepnosti magnezitu. Intergranuláry magnezitu sú vyplnené mastencom, čo svedčí o tom, že pri talcifikačnom procese hrala významnú úlohu primárna a sekundárna pórovitosť karbonátov. Najväčšie akumulácie mastenca sú v tých častiach karbonátového telesa, ktoré boli najintenzívnejšie rozdrvené.

Polícia mastenca geneticky viazaného na karbonáty poukazuje na to, že mocné polohy karbonátových telies sú relatívne chudobnejšie na mastenec ako polohy, ktorých mocnosť nepresahuje 20,0 m. Príčinou môže byť to, že mocné karbonátové polohy lepšie odolávali rozpukaniu a vytvorili sa v nich iba pukliny kapilárneho radu (0,1 — 1, mm), ojedinele väčších rozmerov. Malé rozmery puklín nedovolili optimálny priebeh infiltračno-metasomatického procesu, spomalili ho, a preto nemohli vzniknúť významnejšie akumulácie mastenca. Ako príklad môže slúžiť ložisko Mútnik, kde sa mastenec koncentruje v okrajových častiach až 80,0 m mocného karbonátového telesa, kým v samotnom telese je vyvinutý iba v intergranulárnej forme. Naproti tomu karbonátové telesá ložiská Lýdia, Kokava, Samo nepresahujú mocnosť 20,0 m, sú intenzívnejšie rozpukané a majú bohatšiu akumuláciu mastenca.

Pre vznik mastenca je okrem celého radu dôležitých faktorov podstatná otázka prínosu  $\text{SiO}_2$  a  $\text{MgO}$ . Spoločným znakom mastencovej mineralizácie viazanej geneticky na karbonáty alebo ultrabázické horniny je, že v obidvoch prípadoch vzniká mastenec v horninách bohatých na  $\text{MgO}$  a zdrojom  $\text{SiO}_2$  sú hydrotermálne roztoky. V okolitých horninách obidvoch genetických typov mastenca sú prejavy intenzívnej migmatitizácie, a preto predpokladáme, že proces vzniku mastenca priamo súvisí s regionálnou metamorfózou, ktorú sprevádzala migmatitizácia sérií staršieho paleozoika. Regionálne zlomy najmä v okolí Hnúšte spôsobili rozpukanosť produktívneho súvrstvia a okolitých hornín, čím sa vytvorili podmienky na to, aby do nich vnikli hydrotermy.

### Záver

Podľa prieskumných prác v okolí Kokavy, Hnúšte, Jelšavy a Muránskej Dlhej Lúky sme dospeli k týmto poznatkom:

1. Priemyselne významné akumulácie mastenca s nízkym obsahom Fe (pod 2 %  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ) možno očakávať iba v metamorfovaných komplexoch veporidného kryštalinika, ktoré obsahujú karbonáty.
2. Súvrstvie sericiticko-chloricitických bridlíc v území medzi Kokavou a Polomou považujeme pri vyhľadávaní nových ložísk mastenca za najnádejnejšie.
3. Mastencová mineralizácia zistená prieskumnými prácami v podloží ložísk Kokava a Lýdia naznačuje, že v produktívnom súvrství môže byť viac polôh karbonátov a na ne viazaných akumulácií mastenca. Tým sa zvyšuje možnosť objaviť kvalitnejšie druhy mastenca aj

v ostatných rajónoch produktívneho súvrstvia, t. j. mimo známeho produktívneho — pravdepodobne súvislého — pruhu ložísk Kokava — Lýdia — Samo.

4. Prieskumné práce na ložisku Lýdia potvrdili, že náleziská, ktoré sa označovali ako Bodnárka a Rohačka, tvoria viac ako 700 m dlhú súvislú ložiskovú polohu, v ktorej sú, najmä vo východnej časti, zastúpené aj kvalitné druhy masenca.

5. Spoľahlivé informácie o priemyselnom význame indícií mastencovej mineralizácie možno získať len pomocou ťažkých banských diel, čo nákladovosť prieskumu tejto suroviny značne zvyšuje.

Doručené 28. 3. 1973  
Odporučil M. Kužvart

Geologický prieskum  
Spišská Nová Ves

#### LITERATÚRA

- BACZÓ, Z. 1969: Správa ku geologickej mape okolia mastencových výskytov v širšom okolí Hnúšte. Manuskript — archív Geol. prieskumu, Sp. Nová Ves, 25 s.
- BOŠKOVIČ, B. S., et al. 1968: The structural changes of talc during heating. Proc. Brit. Ceram. Soc. (London), 10, p. 1—11.
- FORTUNE, J. P. 1972: Genèse des talcs pyrénéés. 24 th. IGG, section 4 (Paris), p. 498—508.
- HOVORKA, D. 1965: Serpentinity kohútске kryštalinika a ich metamorfne produkty. Acta geol. Univ. Com. (Bratislava), 9, s. 91—134.
- KANTOR, J. 1960: Die kretazischen orogéne Prozesse im Lichte der geochronologischen Untersuchungen kristalliner Schiefer der Kohút-Zone (Tatravaporiden). Geol. práce, Zpr. (Bratislava), 19, s. 5—19.
- KUŽVART, M. 1954: Zpráva o orientačním výzkumu ložisek magnésitu na Slovensku. Věstník ÚÚG (Praha), 29, s. 178—185.
- KUŽVART, M. 1955: Geologické a petrografické poměry mastkových ložisek a jejich okolí u Hnúšte na Slovensku. Sborník ÚÚG (Praha), 22, s. 145—177.
- KUŽVART, M. 1956: Ložiska mastku ve Spišsko-gemerskom rudohoří na Slovensku. Sborník ÚÚG (Praha), 23, 2. díl, s. 441—463.
- LISÝ, E. 1971: Ložiska masenca na Slovensku. Mineralia slov. (Bratislava — Sp. Nová Ves), 3, No 12—13, s. 343—348.
- ROMANOVICH, I. F. 1960: O genezise metasomaticheskikh zon talkovых mestorozhdenij tipa gory Listvjanoj na Južnom Urale. Bjull. Mosk. obšč. ispyt. prirody, otd. geol. (Moskva), 35, No 2, s. 155—156.
- SMOLIN, P. P. 1960: Promyšlenno-geneticheskiye typy talkovых rud vostočnych rajonov SSSR i perspektivy sozdania talkovej promyšlennosti sojuznogo značenia v Vostočnoj Sibiri. Jn: Rozvitie proizvoditeľnych sil Vostočnoj Sibiri. Moskva, 2, s. 44—65.
- ŠUF, J. 1938: Zpráva o geologických poměrech a o ložiskách užitečných nerostů v okolí Kokavy na Slovensku. Věst. ÚÚG (Praha), 14, s. 91—109.
- TRDLÍČKA, Z. 1962: Mineralogicko-geochemický výzkum polymetalického zrudnění na ložiskách magnésitu na Slovensku. Geol. práce, Zpr. (Bratislava), 24, s. 5—17.
- ZOUBEK, V. 1928: Geologické studie z pohoří Veporu na Slovensku. Věst. ÚÚG (Praha), 4, s. 152—158.

#### Results of the prospecting for talc in the environs of Kokava nad Rimavicou (central Slovakia)

ANTON SUCHÁR

More significant talc occurrences and talc deposits are situated in the wider environs of Hnúšťa which belongs to the crystalline of the Kohút zone. The rocks in which also the productive talc-bearing complex occurs, are characterized by strong dynamic-recrystallization metamorphism, which determined the origin of rocks of the mica-schist type. Petrographically the rocks may be differentiated into migmaites, garnet mica-schists, and phyllite-migmaites. They have mutual tectonic relations, imbricate structure and they form more or less separate tectonic units.

The tectonic slice of mica-schists is most extensive in the north-eastern part of the area investigated (environs of Hnúšťa), while in the surroundings of Kokava (south-western part) it is strongly reduced or wedges out completely. In the remaining part of the area in question, phyllite-migmatitic rocks occur. Carbonates, prevalently dolomite- (?), occur as normal members of the Veporide crystalline in biotite paragneisses. In those places where the carbonate beds attained a greater thickness (10 to 80 m), as for instance at the Mútnik, Samo, and Kokava talc deposits, the lateral continuous extent of lenses is 100 to 700 m, while the carbonate beds of lesser thickness (below 10 m) were crushed and they form a part of the infilling of fractures, whose strike corresponds to the schistosity of the biotite paragneisses.

The most significant accumulations of iron-poor talc with  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  maximum content 2.75 % may only be expected in rocks which are genetically connected with carbonates. To metamorphosed ultrabasic rocks are confined only inferior types of iron-rich talc with  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  content above 2.75 %.

The prospecting exploration has verified the lateral south-western continuation of the Kokava deposit, the rocks of which are represented by technical talc with a high iron content.

New indications of talc mineralization have been determined in the substratum of the Kokava deposit. In the infilling of these structures carbonates (dolomite, breunerite?) are also represented. These occurrences are therefore regarded as significant, since in their lateral and vertical continuation economic accumulations of good quality talc types with a low iron content may occur.

The structure of the Lýdia deposit is at the present time investigated by mine workings in a length of 450.0 m. The economic importance of this deposit increased considerably after the P-9S crosscut driven in the easternmost part of the deposit, which struck a layer of 16 m apparent thickness containing pharmaceutical talc (FM °°/A) 6.68 %, rubber talc (GM I A) 20.91 %, and technical talc (TM II A, TM-š) 37.92 %. Talc is the main mineral of the deposit infilling and it produces relatively small lenticular units in the zone tectonically strongly affected. Regardless of quality the following talc types may be distinguished macroscopically:

- (a) greyish-white with columnar up to tabular disintegration,
- (b) greenish-white with a ribbed texture and pearly lustre,
- (c) waxy greyish-white, compact,
- (d) greyish-green very finely flaky.

Qualitatively, the first three talc types are suitable for the electroceramic industry and the last type for the rubber industry.

The talc mineralization is the result of an infiltration-metasomatic process which is connected with regional metamorphism accompanied by migmatization of the Early Palaeozoic series in the environs of Hnúšťa and Kokava.

*Translated by E. Česáňková*

## Vyhľadávacie kritériá a príznaky mastencových ložísk v okolí Hnúšťa

(4 obr. v texte)

MIROSLAV SLAVKAY\*—JÁN LENÁRT\*\*

### Contribution à la prospection et aux indices de talc aux environs de Hnúšťa

L'article traite la prospection et les indices de talc considérés par les auteurs comme les meilleures méthodes pour la découverte des gisements sur le terrain entre Kokava sur Rimavica et Hnúšťa.

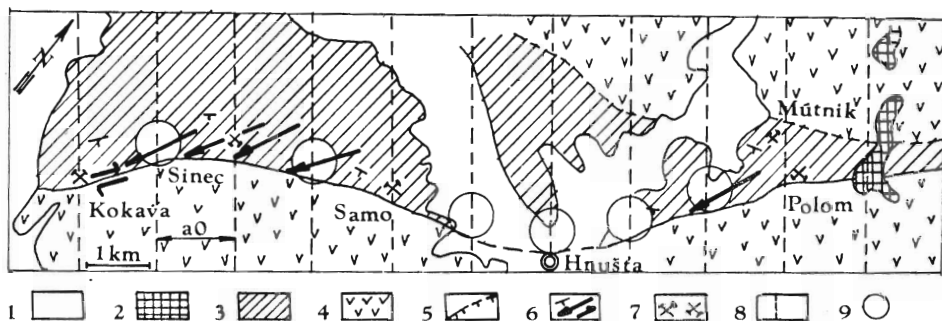
Ťažba a vyhľadávaniu mastencových ložísk sa v ostatnom čase venuje veľká pozornosť. Prakticky jediné priemyselné ložiská mastenca na Slovensku sú v širšom okolí Hnúšťa a ležia v tesnej blízkosti násunovej línie oddeľujúcej klenoveckú a rimavickú šupinu kohút-skej zóny veporského kryštalinika. Tento významný tektonický prvok zrejme slúžil ako prírodná cesta mineralizačným roztokom, ktoré spôsobili steatitizáciu karbonátových hornín (magnezit—dolomit) ako najvhodnejšieho litologického prostredia pre vznik mastenca. Geologický prieskum v území medzi ložiskami Polom a Kokava sa preto zamerával na vyhľadávanie šošoviek a polôh megneztu a s nimi spojených ložísk mastenca, ktoré sa vyskytujú v silne zvrásnených sericiticko-chloritických bridliciach (fylonitoch) vzniknutých diafot-rézou svorov.

Značnú pozornosť výskumu a prieskumu mastencových ložísk venovali v minulosti viacerí autori. Predovšetkým to bol M. KUŽVART (1955, 1956), zaoberajúci sa geologickými a petrografickými otázkami, V. ČECH (1951), ktorý sa venoval otázkam genézy, zatiaľ čo mineralogickým a geochemickým výskumom prispel k riešeniu Z. TRDLÍČKA (1962). Ďalší geologický prieskum jednotlivých ložísk pomohol pri ich detailnejšom poznaní a pri zaistení zásob priemyselných kategórií. Výsledky prieskumu uvádza S. GAVORA (1955), J. KLUBERT (1955), A. SUCHÁR — L. TOMKO (1960), E. LISÝ (1971), M. BERENČÍK—E. LISÝ (1960). Mastencové ložiská súborne opísal M. ŤAPÁK (in J. SLÁVIK et al. 1967) a zhrnul aj výsledky doterajšieho geologického prieskumu. Sami sme v rokoch 1969—1970 pokračovali v projekčnej príprave a geologickom prieskume územia.

Pri podrobnejšom skúmaní územia medzi ložiskami Polom a Kokava sme zistili určité zákonitosti v rozmiestnení známych ložísk. Toto rozmiestnenie sa nápadne zhoduje s princípom ekvidistantného rozdelenia ložísk J. KUTINU (1968). Doteraz známe ložiská sú od seba vzdialené približne 2,5 km, okrem intervalu medzi ložiskami Samo a Polom, ktorý je dva a polkrát väčší. Vychádzajúc z týchto údajov sme zistili, že základný interval ( $a_0$ ) medzi ložiskami by mal byť zhruba 1,25 km (obr. 1).

\* RNDr. MIROSLAV SLAVKAY, Geologický prieskum, Stará Spišská cesta, p. p. A-21, 040 51 Košice 1.

\*\* P. g. Ján Lenárt, Geologický prieskum, 075 41 Banská Bystrica — Kynceľová.



Obr. 1. Ekvidistantné rozdelenie ložísk mastenca v okolí Hnúšťa

1 — aluviálne a mladšie pokryvné útvary, 2 — neogénne vulkanogénne horniny, 3 — chloriticko-sericitické fylity a biotitické svory, 4 — ostatné kryštalinikum, 5 — násunová línia, 6 — bridličnatosť a orientácia B-osi, 7 — ložiská mastenca v ťažbe a mimo ťažby, 8 — línie ekvidistantného rozdelenia, 9 — miesta možného výskytu mastencových ložísk.

Fig. 1. Equidistant distribution of talc deposits in the environs of Hnúšťa

1 — Alluvial and younger surficial deposits, 2 — Neogene volcanogenic rocks, 3 — chlorite-sericitic schists and biotite mica-schists, 4 — other crystalline rocks, 5 — overthrust line, 6 — foliation and orientation of B-axis, 7 — mined and unmined talc deposits, 8 — equidistant distribution line, 9 — places of possible occurrences of talc deposits

Tento poznatok sme začiatkom roku 1970 postavili na úroveň jedného z vyhľadávacích príznakov (M. SLAVKAY — J. LENÁRT 1970). Vychádzali sme z možnosti ďalšieho výskytu aj v polovičných vzdialenostiach medzi známymi ložiskami Kokava — Sinec — Samo a vo vzdialenostiach základných intervalov medzi ložiskami Samo a Polom. Prvé výsledky potvrdili našu domnienku, pretože sme technickými prácami zistili menší výskyt mastenca medzi ložiskami Sinec a Kokava. V ďalšej etape urobíme hĺbkový prieskum územia s cieľom nájsť ložiskové telesá, ktoré nevychádzajú na povrch.

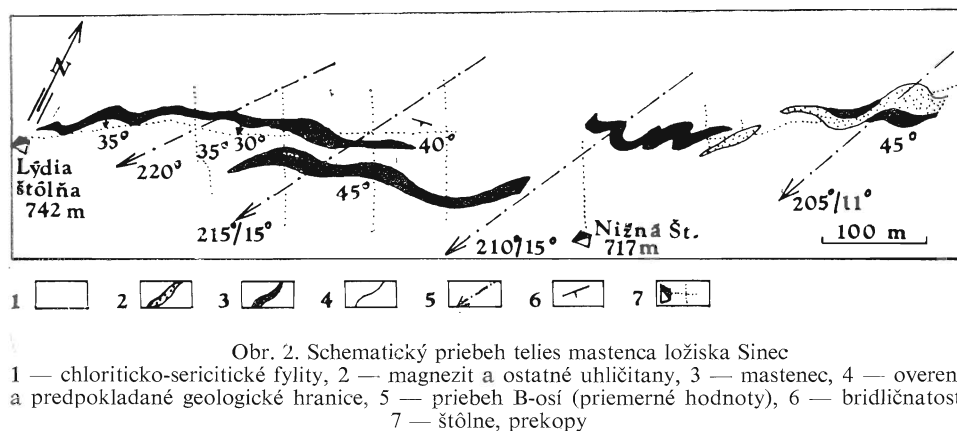
Príčina tohto javu je pravdepodobne spätá s tektonickou stavbou územia. Odpoveď na otázku, prečo sú dnes známe ložiská mastenca rozmiestnené podľa uvedeného princípu, zásadne prispeje k formovaniu najefektívnejších vyhľadávacích kritérií a príznakov pre ďalší geologický prieskum.

Podľa našej mienky môže byť príčinou ekvidistantného rozdelenia ložísk disharmonické vrásnenie ľahšie vrásniteľných nekompetentných hornín klenoveckej šupiny umiestnenej medzi ťažšie vrásniteľnými kompetentnými horninami rimavicekej a málineckej šupiny. Dôležitú úlohu pritom zohralo aj súvrstvie karbonátov (magnezity — dolomity). Vrásnivé polohy vyvolali nedokonalé rozklzavanie vrstiev, hlavne na hranici kompetentných a nekompetentných hornín, vznik vrás, flexúr a s nimi spojených dislokácií. Ťažšie zvrásniteľné karbonáty sa pod vplyvom zvýšeného tlaku stali plastickejšími a zaujali pozíciu vo vrcholoch vrás a flexúr. Zároveň nastalo drobenie v ohybových častiach. Disharmonickým vrásnením v rámci klenoveckej šupiny vznikli plastické (vrásky a flexúry) a rupturálne (dislokácie, trhliny, pukliny) deformácie v pravidelných intervaloch. Výsledkom procesu deformácie bolo umiestnenie karbonátov v ohyboch, ich rozdrvenie a rozdrvenie okolitých hornín, komunikácia týchto štruktúr s násunovou líniou medzi rimavickou a klenoveckou šupinou, ako aj diaforéza. Tento stav bol výhodný na vznik ložísk mastenca, lebo roztoky bohaté na  $\text{SiO}_2$  mohli z prírodnej štruktúry (uvedená násunová línia) pomocou rozvodných štruktúr (dislokácie, trhliny paralelné s osovými rovinami vrás a vrcholové časti vrás aj flexúr, na ktorých došlo k oddeleniu vrstiev a vzniku priestupnejšieho prostredia pre cirkulujúce

roztoky) cirkulovať k vhodnému horizontu magnezitov — dolomitov a spôsobiť v dobre pripravených priestoroch ich steatitizáciu.

Územie medzi ložiskami Sinec a Kokava sme po týchto výsledkoch podrobili štúdiu geologickoštruktúrnych prvkov. Hlavným štruktúrnym prvkom v tejto časti územia je násunová línia prebiehajúca sv. — jz. smerom s úklonom na JV. Je prvkom alpínskej tektoniky, ktorý vznikol po násune rimavickej šupiny na klenoveckú od JV (M. MAHEĽ at al. 1967). V jej tesnom podloží ležia ložiská Kokava, Sinec, Samo a Polom. Predalpínskym tektonickým cyklom patria ohyby a vrásy biotitických a granatických svorov, ako aj bridličnatosť kryštallických bridlíc.

Alpínska tektonika veľmi ovplyvnila stavbu územia. Jej výtvorom je už spomínaná násunová línia. Pôsobením tlaku z JV na SZ (resp. z J na S) nastalo prešmyknutie hornín po násunovej línii a jej zánik. Ohyb spôsobil na násunovej línii preklávanie medzi jej obidvoma krídlami. Nadložné krídlo sa presunulo na JZ a podložné na SV (obr. 1). Vplyvom preklávania sa modifikovala pôvodná orientácia vrás, takže smer B-osi zvierá dnes s generálnym smerom násunu  $15—30^\circ$  uhol. Uhol medzi plochou násunu a osami B sa na Sinci zväčšuje smerom na SV a so vzdáľovaním od násunu (obr. 2). Okrem toho aj in-



Obr. 2. Schematický priebeh telies mastenca ložiska Sinec

1 — chloriticko-sericitické fylity, 2 — magnezit a ostatné uhličitany, 3 — mastenec, 4 — overené a predpokladané geologické hranice, 5 — priebeh B-osi (priemerné hodnoty), 6 — bridličnatosť, 7 — štôlna, prekopy

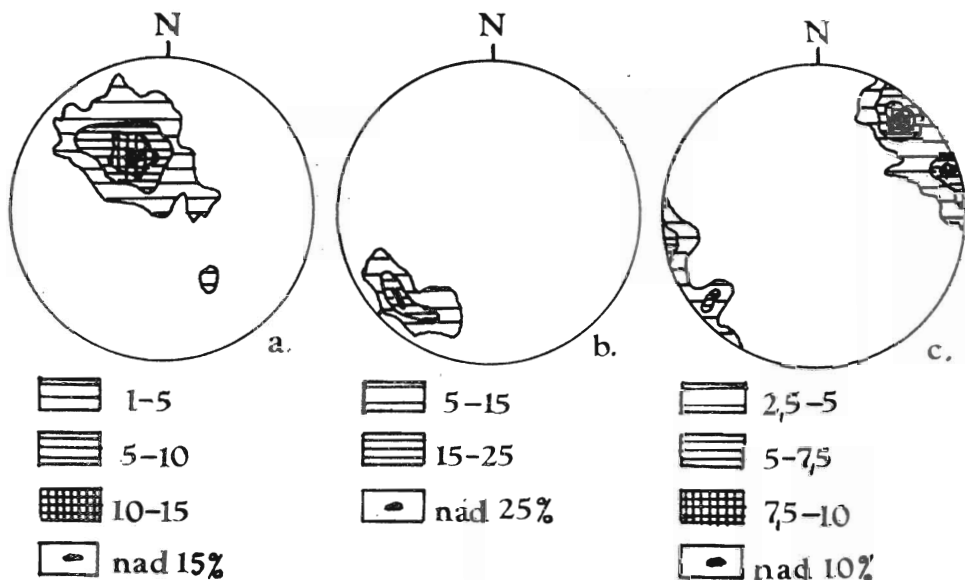
Fig. 2. Schematic course of talc bodies at the Sinec deposit

1 — Chlorite-sericite schists, 2 — magnesite and other carbonates, 3 — talc, 4 — geological boundaries ascertained and presumed, 5 — course of B-axis (average values), 6 — foliation, 7 — drift, crosscut.

tenzita diaforézy klesá od násunu sz. smerom a horniny pozvoľne prechádzajú do pôvodných svorov (o vyššom stupni metamorfozy pred diaforézou svedčia pomerne časté reliktý granátov v horninách postihnutých diaforézou).

Priebeh B-osi mikro- a mezovrás je paralelný až subparalelný s neoidnými štruktúrami. Sú orientované na JJZ až JZ so sklonmi  $5—30^\circ$ , ojedinele aj strmšími (obr. 3b). Maximum predstavuje viac ako 25 % všetkých B-osi. Plocha maxím je veľmi malá, čo dokazuje pravdivosť v orientácii B-osi a ich malý rozptyl v smere aj úklone.

Bridličnatosť je vyvinutá veľmi výrazne a jej smery sklonov sú orientované prevažne na JV. Dokumentuje to obr. 3a, na ktorom póly plôch  $S_1$  (vrstvovej bridličnatosti) sú takmer na 100 % v sz. kvadrante. Pri detailnejšej konštrukcii kontúrového diagramu získame dvojmaximum  $150^\circ/30^\circ$  (15 %) a  $160^\circ/50^\circ$  (12,5 %). Naznačuje prítomnosť izoklinálnych vrás s osovými rovinami sklonenými skoro paralelne s vrstvovou bridličnatosťou na JV.



Obr. 3. Hlavné štruktúrne prvky na ložisku Sinec

a — bridličnatosť, b — orientácia B-osi, c — pukliny, trhliny a dislokácie (hodnoty udané v %).

Fig. 3. Main structural elements at the Sinec deposit

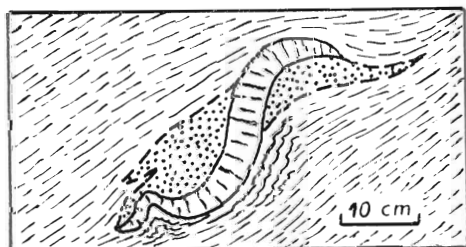
a — Foliation, b — orientation of B-axis, c — joints, fissures and dislocations (values in percent).

Izoklinálne vrásky boli skutočne zistené pri banských prácach na ložisku Sinec (štôlna Lýdia) ako aj v širšom okolí.

Póly plôch puklín, trhlín a dislokácií sa koncentrujú do sv. a jz. kvadrantu, kde vytvárajú výrazné dvojmaximá (obr. 3c). Pritom sú dosť nerovnomerne rozdelené, takže maximá v sv. kvadrante zahŕňujú 7,5 a 10 % pólov, kým v jz. kvadrante len 5 % pólov.

Z pozorovania diagramov vidieť vzájomný vzťah medzi priebehom drobnotektonických prvkov (obr. 3a, b, c). Pukliny, trhliny a dislokácie sú orientované kolmo na priebeh B-osi a zodpovedajú aj puklinám (maximá  $225^{\circ}/75^{\circ}$  a  $40^{\circ}/80^{\circ}$ ). Ďalšie maximá  $80^{\circ}/85^{\circ}$  a  $250^{\circ}/80^{\circ}$  možno považovať za pukliny diagonálne odklonené od osí puklín približne o  $35^{\circ}$ .

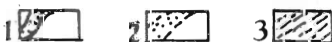
Kumulácie mastenca sme zistili v okrajových častiach karbonatických telies a v priebehu ohybov mikro- a mezovrás, hlavne v spojitosti so zvrásnenými magnezitovými šošovkami (obr. 2), ale aj zvrásnenými šošovkami kremeňa (obr. 4). Samotné karbonátové telesá



Obr. 4. Detail zvrásnenej šošovky s kumuláciou 1 — kremeň so znázornením puklín, 2 — mastenec, 3 — chloritické fylity.

Fig. 4. Detail of a folded lens with accumulation of talc.

1 — Quartz with joints, 2 — talc, 3 — chlorite-sericite schist.





prebiehajú paralelne s horninovými pruhmi a bridličnatosťou, pričom sa koncentrujú aj v ohyboch veľkých vrás. Predpokladáme, že pri vrásnení boli karbonátové polohy pretransportované do priestorov najmenšieho tlaku, t. j. do ohybov antiklinálnych a synklinálnych častí vrás. To nás podnietilo hľadať v území vrásky väčších rozmerov (s amplitúdou niekoľko desiatok, resp. sto metrov). Pri geologickom mapovaní sme zistili existenciu takých štruktúr v polovičnej vzdialenosti medzi ložiskami Kokava a Sinec, t. j. v miestach, kde násunovú plochu pretína myslená línia ekvidistantného rozdelenia ložísk. Je to miesto, kde by mohla byť koncentrovaná väčšia masa karbonátov (magnezitu) a v spojitosti s nimi aj ložiská mastenca.

Okrem mastenca sa na skladbe ložiskových telies v menšej miere zúčastňujú aj ďalšie minerály, ktorých vznik možno spájať s hydrotermálnymi roztokmi spôsobujúcimi steatitizáciu. Pre nás je najzaujímavejší pyrit, chalkopyrit, pyrotín, galenit, kobaltín, bornit atď. Tieto minerály svojou prítomnosťou vyvolávajú geochemické pole nad telesami mastencov, s ktorými najlepšie koincidujú slabé anomálie Co, Ni, Pb, Zn a Cu. K štruktúrnym faktorom tak pristupuje ako ďalší vyhľadávací príznak aj faktor geochemický.

Menej vhodný je geofyzikálny faktor. Pokusné geofyzikálne práce nepriniesli očakávané výsledky. Nie je však vylúčené, že metóda vertikálnej elektrickej sondáže alebo vybudených potenciálov by mohli určiť mocnejšie polohy karbonatických telies a s nimi spojené kumulácie mastenca.

Po zhrnutí výsledkov pozorovaní a uvážení významu jednotlivých vyhľadávacích príznakov a kritérií považujeme pre riešenie úlohy za najoptimálnejší tento metodický postup: Prešetriť územie medzi známymi ložiskami so zameraním na geologickú a tektonickú stavbu. Urobiť štruktúrnú analýzu včítane drobnotektonickej a petrotektonickej. Využiť pritom geofyzikálne metódy na vyhľadávanie väčších telies karbonátov a rozhraní odlišných typov hornín. Vhodné štruktúry preskúmať geochemicky a utvoriť si obraz o distribúcii Co, Ni, Pb, Zn a Cu vo zvetraninovom plášti.

Získané údaje korigované podľa priebežných výsledkov geologických prieskumných prác môžu potom slúžiť ako podklad na projekciu technických prác ďalšieho geologického prieskumu.

Doručené 6. 4. 1973  
Odporučil M. Kužvart

Geologický prieskum  
Spišská Nová Ves

#### LITERATÚRA

- BERENČÍK, M. — LISÝ, E. 1960: Základný výpočet zásob Hnúšťa — Mastenec; Ložiská Mútnik, Samo, Kokava. Manuskript — archív Geol. prieskumu, Spišská Nová Ves.
- ČECH, V. 1951: Příspěvek k poznání nálezisk mastku a jeho genese v ČSR. Sborník ÚÚG (Praha), 18, s. 69—88.
- GAVORA, S. 1955: Závěrečná správa a výpočet zásob na ložisku mastenca Kôhutík pri Jelšave. Manuskript — archív Geol. prieskumu, Spišská Nová Ves, 133 s.
- KLUBERT, J. 1955: Závěrečná správa a výpočet zásob Muránska Dlhá Lúka, Manuskript — archív Geol. prieskumu, Spišská Nová Ves, 31 s.
- KUTINA, J. — TELUPIL, A. 1966: Prospection for Ore Veins along the Clay Fault (Příbram Ore Field) with application of the principle of Equidistances. Věstník ÚÚG (Praha), 41, s. 431—443.
- KUTINA, J. 1968: On the Application of the Principle of Equidistances, in the Search for Ore Veins XXXIII International Geological Congress, Prague, 6, s. 99—110.
- KUŽVART, M. 1955: Geologické a petrografické poměry mastencových ložisek a jejich okolí u Hnúšťa na Slovensku. Sborník ÚÚG (Praha), 22, s. 145—195.
- KUŽVART, M. 1956: Ložiska mastku ve Spišsko-gemerském rudohoří na Slovensku. Sborník ÚÚG (Praha), 23, s. 441—463.

- LISÝ, E. 1971: Ložiská mastenca na Slovensku. Mineralia slov. (Spišská Nová Ves), 3, No 12—13, s. 243—248.
- MAHEL, M. et al. 1967: Regionální geologia ČSSR, 1. vyd. Praha, Vyd. Academia, sv. 2/1, 495 s.
- SLÁVIK, J. et al 1967: Nerastné suroviny Slovenska, 1. vyd. Bratislava, 510 s.
- SLAVKAY, M. — LENÁRT, J. 1970: Kokava — Jelšava mastence, doplnok č. 4 k projektu geologicko-prieskumných prác. Manuskript — archív Geol. prieskumu, Spišská Nová Ves, 18 s.
- SUCHÁR, A. — TOMKO, I. 1960: Záverečná správa a výpočet zásob ložiska Mútnik Mg. Manuskript — archív Geol. prieskumu, Spišská Nová Ves, 223 s.
- TRDLÍČKA, Z. 1962: Mineralogicko-geochemický výskum mastku a polymetalického zrudnení na ložiskách magnezitu na Slovensku. Geol. práce (Bratislava), Zpr. 24, s. 5—69.
- ŤAPÁK, M. 1967: Mastenec. (In J. SLÁVIK et al. 1967) Nerastné suroviny Slovenska, 1. vyd., Bratislava, 510 s.

## Prospecting criteria and indication of talc deposits in the environs of Hnúšťa

MIROSLAV SLAVKAY — JÁN LENÁRT

Industrial talc deposits in the environs of Hnúšťa occur directly beneath the overthrust line separating the Klenovec and Rimavica slices of the Kohút zone. This line obviously functioned as a supply channel of ore-forming fluids which effected steatitization of the originally carbonate rocks.

Certain regularities in the distribution of known deposits have been determined in the area between the Polom and Kokava deposits. These regularities are in agreement with J. KUTINA'S (1966) principle of equidistant distribution of deposits. The deposits are 2.5 km apart from each other, with the exception of the interval between the Samo and Mútnik deposits, which is 2.5 times greater, so that the basic interval between the deposits should be 1.25 km.

The geological structure of the area was greatly affected by alpine tectonics which modified the orientation of the older tectonic elements. The bend of the above-mentioned overthrust line and slipping changed the direction of folds. Today, the B-axes form with the general direction of the overthrust an angle of  $15^\circ$  to  $30^\circ$ . This angle still increases with the increasing distance away from the thrust (and simultaneously decreases the intensity of diaphthoresis). Joints, fissures, and faults are normal to the course of the B-axes and they correspond to the ac joints (maxima  $225/75^\circ$  and  $40^\circ/80^\circ$ ). Further maxima  $80/85^\circ$  and  $250/80^\circ$  belong to diagonal joints (fig. 3).

Noteworthy is the determination of talc accumulations in the peripheral parts of the carbonate bodies and within the bends of the micro- and meso-folds, especially in connection with the folded magnesite and quartz lenses (figs. 2, 4). The presence of sulphides in the talc bodies produces geochemical anomalies of Co, Ni, Pb, Zn, and Cu in the overlying rocks.

The information obtained served as a basis for the determination of prospecting criteria and indications for the most suitable methods of future geological investigation. The methodologic procedure however necessitates a constant correction according to the study results obtained.

*Translated by E. Česánková*

## Výsledky naftového prieskumu kolárovskej kladnej gravimetrickej anomálie

(3 obr. a 4 tab. v texte)

BEDRICH GAŽA\*

### Résultats de la prospection pétrolière de l'anomalie gravimétrique positive a Kolárovo

Près de la localité de Kolárovo au sud-ouest du Bassin du Danube, la prospection gravimétrique a découvert une grande anomalie positive. Comme il s'agissait de la région bitumineuse, on y exécutait la prospection géophysique et le sondage profond. En tant que cette exploration ne portait pas de résultats satisfaisants, les travaux de prospection traînaient vingt années. Enfin, c'étaient les forages profonds qui ont livré les données décisives. L'anomalie gravimétrique positive est causée par l'élévation morphologique du cristallin dans les couches sous-jacentes du Néogène et elle apparait comme le brachyanticlinal. Dans le Néogène, la forme du brachyanticlinal est polie et a l'endroit de l'anomalie, il n'y a pas de fermeture d'élévation. Sur la région étudiée, les conditions favorables pour l'accumulation de bitumes n'existent pas parce qu'il n'y a pas de pièges convenables.

### Úvod

Kladná gravimetrická anomália zistená pri obci Kolárovo v jv. časti Podunajskej panvy už najstarším gravimetrickým meraním bola dlhý čas predmetom záujmu naftového prieskumu. Je to najvýraznejšia a najrozsiahlejšia gravimetrická anomália v celej panve a pozornosť, ktorá sa jej v takej miere venovala, bola vzhľadom na možnosti z hľadiska akumulácie živíc oprávnená.

Riešenie pôvodu tejto gravimetrickej anomálie, geologickej stavby podložia a neogénnej výplne panvy, ako aj riešenie naftoplynonosnosti trvalo viac ako dvadsať rokov. Zdlhavosť prác vyplývala hlavne z nedokonalosti prieskumnej techniky, ale i z neuspokojivých výsledkov. Seizmické merania, použité v počiatočnom období prieskumu, neprinášali pre značnú mocnosť neogénu a hĺbku podložia panvy spoľahlivé podklady. Hlbinný vrtný prieskum v počiatočkoch stroskotal na nezvládnutej technológii vŕtania v silne piesčitom profile pliocénu. V tejto oblasti sa aplikovali všetky geofyzikálne metódy používané v našej naftárskej praxi tak, ako sa zdokonaľovali a vznikali nové: gravimetria, magnetika, geoelektrika, refrakčná i reflexná seizmika a vrtná refrakcia. Z disciplín vrtného prieskumu sa robil plytký štruktúrny prieskum a pioniersky prieskum. Až na základe pionierskych vrtov bolo možno s konečnou platnosťou riešiť geologickú stavbu anomálie a problémy jej naftoplynonosnosti.

\* Ing. BEDRICH GAŽA, Nafta, n. p., 908 45 Gbely.

## Časový prehľad prieskumu a vývoj názorov na pôvod anomálie

| Obdobie   | Prieskumná disciplína                   | Autor spracovania                                   |
|-----------|-----------------------------------------|-----------------------------------------------------|
| 1947—1948 | gravimetria                             | R. BEHOUNEK 1948                                    |
| 1949      | plytký štruktúrny prieskum              | M. KOLESÍK 1949                                     |
| 1950      | geoelektrika                            | J. KALDROVITŠ 1951                                  |
| 1952      | reflexná seizmika                       | G. N. KALMYKOV — T. J. KALMYKOVÁ 1953               |
| 1953—1954 | oporný vrt Kolárovo-1                   | V. HOMOLA 1956                                      |
| 1956      | reflexná seizmika                       | J. RICHTER — V. NEČAS 1956                          |
| 1959—1961 | magnetika                               | O. MAN 1962                                         |
| 1962      | reflexná a refrakčná seizmika           | A. PETRÍK — M. FEJFAR — M. BEINHAUEROVÁ 1962        |
| 1963—1964 | pioniersky vrt Kolárovo-2               | B. GAŽA 1972                                        |
| 1964      | refrakčná a reflexná seizmika (RNP)     | L. ROZEHNAL — M. HRDLÍČKA — Z. ADAM 1965            |
| 1964      | detailné merania stotinovým gravimetrom | M. BLÍŽKOVSKÝ — J. DOLEŽAL — F. HADAMOVSKÝ 1965     |
| 1965      | vrtná refrakcia na vrte Kolárovo-2      | J. PERNICA — J. JANKŮ — R. LUKÁŠOVÁ 1966            |
| 1966—1967 | pioniersky vrt Kolárovo-3               | B. GAŽA 1972                                        |
| 1967      | vrtná refrakcia na vrte Kolárovo-3      | J. PERNICA — V. NEČAS — V. FILKOVÁ — J. PAULÍK 1967 |
| 1968—1969 | pioniersky vrt Kolárovo-4               | B. GAŽA 1972                                        |
| 1969      | vrtná refrakcia na vrte Kolárovo-4      | V. NEČAS — K. Soukeník — J. PAULÍK 1970             |

Na mape Bouguerových izoanomál sa prejavila v priestore obce Kolárovo anomália s najvyššou hodnotou 29 mgl s prudkým gradientom na S, V a Z. Izoanomála 20 mgl ohraničuje anomáliu v šírke 13 km a v dĺžke 17 km. JV. smerom sa po tejto izanomále elevácia preťahuje a hodnoty tiaže stúpajú k jv. okraju.

Geoelektrika (použila sa metóda telurických prúdov) mala pokusný charakter a jej výsledok sa nepovažoval za smerodajný — indikovala vrchol posunutý 8—10 km smerom na západ. V magnetike sa v priestore gravimetrickej anomálie prejavuje prechod od nulových hodnôt magnetického poľa do hodnôt záporných. Kladná magnetická anomália leží mimo gravimetrickej anomálie. Hlavným zmyslom reflexne seizmického a štruktúrneho prieskumu bolo zistiť, ako sa gravimetrická anomália, ktorá už podľa prvých predstáv vyjadrovala zmeny v reliéfe podložia, odráža v neogénnych súvrstviach. Plytký štruktúrny prieskum sa po 36 vrtoch do priemernej hĺbky 200 m prerušil. V najvyššom pliocéne sa zistil monoklinálny úpad vrstiev na sever. Reflexná seizmika, ktorá poskytovala spočiatku použiteľné odrazy do hĺbky 2000—2500 m, podáva podobný obraz. Neskôr sa jv. od gravimetrickej anomálie interpretujú poloklenbovité elevácie pri hurbanovských zlomoch (M. DLABAČ — Z. ADAM 1959). I. PAGÁČ (1962) interpretuje v hĺbke okolo 2850 m, kde predpokladá bázu panónu, antiklinálu pretiahnutú v smere S-J s vrcholom 3,5 km východne od Kolárova v rozlohe  $1,5 \times 4$  km a s prevýšením 40 m. Detailnou gravimetriou, robenou stotinovým gravimetrom a refrakčnou seizmikou, sa mal podrobne určiť tvar morfolologickej elevácie v podloží.

Názory na geologický pôvod kladnej gravimetrickej anomálie prešli zložitým vývojom. Pôvodne sa interpretovala ako morfologická elevácia podložia neogénu. V tomto zmysle hovorí R. BĚHOUNEK (1949) o pochovanom chrbte kryštalinika a A. MATĚJKA (1949) o pokračovaní levického mezozoika. Podobne si predstavuje M. KOLESÍK (1949) anomáliu spôsobenú pokračovaním mezozoika z Maďarska. Ako morfologickú eleváciu ju vysvetľuje tiež J. KALDROVITŠ (1950). Odlišný názor zastáva R. Běhounek v roku 1952, keď uvažuje o hlbšej príčine tejto anomálie. Vyskytol sa i názor (A. MATĚJKA), že túto anomáliu mohlo spôsobiť enormné nahromadenie kvartérneho štrku.

Obrat v názoroch na pôvod anomálie nastal v roku 1952 po reflexne seizmickom meraní. Pretože

sa pod hĺbkou 2000 m získali reflexy s jednotným miernym úklonom, zdala sa byť vylúčená možnosť interpretovať anomáliu len ako morfológickú eleváciu. G. N. KALMYKOV — T. J. KALMYKOVÁ (1953) uvádzajú dve možnosti interpretácie, a to buď ako pochovanú eleváciu, ktorá sa v neogéne neprejavuje, alebo ako prítomnosť ťažkých hornín v podloží. Autori sa prikláňajú k druhej alternatíve. B. BERÁNEK (1956) vypočítal, že anomáliu vyvoláva ťažšie teleso v hĺbke asi 10 km pod povrchom. Tento názor podporia tiež výsledok štruktúrneho prieskumu, ktorý zistil v miestach anomálie štruktúrnu depresiu. J. RICHTER (1956) na základe reflexnej seizmiky vyvracia možnosť existencie štruktúry v neogéne. Rovnako uvažuje J. ŠAMÁNEK (1956), ktorý podľa výsledkov seizmiky pokladá gravimetrickú anomáliu v neogéne za hlbokú depresiu. K problému interpretácie anomálie sa vyjadril K. MÜLLER (1958) a jej pôvod vidí v zaborení mezozoických dolomitov a vápencov. M. DLABAČ — Z. ADAM (1962) sa viac prikláňajú k názoru, že ide o pochovanú eleváciu, ktorá sa v mladšom súvrství neprejavuje, avšak nevylučujú ani možnosť existencie hlbokého ťažkého telesa. A. PETŘÍK et al. (1962) konštatujú na základe seizmiky, že v mieste kolárovskej gravimetrickej anomálie sa v neogéne neprejavuje žiadna uzavretá elevácia, a pokiaľ ide o pôvod anomálie, pripisujú ho morfolologickej elevácii podložja budovanej dolomitickými vápencami.

I. PAGÁČ (1962) charakterizuje anomáliu ako kryhu mezozoika Maďarského stredohoria vysunutú na SZ, ktorá má charakter morfolologickej elevácie, a predpokladá nad gravimetrickou anomáliou vyklenutie i v bazálnej časti neogénu. Tým podporuje názor o perspektívnosti oblasti na živíce a zdôvodňuje návrh pionierskeho prieskumu.

V skúmanej oblasti sa uskutočnili tri vrty: Kolárovo-2 do hĺbky 3135 m, Kolárovo-3 do hĺbky 2835 m, Kolárovo-4 do hĺbky 2665 m. Všetky dosiahli podložie panvy. Prieskum vlastnej anomálie mali za cieľ vrty Kolárovo-2 a 3. Vrtom Kolárovo-4 sa skúmala poloklenba Imeľ v jv. pokračovaní morfológického chrbta.

Oporný vrt Kolárovo-1, urobený v roku 1953—1954, nedosiahol podložie neogénu. Ukončil sa pre haváriu v hĺbke 2193 m. Spoľahlivejšie zistil len hranicu panón — bývalý pont (dák).

## Geologická stavba skúmanej oblasti

### *Stratigrafia a litológia*

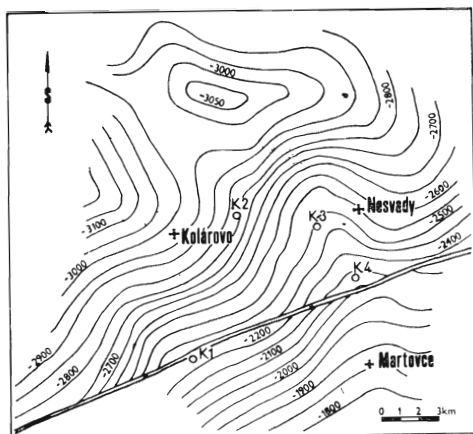
Podložie panvy v priestore kolárovskej gravimetrickej anomálie je budované kryštalinikom. Dokázali to všetky tri pionierske vrty. Najväčší interval v kryštaliniku sa prevíťal na vrte Kolárovo-3, a to 145 m. Vrtné jadrá z hĺbok 2697—2700 m, 2731—2734 m, 2764—2767 m boli tu tvorené šedými, zelenkastými biotiticko-muskovitickými svormi a z hĺbok 2767—2770 m, 2801—2803 m, 2830—2834 m svetlošedou biotiticko-muskovitickou rulou. Pri vrte Kolárovo-2 bol v hĺbke 3051—3055 m šedý kataklazovaný kremitý diorit, v hĺbkach 3080—3083 m, 3105—3110 m a 3133—3135 m svetlošedé a šedé muskovitické svory a pri vrte Kolárovo-4 v hĺbke 2659—2663 m šedá muskoviticko-biotická žula.

Podľa T. BUDAYA — V. ŠPIČKU (1967) zasahuje do skúmanej oblasti kryštalinikum veľporského antiklinória.

Oproti pôvodným predpokladom, vychádzajúcim z podkladov gravimetrie nad 3500 m, sa zistilo plytšie uloženie podložja, a to v hĺbke 2640 m na vrte Kolárovo-4, 2690 m na Kolárovo-3 a 3050 m na vrte Kolárovo-2.

Neogénnu výplň panvy v oblasti kolárovskej anomálie tvorí sarmat, prevažne však pliocén—panón, dák (pont) a ruman (levant)<sup>+</sup>. Najväčšia mocnosť pliocénu sa zistila na vrte Kolárovo-2, 2865 m.

Sarmat sa usadil priamo na kryštaliniku. Staršie miocénne stupne (predpokladal sa vrchný a stredný baden) tu nie sú vyvinuté. Až do počiatku transgresie sarmatu bola oblasť odkrytá. Mikropaleontologicky sa dokázala prítomnosť spodného sarmatu — zóna A s *Cibicides*.



Obr. 1. Oblasť Kolárovo. Štruktúrna mapa na hranicu panón—sarmat. Autori I. PAGÁČ, B.

GAŽA

Abb. 1. Gebiet von Kolárovo. Strukturkarte auf der Grenze Pannon—Sarmat. Autoren I. PAGÁČ—B. GAŽA

*cides lobatulus* (W. + J.) a zóna B s *Elphidium-reginum* (d'Orb.) na vrte Kolárovo-4 a stredný sarmat — zóna D s *Porosonion subgranosum* (Egger) na vrtoch Kolárovo-2 a Kolárovo-3 (zónovanie podľa R. JIŘÍČKA 1972).

V spodnej časti stredného sarmatu sa zóna C nevyskytuje. Chýba tiež celý vrchný sarmat, zóna E s besarábskou časťou nóniónového pásma, ktorá sa doteraz v Podunajskej panve nezistila (R. JIŘÍČEK 1972).

Spodný sarmat sa zistil len vrtom Kolárovo-4, a to v hĺbke 2500—2600 m. V spodnej, 90 m mocnej časti sú to zelenošedé vápnité íly s drobnou uhoľnou hmotou a s vrstvičkami až vložkami vápnitých pieskovcov s mocnosťou do 20 cm a vo vrchnej časti je to piesčité súvrstvie s hojnými polohami pieskov až pieskovcov s mocnosťou 1—6 m.

Stredný sarmat je mocný 90 m na vrte Kolárovo-3 a 105 m na vrte Kolárovo-2. Tvoria ho šedé jemne piesčité vápnité íly s vložkami svetlošedých vápnitých pieskovcov s mocnosťou od 20 cm do 1—2 m.

Panón má silne piesčitý vývoj. Pomocou korelácie elektrokarotážnych diagramov hĺbinných vrtoch a mikropaleontologického zhodnotenia vrtných jadier (B. JANDOVÁ) sa urobilo podrobnejšie zónovanie panónu. Použilo sa delenie R. JIŘÍČKA (1972). Vychádzalo sa z oblasti komárňanských zlomov, kde sa získal bohatý faunistický materiál z priebežných vrtných jadier.

Na pionierskych vrtoch v Kolárove sa potvrdila prítomnosť mikropaleontologickej zóny B (vrt Kolárovo-4), zóny C (vrty Kolárovo-2, 3 a 4) a zóny E (vrt Kolárovo -4). Zónu D vrtné jadra nedosiahli, ale bola interpretovaná jednak z jv. okraja panvy a jednak z pomerne vzdialených vrtoch Dunajská Streda-1 a Čalovo-1, kde je mikropaleontologicky potvrdená. I pri značných vzdialenostiach (35 a 25 km) možno považovať koreláciu za spoľahlivú, čo je dôležité najmä pre budúci prieskum v oblasti centrálnej pliocénnej depresie. Táto korelácia bola možná preto, že jednotlivé zóny sú rozdielne i litologicky.

Piesky a štrky na báze panónu zodpovedajúce zóne A sú vyvinuté na všetkých pionierskych vrtoch. Na Kolárovo-2 sú mocné 60 m. Zóna B a prechodné pásmo B/C je charakterizované mocnejšími polohami pelitov a je mocné 190 m. Zónu C zastupuje mocný piesčitý komplex, v ktorom sa striedajú 10—50 m mocné polohy pieskov s 5—10 m, zriedka i 20 m mocnými polohami vápnitých ílov. Celková mocnosť zóny C je 700 m.

V nadloží tohto komplexu pieskov je na štruktúrnych vrtoch vyvinutá poloha piesčitých vápnitých ílov zóny D. Pri hĺbinných vrtoch pozorujeme na EK diagramoch litologickú

zmenu v nadloží zóny C. Vidieť, že ubudlo piesčitosti, i keď niekde nie podstatne. Tento interval má charakteristický tvar karotážnych kriviek a slúžil ako dobrý korelát so vzdialenými vrtní. Podľa neho bolo možno dobre identifikovať i zóny staršieho vrtu Kolárovo-1. Interval zóny D je mocný okolo 130 m.

Najvyššia časť panónu, teda zóny E a F, je charakterizovaná opäť silnou piesčitosťou. Rýchle sa striedajú menšie polohy pieskov a pelitov. Mocnejšie piesky 20 — 50 m sú na báze zóny E. Mocnosť zóny E je v priemere 300 m. Na zónu F pripadá posledných 100 — 120 m panónu v šedom vývoji. Vrstvy s pestrými, žltohnedoškvrnitými vápnitými ílmi sa kladú už do dáku. Rozhranie šedých a pestrých vrstiev bolo presnejšie určené na vrte Kolárovo-1.

Dák je súvrstvie sladkovodného pôvodu a je podrobne opísaný na vrte Kolárovo-1 (V. HOMOLA 1956). Má silno piesčité vývoj a pelity sú často pestré, hrdzavo škvrnité. Polohy pieskov dosahujú miestami 10—20 m, zriedka 30 m mocnosť. Väčšinou sa však striedajú len niekoľko metrové polohy. Na niektorých plytkých štruktúrnych vrtoch (M. KOLESÍK 1949) sa už zachytilo šedé súvrstvie s uhoľnými ílmi, ktoré podľa nových zistení patria do „vrchnej uhoľnej série“ dáku, ktorá bola v úplnom vývoji opísaná z podunajskej panvy u nás a v Maďarsku (J. JANÁČEK 1966, 1967, 1969). Predpokladáme teda, že v oblasti Kolárova je vrchná časť dáku vyvinutá tiež v uhoľnom, regresívnom vývoji, i keď, prirodzene, v menšej mocnosti.

Ruman sa zistil na plytkých štruktúrnych vrtoch. M. DLABAČ (1961) nazýva túto štrkovú formáciu kolárovskými vrstvami. Prevrtala sa v mocnosti 110 m. Vrchnopliocénny vek dokladá podľa nájdenej fauny T. BUDAY (1962). Na vrtoch Kolárovo sa v týchto vrstvách nevrtalo na jadro, a preto sa bližšie nedajú identifikovať. Predpokladáme, že najvyšších 14C—170 m pliocénu patrí kolárovským vrstvám.

Kvartér prikrýva neogénne vrstvy na celom skúmanom území. M. KOLESÍK (1949) opisuje na plytkých štruktúrnych vrtoch sériu rôzne zrnitých pieskov s vložkami štrkov a ojedinele s mocnejšou polohou ílov. Najvyšší interval, v priemere 6 m mocný, je tvorený sprašou. Celková mocnosť kvartéru, ktorá sa pri hlbinných vrtoch určila podľa karotážnej krivky, je 50—100 m. Báza kvartéru sa kladie na spodnú hranicu veľkej odporovej výchyľky, registrovanej v najvyšších partiách vrto. Takto interpretovaná mocnosť sa pohybuje od 50 do 80 m.

Na podklade porovnania s užšou podunajskou oblasťou je tu kvartér pravdepodobne zastúpený viac-menej úplným pleistocénom, zatiaľ čo holocén tvorí zvyčajne v jeho nadloží vrstvu mocnú 5—20 m.

### *Tektonické pomery*

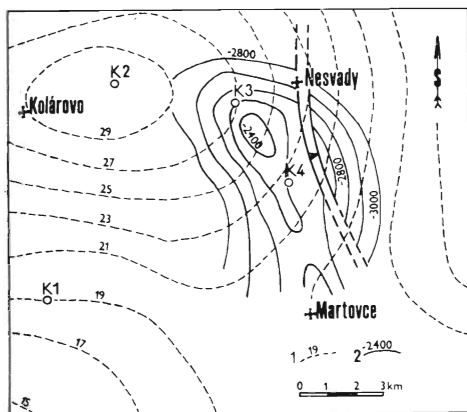
Kolárovskú kladnú gravimetrickú anomáliu spôsobuje morfológická elevácia kryštáliku pochovaná pod neogénom. Hlbinnými vrtní a vrtnou refrakciou sa podrobne preskúmala tvar jej vrcholovej časti. Podložie neogénu tvorí tu všetkými smermi uzavretú eleváciu, pretiahnutú podľa pozdĺžnej osi v smere SZ—JV, s pomerne veľkým relatívnym prevýšením 500—1000 m na vzdialenosť 5—10 km v smere S, V a Z a len s malým prevýšením 150 m na 2 km na juh. Elevácia v rozlohe  $2,5 \times 5,5$  km leží na severnom konci chrbta vybiehajúceho v smere JV—SZ kolmo na okraj panvy z komárňanskej vysokej kryhy, z priestoru sv. od Komárna. Vrchol podložnej elevácie sa nachádza medzi vrtní Kolárovo-3 a Kolárovo-4 a leží v hĺbke 2500 m pod povrchom. Oproti vrcholu podľa staršej gravimetrie je posunutý o 5 km na VJV. Na juhu nadväzuje na pokračovanie chrbta do okrajovej oblasti panvy úzkym a plytkým sedlom v priestore obce Martovce. Odtiaľ na juh je už v podloží neogénu vyvinuté mezozoikum patriace k jednotkám Maďarského stredohoria.

| Stratigrafia  |             |        | Vedúca mikrofauna                                                                            | Kolárovo-1 | Kolárovo-2 | Kolárovo-3 | Kolárovo-4          |
|---------------|-------------|--------|----------------------------------------------------------------------------------------------|------------|------------|------------|---------------------|
| Kvarter       |             |        | Cyclocypris huckei Triebel<br>Planorbis spec.                                                | 0—53 m     | 0—80 m     | 0—70 m     | 0—50 m              |
| Ruman         |             |        | Planorbis spec.<br>Cypria candonaeformis (Schw.)                                             | — 200 m?   | — 250 m?   | — 210 m?   | — 215 m?            |
| Dák           |             |        | Bithynia aff tentaculata (L.)<br>Candona candida Müller                                      | —1250 m    | —1500 m    | —1225 m    | —1060 m             |
| Panón         | vrchný pont | F      | Monacha punctigera (Th.)                                                                     | —1375 m    | —1590 m    | —1340 m    | —1170 m             |
|               |             | E      | Candoniella spec. III. Pok.<br>Congeria unguilacprae Münster<br>Congeria subglobosa Partsch  | —1665 m    | —1890 m    | —1640 m    | —1475 m             |
|               | stredný     | D      | Congeria partschi Czjzek<br>Silicoplacentina majzoni Köv.                                    | —1795 m    | —2015 m    | —1765 m    | —1595 m             |
|               | spodný      | C      | Pontoniella acumunata striata Mand.<br>Cyprideis macrostigma inflata n. ssp.                 | (—2193 m)  | —2730 m    | —2460 m    | —2315 m             |
|               |             | B      | Hungarocypris auriculata (Rss)                                                               |            | —2885 m    | —2570 m    | —2460 m             |
|               |             | A      | Hemicytheria lörentheyi (Méhes)<br>Reginacypris subacuta (Zal.)<br>Miliammia velatina Vengl. |            | —2945 m    | —2600 m    | —2500 m             |
| Sarmat        | stredný     | D      | Porosononion subgranosus (Egger)                                                             |            | —3050 m    | —2690 m    | —                   |
|               |             | C      | Elphidium hauerinum (d'Orb)                                                                  |            | —          | —          | —                   |
|               | spodný      | B<br>A | veľké elphidie a mohrensternie<br>karychiové vrstvy                                          |            | —<br>—     | —<br>—     | —2575 m?<br>—2640 m |
| Kryštalinikum |             |        |                                                                                              |            | (—3135 m)  | (—2835 m)  | (—2665 m)           |

Tab. 1. Prehľad stratigrafie vo vrtoch Kolárovo

Tab. 1. Übersicht der Stratigraphie in den Bohrungen Kolárovo





Obr. 2. Kolárovská kladná gravimetrická anomália 1 — Bouguerové izonomálie podľa meraní ÚÚG Praha v r. 1947—48, 2 — izolínie povrchu podložia neogénu podľa vrtej refrakcie, K — hlbinné vrty Kolárovo.

Abb. 2. Positive gravimetrische Analeie von Kolárovo. 1 — Bouguersche Isanomalien nach den Messungen des ÚÚG (Zentr. Geol. Inst.) Praha, in den Jahren 1947-1948, 2 — Isolínien der Oberfläche des Untergrundes des Neogens, nach Bohrlochrefraktion, K — Tiefbohrungen Kolárovo.

V neogéne kryjúcom podložný morfológický chrbát sa elevácia výrazne neprejavuje. V sarmate a spodnom panóne sa odráža v miernom prehnutí vrstiev, avšak uzavretú antiklinálu nevytvára. Vo vrchnom panóne a v daku je už úplne zahladená. Vrstvy hlbšieho neogénu sú mierne prehnuté v celej dĺžke podložného chrbta, a tak sa pri zlomoch prebiehajúcich sv. smerom vytvára systém celkove málo výrazných poloklenbovitých elevácií. Pri severnejších, hurbanovských zlomoch sú to elevácie Imeľ a Imeľ-juh, pri komárňanských zlomoch elevácia Komárno-sever a Chotín.

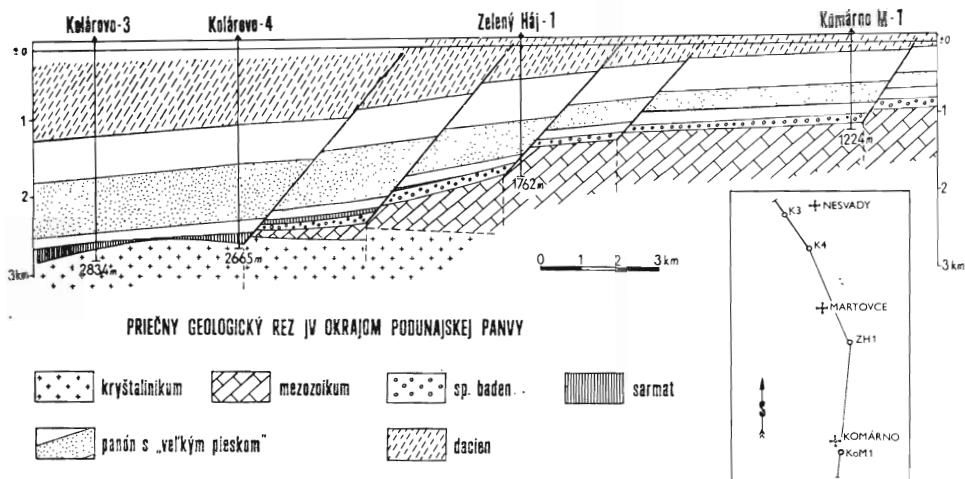
Zlomová tektonika opísaného územia je pomerne jednoduchá. V priestore kladnej gravimetrickej anomálie sa v neogéne neinterpretujú žiadne zlomy. Južne od nej je podľa reflexnej seizmiky hurbanovský zlom a na jeho poklesnutú kryhu sa viaže elevácia Imeľ (M. DLABAČ — Z. ADAM 1959, I. PAGÁČ 1962 a i.). Na báze panónu má tento na SZ upadajúci zlom výšku skoku 200 m. Hlbinné vrty ho nedosiahli.

Východný svah podložnej elevácie má veľmi prudký spád. I. PAGÁČ (1962) tu interpretuje oproti dubníckej depresii na V zlomové obmedzenie. Zlom má priebeh S — J a je na neogénne zlomy priečný. Je to stará porucha, ktorá do neogénu nepokračuje. Zatiaľ nie je známe ani jej pokračovanie na S a J. Výrazne sa prejavuje najmä na refrakčných profiloch robených z vrtu Kolárovo-3 (J. PAULÍK in V. NEČAS et al. 1970). Výška skoku uvedeného zlomu je východne od vrtu Kolárovo-3 okolo 200 m.

### *Poznámky k paleografii*

Severné ukončenie morfológického chrbta v priestore vrtov Kolárovo-3 a Kolárovo-4 bolo až do sarmatu odkryté. Príľahlá oblasť na juhu a východe bola zaplavená plytkým morom v období spodného badenu. Sedimenty tohto veku — vápnité piesky a pieskovce, drobné zlepenca a piesčité vápnité íly s uhoľnou drťou — sa zastihli hlbinnými vrtmi v oblasti komárňanských zlomov (Nová Vieska, Modrany, Komárno). Je pravdepodobné, že more v spodnom badene zaplavovalo i oblasť na sever a západ od morfológickej elevácie. Chrbát tiahnući sa v smere SZ — JV vyniká v dôsledku malej mocnosti spodného badenu, ktorého je na vrte v Komárne len niekoľko desiatok metrov, ale v oblasti na východ dosahuje až 1000 m mocnosť (Nová Vieska). Staré založenie chrbta dokazuje i neprítomnosť karpátu na spomínanom vrte v Komárne, zatiaľ čo východne (Modrany, Nová Vieska) je prítomný. Stredný a vrchný baden do oblasti vyšších komárňanských kryh ani do oblasti

morfológického chrbta nezasahujú. V tomto období bolo skúmané územie už vyzdvihnuté. Do priestoru sedla v oblasti Martoviec zasahuje ešte spodný sarmat, ale severný svah elevácie bol zaplavený až vo vyššom strednom sarmate. More tu bolo plytké a detailná morfológická členitosť dna umožnila vznik rozsahom menších, od mora sčasti oddelených plôch so zvýšenou koncentráciou solí. Dôkazom toho je prítomnosť soľanky s obsahom 126,4 g/l soli na vrte Kolárovo-2.



Obr. 3. Priechý geologický rez jv. okrajom Podunajskej panvy 1 — kryštalinikum, 2 — mezozoikum, 3 — spodný baden, 4 — sarmat, 5 — panón s „veľkým pieskom“, 6 — dac.

Abb. 3. Geologischer Querschnitt an dem SO-Rand des Donaubeckens. 1 — Kristallin, 2 — Mesozoikum, 3 — unteres Baden, 4 — Sarmat, 5 — Pannon mit „grossem Sand“, 6 — Dazien.

Koncom stredného sarmatu more ustúpilo, oblasť bola opäť odkrytá a sčasti denudovaná. Nová transgresia nastala v panóne. Jej svedectvom je zlepenčovo-pieskovcový horizont zóny A na báze spodného panónu. V panóne a vôbec v celom pliocéne celá oblasť centrálnej depresie prudko poklesla, čo sa odráža i v našej oblasti vo veľkých mocnostiach sedimentov. Ich litologický charakter dokazuje veľmi častú zmenu hladiny, pretože profil celého pliocénu je rozdrobený na veľké množstvo obzorov pieskov, striedajúcich sa s polohami rozlične piesčitých pelitov. More bolo v tomto období prevažne plytké. Sedimentácia prebiehala v brakickom a kaspibrakickom prostredí v panóne a v sladkovodnom prostredí v ďaku a rumane.

Vznik kolárovskej anomálie a ďalší vývoj tejto oblasti má niektoré aspekty, ktoré si zasluhujú pozornosť. Už samotný regionálny charakter anomálie, nie veľmi vzdialenej od centrálnej depresie panvy, naznačuje jej nie bežnú podstatu a vývoj.

Táto skutočnosť už na začiatku riešenia úlohy pripúšťala rad anomálnych výkladov známeho nesúladu indikácií rozličných výskumných metódik.

Z iných našich karpatských panví, ale aj z Podunajskej panvy samotnej je napríklad známe, že morfológický tvar starého podkladu panvy, najmä významné elevácie alebo depresie sa harmonicky odrážajú v štruktúre neogénnych sérií, a to i napriek prítomnosti aj viacerých tektonických fáz, regresíí, erozívnych cyklov a transgresíí. To znamená, že ich relatívna deštruktívna pôsobnosť nikdy nezahladila vplyv pôsobenia podložnej elevácie. V prípade kolárovskej elevácie sa však táto zákonitosť nepreukázala.

Vzniknutú morfológickú eleváciu podložia pred pliocénom naposledy zaplaval spodný

sarmat na úbočiach a cez vrchol vo vyššom strednom sarmate. Tieto sedimenty zarovnali členitosť podkladu a súčasne čiastočne ovplyvnili vrstvovú štruktúru tvarom podkladu.

Od začiatku pliocénu dochádzalo však k intenzívnej a neprerušenej subsidencii celej oblasti a k tvorbe vlastnej veľkej Podunajskej panvy. Poklesové pohyby a vyplňovanie panvovej depresie boli takými mocnými vývojovými činiteľmi, že zastrelí, zvlášť v strednej časti panvy, všetky predchádzajúce vplyvy na štruktúrally charakter výplne.

V oblasti Kolárova sa elevácia podložja spolu so sedimentmi sarmatu ponorila do hĺbky a prekryli ju mladé sedimentárne série pliocénu s regionálne depresným charakterom štruktúry.

### Kvalita vrstvovej vody a indikácia živíc

Jednou z hlavných úloh hlbinného prieskumu kolárovskej gravimetrickej anomálie bolo overiť jej naftoplynonosnosť.

Na hlbinných vrtoch sa preto robil rad čerpacích skúšok, a to hlavne zo sarmatu a spodného panónu. Horizonty na skúšanie sa vyberali na základe elektrokarotážnych meraní, ktoré naznačovali možnosť nasýtenia horizontov živcami, ale z výskumných dôvodov sa vyskúšali tiež niektoré horizonty kvalifikované ako zavodnené. Celkove sa na naftové účely otvorilo 21 horizontov. Výsledky čerpacích skúšok sú v tabuľke 2.

Akumulácia živíc sa v priemyselnom množstve nezistila. Okrem niekoľkých horizontov, ktoré boli bez prítoku, prejavili sa otvárané horizonty ako vodonosné, s väčším alebo menším množstvom rozpusteného plynu. Chemický rozbor vody a plynu je v tabuľke 3 a 4.

Horizonty pod hĺbkou 2000 m sa v tejto oblasti nasycujú silne mineralizovanými slanými vodami kalcium-a natrium-bikarbonátového typu v spodnom panóne a kalcium-chloridového typu v sarmate. Mineralizácia i salinita vrstvovej vody sa zvyšuje v závislosti od hĺbky úplne pravidelne.

Veľmi výraznou odchýlkou od tejto pravidelnosti je výskyt soľanky s veľmi vysokou mineralizáciou a salinitou v sarmate vo vrte Kolárovo-3. Jej pôvod nie je presne objasnený a nie je vylúčené, že ide o autochtónnu vodu majúcu pôvod v lokálne obmedzenom veľmi slanom prostredí. Palinologický rozbor sarmatského jadra z vrtu Kolárovo-2 (E. PLANDEROVÁ 1973) dokázal výskyt močiara, pri ktorom rástol zmiešaný listnato-ihličnatý les. Stupeň korózie peľu svedčí o väčšom odpare vody, zapríčinenom asi suchou klímou.

Ostatná voda v spodnom panóne a sarmate je silne druhotne ovplyvnená. Sedimenty týchto stupňov, ako dokazuje charakter mikrofauny, vznikali v brakickom a kaspibrakickom prostredí, ktorého mineralizácia sa pohybovala maximálne v rozmedzí 16 500—5000 mg/l, ale terajšie hodnoty sú viac ako dvojnásobné. V oblasti sa najpravdepodobnejšie miešala panónska a sarmatská voda s vodou badenu, ktorý je v dosť veľkej mocnosti vyvinutý v oblastiach bezprostredne susediacich so skúmanou kolárovsou eleváciou (dubnícka depresia, komárňanské kryhy).

Voda sarmatu a spodného panónu nemá artézsky režim. Ložiskový tlak meraný na vrte Kolárovo-3 v hĺbke 2400 m bol 226,9 atp, teda nižší než hydrostatický. Samotoky vody zapríčiňuje zvýšený obsah rozpusteného plynu a v nemalej miere teplotný rozdiel, pretože sa v oblasti zistil znížený geometrický stupeň: 24 m/°C (B. GAŽA 1972).

Zloženie rozpustených plynov v panóne sa mení v závislosti od hĺbky. Smerom do hĺbky stúpa percento CO<sub>2</sub> a klesá množstvo uhlíkovodíkov, prípadne dusíka. Táto zákonitosť sa potvrdila i v maďarskej časti Podunajskej panvy. V našej oblasti leží hranica priaznivého pomeru týchto zložiek pomerne hlboko. Okolo 50 % uhlíkovodíkov, teda množstvo, pri ktorom možno pokladať plyn za využiteľný, je v hĺbke okolo 2600 m.

| Vrt        | Skúšaný interval                                                                                                                                     | Počet rán perforácie                                 | Stratigrafický stupeň                                         | Výsledok čerpacjej skúšky                                                                                                                                                                                                                                                                                                       |
|------------|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|------------------------------------------------------|---------------------------------------------------------------|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| Kolárovo-1 | 1304,0—2193,0 m<br>781,0— 787,0 m                                                                                                                    | z nezap.                                             | sp. + vrch. panón<br>dacien                                   | Samotok sladkej vody 25 l/min<br>Samotok sladkej vody                                                                                                                                                                                                                                                                           |
| Kolárovo-2 | 3042,0—3048,0 m<br>2790,0—2797,0 m<br>2680,0—2690,0 m<br>2613,0—2630,0 m<br>2138,0—2184,0 m                                                          | 140<br>140 + tor.<br>160<br>260<br>200               | sarmat<br>sp. panón<br>"<br>"<br>"                            | Slabý prítok slanej vody. Hladina v hĺb. 2500 m<br>Bez prítoku<br>Prítok slanej vody. Statická hladina v hĺb. 250 m<br>Slaná voda. Statická hladina v hĺb. 400 m<br>Samotok slanej vody cca 1 l/s                                                                                                                               |
| Kolárovo-3 | 2685,0—2700,0 m<br>2659,5—2669,0 m<br>2453,0—2460,0 m<br>2444,5—2450,0 m<br>2413,0—2418,5 m<br>2396,0—2401,5 m<br>2303,0—2308 0 m<br>1770,0—1993,0 m | 200<br>160<br>140<br>160<br>240<br>240<br>100<br>944 | sar. + kryšt.<br>sarmat<br>sp. panón<br>"<br>"<br>"<br>"<br>" | Slabý prítok slanej vody<br>Veľmi slabý prítok soľanky. Piestovaním 1100 l/24 hod<br>Bez prítoku<br>Slaná voda. Statická hladina v hĺb. 110 m<br>Slabý prítok slanej vody<br>Slabý únik plynu; po okyslení slabý prítok slanej vody<br>Slabý prítok slanej vody<br>Samotok slabo slanej vody 2 l/s (pre účely termálnej studne) |
| Kolárovo-4 | 2660,0—<br>2468,0—2480,0 m<br>2403,0—2407,5 m<br>2363,0—2366,0 m<br>2294,5—2300,0 m<br>2086,0—2092,0 m<br>1594,0—1600,0 m                            | 370<br>230<br>100<br>60<br>110<br>120<br>120         | kryštalínikum<br>sarmat<br>sp. panón<br>"<br>"<br>"<br>"      | Bez prítoku<br>Bez prítoku<br>Slabý prítok slanej vody, hladina v hĺb. 1640 m<br>Bez prítoku<br>Samotok slanej vody 20 l/min<br>Samotok slanej vody 50 l/min<br>Samotok slanej vody 1,7 l/min                                                                                                                                   |

Tab. 2. Výsledky čerpacích skúšok hlbinných vrtov v oblasti kolárovskej gravimetrickej anomálie

Tab. 2. Resultate von Spülproben aus Tiefbohrungen in dem Bereich der gravimetrischen Anomalie von Kolárovo

Okrem indikácií živíc vo forme rozpustených plynov sa pozorovali stopy ropy v niektorých vrtných jadrách. Je to v celej panve ojedinelý prípad, pretože pri doterajších takmer sto hlbinných vrtoch sa podobné indikácie ropy nevyskytli.

Stopy ropy sa našli na vrte Kolárovo-2 v jadre v hĺbke 2798—2803 m v 0,6 m mocnom vápnitom, stredne až hrubo zrnitom pieskovi vo forme slabého zápachu po rope a svetložltej fluorescencie pod kremennou lampou, ďalej v jadre v hĺbke 2832—2834 m vo vložke jemne zrnitého vápniteho pieskovca ako slabé šedé stopy prejavujúce sa pod kremennou lampou po pokvapkaní chloroformom a v jadre v hĺbke 2901—2906 m vo vložke jemne zrnitého stlmeleného vápniteho piesku ako modravošedé slabé stopy po pokvapkaní chloroformom. Uvedené jadrá sú z bazálnej časti spodného panónu.

Zo sarmatu pochádza jadro z hĺbky 2605—2609 m vo vrte Kolárovo-3, kde sa v 20 cm vložke jemného piesčitého vápniteho ílu vyskytol ropný zápach a slabé impregnácie.

Tieto prejavy interpretujeme ako nezážiteľné zvyšky po migrácii ropy smerujúcej z centrálnej časti panvy k jej okrajom.

### **Zhodnotenie oblasti z hľadiska živíc**

Kolárovska gravimetrická anomália má v panve výhodnú polohu. Je pomerne ďaleko od okraja, je dosť rozsiahla a má priaznivý tvar uzavretej brachyantiklinály. Preto sa oblasť hodnotila ako nádejná na výskyt živíc. Jej perspektívnosť sa zdôrazňovala najmä vtedy, keď sa začalo uvažovať o možnosti, že kladnú anomáliu zapríčiňuje morfológická elevácia neogénneho podložja budovaná karbonátmi mezozoika. Okrem predpokladaného stredného badenu sa tu ukazovalo ako perspektívne i jeho podložie, kde sa predpokladali akumulácie v puklinovitých kolektoroch. Podľa reflexnej seizmiky bolo viditeľné, že sa elevácia už nad hĺbkou 2600 m zreteľne neprejavuje a že sa v panóne okrem jeho bázy dali ťažko očakávať akumulácie viazané na elevačný uzáver.

Vrtný prieskum ukázal, že v skúmanej oblasti nie sú podmienky na akumuláciu živíc. Podložie v priestore vlastnej elevácie budujú nepriepustné horniny kryštalinika. Nachádza sa v menšej hĺbke, než sa predpokladalo, a elevácia v tvare brachyantiklinály sa prejavuje len na morfológii podložja. V neogéne sa už ako uzavretá antiklinála neprejavuje. Badenie je v priestore morfológického vrcholu vyvinutý. Mladšie sedimenty naznačujú tu tvar podložja už len miernym prehnutím vrstiev, rovnako ako nad celým morfológickým chrbtom, ktorý je severným ukončením elevácie. V mladšom pliocéne je už v mieste podložnej elevácie depresia.

Nedokázala sa ani tesniaca funkcia hurbanovského zlomu, keď sa vrtom Kolárovo-4 skúmala poloklenbovitá elevácia Imeľ. Zavodenie sarmatu sa vysvetľuje prítomnosťou priepustného karbonatického mezozoika vo vyššej kryhe hurbanovského zlomu, cez ktorý sú obidve súvrstvia navzájom prepojené. Negativita vyšších súvrství je daná ich silno piesčitým vývojom, ktorý znemožnil akékoľvek tesnenie.

Z uvedeného vyplýva, že neprítomnosť ložísk živíc na skúmanom území je zapríčinená predovšetkým nedostatkom akumulčných pascí.

Výskyt ropných impregnácií a prítomnosť uhľovodíkových plynov rozpustených vo vode svedčí o tom, že oblasť leží vo sfére prebiehajúcej migrácie uhľovodíkov, ale neprítomnosť vhodnej pasce zapríčiňuje ich únik.

Pôvod uhľovodíkov treba hľadať v mocných komplexoch materských hornín v centrálnej depresii panvy, ku ktorým okrem pelitov stredného a vrchného badenu pristupujú pravdepodobne i pelity zóny B spodného panónu, ktorého spodná časť má veľkú mocnosť.

| Vrt                 |                     | Kolárovo-2 | Kolárovo-3 | Kolárovo-2 | Kolárovo-3  | Kolárovo-2 |
|---------------------|---------------------|------------|------------|------------|-------------|------------|
| Hĺbka obzoru m      |                     | 3042—3048  | 2685—2700  | 2680—2690  | 2659,5—2669 | 2613—2630  |
| Celková miner. mg/l |                     | 30710,7    | 43530,7    | 33593,4    | 126425,8    | 24383,4    |
| Kationy mg/l        | Na'                 | 10805,3    | 15509,5    | 12304,2    | 46019,1     | 8618,9     |
|                     | K'                  | 433,3      | 670,0      | 288,9      | 1850,0      | 286,0      |
|                     | HN <sub>4</sub> '   | 2,6        | 41,7       | 42,4       | 4,0         | 36,9       |
|                     | Ca''                | 728,0      | 540,0      | 252,0      | 1424,0      | 233,6      |
|                     | Mg''                | 24,3       | 89,9       | 55,4       | 131,0       | 37,6       |
|                     | Fe'' + Fe'''        | stopy      | 116,0      | 92,8       | 141,0       | 192,0      |
| Anióny mg/l         | Cl'                 | 17937,7    | 24815,0    | 18866,5    | 74090,5     | 12726,5    |
|                     | Br'                 | 96,0       | 198,7      | 93,1       | 564,3       | 56,9       |
|                     | J'                  | 9,5        | 8,9        | 12,0       | 29,6        | 9,5        |
|                     | SO <sub>4</sub> ''  | 378,2      | 18,9       | 77,8       | 123,4       | 294,2      |
|                     | HCO <sub>3</sub> '' | 256,2      | 1403,0     | 1550,0     | 1891,0      | 1891,0     |
| Palmerove indexy    | S <sub>2</sub>      | 92,6       | 95,4       | 95,6       | 96,2        | 92,2       |
|                     | S <sub>1</sub>      | 6,6        | 1,4        | 0,0        | 2,4         | 0,0        |
|                     | A <sub>2</sub>      | 0,0        | 0,0        | 1,4        | 0,0         | 4,0        |
|                     | A <sub>1</sub>      | 0,8        | 3,2        | 3,0        | 1,4         | 3,8        |
| Stratigrafia        |                     | vr. sa     | vr. sa     | sp. pa     | vr. sa      | sp. pa     |

Tab. 3. Chemická charakteristika vrstevných vod z oblasti Kolárova

Tab. 3. Chemische Charakteristik der Schichtwässer aus dem Gebiet von Kolárovo

Analýzy urobilo ústredné laboratórium Moravských naftových dolov, n. p., v Hodoníne.

| Kolárovo-3                                   | Kolárovo-4                                       | Kolárovo-3                                        | Kolárovo-4                                      | Kolárovo-4                                     | Kolárovo-4                                       | Kolárovo-4                                     | Kolárovo-1                                   |
|----------------------------------------------|--------------------------------------------------|---------------------------------------------------|-------------------------------------------------|------------------------------------------------|--------------------------------------------------|------------------------------------------------|----------------------------------------------|
| 2413—2418,5<br>20622,7                       | 2403—2407<br>13568,9                             | 2303—2308,5<br>17565,3                            | 2294—2300<br>10619,0                            | 2138—2148<br>11534,2                           | 2086—2092<br>12458,1                             | 1594—1600<br>4983,9                            | 1304—2193<br>1699                            |
| 6646,7<br>349,1<br>—<br>916,0<br>75,3<br>7,4 | 4853,2<br>104,0<br>17,6<br>124,0<br>21,9<br>35,1 | 6168,2<br>157,8<br>26,6<br>202,4<br>79,8<br>stopy | 3639,3<br>60,7<br>11,8<br>104,0<br>4,4<br>133,6 | 3942,8<br>67,4<br>28,7<br>167,2<br>4,4<br>12,3 | 4161,2<br>67,8<br>26,6<br>268,0<br>36,5<br>144,8 | 1618,5<br>21,6<br>10,8<br>24,8<br>3,9<br>stopy | 11,2<br>—<br>prítomný<br>11,2<br>2,43<br>1,4 |
| 12123,9<br>80,4<br>4,4<br>121,4<br>268,4     | 7178,6<br>31,1<br>7,0<br>130,9<br>963,8          | 9358,8<br>45,2<br>10,8<br>84,4<br>1312,3          | 4856,7<br>17,3<br>5,7<br>139,7<br>1549,4        | 5423,8<br>28,6<br>11,6<br>35,4<br>1695,8       | 6203,8<br>33,7<br>8,2<br>134,6<br>57,2           | 1666,2<br>1,3<br>6,7<br>55,1<br>1488,4         | 63,8<br>—<br>—<br>37,9<br>—                  |
| 85,2<br>13,6<br>0,0<br>1,2                   | 92,8<br>0,0<br>3,6<br>3,6                        | 92,6<br>0,0<br>1,6<br>5,8                         | 84,6<br>0,0<br>12,0<br>3,4                      | 84,8<br>0,0<br>10,4<br>4,8                     | 89,6<br>0,0<br>2,0<br>8,4                        | 66,4<br>0,0<br>31,6<br>2,0                     | 6,0<br>0,0<br>91,6<br>2,4                    |
| sp.pa                                        | sp.pa                                            | sp.pa                                             | sp.pa                                           | sp.pa                                          | sp.pa                                            | sp.pa                                          | sp. + vr.pa                                  |

Chemické zloženie rozpustených plynov vo vrstvových vodách spodného panónu v oblasti Kolárova

Tab. 4

| Vrt             | Kolárovo-2    |               | Kolárovo-3    |               | Kolárovo-4  |               |             |
|-----------------|---------------|---------------|---------------|---------------|-------------|---------------|-------------|
| Obzor v hĺb.    | 2680—2690 m   | 2613—2630 m   | 2444,5—2450 m | 2413—2418,5 m | 2294—2300 m | 2086—2092 m   | 1594—1600 m |
| metán           | 25,5 % 31,5 % | 49,7 % 45,6 % | 44,6 %        | 62,9 %        | 62,3 %      | 81,7 % 82,9 % | 91,9 %      |
| etán            | 0,7 0,9       | 2,0 1,8       | 1,4           | 3,2           | 1,9         | 1,3 1,5       | 0,6         |
| propán          | 0,3 0,4       | 0,7 0,6       | 0,7           | 2,2           | 1,2         | 0,6 0,7       | 0,1         |
| i-bután         | 0,1 0,1       | 0,1 0,1       | 0,1           | 0,4           | 0,1         | 0,1 0,2       | stopy       |
| n-bután         | stopy         | 0,1 0,1       | 0,2           | 0,5           | 0,2         | 0,1 0,1       | stopy       |
| i-pentán        | 0,0 stopy     | stopy stopy   | stopy         | 0,15          | stopy       |               | 0,0         |
| n-pentán        | 0,0           | 0,0 0,0       | 0,0           | 0,15          | 0,0         | stopy stopy   | 0,0         |
| vodík           | 0,1 0,2       | 0,3 0,3       | 0,1           | 0,2           | 0,5         | 0,4 0,0       | 0,0         |
| dusík           | 17,9 13,8     | 22,8 29,0     | 8,7           | 24,8          | 31,7        | 15,4 13,7     | 6,9         |
| kyslík          | 3,6 1,3       | 1,7 5,3       | —             | 0,0           | 0,0         | 0,0 0,0       | 0,0         |
| CO <sub>2</sub> | 51,8 51,8     | 22,6 17,6     | 44,2          | 5,6           | 2,1         | 0,4 0,6       | 0,5         |

Tab. 4. Chemická zloženie rozpustených plynov vo vrstvových vodách spodného panónu v oblasti Kolárova

Tab. 4. Chemische Zusammensetzung der löslichen Gase in Schichtwässern des unteren Pannons in dem Gebiet von Kolárovo

Analýzy urobilo ústredné laboratórium Moravských naftových dolov, n. p., v Hodonine.



Ropné impregnácie, ktoré sa zistili v oblasti kolárovskej gravimetrickej anomálie, majú dôležitý význam z hľadiska perspektívnosti centrálnej depresie, a preto možno v priaznivých štruktúrnych podmienkach predpokladať nielen akumulácie plynu, ale aj ropy. Akumulácie ropy sa totiž v Podunajskej panve doteraz nezistili.

Opísané výsledky hlbinného prieskumu sú dôležité i vzhľadom na perspektívnosť ďalších štruktúr interpretovaných podľa seizmiky v oblasti podložného morfológického chrbta. Štruktúry Imeľ-juh, Komárno-sever a Chotín sú poloklenby pri súklonných zlomoch hurbanovského a komárňanského systému. Keď uvážime, že neogén tejto oblasti je tvorený v prevažnej miere silne piesčitým plicéonom a staršími stupňami sarmatu a badenu, ktoré sú vyvinuté v malých mocnostiach vo vyšších kryhách a sú silne piesčité (podložie neogénu v týchto kryhách tvoria priepustné mezoické karbonáty), musíme konštatovať, že je malá pravdepodobnosť utesnenia štruktúr. Preto je táto oblasť na živice málo perspektívna.

### Záver

Pretože sa v oblasti kolárovskej kladnej gravimetrickej anomálie nedokázali ložiská živíc, zastavil sa ďalší jej prieskum. Najdôležitejšie podklady na také rozhodnutie priniesli hlbinné vrty, ktoré umožnili správne interpretovať reflexné seizmické meranie na riešenie vrstvovej stavby neogénu a umožnili urobiť vrtnú refrakciu na riešenie detailnej morfológie podložia. Vrty poskytli podrobnejšie údaje na štúdium litológie a stratigrafie prevrtaných súvrství a na základe čerpacích skúšok sa získali údaje o zložení vrstvovej vody a plynu. Z nich sa vychádzalo pri hodnotení perspektívnosti širšej oblasti.

Naftový prieskum kolárovskej kladnej gravimetrickej anomálie priniesol tieto najdôležitejšie poznatky:

1. Dokázal sa pôvodný názor R. Běhounka z roku 1949, že anomáliu spôsobuje morfológická elevácia kryštalinika v podloží neogénu;

2. v neogéne sa v priestore anomálie neprejavuje uzavretá elevácia, v spodnom panóne sa odráža miernym prehnutím vrstiev, stúpajúcich na JV k hurbanovskému zlomu, vo vrchnom plicéone je v mieste gravimetrickej anomálie depresia;

3. na skúmanom území nie sú podmienky na vznik akumulčných pascí — antiklinálne prehnutie v neogéne neexistuje a hurbanovský zlom netesní;

4. v priestore gravimetrickej anomálie nie je vyvinutý baden, neogén sa začína sarmatom, ale najviac sa na jeho mocnosti zúčastňuje panón a dák;

5. bola možná detailná korelácia a zónovanie panónu podľa mikrofauny a litológie;

6. kvalita vrstvových vôd v sarmate a spodnom panóne potvrdzuje ich miešanie so staršími vodami — tieto vody nemajú artézsky režim;

7. v spodnom panóne sa potvrdila závislosť zloženia rozpustených plynov od hĺbky: smerom nadol stúpa percento  $\text{CO}_2$  a klesá zastúpenie uhľovodíkov, príp. dusíka;

8. ropné impregnácie nájdené vo vrtných jadrách podporujú názory o prítomnosti materských hornín v centrálnej časti panvy, a tým aj jej perspektívnosť (vyhľadávanie štruktúr v tejto oblasti je úlohou prieskumu v najbližších rokoch);

9. štruktúrne elevácie v oblasti morfológického chrbta na JV od kolárovskej anomálie sa pre malú pravdepodobnosť utesnenia pri súklonných zlomoch neukazujú ako perspektívne.

- BERÁNEK, B. 1956: Konfrontace výsledků seismického výskumu prováděného refrakční a reflektivní metodou a přínos geofyzikálního průzkumu pro poznání geologické stavby našich naftových terénů. Manuskript — archiv Geofyziky, Brno, 11 s.
- BĚHOUNEK, R. 1949: Zpráva o tíhovém výskumu v oblasti Malé dunajské nížiny (gravimetrický průzkum ŠÚG, Bratislava z let 1747—1948). Manuscript — archiv Geofyziky, Brno, 4 s.
- BĚHOUNEK, R. 1952: Tíhové isonomály Malé dunajské nížiny a oblastí přilehlých. Sborník ÚÚG (Praha), 19 s. 273—284.
- BLÍŽKOVSKÝ, M.—DOLEŽAL, J.—HADAMOVSKÝ, F. 1965: Detailní tíhový průzkum v jv. části Podunajské pánve. Manuscript — Geofond, Bratislava, 48 s.
- BUDAY, T. et al. 1962: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape 1 : 200 000, list Wien — Bratislava. Geofond - vydavateľstvo Bratislava, 1962, 248 s.
- BUDAY, T.—SPIČKA, V. 1967: Vliv podloží na stavbu a vývoj mezihorských depresí se zřetelem k poměrům v Podunajské panvi. Zbor. geol. vied (Bratislava), Zk, 7, s. 153—187.
- DLABAČ, M. 1961: Řešení vzniku a vyhledávání ložisek nafty a zemního plynu v Malé dunajské nížině. Manuskript - Geofond, Bratislava, 392 s.
- DLABAČ, M.—ADAM, Z. 1959: Geologická interpretace reflexně-seismického měření v Malé dunajské nížině, tektonické členění a rozbor struktur. Manuskript - Geofond, Bratislava, 473 s.
- DLABAČ, M.—ADAM, Z. 1962: Několik poznámek ke kolárovske pozitivní gravimetrické anomálii. Práce VÚ ČND (Brno), 19, s. 99—101.
- GAŽA, B. 1972: Zistenie termálnych vôd v pliocéne centrálnej depresie Podunajskej panvy a možnosti ich využitia. Mineralia slov., 4, 14, s. 29—37.
- GAŽA, B. 1972: Závěrečná správa. Pioniersky prieskum elevácie Kolárovo. Manuskript - Geofond, Bratislava, 37 s.
- HOMOLA, V. 1956: Závěrečná zpráva o opěrné vrtbě Kolárovo-I. Manuskript—Geofond, Bratislava, 64 s.
- JIRÍČEK, R. 1964: Stratigrafie a fauna oblasti Iža — Komárno. Manuskript — archiv Mor. naft. dolov, Hodonín, 15 s.
- JIRÍČEK, R. 1972: Problém hranice sarmat (panon ve Vídeňské, Podunajské a východoslovenské pánvi. Mineralia slov., 4, 14, s. 39—81.
- KALDROVITŠ, J. 1951: Zpráva o provedení elektroprieskumu v Podunajskej nížine za rok 1950 v oblasti Kolárovo — Trnava. Manuskript — archiv Geofyziky, Brno, 5 s.
- KALMYKOV, G. N.—KALMYKOVÁ, T. J. 1953: Otčet o rabote grupy po okazaniiu techpomošči v postanovke seismorazvedočnych rabot na territorii Maloj dunajskoj nizmennosti v Československoj respublike v 1952 godu. Manuskript — archiv Geofyziky, Brno 48 s.
- KLAŠKOVÁ, E. —PAULÍK, J. 1969: Detailní tíhový průzkum v Podunajské nížině v širším okolí kolárovskej anomálie v roku 1968. Manuskript - Geofond, Bratislava, 31 s.
- KOLEŠÍK, M. 1949: Posudek o cf vrtoch Kolárovo. Manuskript - archiv Mor. naft. doly, Hodonín, 1 s.
- MAN, O. 1962: Magnetický průzkum v Malé dunajské nížině v roce 1961. Manuskript-Geofond, Bratislava, 44 s.
- MATĚJKA, A. 1949: Přehled geologických poměrů Malé dunajské nížiny. Manuskript-archív ÚGI, Brno, 10 s.
- MÜLLER, K. 1958: Regionální magnetický průzkum a tektonická stavba Malé dunajské nížiny a oblastí přilehlých. Manuskript - archiv Geofyziky, Brno, 55 s.
- NEČAS, V.—SOUKENÍK, K.—PAULÍK, J. 1970: Seismický průzkum v okolí hlubinného vrtu Kolárovo-4 metodou vrtní refrakce. Manuskript - Geofond, Bratislava, 21 s.
- PAGÁČ, I. 1962: Geologická stavba kolárovskej gravimetrickéj anomálie. Manuskript—Geofond, Bratislava, 48 s.
- PERNICA, J.—JANKŮ, J.—LUKÁŠOVÁ, R. 1966: Vrtně-refrakční průzkum na hlubinných vrtbách L-91, M-20, Š-9, Z-57, LNV-2, Mi-1, Buč-1, Kolárovo-2. Manuskript-Geofond, Bratislava, 70 s.
- PERNICA, J.—NEČAS, V.—FILKOVÁ, V.—PAULÍK, J. 1967: Vrtně refrakční průzkum na hlubinné vrtbě Kolárovo-3 v Podunajské nížině. Manuskript - Geofond, Bratislava, 20 s.
- PETRÍK, A.—FEJFAR, K.—BEINHAUEROVÁ, M. 1962: Zpráva o seismickém průzkumu v Podunajské nížině, oblast Lolárovo v roce 1962. Manuskript - Geofond, Bratislava, 51 s.
- RICHTER, J.—NEČAS, V. 1956: Závěrečná zpráva o seismickém průzkumu, prováděném v r. 1956. — IV. seismická skupina — oblast Malé dunajské nížiny. Manuskript - Geofond, Bratislava, 36 s.
- ROZEHNAL, L.—HRDLÍČKA, M.—ADAM, Z. 1956: Zpráva o seismickém průzkumu v Podunajské nížině. Manuskript - Geofond, Bratislava, 42 s.
- ŠAMÁNEK, J. 1956: Závěrečná zpráva o seismickém průzkumu v r. 1956, prováděném III. seismickou skupinou v Malé dunajské nížině. Manuskript - Geofond, Bratislava, 27 s.

- JANÁČEK, J. 1966: Problémy tektonické stavby oblasti vodního díla Dunaj. Geol. práce, Zpr. 38 (Bratislava), s. 127—135.
- JANÁČEK, J. 1969: Nové stratigrafické poznatky o pliocenní a pleistocenní výplni centrální části Podunajské nížiny. Geol. práce, Spr. 50 (Bratislava), s. 113—131.
- JANÁČEK, J. 1971: K tektonice pliocénu ve střední části Podunajské nížiny. Geol. práce, Spr. 55 (Bratislava), s. 65—85.
- PLANDEROVÁ, R. 1973: Palynologický rozbor vrtného jadra č. 28 z vrtu Kolárovo-2. Manuskript-archív GÚDŠ, Bratislava, 2 s.

## Resultate der Erdöl-Erkundung der [positiven gravimetrischen Anomalie von Kolárovo

BEDRICH GAŽA

Bei der Gemeinde Kolárovo, in dem SO-Teil des Donaubeckens, wurde durch gravimetrische Untersuchungen eine grosse positive Anomalie festgestellt. Da sie eine vorteilhafte Lage in dem Becken, eine bedeutende Ausdehnung und eine günstige Gestalt hatte, und in ihrem Raum grosse Mächtigkeiten des Neogens mit Mesozoikum im Liegenden angenommen wurde, ist sie in Bezug auf Bitumen als aussichtsreich angesehen worden. Aus diesem Grund entfaltete sich hier eine geophysikalische und Bohrungs-Erkundung, die mit Unterbrechungen ganze zwanzig Jahre dauerte.

Ausser der regionalen Gravimetrie wurden Messungen mit dem Hochpräzisionsgravimeter (0,01 mgal), geoelektrische und magnetische Messungen, Reflektions- und Refraktionsseismik sowie Bohrlochrefraktion durchgeführt, weiter wurden seichte Strukturborungen und tiefe „Pionierborungen“ angelegt.

Es wurde festgestellt, dass die Ursache der gravimetrischen Anomalie eine morphologische Elevation des kristallinen Liegenden des Neogens ist.

Die Elevation hat die Gestalt einer Brachyantiklinale mit 2,5 km Breite und 5,5 km Länge und liegt auf dem nördlichen Ende des von dem Rand des Beckens SO-NW streichenden Rückens. Die Gipfelpartie befindet sich in einer Tiefe von 2500 m unter der Oberfläche. Die neogene Ausfüllung wird von 90—140 m mächtigem Sarmat, 1440 m Pannon, 1200 m Dazien und 140—170 m wahrscheinlich Rumanien gebildet. Das Quartär ist 50—80 m mächtig.

In dem Neogen kommt die liegende Elevation nicht ausgeprägt zur Geltung. In dem Sarmat und dem unteren Pannon äussert sie sich nur durch eine mässige Aufwölbung der Schichten, die in der gesamten Länge des liegenden Rückens, an dessen Randverwerfungen sich einige halbgewölbeartige Elevationen gebildet haben, beobachtet werden kann.

Es erwies sich, dass in dem Untersuchungsgebiet keine Bedingungen für Bitumen-Akkumulationen bestehen. Die liegende Elevation wird von undurchlässigen Gesteinen gebildet. In dem Neogen existiert kein antiklinaler Verschluss, und die Halbgewölbe sind durch gleichgeneigte Verwerfungen nicht abgedichtet.

Die Schichtwässer im Sarmat sind salzhaltig, ein Calcium-Chlorid-Typ, und in dem Pannon ein Calcium- und Natrium-Bikarbonat-Typ. Sie sind stark mineralisiert, in dem Sarmat wurde eine Salzsole mit einer Mineralisation von 126,4 g/l und 74,0 g/l Chloriden festgestellt. Die Zusammensetzung dieser Wässer ist durch die Vermischung mit älteren Wässern beeinflusst, da ihre Salinität im Vergleich zu dem Sedimentationsmilieu durchschnittlich doppelt so hoch ist. Ein artesisches Regime ist nicht eindeutig erwiesen worden. Die vorkommenden freien Durchflüsse werden durch Vergasung bewirkt. Die aufgelösten Gase bestehen hauptsächlich aus Methan, Stickstoff und CO<sub>2</sub>. Das Verhältnis dieser Komponenten verändert sich in Abhängigkeit von der Tiefe: abwärts nimmt der Gehalt von CO<sub>2</sub> auf Kosten von Methan, bzw. Stickstoff zu. Eine industriell nutzbare Zusammensetzung, d. h. um 50 % Methan kommt verhältnismässig tief, in annähernd 2600 m vor, doch wegen des Mangels an Akkumulationsfällen wird das Gebiet als negativ gewertet.

In einigen Bohrkernen wurden Erdöl-Imprägnationen festgestellt, in der Form von gebundenem, nicht förderbarem Erdöl, das den Ablauf einer Migration bezeugt. Der Ursprung des Erdöls muss in dem zentralen Teil des Beckens gesucht werden, der aussichtsreicher zu sein scheint als der SO-Rand, wo in dem Bereich gleichgeneigter Verwerfungen keine guten Abdichtungsbedingungen bestehen.

Übersetzt von L. Osvald

Ju. S. Bojarskaja:

**Deformirovanije kristallov pri ispytaniach na mikrotrverdest.**

Izdatel'stvo „Stiınca“ 1972 Kišiněv.

Měření mikrotvrlosti minerálů je jednou z důležitých mineralogických metod umožňujících získání kvantitativních dat. Při mikroskopickém studiu rudních minerálů je mikrotvrlost vedle kvantitativního měření odrazové mohutnosti (odraznosti) a studia rotačních vlastností charakteristickým údajem, který v kombinaci s uvedenými kvantitativními optickými metodami vede k určení studovaného minerálu. Vlastní metodika měření mikrotvrlosti minerálů na různých přístrojích, interpretace a zpracování získaných hodnot statistickými metodami jsou v literatuře popsány. Chybělo však teoretické exaktní objasnění fyzikálních jevů, ke kterým dochází při vtlačování indentoru do minerálu. Tyto problémy jsou hlavní náplní recenzované publikace.

Kniha mající 235 stran je rozdělena do pěti kapitol, doplněna bohatým seznamem literatury obsahujícím 422 citací sovětských a zahraničních autorů. Přehledně a jasně napsaný text je doprovázen 183 názornými vyobrazeními, přičemž většina mikrofotografií, převážně dobré úrovně, je na křídovém papíře.

Kapitola 1 „Pružná redukce vtisků získaných při měření mikrotvrlosti“ mající 41 stran je věnována měření hodnoty elastické redukce

vtisků, závislosti této hodnoty na velikosti vtisku a její anizotropii. Teoretické závěry jsou srovnány s experimentálními výsledky.

Nejobsáhlejší kapitolu 2 „Studium anizotropie mechanických vlastností krystalů při měření mikrotvrlosti metodou vtisků a rýpání“ (69 stran) lze formálně rozdělit na dvě části. V první, věnované měření mikrotvrlosti metodou vtisků, je pojednáno o anizotropii mechanických vlastností krystalů při vtlačování indentoru do studovaného minerálu, dále o studiu dislokačních struktur vznikajících při tomto procesu. V druhé části autorka věnuje pozornost obdobným problémům při metodě rýpání a srovnává výsledky získané uvedenými metodami.

V kapitole 3 (43 stran) „Zákonitosti deformování krystalů alkalických halogenidů (NaCl, LiF), fluoritu (CaF<sub>2</sub>) a galenitu (PbS) při vtlačování indentoru“ se diskutuje o deformacích vznikajících při vnikání indentoru do jednotlivých ploch jmenovaných krystalů.

Kapitola 4 (38 stran) „Deformování kubických krystalů (NaCl, LiF, CaF<sub>2</sub>) při metodě rýpání. Podstata anizotropie tvrdosti“ podává výklad deformací, ke kterým dochází při rýpání kubických krystalů na vybraných plochách.

Závěrečná kapitola 5 „Použití metody mikrotvrlosti v radiační fyzice (na příkladu alkalických halogenidů), o rozsahu 20 stran, demonstruje jednu z možných aplikací měření mikrotvrlosti.

*Pavel Kašpar*

## Geotechnické podmienky výstavby Petržalky

(2 prílohy, 3 tab. a 4 obr. v texte)

R. HŮLMAN\*—J. ŠAJGALÍK\*\*—F. VÁMOŠ\*\*\*

### Problèmes géotechniques connexes avec la construction architectonique de Petržalka (Bratislava)

L'auteur résout les problèmes géotechniques des différentes régions de Bratislava-Petržalka en tenant compte de conditions géologiques et hydrogéologiques.

V priebehu niekoľkých rokov bude územie na pravom brehu Dunaja v Bratislave - Petržalke centrom bytovej a občianskej výstavby. Investičné zámery sa týkajú územia s plochou asi 30 km<sup>2</sup>, perspektívne však ide o plochu podstatne väčšiu. Skúsenosti posledných rokov pri projektovaní rozsiahlych celkov bytovej výstavby ukázali, že dobré urbanistické riešenie musí brať do úvahy aj inžiniersko-geologické podmienky. Nerešpektovanie tohto činiteľa môže v niektorých prípadoch veľmi nepriaznivo ovplyvniť ekonomiku výstavby. To viedlo projektantov územného plánu sídliska v oblasti Petržalky, aby si na projektovanie vyžiadali inžinierskogeologické a hydrogeologické podklady, na základe ktorých môžu realizovať bezpečnú výstavbu domov a inžinierskych sietí. Osobitne ich zaujímala poloha bývalých ramien Dunaja, problematika výstavby na zeminách tvoriacich výplň ramien a problematika podzemnej vody.

Projektantom sme poskytli všetky geotechnické údaje o horninách, ktoré musia brať do úvahy. Problematiku sme vyjadrili mapou inžinierskogeologických rájónov v mierke 1 : 5000, obsahujúcou i údaje o hydrogeológii, doplnenou geologickými rezmí a správou. Na spracovanie mapy sme použili asi 1500 sond starších prieskumných prác a archivované výsledky pôdomechanických skúšok. V rámci nášho prieskumu sa urobilo asi 100 vrtov po úroveň povrchu štrkov a 9 vrtov do podložia štrkov. Boli urobené pôdomechanické skúšky asi z 50 neporušených vzoriek. Pri zhotovovaní mapy sme vychádzali z metódy, ktorá bola schválená v rámci smerníc RVHP.

Geologickými pomermi Petržalky a jej širšieho okolia sa zaoberalo v minulosti viac geológov (J. KOUTEK—V. ZOUBEK 1936, L. ČEPEK 1938 a i.), geografov (M. LUKNIŠ 1957, R. HALOUZKA 1970 a i.), ale hlavne inžinierskych geológov a hydrogeológov (kolektív pracovníkov Katedry inžinierskej geológie a hydrogeológie Prírodovedeckej fakulty Univerzity Komenského pod vedením prof. M. MATULU 1956—1958, pracovníci IGHP Žilina L. JAKUBEC et al., R. VADOVIČ et al. a i., V. MYSLIL 1958, V. HÁLEK 1970 atď.). Hoci mnohé prieskumné práce z tohto územia sú zamerané na problematiku výstavby vodných diel na Dunaji, využili sme tento bohatý materiál i na urbanistické účely. Pri spracovaní mapy nám veľmi pomohli najmä výsledky sondážnych prác kolektívu pracovníkov M. Matulu (1956) a pracovníkov IGHP.

### Morfológia a morfogenéza Petržalky

Študované územie leží v inundačnej oblasti Dunaja a pred záplavami ho chráni pravobrežná ochranná hrádza. Predstavuje typický terén údolnej nivy, ktorej tvar je podmienený premiestňovaním

\*Ing. RUDOLF HULMAN, CSc.; \*\*doc. RNDr. JÁN ŠAJGALÍK CSc.; \*\*\*RNDr. FLORIÁN VÁMOŠ; Katedra geotechniky Stavebnej fakulty SVŠT, Tolstého 1, 800 000 Bratislava,

riečného koryta členeného do ramien, z ktorých niektoré zanikajú, iné sa tvoria. Zásah kultivácie zbavil morfológiu nivy podstatných štruktúrnych znakov. Povrch terénu je rovinatý, s miestnymi depresiami, ktoré len nepriamo poukazujú na činnosť bývalých ramien. Výškové rozdiely sú nepatrné, nadmorská výška sa pohybuje v medziach 130,00—138,00 m n. m. Povrch sa celkove skláňa na juhovýchod.

Geomorfológovia (J. HROMÁDKA 1933, 1935, 1956, M. LUKNIŠ 1957) zaraďujú oblasť Petržalky do rovín vlastnej Podunajskej nížiny. Výsledky výskumu (najmä M. MATULU 1958 a J. ŠAJGALÍKA 1958) skôr hovoria v prospech začlenenia oblasti Petržalky ešte k rovine Devínskej brány. Podľa názoru R. HALOUZKA (1970) má oblasť Petržalky najskôr charakter prechodného morfológického regiónu medzi obidvoma územnými jednotkami používaného morfológického členenia.

### Klimatické faktory

Klimatické pomery majú vplyv na zakladanie stavieb (premrázanie, kolísanie hladiny spodnej vody, vysychanie a pod.), čím ovplyvňujú usporiadanie stavebných konštrukcií.

Študované územie leží v oblasti Podunajskej nížiny, ktorá sa vyznačuje teplým a na zrážky chudobným letom a miernou zimou. Patrí k najteplejšej oblasti, v ktorej priemerné ročné teploty dosahujú 9—10 °C. Zimy sú mierne, priemerná januárová teplota dosahuje —1 až —2 °C.

Priemerné množstvo zrážok v mm za obdobie rokov 1901—1950 bolo 657 mm (Atlas ČSSR 1966).

Dunaj si na rozdiel od ostatných našich riek zachováva na našom území ešte charakter rieky vysokohorského (alpínskeho) typu, najviac ho zásobujú prítoky živéne topiacim sa snehom a ľadovcami. Najvyšší prítok býva v mesiacoch máj a jún, prípadne júl. V zimných mesiacoch sú pre Dunaj charakteristické ľadochody, ktoré niekedy nahromadením spôsobujú zápchy a vylievanie sa z koryta na prilahlé územie.

### Geologická stavba Petržalky

Širšia oblasť Petržalky na pravom brehu Dunaja má súvislý pokrov kvartéru, zastúpeného takmer výlučne fluvialnými sedimentmi (náplavy Dunaja), ktorých podložie tvoria neogénne horniny a len z malej časti horniny malokarpatského kryštalinika.

Z hornín malokarpatského kryštalinika sú to granitoidy bratislavského masívu. V oblasti, ktorú sme skúmali, vystupujú tieto horniny v bezprostrednom podloží fluvialných sedimentov v oblasti Pečenského lesa a v koryte Dunaja.

Podložie kvartéru v ostatnej časti územia tvoria neogénne sedimenty sarmatu a panónu.

Kvartérne sedimenty ležia na málo členitom neogénnom podloží. Členitejší predkvartérny reliéf sa nachádza iba v južnej časti územia, kde je väčšia depresia. Kóta povrchu neogénu je tu na výške 116,00 m. V oblasti hraničného prechodu Berg sa neogénne podložie dvíha až na kótu 126,00 m. Priemerne sa povrch neogénneho podložia pohybuje od 119,00 až 121,00 m n.m.

Súvrstvie dunajských náplavov v Petržalke ako priame pokračovanie sedimentov fluvialnej výplne dna Devínskej brány (M. MATULA 1958, V. MYSLIL 1958) zastupujú prevažne piesčité štrky pomerne malej mocnosti (10—12 m), ktoré tvoria v celej oblasti jadro akumulácie tzv. petržalskej terasy v jej širšom geologickom ponímaní (V. MYSLIL 1958). Na základe materiálovej podobnosti a priamej kontinuity štrkových vrstiev možno petržalskú akumuláciu považovať za pokračovanie akumulácie práterskej terasy Dunaja vo Viedenskej panve (V. MYSLIL 1958, M. MATULA 1958, R. HALOUZKA 1970), ktorej vek stanovili rakúski geológovia za mladopleistocénny, a to würmský.

Petržalskú štrkovú akumuláciu podľa vertikálneho rozčlenenia štrkovej série zaraďuje V. MYSLIL (1958) k tzv. mladšiemu sedimentačnému cyklu série. Za starší cyklus sa považuje jemnozrnnější výplň (piesky s polohami drobných štrkov) erózných rýh v predkvartérnom podloží lokálneho výskytu.

Reliéf Petržalky a jej širšieho okolia sa začal členiť na vyvýšenú petržalskú terasu a zá-

žené územie aluviálnej nivy činnosťou Dunaja na rozhraní pleistocénu a holocénu. Znížený a riečnymi ramenami rozbrázdnený povrch piesko-štrkovej akumulácie petržalskej oblasti v jej nívnych úsekoch má v povrchovej vrstve súvislý pokryv holocénnych sedimentov vo forme nívnych piesčitých alebo hlinito-piesčitých usadenín pretkaný výplňou starých ramien (piesky, hliny, ílové zeminy, hnilokaly a slatiny).

Geologický prieskum potvrdil, že oblasť dnešnej Petržalky bola spleťou dunajských ramien. O tom, že Dunaj po prejení Devínskej brány na študovanom území menil svoje koryto a vytváral spleť meandrov, svedčia i staré mapy z archívov mesta Bratislava.

V súčasnosti možno pozorovať, že Dunaj už nevytvára ramená, ktoré majú svoj začiatok a koniec (t. j. vtok a výtok do Dunaja), ale má slepé ramená (umelý zásah), z ktorých mnohé sú zaliate vodou len v čase povodní a po stúpnutí hladiny podzemnej vody. Na starých ramenách v oblasti Petržalky môžeme pozorovať, že majú generálny smer S—J. Okrem toho sa dajú pozorovať i ramená smeru zhruba Z—V.

Skoro všetky mŕtve ramená (okrem chorvátskeho, pečenského, rusovského) sú natoľko zanesené povodňovými sedimentmi, že sú morfológicky nezreteľné a splyývajú s okolitým terénom.

Podľa sedimentačnej výplne sa jednotlivé mŕtve ramená dajú diferencovať.

V zásade možno vyčleniť dva typy výplne starých ramien: Staré ramená, ktoré meandrovali západne od dnešnej Petržalky a sú charakteristické tým, že z pôvodného smeru Z—V sa rýchlo otáčajú na juh ešte pred Petržalkou. Tieto ramená sú morfológicky nevýrazné. Vyplňajú ich zeminy, ktoré majú takú istú stlačiteľnosť ako zeminy okolitého terénu, preto ani počas dlhého času oproti okolitému terénu nepoklesli.

Inej povahy sú sedimenty, ktoré vyplňujú stred starých ramien rozložených v strede územia v priestore obce Petržalka. Kým pri skôr opisovaných ramenách tvorili sedimentačnú výplň prevažne piesčité zeminy, tu sú naopak hlinité, hnilokalové, ílovité zeminy s vložkami množstva rastlinných zbytkov, ktoré sú viac-menej v stave rašelinenia.

Na základe rozčlenenia fluvialných sedimentov na inžinierskogeologické typy s približne rovnakými inžinierskogeologickými vlastnosťami rozlíšili sme v nich tieto fácie:

I. fácia riečneho koryta:

1. fácia riečneho dna (K),
2. fácia príbrežných plytčín (Kp);

II. fácia údolnej nivy:

3. fácia príbrežných valov (V),
4. fácia nívnych náplavov (Ni):
  - subfácia hlinitých pieskov a prachovito-piesčitých hĺn,
  - subfácia piesčitých a prachovitých hĺn,
  - subfácia piesčito-prachovitých hĺn,
  - subfácia ílovitých hĺn;

III. fácia mŕtvych ramien.

### Litologická charakteristika zemín a ich inžinierskogeologické vlastnosti

Každú z vyčlenených fácií charakterizujú určité podmienky vzniku, ktoré sú úzko späté s dynamikou vodného toku a vývojom riečneho koryta v údolnej nive.

Najväčší výskyt má fácia riečneho koryta, ktorá je zastúpená piesčitým štrkom. Zrnitostné zloženie piesčitého štrku možno považovať za zmes dvoch frakcií zmiešaných v rozličnom pomere; piesčitej frakcie s rozpätím priemeru zŕn 0,1 až 1,0 mm a štrkovej frakcie s rozpätím zŕn 1 až 45 mm. Vrstva korytovej fácie je v tejto oblasti najčastejšie 10—15 m hrubá.

Meniace sa prietoky v koryte rieky, rýchlosť prúdu a hĺbka koryta spôsobujú zmenu v zrnitostnom zložení odkladanej korytovej fácie. Na báze korytovej fácie sa vyskytujú obliaky väčších priemerov a v miestach blížiacich sa k okraju údolnej nivy (k hradnej skale) na báze korytovej fácie i balvany s rozmerom väčším ako 1 m. Fácia príbrežných plytčín tvorí povrchovú vrstvu fácie riečného koryta a je zastúpená prevažne štrkovými pieskami.

Na vrstve, ktorú vytvára fácia riečného koryta, sa vyskytuje fácia príbrežných valov. Vytvorila sa na okraji riečného koryta a údolnej nivy. Tvoria ju najčastejšie dobre vytriedené piesky s priemerom častíc v rozpätí 0,05 až 1,0 mm. Ich hrúbka dosahuje 1,0 až 2,5 m.

Na odloženú vrstvu štrkov a pieskov, ktorej povrch vytvára v údolí pomerne rovnú plochu, sa počas povodne vylieva a prúdi po nej mútna povodňová voda. V závislosti od poklesu jej unášacej schopnosti unášané plaveniny sedimentujú a vytvárajú tak súvrstvie nívnych náplavov. Nívné náplavy sú zložené z pravidelne sa striedajúcich, niekoľko milimetrov až centimetrov hrubých vrstvičiek hlinitých pieskov s vrstvičkami hĺn. Na rozdiel od sedimentov riečného koryta majú nívné náplavy prevažne laminárnu textúru sledujúcu povrch terénu.

Meandrujúca rieka pri veľkých prietokoch často vytvára nové koryto. V bývalom koryte tečie len časť vody. Koryto sa stáva vedľajším ramenom a presun meandru spôsobuje, že vtok do tohto ramena je na konvexnom brehu, a tak sa postupne vyplňa odkladanými splaveninami (porovn. E. V. ŠANCER 1961, M. MATULA 1964). V zahradených (mŕtvych) ramenách sa odkladajú už len jemnejšie plaveniny, je v nich bujná vegetácia a časom sa úplne vyplnia. Kým hrúbka náplavov je v tejto oblasti asi 2,0 m, náplavy mŕtvych ramien dosahujú hrúbku až asi 7,0 m. V prostredí týchto ramien vznikajú sedimenty s vysokým obsahom organických látok a ílovitých častíc. Obsah organických látok je tým menší, čím rýchlejšie sa rameno zanesie. Zatiaľ čo v spodnej časti je medzi fáciou mŕtvych ramien a fáciou riečného koryta ostrá hranica, v hornej časti náplavov prechádzajú tieto fácie postupne do sedimentov nívnej fácie. Rozlíšiť jednotlivé fácie je nevyhnutné hlavne z toho hľadiska, že sa tým vytvára určitá skupina zemín, ktorých vlastnosti sa podstatne neodlišujú. Na účely sledované týmto elaborátom sme niektoré subfácie spojili a rozlišujeme nasledovné typy zemín:

1. piesčité hliny reprezentované fáciou nívnych náplavov,
2. piesky reprezentované hlavne fáciou príbrežných valov, prípadne i korytových plytčín,
3. piesky a hliny reprezentované fáciou mŕtvych ramien,
4. piesčité štrky reprezentované fáciou riečného koryta,
5. piesčité íly neogénneho podložia.

Priemerné fyzikálne a mechanické vlastnosti vyčlenených typov zemín uvádzame v tabuľke 1.

### **Inžinierskogeologická rajonizácia na urbanistické účely**

Mapa inžinierskogeologickej rajonizácie, pôvodne zhotovená v mierke 1 : 5000 (príloha I), ukazuje rozčlenenie oblasti na prirodzené územné celky až do úrovne okrskov, ktoré sa vyznačujú určitým stupňom rovnorodosti inžinierskogeologických podmienok.

Vzhľadom na to, že ide o špeciálnu mapu a celé územie patrí do jedného rajónu — rajón údolnej nivy Dunaja I, vyčlenili sme podrajóny na základe hĺbky štrkovej vrstvy pod povrchom terénu. Štrkovú vrstvu považujeme za najvhodnejšiu základovú pôdu. Podrajón č. 1 je charakteristický tým, že sa štrková vrstva nachádza na povrchu, resp. v hĺbke do 1,5 m.



TABLE 1

| OBLASŤ                    |  | RAJÓN                     | PODUNAJSKÝ<br>FLUVIALNY<br>SEDIMENTY | OSVA-<br>ČENIE                     | CHARAKTERIS-<br>TICKÉ REZY | GEOLOGICKO-LITOLOGICKÁ<br>CHARAKTERISTIKA                                                                                            |                                                                                                           |
|---------------------------|--|---------------------------|--------------------------------------|------------------------------------|----------------------------|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| OBLASŤ PODUNAJSKEJ NIŽINY |  | RAJÓN ÚDOLNEJ NIVY DUNAJA | 1                                    | POVRCH ŠTRKOV V HLBKE<br>0 - 15 m  | α                          | PIEŠČ<br>ŠTRK<br>                                   | DUNAJSÝ PIEŠČITÝ ŠTRK<br>MOCNOSTI 12 - 15 m S POLOHAMÍ<br>HRUBOZRNÝCH PIESKOV                             |
|                           |  |                           |                                      |                                    | β                          | HLINÝ<br>PIEŠČ<br>ŠTRK<br>NEOG. IL.<br>             | PIEŠČITÝ ŠTRK, ZAKRYTÝ<br>MAXIMÁLNE 15 m MOCNOU<br>POLOHOU PIEŠČITÝCH HLIN                                |
|                           |  |                           |                                      |                                    | γ                          | PIEŠKY<br>PIEŠČ<br>ŠTRK<br>NEOG. IL.<br>           | PIEŠČITÝ ŠTRK ZAKRYTÝ<br>MAX 15 m MOCNOU POLOHOU<br>PIEŠKOV A PRACHOVITÝCH<br>PIEŠKOV                     |
|                           |  |                           |                                      |                                    | β                          | HLINÝ<br>PIEŠČ<br>ŠTRK<br>NEOG. IL.<br>           | PIEŠČITÉ ŠTRKY ZAKRYTÉ<br>PIEŠKOVU HLINOU MOCNOSTI<br>MAX 3 m                                             |
|                           |  |                           |                                      |                                    | γ                          | PIEŠKY<br>PIEŠČ<br>ŠTRK<br>NEOG. IL.<br>          | PIEŠČITÉ ŠTRKY ZAKRYTÉ<br>PIESKAMI A PRACHOVITÝMI<br>PIESKAMI MOCNOSTI: MAX<br>3 m                        |
|                           |  |                           | 2                                    | POVRCH ŠTRKOV V HLBKE<br>15 - 30 m | δ                          | HLINÝ<br>PIEŠKY<br>PIEŠČ<br>ŠTRK<br>NEOG. IL.<br> | ŠTRKY A PIEŠČITÉ ŠTRKY<br>ZAKRYTÉ PIEŠČITÝMI HLINAMI<br>A PIESKAMI MOCNOSTI: MAX 3 m                      |
|                           |  |                           |                                      |                                    | ε                          | ORGAN.<br>HLINÝ<br>PIEŠČ<br>ŠTRK<br>NEOG. IL.<br> | ŠTRKY A PIEŠČITÉ ŠTRKY<br>ZAKRYTÉ ORGANOGÉNNYMI A<br>HMLOKALOVÝMI HLINAMI A<br>PIESKAMI MOCNOSTI: MAX 3 m |
|                           |  |                           |                                      |                                    | η                          | NAVÁŽKA<br>PIEŠČ<br>ŠTRK<br>NEOG. IL.<br>         | ŠTRKY A PIEŠČITÉ ŠTRKY<br>ZAKRYTÉ MAX 3 m MOCNOU<br>VRSTVOU NÁSTVPU                                       |

▼ tab. 2b

45

tab. 3a

tab. 3b

NÁVRH ZÁKLADOV DOMOV V PODMIENKACH SÍDLISKA  
V PETRŽALKE

| ZATAŽENIE<br>NOS. STENY<br>DOMU<br>(PIEČENÝ NOS.<br>VÝ. SYSTÉM<br>- MODUL 160) | GEOLÓGICKÉ ZLOŽENIE<br>OKRESKU<br>ÚROVEŇ HLADINY SPODNEJ<br>VODY A VÝPOČTOVÉ CHARAK-<br>TERISTIKY MECHANICKÝCH<br>VLASTNOSTÍ | Vr<br>                                                   | SADANIE<br>ZÁKLADU<br>NANÁŠANIE<br>VÝSOKELOSTI<br>PILOT                                                                                                                   |      |
|--------------------------------------------------------------------------------|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|------|
| 10 Mg/m<br>[ 3 PODLAŽÍ ]                                                       | 1-4<br>1-8<br>1-7                                                                                                            | ALUVIÁLNE HLINY<br>A PIESKY<br>RIEČNY ŠTRK<br>$\gamma_s = 20 \text{ kN/m}^3$<br>$\gamma_d = 35^\circ$<br>$\gamma_s = 600 \text{ kJ/cm}^3$ | PÁSOVÝ ZÁKLAD<br>$B = 0.5$<br>$D = 0.8 - 1.5 \text{ m}$<br>$p = 2.0 \text{ kN/cm}^2$<br>$w = 0.3 \text{ m}$<br>$q_f = 8.6 \text{ kN/cm}^2$                                | 0.54 |
|                                                                                | 2-3<br>2-7<br>2-8<br>2-9                                                                                                     | ALUVIÁLNE HLINY<br>A PIESKY<br>RIEČNY ŠTRK<br>$\gamma_s = 20$<br>$\gamma_d = 35^\circ$<br>$\gamma_s = 600 \text{ kJ/cm}^3$                | PÁSOVÝ ZÁKLAD<br>$B = 0.5$<br>$D = 1.2$<br>$p = 2.0 \text{ kN/cm}^2$<br>$w = 0.3 \text{ m}$<br>$q_f = 8.8 \text{ kN/cm}^2$                                                | 0.54 |
|                                                                                | 2-8<br>2-9<br>3-7<br>3-9                                                                                                     | ZEMINY NEVHODNÉ<br>NA ZAKLADANIE<br>RIEČNY ŠTRK                                                                                           | PILOTOVÝ ZÁKLAD<br>JEDNA RADA PILOT<br>$V_r = 50 \text{ Mp}$<br>$s = 2.5 \text{ m}$<br>$p = 5.0 \text{ kN/cm}^2$<br>$l = 3.1 - 8.5 \text{ m}$                             | 2.20 |
|                                                                                | 1-2<br>1-8<br>1-7                                                                                                            | ALUVIÁLNE HLINY<br>A PIESKY<br>RIEČNY ŠTRK                                                                                                | PÁSOVÝ ZÁKLAD<br>$B = 0.5$<br>$D = 0.8 - 1.5$<br>$p = 4.0 \text{ kN/cm}^2$<br>$w = 0.7 \text{ cm}$<br>$q_f = 8.8 \text{ kN/cm}^2$                                         | 0.54 |
|                                                                                | 2-3<br>2-7<br>2-8<br>2-9                                                                                                     | ALUVIÁLNE HLINY<br>A PIESKY<br>RIEČNY ŠTRK                                                                                                | PÁSOVÝ ZÁKLAD<br>NA ŠTRKOVEJ PODUŠKE<br>MAX. 0.9 m<br>$B = 0.5$<br>$D = 1.5$<br>$p = 4.0 \text{ kN/cm}^2$<br>$w = 5.0 \text{ cm}$<br>$q_f = 4.0 \text{ kN/cm}^2$          | 0.71 |
|                                                                                | 3-8<br>3-9<br>3-7<br>3-9                                                                                                     | ALUVIÁLNE HLINY<br>A PIESKY<br>RIEČNY ŠTRK                                                                                                | PILOTOVÝ ZÁKLAD<br>JEDNA RADA PILOT<br>$s = 2.5 \text{ m}$<br>$p = 10 \text{ kN/cm}^2$<br>$l = 3.1 - 3.5 \text{ m}$<br>$w < 1.2 \text{ cm}$<br>$q_f = 12 \text{ kN/cm}^2$ | 1.78 |
| 20 Mg/m<br>[ 6 PODLAŽÍ ]                                                       | 1-2<br>1-8<br>1-7                                                                                                            | ALUVIÁLNE HLINY<br>A PIESKY<br>RIEČNY ŠTRK                                                                                                | PILOTOVÝ ZÁKLAD<br>JEDNA RADA PILOT<br>$s = 2.5 \text{ m}$<br>$p = 10 \text{ kN/cm}^2$<br>$l = 3.5 - 5.5 \text{ m}$<br>$w < 1.2 \text{ cm}$<br>$q_f = 12 \text{ kN/cm}^2$ | 1.95 |
|                                                                                | 4-8<br>4-9<br>4-7                                                                                                            | ALUVIÁLNE HLINY<br>A PIESKY<br>RIEČNY ŠTRK                                                                                                | PILOTOVÝ ZÁKLAD<br>JEDNA RADA PILOT<br>$s = 2.5 \text{ m}$<br>$p = 10 \text{ kN/cm}^2$<br>$l = 5.5 - 8.5 \text{ m}$<br>$w < 1.2 \text{ cm}$<br>$q_f = 12 \text{ kN/cm}^2$ | 2.50 |
|                                                                                | 2-3<br>2-7<br>2-8<br>2-9                                                                                                     | ALUVIÁLNE HLINY<br>A PIESKY<br>RIEČNY ŠTRK                                                                                                | PÁSOVÝ ZÁKLAD<br>NA ŠTRKOVEJ PODUŠKE<br>MAX. 0.9 m<br>$B = 0.5$<br>$D = 1.5$<br>$p = 4.0 \text{ kN/cm}^2$<br>$w = 5.0 \text{ cm}$<br>$q_f = 4.0 \text{ kN/cm}^2$          | 0.71 |
|                                                                                | 3-8<br>3-9<br>3-7<br>3-9                                                                                                     | ALUVIÁLNE HLINY<br>A PIESKY<br>RIEČNY ŠTRK                                                                                                | PILOTOVÝ ZÁKLAD<br>JEDNA RADA PILOT<br>$s = 2.5 \text{ m}$<br>$p = 10 \text{ kN/cm}^2$<br>$l = 3.1 - 3.5 \text{ m}$<br>$w < 1.2 \text{ cm}$<br>$q_f = 12 \text{ kN/cm}^2$ | 1.78 |
|                                                                                | 4-8<br>4-9<br>4-7                                                                                                            | ALUVIÁLNE HLINY<br>A PIESKY<br>RIEČNY ŠTRK                                                                                                | PILOTOVÝ ZÁKLAD<br>JEDNA RADA PILOT<br>$s = 2.5 \text{ m}$<br>$p = 10 \text{ kN/cm}^2$<br>$l = 5.5 - 8.5 \text{ m}$<br>$w < 1.2 \text{ cm}$<br>$q_f = 12 \text{ kN/cm}^2$ | 2.50 |
|                                                                                | 2-3<br>2-7<br>2-8<br>2-9                                                                                                     | ALUVIÁLNE HLINY<br>A PIESKY<br>RIEČNY ŠTRK                                                                                                | PÁSOVÝ ZÁKLAD<br>NA ŠTRKOVEJ PODUŠKE<br>MAX. 0.9 m<br>$B = 0.5$<br>$D = 1.5$<br>$p = 4.0 \text{ kN/cm}^2$<br>$w = 5.0 \text{ cm}$<br>$q_f = 4.0 \text{ kN/cm}^2$          | 0.71 |

|                           |                          |                                            |                                                                                                                                                                       |      |
|---------------------------|--------------------------|--------------------------------------------|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|------|
| 45 Mg/m<br>[ 13 PODLAŽÍ ] | 1-4<br>1-8<br>1-7        | ALUVIÁLNE HLINY<br>A PIESKY<br>RIEČNY ŠTRK | PÁSOVÝ ZÁKLAD<br>$B = 0.5 \text{ m}$<br>$D = 0.8 - 1.5$<br>$p = 2.5 \text{ kN/cm}^2$<br>$w = 1.4 \text{ cm}$<br>$q_f = 8.9 \text{ kN/cm}^2$                           | 0.60 |
|                           | 2-3<br>2-7<br>2-8<br>2-9 | ALUVIÁLNE HLINY<br>A PIESKY<br>RIEČNY ŠTRK | PÁSOVÝ ZÁKLAD<br>NA ŠTRKOVEJ PODUŠKE<br>$B = 1.5 \text{ m}$<br>$D = 1.5 - 2.0$<br>$p = 4.5 \text{ kN/cm}^2$<br>$w = 2.5 \text{ cm}$<br>$q_f = 6.5$                    | 1.50 |
|                           | 3-8<br>3-9<br>3-7<br>3-9 | ALUVIÁLNE HLINY<br>A PIESKY<br>RIEČNY ŠTRK | PILOTOVÝ ZÁKLAD<br>JEDNA RADA PILOT<br>$V_r = 50 \text{ Mp}$<br>$s = 1.1 \text{ m}$<br>$p = 10 \text{ kN/cm}^2$<br>$w < 1.2 \text{ cm}$<br>$q_f = 12 \text{ kN/cm}^2$ | 2.90 |
|                           | 4-8<br>4-9<br>4-7        | ALUVIÁLNE HLINY<br>A PIESKY<br>RIEČNY ŠTRK | PILOTOVÝ ZÁKLAD<br>JEDNA RADA PILOT<br>$V_r = 50 \text{ Mp}$<br>$s = 1.1 \text{ m}$<br>$p = 10 \text{ kN/cm}^2$<br>$w < 1.2 \text{ cm}$<br>$q_f = 12 \text{ kN/cm}^2$ | 2.90 |
|                           | 2-3<br>2-7<br>2-8<br>2-9 | ALUVIÁLNE HLINY<br>A PIESKY<br>RIEČNY ŠTRK | PÁSOVÝ ZÁKLAD<br>NA ŠTRKOVEJ PODUŠKE<br>$B = 1.5 \text{ m}$<br>$D = 1.5 - 2.0$<br>$p = 4.5 \text{ kN/cm}^2$<br>$w = 2.5 \text{ cm}$<br>$q_f = 6.5$                    | 1.50 |
|                           | 3-8<br>3-9<br>3-7<br>3-9 | ALUVIÁLNE HLINY<br>A PIESKY<br>RIEČNY ŠTRK | PILOTOVÝ ZÁKLAD<br>JEDNA RADA PILOT<br>$V_r = 50 \text{ Mp}$<br>$s = 1.1 \text{ m}$<br>$p = 10 \text{ kN/cm}^2$<br>$w < 1.2 \text{ cm}$<br>$q_f = 12 \text{ kN/cm}^2$ | 2.90 |
| 65 Mg/m<br>[ 20 PODLAŽÍ ] | 1-4<br>1-8<br>1-7        | ALUVIÁLNE HLINY<br>A PIESKY<br>RIEČNY ŠTRK | PÁSOVÝ ZÁKLAD<br>$B = 0.8 \text{ m}$<br>$D = 0.8 - 1.5$<br>$p = 7.2 \text{ kN/cm}^2$<br>$w = 2.0 \text{ cm}$<br>$q_f = 3.8 \text{ kN/cm}^2$                           | 0.91 |
|                           | 2-3<br>2-7<br>2-8<br>2-9 | ALUVIÁLNE HLINY<br>A PIESKY<br>RIEČNY ŠTRK | PÁSOVÝ ZÁKLAD<br>NA ŠTRKOVEJ PODUŠKE<br>$B = 1.5 \text{ m}$<br>$D = 1.5 - 0.7 \text{ m}$<br>$p = 4.0 \text{ kN/cm}^2$<br>$w = 3.5 \text{ cm}$<br>$q_f = 7.0$          | 1.80 |
|                           | 3-8<br>3-9<br>3-7<br>3-9 | ALUVIÁLNE HLINY<br>A PIESKY<br>RIEČNY ŠTRK | PILOTOVÝ ZÁKLAD<br>JEDNA RADA PILOT<br>$V_r = 50 \text{ Mp}$<br>$s = 0.8 \text{ m}$<br>$p = 10 \text{ kN/cm}^2$<br>$w < 1.2 \text{ cm}$<br>$q_f = 12 \text{ kN/cm}^2$ | 3.30 |
|                           | 4-8<br>4-9<br>4-7        | ALUVIÁLNE HLINY<br>A PIESKY<br>RIEČNY ŠTRK | PILOTOVÝ ZÁKLAD<br>JEDNA RADA PILOT<br>$V_r = 50 \text{ Mp}$<br>$s = 0.8 \text{ m}$<br>$p = 10 \text{ kN/cm}^2$<br>$w < 1.2 \text{ cm}$<br>$q_f = 12 \text{ kN/cm}^2$ | 3.30 |
|                           | 2-3<br>2-7<br>2-8<br>2-9 | ALUVIÁLNE HLINY<br>A PIESKY<br>RIEČNY ŠTRK | PÁSOVÝ ZÁKLAD<br>NA ŠTRKOVEJ PODUŠKE<br>$B = 1.5 \text{ m}$<br>$D = 1.5 - 0.7 \text{ m}$<br>$p = 4.0 \text{ kN/cm}^2$<br>$w = 3.5 \text{ cm}$<br>$q_f = 7.0$          | 1.80 |
|                           | 3-8<br>3-9<br>3-7<br>3-9 | ALUVIÁLNE HLINY<br>A PIESKY<br>RIEČNY ŠTRK | PILOTOVÝ ZÁKLAD<br>JEDNA RADA PILOT<br>$V_r = 50 \text{ Mp}$<br>$s = 0.8 \text{ m}$<br>$p = 10 \text{ kN/cm}^2$<br>$w < 1.2 \text{ cm}$<br>$q_f = 12 \text{ kN/cm}^2$ | 3.30 |

V podrajóne č. 2 je povrch štrkov v hĺbke 1,5 až 3,0 m. V podrajóne č. 3 je povrch štrkov v hĺbke 3,0 až 5,0 m. Podrajón č. 4 je charakterizovaný výskytom povrchu štrkov v hĺbke väčšej ako 5,0 m. Táto hĺbka nie je však väčšia ako 7 m. Podrajóny sú na základe litologických typov zemín v nadloží štrkov rozdelené na okrsky (tab. 2a, b):

- $\alpha$ -okrsok — štrková vrstva vystupuje až na povrch,
- $\beta$ -okrsok — má v nadloží štrkov hlinité zeminy,
- $\gamma$ -okrsok — má v nadloží štrkov piesčité zeminy,
- $\delta$ -okrsok — má v nadloží štrkov striedajúce sa polohy piesčitých a hlinitých zemín,
- $\varepsilon$ -okrsok — v časti nadložia štrkov sa nachádzajú organogénne sedimenty mŕtvych ramien,
- $\eta$ -okrsok — má štrky zakryté polohou navážok.

### Neotektonické pohyby a seizmicita územia

V celej oblasti Malých Karpát, ako aj v oblasti Podunajskej nížiny prebiehajú živé tektonické pohyby. Možno ich považovať za súčasť kolísavých (epeirogénnych) pohybov zemskej kôry s intenzívnymi prejavmi diferenciálnych posunov.

Výstižným príkladom prenikavého vplyvu tektonických pohybov na vývoj riečneho údolia a jeho sedimentárnej výplne je pozdĺžny profil Dunaja medzi Devínom a Štúrovom. Na území, ktoré sme skúmali, je niekoľko zlomov overených hlbokými vrtmi. Najvýraznejší je zlom, ktorý v našom území prebieha cez Dunaj v mieste starého mesta a pokračuje cez celú Petržalku v jv. smere. Systém zlomov potvrdili vrty aj v oblasti Pečenského lesa. Na základe presnej nivelácie Veľký Žitný ostrov poklesáva ročne o 1,3 mm, zatiaľ čo skúmané územie sa relatívne vyzdvihuje.

Na základe materiálov, ktoré máme k dispozícii, patrí územie do oblasti, kde sa podľa klasifikácie MCS vyskytujú seizmické otrasy 6. stupňa.

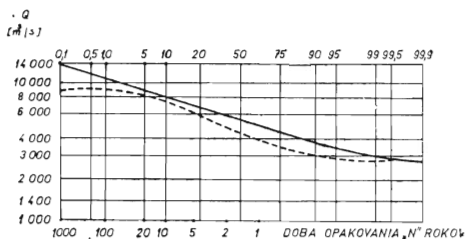
Pre stavebníctvo má najväčší význam to, že sa na všetky neotektonické procesy a poruchy viažu aj významné seizmické otrasy.

### Hydrogeologické pomery

Z hľadiska investičnej výstavby je rozhodujúca hlavne voda prúdiaca v kvartérnych sedimentoch. Vplyv vody nachádzajúcej sa v piesčitých polohách málo priepustných sedimentov neogénu je na výstavbu sídliska nepodstatný. Kvartérne piesčité štrky náplavov Dunaja, ktorých je na vymedzenom území spravidla 10—15 m, umožňujú intenzívny pohyb podzemnej vody. Plocha povrchu štrkov má vymodelované priehlbne po mŕtvych ramenách Dunaja. Ich maximálna hĺbka je asi 7 m. V nadloží štrkov sú povodňové prachovité a piesčité sedimenty, ktorých hrúbka sa nepravidelne mení v rozmedzí prevažne 2—5 m.

Priepustnosť štrkov sa miestne odlišuje. Možno však predpokladať, že priemerný súčiniteľ filtrácie väčšieho objemu štrku (reprezentovaný napríklad objemom zúčastňujúcim sa na prúde pri čerpacej skúške) nevybočuje z rozpätia 1 až  $9,10^{-3}$  m/s. Piesčité štrky v malom objeme môže mať v jednotlivých miestach hodnotu súčiniteľa filtrácie v rozpätí 0,3 až  $30,10^{-3}$  m/s. Priemerná hodnota súčiniteľa filtrácie pre rozsiahlejšie územie je v tejto oblasti  $5,10^{-3}$  m/s (R. HULMAN — M. KRIŠTÁK 1971).

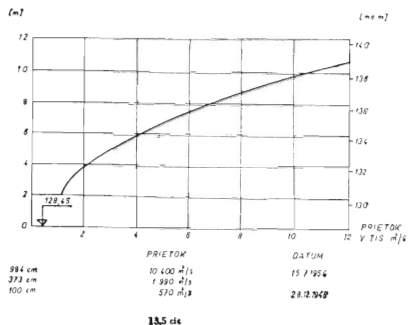
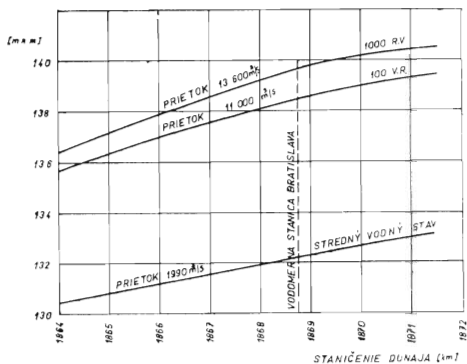
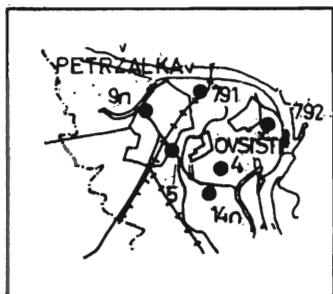
Granulometrické zloženie piesčitých štrkov umožňuje sufóziu (vyplavovanie piesku zo štrkového skeletu). Aby sa zabránilo sufózii i v tých najnáchylnejších polohách, prie-



▲ Obr. 1

Obr. 2 ►

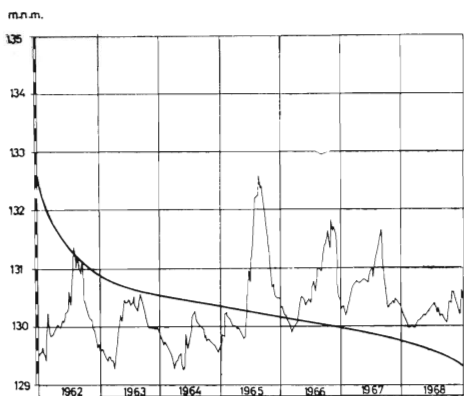
## SITUÁCIA POZOROVACÍCH OBJEKT.



◀ Obr. 4a

▲ Obr. 3

14n Starý Háj (Draždiak) výška terénu: 134,10  
priemer: 1962-68 130,30 m.n.m.

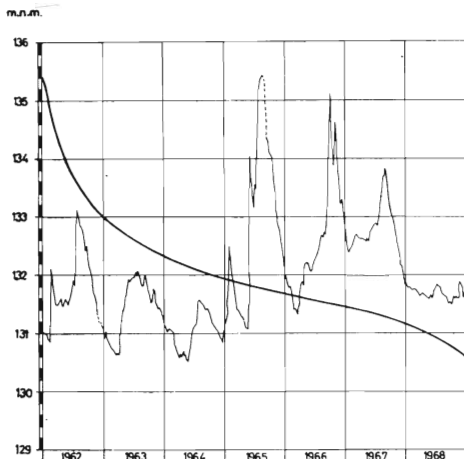


Obr. 4c ▲

Obr. 4b ►

## POZOROVACIE OBJEKTY:

9n Petržalka; výška terénu: 137,11  
priemer: 1962-68; 132,02 m.n.m.



merný hydraulický spád by nemal prekročiť hodnotu  $I = 0,02$ . Súčiniteľ filtrácie povodňových hlin má hodnotu  $5 \text{ až } 10,10^{-3} \text{ m/s}$  a pieskov  $1 \text{ až } 8,10^{-3} \text{ m/s}$ . Prímes organických látok v hlinách a pieskoch spôsobuje zníženie súčiniteľa filtrácie.

Voda prúdiaca v piesčitých štrkoch obsahuje na celom území veľa vápnika. Celková mineralizácia sa pohybuje v rozmedzí  $600 \text{ až } 800 \text{ mg/l}$ , v blízkosti toku klesá na  $350 \text{ mg/l}$ . Hodnota pH je  $7,1 \text{ až } 7,3$ . Voda obsahuje asi  $130 \text{ mg/l SO}_4$  a v blízkosti toku obsahuje aj agresívny  $\text{CO}_2$  v množstve asi  $2,7 \text{ mg/l}$ .

Úroveň hladiny podzemnej vody je v skúmanom území do značnej miery ovplyvňovaná hydrogeologickým režimom rieky Dunaj. Jeho vodný režim charakterizujú na vodomernej stanici Bratislava tieto charakteristiky:

- Závislosť vodného stavu od množstva pretečenej vody za 1 s (Obr. 1).
- Pravdepodobnosť výskytu maximálnych ročných prietokov udaná v percentách alebo z nej odvodené opakovanie maximálnych ročných prietokov udané v rokoch (Obr. 2).
- Úroveň charakteristických hladín vody v priľahlom úseku koryta je uvedená na obr. 3.

Na území Petržalky sa už niekoľko rokov meria kolísanie úrovne hladiny podzemnej vody. Pre vybrané pozorovacie objekty tieto merania spracoval VÚVH Bratislava (M. BARTOLČIČ 1970) a sú na obr. 4.

Súčasný stav úrovne hladiny podzemnej vody na území Petržalky možno charakterizovať takto:

- Za zníženého a stredného vodného stavu prúdi podzemná voda zo SZ na JV.
- Kolísanie hladiny podzemnej vody priamo závisí od kolísania hladiny vody v koryte Dunaja.

— Pri extrémnej povodni (napr. v r. 1965 — maximálny vodný stav vodočtu  $137,6$ ; trvanie vodného stavu vyššieho ako  $135,0$  65 dní) vystupuje hladina podzemnej vody na značnej časti plochy, v ktorej sa pripravuje výstavba, blízko povrchu terénu ( $0 \text{ až } 1,0 \text{ m}$ ). Hydroizohypsy hladín pri kulminácii povodne v r. 1965 za odčerpávania presiaknutej vody z chorvátskeho ramena (spracoval VÚVH Bratislava) sú zakreslené v mape (príloha 1) a v geologickom profile (príloha 1a). Možno však predpokladať, že sa v budúcnosti vyskytne povodeň i s nepriaznivejším charakterom, ako bola povodeň v r. 1965, a preto treba urobiť ochranu proti nej.

— Úroveň hladiny podzemnej vody s pravdepodobnosťou výskytu  $10 \%$  z meraní za obdobie 1962—1968 je v sledovaných bodoch územia do hĺbky  $2,20$  po  $2,60 \text{ m}$  pod terénom. Uvedená úroveň hladiny podzemnej vody zodpovedá úrovni letného maxima roku s priemernou vodnatosťou.

— Úroveň hladiny podzemnej vody s pravdepodobnosťou výskytu  $90 \%$  z meraní za obdobie 1962—1968 je v sledovaných bodoch územia do hĺbky  $4,8$  po  $5,10 \text{ m}$  pod terénom (M. BARTOLČIČ 1970, M. BARTOLČIČ — J. SUPEK 1971). To zodpovedá úrovni zimného minima. Možno predpokladať, že hladina podzemnej vody bude počas výstavby s pravdepodobnosťou na  $80 \%$  kolísaf v rozmedzí  $2,2 \text{ až } 5,1 \text{ m}$  pod terénom.

Z hľadiska zamýšľanej výstavby možno vplyv hydrogeologických pomerov hodnotiť takto:

— Maximálna úroveň hladiny podzemnej vody, ktorá sa v danej oblasti môže za súčasných pomerov vyskytnúť, umožňuje časť územia zastavať len za predpokladu, že sa na spodnú stavbu domov, inžinierskych sietí a úpravu terénu (zvyšovanie) vynaložia neprímerné vysoké náklady.

— Vysoká úroveň hladiny podzemnej vody pôsobí škodlivo na niektoré druhy vegetačného porastu.

— Voda prúdiaca za povodne podložíom ochrannej hrádze okolo Dunaja vytvára nebezpečenstvo deštrukcie hrádze.

Z toho dôvodu je nevyhnutné urobiť také technické opatrenia, ktoré by negatívne vplyvy podzemnej vody na realizáciu výstavby vylúčili. V prvom rade je to ochrana proti možnosti vniku vody z koryta Dunaja na územie Petržalky po povrchu (preliatie hrádzí, prípadne ich pretrhnutie). Ďalej je to zníženie úrovne maximálnej hladiny podzemnej vody do takej miery, aby sa mohla navrhnuť konštrukcia podzemných častí objektov a inžinierskych sietí, ako aj realizovať ich výstavbu bez negatívneho vplyvu hladiny podzemnej vody, pritom zníženie úrovne maximálnej hladiny podzemnej vody nesmie negatívne ovplyvniť, prípadne znemožniť existenciu terajšieho vegetačného porastu, prípadne mať iné negatívne dôsledky, napr. obmedziť získavanie pitnej vody.

Možno predpokladať, že keď sa umelými opatreniami zabezpečí, aby ani za najväčšej povodne (100-ročná voda) hladina vody nevystúpila vyššie ako 2,5 m pod úroveň priemerneho terénu, bude možno navrhnuť hospodárnu konštrukciu spodnej stavby domov a inžinierskych sietí. Prednosťou týchto opatrení by bolo, keby umožnili zvýšiť úroveň hladiny podzemnej vody za minimálneho vodného stavu v Dunaji, alebo keby iným spôsobom zabezpečili v nedostatkovom období vlahu pre vegetáciu.

V súčasnosti sa proti negatívne vplyvu presakujúcej vody za povodne (možnosť pretrhnutia hrádze, zvyšovanie hladiny podzemnej vody) realizuje prvá časť projektovaných opatrení (projektoval Hydroconsult Bratislava). Opatrenia pozostávajú z cca 5 km dlhej tesniacej clony, z podzemnej steny zhotovenej v trase dunajskej hrádze. Podzemná stena je zapustená do nepriepustných neogénnych piesčitých ílov. Drénovanie presiaknutej vody za povodne zabezpečí upravené chorvátske rameno, ktoré bude mať pri vyústení prečerpávaciu stanicu.

V prílohe 1a je vyznačená úroveň hladiny podzemnej vody (prognóza — označená B), ktorá sa po realizácii projektovaných opatrení nemá prekročiť ani pri prietoku 100-ročnej vody v Dunaji. Prognóza úrovne hladiny podzemnej vody neposkytuje na celom území, na ktorom sa dnes uvažuje o výstavbe, podmienky na hospodárne založenie objektov a výstavbu kanálov horúcovodu. Z toho dôvodu sa ukazuje potreba doplniť projektované ochranné opatrenia.

Nepriaznivým činiteľom v základových pomeroch je možnosť vysokej úrovne hladiny podzemnej vody vo veľmi priepustných zeminách. Ďalej je to bezprostredná blízkosť Dunaja a relatívne nízka úroveň terénu. V takých podmienkach je správne, aby sa navrhovali domy bez suterénov a s podlahou najnižšieho podlažia nad priemernou úrovňou upraveného terénu.

Tam, kde je povrch štrku v malej hĺbke, sú vhodnou základovou konštrukciou pre všetky domy pásové základy s hĺbkou založenia 0,8 — 1,5 m uložené na piesčitom štrku.

Tam, kde je povrch štrkov v hĺbke 1,5 až 2,3 m, je vhodné založiť pásové základy na poduške zo zhutneného štrku s hrúbkou max. 0,9 m.

Keď je povrch štrku v hĺbke väčšej ako 2,3 m, môžu sa domy do 5 podlaží zakladať na pásových základoch v minimálnych hĺbkach založenia, domy s viac ako 5 podlažiami na pilótových základoch z pilót zhotovených na mieste, s prípustným zaťažením až 50 Mp a s dĺžkou 3 — 7 m. Na pilótach sa musia zakladať i domy, kde sú na povrchu zeminy nevhodné na zakladanie väčšej hrúbky ako 2,3 m.

Vhodné základové konštrukcie pre uvažované typy domov v jednotlivých druhoch základových pomeroch uvádzame v tab. 3a, b.

Inžinierske siete, pre ktoré sa robia hlboké ryhy (kanalizácia, horúcovod), bude možno zhotovovať v suchu, ak sa práce v čase vyššieho vodného stavu prerušia. V opačnom prípade

bude treba čerpať pomerne veľké množstvo vody. Podzemné priestory umiestnené pod úrovňou najvyššej hladiny podzemnej vody (napr. horúcovod) musia byť izolované proti tlakovej vode a zabezpečené proti vztľaku.

Zeminy na lokalite patria priemerne do 3. triedy ťažiteľnosti.

### Zhodnotenie povrchových vrstiev zemín na cestné účely

Úroveň maximálnej hladiny podzemnej vody treba určiť pre každé miesto z mapy.

Okrsk 1 —  $\alpha$ : Na povrchu sa nachádza piesčitý štrk, ktorý má v tabuľke 1 (ČSN 72 1002) poradové číslo 23. Je to zemina nenamrzavá, veľmi vhodná ako podložie vozoviek i ako násyp (sk. II).

Okrsk 1 —  $\beta$ , 1 —  $\delta$ , 2 —  $\beta$ , 2 —  $\delta$ , 3 —  $\beta$ , 3 —  $\delta$ , 4  $\beta$ , 4 —  $\delta$ : Povrchovú vrstvu tvorí prevažne piesčitá hlina. Poradové číslo týchto zemín je 4 až 7. Zeminy sú namrzavé až nebezpečne namrzavé. Majú strednú kapilárnu vztlakovosť. Ako podložie vozoviek sú menej vhodné (sk. VII). Pod vozovky odporúčame zhotoviť hrubý štrkový podsyp. Tieto zeminy sú málo vhodné na násypy.

Okrsk 1 —  $\gamma$ , 2 —  $\gamma$ , 3 —  $\gamma$ : Podpovrchovú vrstvu tvorí hlinitý piesok. Jeho poradové číslo je 8 — 11. Môže byť mierne namrzavý. Ako podložie vozoviek je vyhovujúci (sk. V — VI). Do násypu je vhodný.

Okrsk 2 —  $\varepsilon$ , 3 —  $\varepsilon$ : V povrchovej vrstve je možnosť výskytu hlín a hlinitých pieskov s väčším obsahom organických látok. Konzistencia týchto zemín môže byť mäkká. Z toho dôvodu považujeme tieto zeminy za nevhodné na podložie vozoviek, a bude ich treba z podlažia odstrániť. Tieto zeminy nie sú vhodné do násypov.

Okrsk 2 —  $\eta$ , 3 —  $\eta$ , 4 —  $\eta$ : Povrchovú vrstvu tvoria násypy a skládky odpadkov. Tento materiál nie je vhodný ako podložie vozoviek, a treba predpokladať, že sa bude musieť z podlažia vozoviek odstrániť.

### Záver

Pri urbanistickom riešení rozsiahlych celkov bytovej výstavby (smerný a podrobný územný plán) treba okrem iných činiteľov brať do úvahy aj inžinierskogeologické podmienky vybranej lokality. Takéto podklady často chýbajú alebo sa nespracúvajú v celkom vyhovujúcej forme. Podľa bežne spracovaných geologických podkladov si projektant niekedy nedokáže predstaviť všetky dôsledky vplyvu geologických podmienok na konštrukciu jednotlivých druhov objektov. Nie je z nich zrejmý druh a rozsah rozličných geotechnických zásahov nevyhnutných pre správnu funkciu celého diela alebo jeho častí. Považujeme za správne, aby už v smernom a podrobnom územnom pláne mal projektant k dispozícii podklad obsahujúci dokonale spracovanú geotechnickú problematiku výstavby jednotlivých častí územia, ktorý by mu umožnil rozhodnúť sa pre technicky správnejšie a pritom ekonomicky výhodnejšie riešenie.

Doporučené 8. 11. 1972  
Odporučil I. Šarik

Stavebná fakulta SVŠT  
Bratislava

### LITERATÚRA

- BARTOLČIČ, M. 1970: Výskum podzemných vôd v širšej oblasti Petržalky so zameraním na ich reguláciu a využitie pre budúcu výstavbu. Manuskript - VÚVH Bratislava, 48 s.  
ČEPEK, L. 1938: Tektonika komárňanské kotliny a vývoj podélného profilu čsl. Dunaje. Sborník SGÚ (Praha), sv. XII, s. 33—64.

- HÁLEK, V. 1970: Ochrana Bratislavy-Petržalky vertikálnou hydraulicky dokonalou clonou. Manuscript - archív VÚVSH Brno.
- HALOUZKA, R. 1970: Geologický výskum kvartéru bratislavskej oblasti Podunajskej nížiny. Čiastková záverečná správa. Manuscript - archív Geol. ústavu D. Štúra, Bratislava, 66 s.
- HROMÁDKA, J. 1929: Průlom dunajský a půda Bratislavy. Studie geomorfologická. Bratislava, časopis Učené společnosti Šafaříkovy (Bratislava), 3, 2, s. 161—213.
- HULMAN, R.—KRIŠTÁK, M. 1971: Premennivosť súčiniteľa filtrácie piesčitých štrkov riečného alúvia a riešenie jeho výpočtových hodnôt metódami matematickej štatistiky. Vodohospodársky časopis, Slov. akad. vied (Bratislava), č. 3, s. 262—279.
- HULMAN, R.—ŠAJGALÍK, J.—VÁMOŠ, F. 1971: Inžiniersko-geologické podmienky výstavby sídlisk na území Petržalky. Manuscript - Geofond Bratislava, 37 s.
- JAKUBEC, L. et al. 1965: Sústava vodných diel na Dunaji — zdrž Hrušov. Manuscript - Geofond, Bratislava.
- JANÁČEK, J. 1967: Tektonický výskum v oblasti vodného diela Dunaj. Záverečná správa za r. 1965—66. Manuscript - archív Geol. úst. D. Štúra, Bratislava.
- KOUTEK, J.—ZOUBEK, V. 1936: Vysvětlivky ke geologické mapě v měřítku 1 : 75 000 — list Bratislava 4758. Knihovna Stát. geol. ústavu Československé republiky (Praha), sv. 18, 150 s.
- LUKNIŠ, M. 1957: Geografická poloha Bratislavy, v publikácii „Bratislava”, vydavateľstvo Šport, s. 103—118.
- MATULA, M. 1958: Inžiniersko-geologické pomery Petržalky. Manuscript - Geofond, Bratislava, 81 s.
- MATULA, M. 1958: Zpráva o geologickom výskume v oblasti Devínskej brány. Geol. zborn. Slov. akad. vied (Bratislava), 9, 1, s. 158—163.
- MATULA, M. 1964: Faciálna analýza v inžiniersko-geologickom výskume riečnych náplavov. Sborník geol. prác. řada HIG, sv. 1, s. 133—153.
- MYSLIL, V. 1958: Nové poznatky o geologii a hydrogeologii bratislavského Podunají. Věstník ÚÚG XXXIII, 2 (Praha), s. 119—125.
- PURGINA, J. 1957: Výtok Dunaja zo Slovenskej brány od 18. storočia. Vodohospodársky časopis (Bratislava), 5, 2, s. 154—167.
- SUPEK, J. 1971: Režim podzemných vôd v oblasti Petržalka — Čunovo. Čiastková správa VÚVH, Bratislava, 41 s.
- ŠAJGALÍK, J. 1958: Pokryvné útvary juhovýchodnej časti Devínskej brány. Acta geol. et geograph. Univ. Com. Geologia (Bratislava), 1, s. 197—211.
- ŠANCER, E. V. 1961: Typy aluvialnych otloženij. Voprosy geologii antropogena, VI. kongres INQUA, Moskva.
- VADOVIČ, R., et al. 1960: Správa o inžiniersko-geologickom prieskume pre vodné dielo Wolfstahl Bratislava rok 1960. Manuscript - archív Geofond, Bratislava, 78 s.
- VÁMOŠ, F. 1970: Geotechnické podmienky výstavby Bratislava. Manuscript - archív Katedry geotechniky SF SVŠT, Bratislava, 128 s.

## Geotechnical Conditions of the Construction of Petržalka

HULMAN R.—ŠAJGALÍK J.—VÁMOŠ F.

The area of Bratislava-Petržalka will be the centre of housing and civil construction in the next years. The objectives of investment concern an area with a surface of about 30 km<sup>2</sup>. The experience from the latest years in projecting extensive units of housing construction has shown a good urbanistic solution not to be permitted to elude such a factor like geological conditions. Not taking into regard this factor can influence the economy of the construction in a very unfavourable way in some cases. Sometimes the architect is not able to realize all the consequences of geological conditions on the construction of the individual types of objects on the basis of geological data treated currently. The type and extent of various geotechnical affects necessary for the correct function of the work as a whole as well as of its parts is also not clear from them. In our contribution we are trying to present to the architect a complex elaboration already in the stage of a directive territorial plan on the example of Petržalka, from which the geotechnical problem of the construction in the individual parts of the area would be clear, making possible for the architect to find a more correct as well as economic solution.

Petržalka is situated in the inundation area of the Danube. It represents a field typical of the flood plain, the shape of which is conditioned by displacement of the river bed split into arms, some of which disappear, others are forming. The surface of the field is plane with local depressions, which



only indirectly point to the activity of previous Danube arms. The substratum of the Quaternary fluvial sediments is formed by Neogene sediments of the Sarmatian and Pannonian. The Quaternary sediments are resting on a slightly dissected Neogene substratum. Based on division of fluvial sediments into engineering-geological types which approximately equal engineering-geological properties we have distinguished the following facies:

1. River bed facies, 2. Flood-plain facies, 3. — Facies of dead channels. Each of the distinguished facies is characterized by certain conditions of formation, which are closely connected with dynamics of the stream and development of the river bed in the flood-plain. From the standpoint of capital construction mainly water circulating in Quaternary sediments is decisive in our territory. The level of its table is much influenced by the hydrogeological regimen of the Danube. In the time of extreme floods the groundwater table spreads over a considerable part of the area, in which construction is being prepared near the surface of the field, even on the surface. In the quoted article as alternatives of solution of habitation protection in such an unfavourable situation and in connection with that(also with regard to the foundation soil) are considered various most economic types of foundation constructions. In the article we present all data of geotechnical character. We expressed the problem in the form of the map of engineering-geological regions 1 : 5000 and other enclosures, in which all important geological and hydrogeological factors having influence on the construction of houses and of engineering networks are presented in an understandable form.

*Translated by J. Pevný*



## Poznámky ku geologickej stavbe južnej a juhozápadnej časti gemeríd

TOMÁŠ GREGOR\*

### Remarques sur l'édifice géologique de la partie sud et sud-ouest des Gémérides

Deux unités tectoniques participent à l'édifice géologique de la partie sud et sud-ouest des Gémérides. Ce sont: le cristallin de Véporides à l'enveloppe Paléozoïque supérieur et l'unité des Gémérides comprenant série de Gelnica, celle de Rakovec, Carbonifère supérieur, série de Rožňava-Železník-Meliata et Mésozoïque du Karst slovaque. L'édifice géologique de la région étudiée présente le caractère écailleux-nappique.

V j. a jz. časti gemeríd možno rozlíšiť v podstate tri vývojové sedimentačné cykly. K najstaršiemu patrí kaledónska geosynklinála s neúplne vyvinutými formáciami, ktoré zastupuje gelnická séria.

Hercýnsky vývojový cyklus reprezentuje rakovecká séria (rákošské vrstvy) — devón, spodný karbón (?), vrchný karbón, rožňavsko-železnická séria (spodný perm), meliatska séria (vrchný perm — spodný trias).

Alpínsky vývojový cyklus zastupuje mezozoikum Slovenského krasu, Staropaleozoické formácie vystupujú v oblasti Nižnej Slanej, Rožňavy a tektonických ostrovov, a to v hrádockom (sv. od Jelšavy) a v železníckom, ktorý pokračuje ďalej na západ vo forme západo-gemeridného výbežku a je aj v brusníckej antiklinále.

Rakovecká séria vystupuje súvislejšie v oblasti Železníka a západne od Hrádku, kde je prikrytá sedimentmi vrchného karbónu a permu. Tieto sedimenty sú v priečnej depresii spájajúcej severogemeridnú synklinálu s juhogemeridnou (M. MÁŠKA 1956) — brdársko-štítnickou spojovacou oblasťou alebo štítnicko-dobšinskou depresiou (I. VARGA 1971). Mladopaleozoické formácie sú dnes zastúpené jednak v hraničnej gemeridno-veporidnej synklinále (M. MAHEJ 1953), jednak na južných okrajoch staropaleozoických ostrovov. Mezozoické formácie vyplňajú juhogemeridnú synklinálu.

*Gelnická séria* v z. časti gemeríd je dobre vyvinutá v oblasti Nižnej Slanej, Rožňavy a v staropaleozoických ostrovoch, železníckom, hrádockom a čiastočne i v brusníckom. Je to flyšová formácia, v ktorej sú zastúpené terigénne, vulkanogénne a organogénne sedimenty.

Terigénne súvrstvie nie je zatiaľ presnejšie určené. Tvoria ho pomerne monotónne sedimenty. Miestami vystupujú až polohy čiernych bridlíc.

Vulkanické súvrstvie má pesterjšie faciálne zloženie. Z podložného terigénneho súvrstvia nie je ostrý prechod do vulkanogénneho súvrstvia; vulkanického materiálu postupne pribúda. Pri neprerušenej sedimentácii sa vytvárali tufoídne a tuftické sedimenty. Faciálny sled opísaný v oblasti Železníka môžeme sledovať východným smerom až do hrádockej

\*RNDr. Tomáš Gregor, Geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 890 40 Bratislava.

antiklinály, kde je terigénne i vulkanogénne súvrstvie tektonický redukované. V západnom smere sú porfyroidy presunuté a ponárajú sa pod sedimenty mladších útvarov hercýnskeho i alpínskeho vývojového cyklu. Na povrchu znovu vystupujú v oblasti Brádna, odkiaľ v úzkom pruhu pokračujú na západ k obci Kociha, kde sú pokryté sedimentmi neogénu.

Okrem epizonálnej metamorfózy možno v gelnickej sérii pozorovať aj premeny podmienene najpravdepodobnejšie neoidnou progresívnou metamorfózou. V terigénnom i vulkanogénnom súvrství vystupujú súvislé úzke pruhy s albitizáciou a prekremením okolných hornín. Porfyroblasty albitov sú pekne vyvinuté v blízkosti kremenných žíl, kde možno pozorovať i aplitické žilky, takže premenená hornina miestami nadobúda vzhľad migmatitov až okatých rúl.

Najvrchnejšiu časť gelnickej série reprezentuje organogénne súvrstvie, ktoré tvorí pomerne úzky pruh. Smerom na západ od Železníka bol zistený len menší výskyt karbonátov jv. od Brádna, ktorý sa nachádza v nadloží grafitických bridlíc a lyditov, zatiaľ čo v železníckej a hrádockej antiklinále sú karbonátové horizonty v podloží grafitických bridlíc.

Organogénne súvrstvie sa detailnejšie študovalo v banských priestoroch na ložisku Železník. Medzi vápencami a grafitickými bridlicami nie je ostré ohraničenie, ale vyvinula sa tu prechodná zóna od karbonátov do grafitických bridlíc, v ktorej sa rytmicky striedajú polohy vápencov so slieňitými bridlicami, bridličnatými vápencami s bitúminóznou prímesou a lyditmi.

*Rakovecká séria.* Táto séria leží diskordantne na gelnickej sérii a tvorí komplex hornín, ktoré možno rozčleniť na dva oddiely.

Spodný oddiel zastupujú brekcie, bridlice a kremence s polohami fylitov. Vrchný oddiel reprezentujú čierne bridlice s karbonátovým horizontom a s malou mocnosťou, čierne kremité bridlice až lyidity. Na báze spodného oddielu sú šedozelené brekciovité bridlice s polohami tmavozelených až do fialova sfarbených fylitov. Brekcie prechádzajú smerom do nadložia do piesčitých bridlíc, pieskoviec a kremencov. V hornine sa objavuje pyroklastický materiál svedčiaci o činnosti bazického vulkanizmu. Vrchný oddiel je ostro ohraňovaný zmenou sedimentácie, ktorú asi podmienila vulkanická činnosť. V tomto oddiele sú polohy bielych kryštalických vápencov s malou mocnosťou šošovkovitého vývoja. Nad karbonátovým horizontom vystupujú čierne kremité bridlice, ktoré sa striedajú s ílovitými bridlicami.

## Vrchný karbón

Podľa faciálneho vývoja sedimentov možno vo vrchnom karbone predpokladať synklinálnu depresiu, v ktorej vývoj sedimentov ovplyvňovala gelnická séria. V jz. časti gemeríd možno sledovať bazálne členy, a to zlepenice, brekcie a hrubozrnné piesčité polohy. Na západnom svahu Magury sa nachádzajú sedimenty karbónu podobného charakteru. Vrchný karbón bol rozdelený na tri súvrstvia s charakteristickou litologickou náplňou (A. ABONYI — M. ABONYIOVÁ 1961). Spodné súvrstvie má na báze polohu bazických efuzív. V oblasti magnezitových ložísk na grafitické fylity pozvoľne nadväzuje sedimentácia biohermných karbonátov s karbónskou faunou určenou ako namur B—C (B. BOUČEK — A. PŘIBIL 1960). Vyššie prechádza do stredného ílovito-karbonátového vývoja, ktorý je sprevádzaný bazickým vulkanizmom diabázového charakteru. Vrchný oddiel opäť charakterizuje piesčité a brekciovité vývoj s polohami pelitických sedimentov.

Na základe detailnejšieho štúdia faciálnych pomerov možno vyčleniť spodný oddiel pri obci Magnezitovce a malý výskyt na sever od Brádna, kde je zastúpený hrubozrnnými

pieskovecami. Smerom do nadložia sa striedajú hrubozrnnejšie vrstvy zlepcov a kremencov s tmavými bridlicami.

Stredný oddiel karbónu sa usadzuje za prehlbovania sedimentačnej panvy a uloženie vrstiev sprevádzajú podmorské výlevy diabázového vulkanizmu. Horniny stredného oddielu sa skladajú z rôznorodého materiálu, a to z detritického, vulkanického a organogénneho, s pozvoľnými prechodmi.

Najvyšší oddiel karbónu sa vyvinul v súvislom pruhu od Poltára po Hrádok, kde je prikrýty sedimentmi permu (A. ABONYI 1971).

Postavenie tohto oddielu k celkovému vývoju karbónu je charakterizované splytčovaním sedimentačnej panvy v dôsledku tektonických pohybov a postupnej regresie karbónskeho mora.

Vo vrchnom oddiele na styku s gelnickou sériou vystupuje niekoľko granitoidných masívov, ktoré boli opísané z oblasti Turčoka a Sírku (J. ŠUF 1935, P. ONČÁKOVÁ 1954, J. KAMENICKÝ — L. KAMENICKÝ 1955).

Pri prieskume sa prejavila určitá súvislosť s plagioplitmi a inými malými masívkami granitoidov vystupujúcimi vo veporidách v oblasti Ploského, Burdy, Poproča a Seliec.

### Spodný perm

*Rožnavsko - železnická séria.* Na začlenenie tejto série v stratigrafickom poňatí bolo viac názorov, ktoré sa značne rozchádzajú. Ako sériu ju opísal J. ŠUF (1935) a pričlenil ju k permu. Niektoré členy tejto série pričlenil k permu i H. BÖCKH (1903). Novšie ju ako perm opisuje M. MÁŠKA (1956). J. KOTÁSEK (1960) ju rozdeľuje na karbón a morský perm. Do karbónu ju začlenil M. MAHEE (1953) a O. FUSÁN (1959). Detailnejšie túto sériu rozpracúva I. VARGA (1970, 1971) a priradzuje ju k spodnému permu. Na základe analýzy obliakov, ktorú v celej oblasti Spišsko-gemerského rudohoria urobila A. VOZÁROVÁ (1970, 1972), zaraďuje sa rožnavsko-železnická séria z tejto oblasti k permu. Jej porovnávanie štúdium medzi zlepcami severného pruhu karbónu a rožnavsko-železníckej série dokázalo, že obidva typy sú geneticky i litologicky úplne odlišné. V prospech mladšieho veku rožnavsko-železníckych zlepcov hovorí ich spätosť s preukázateľne permským kyslým vulkanizmom a tiež ich litologická povaha. Na zložení obliakového materiálu rožnavsko-železníckych zlepcov v tejto oblasti sa zúčastňoval predovšetkým materiál z gelnickej série, ale pri zlepcoch severogemeridného karbónu materiál z rakoveckej série. To dokazuje odlišnú eróznú bázu gemerid v oblasti sedimentácie jedných i druhých zlepcov.

Za najspodnejší oddiel permu sa považuje brekciovito-kremencové súvrstvie, ktoré má transgresívny charakter. Prevala úlomkov gelnickej série svedčí o mohutnej denudácii pred ich sedimentáciou. Túto denudáciu možno stotožňovať (podľa I. VARGU, 1. c.) s postorogénnym zarovnaním, ktoré nadväzuje na fázu s vrásnivo-zlomovým charakterom. V priebehu tejto fázy došlo k zaklesnutiu a k zavrásneniu vrchookarbónskeho komplexu na styku gemerid do staršieho paleozoika. Komplex spodného permu postihli len záverečné fázy hercýnskeho orogénu. Tento komplex leží v priestore štítnicko-dobšinskej depresie horizontálne až subhorizontálne (I. VARGA 1971), zatiaľ čo na juhu sa skláňa na J a JV v dôsledku vyklenutia antiklinálnych častí. Keďže spodný perm je uložený pomerne plocho, možno podľa toho usudzovať, že sa územie zarovnálo už pred vznikom rožnavsko-železníckej série a pred sedimentáciou lagunárneho až brakického pôvodu, o čom svedčí fauna na lokalite Háji pri Štítniku (J. ŠUF 1959, 1963).

Podobné črty ako rožnavsko-železnická séria majú podľa I. VARGU (1971) aj sedimenty

obalovej série kryštalinika veporíd, ktoré sedimentovali po vrásnivých procesoch deformujúcich vrchný karbón. Komplex sa tiež skladá z kremitých brekciovitých zlepenčov a metamorfovaných psamitov i fylitizovaných brekcií pri Poproči.

Súvrstvie zlepenčov v oblasti Slovenského krasu vystupuje tiež v kontinentálnom vývoji v brusníckej antiklinále (M. MAHEL 1953, J. JABLONSKÝ 1963), kde je súvrstvie zlepenčov rožňavského typu v podloží komplexu kontinentálneho permu. Tieto zlepence sa tiež nachádzajú východne od brusníckej antiklinály, a to v blízkosti ložiska Licince a v širšom okolí Mikoľčan a Kunovej Teplice. Tu je perm pestro sfarbený, čo naznačuje, že sa tvoril v kontinentálnom prostredí. Ďalšie náleziská sú v štítnicko-dobšinskej depresii, kde leží na staršom paleozoiku. V tejto depresii sú komplexy vrchného karbónu, rožňavsko-železníckej série a meliatskej série v zložitej šupinovito-príkrovovej pozícii (I. VARGA 1971). Podľa názoru I. VARGU (l. c.) príkrovy vznikali etapovite. Prvé tangenciálne pohyby viedli k presúvaniu meliatskej série, o čom svedčia útržky a telesá serpentinitov pri Rozložnej, Slavoške a Kobeliarove. Časť meliatskej série primárne pokrývala túto oblasť, čo dokazuje priestorová spätosť s rožňavsko-železnickou sériou. V tejto oblasti predstavujú bázu rožňavsko-železníckej série bučinské vrstvy (O. FUSÁN 1957, 1959), a to v blízkosti Štítnika, kde sú kremité zlepence s polohami kremitých porfýrov. Nad nimi je šupina dúbravských vrstiev. Najvyššiu šupinu tvoria paleontologicky doložené vrchnokarbónske piesčité bridlice pri Roštári (P. SNOPOKOVÁ 1962), ktoré boli posunuté len na menšiu vzdialenosť.

Odlišný je vývoj permu južne od Rozložnej, kde ho zastupujú zlepence, droby a bridlice. Celé súvrstvie je pestro sfarbené a je vývojovo blízke zlepencom v oblasti Drnavy. Nad vulkanogénnym horizontom vystupuje horizont lagunárneho až brakického pôvodu, ktorý opísali J. BYSTRICKÝ — O. FUSÁN (1955). Okrem pestrofarebných kremencov, pieskoviec a bridlíc obsahujú i polohy piesčitých vápencov a lavicovitých vápencov.

Smerom na východ od Štítnika prechádza perm do brakiovitého vývoja v oblasti Klenovca, kde je (severnejšie) i lepšie opracovaný materiál a má viac charakter obliakov. Podobne ako v oblasti Železníka i v oblasti Rožňavy túto sériu tvorí rozlične opracovaný materiál, ktorý tiež detailne spracovala A. VOZÁROVÁ (1970). Podobne ako v oblasti Hrádku aj východne od Rožňavy v oblasti Drnavy bol perm v priebehu sedimentácie sprevádzaný prejavmi kyslého vulkanizmu kremitých porfýrov.

### Vrchný perm — spodný trias

*Meliatska séria.* V oblasti juhogemeridnej synklinály (M. MAHEL 1954, D. ANDRUSOV — J. BYSTRICKÝ 1955) vystupujú spod pestrého súvrstvia triasu menšie ostrovy, ktoré sa podľa faciálneho zloženia a geologickej pozície zaraďujú k permu, ku karbónu (J. ŠUF 1935, D. ANDRUSOV 1956) i k ladnú v rudabánskom vývoji (D. ANDRUSOV — J. KOVÁČIK 1955). Do meliatskej série časť týchto hornín zaradil J. BYSTRICKÝ (1959). Podobne i na starších paleozoických štruktúrach v oblasti štítnicko-dobšinskej depresie je karbonátové súvrstvie, kde sa karbonáty striedajú s produktmi bážického (diabázového) vulkanizmu, v ktorom sú i ultrabázické horniny.

Tento komplex sa tiež zaraďoval k triasu (O. FUSÁN 1959, J. KOTÁSEK 1958). Podľa novších výskumov, overených vrtnými prácami, bol doteraz zistený rozličný faciálny vývoj meliatskej série. Okrem produktov iniciálneho bážického vulkanizmu sa tiež zistili polohy sadrovcov a anhydritov, ktoré svedčia o brakickolagunárnych podmienkach vzniku. Podobné horniny sa našli aj na južnom a jz. svahu Kalvárie pri Rožňave.

Podľa výskytu týchto hornín možno usudzovať, že táto séria tvorí súvislé súvrstvie roz-

ličnej mocnosti, ktoré sa vytvorilo v depresiách vzniknutých v posálskych tektonických procesoch. Najzápadnejšie je známy výskyt v oblasti Brádna, kde vystupuje vo vývoji piesčitých vápencov s medzivrstvičkami ílovitých bridlíc. V okolí Ploského sú zelenkavé ílovité bridlice vystriedané nižšie tmavošedými až čiernymi bridlicami, ktoré sa striedajú s vápencami až kryštalickými vápencami. Ďalej na východ po Bradlo pri Nadráži je meliatska séria vyvinutá vo fácií svetlých piesčitých vápencov až ružovkastých kryštalických vápencov, ktoré sa predtým pokladali za karbón (J. AHLBURG 1913, J. ŠUF 1935). Tak od obce Brádna až po Rolzožnú vystupuje meliatska séria vo vývoji mocného súvrstvia kryštalických vápencov striedajúcich sa s bazickými horninami a ich tufmi. V oblasti Jelšavy a Hrádku sú i serpentinity, ktoré sa zaraďovali k stredotriasovým intrúziám ultrabázik (J. KANTOR 1956). Ďalší výskyt ultrabázik je v oblasti Štítnika a Honiec. Na hrebienku Kopolt možno pozorovať kontaktné vplyvy na tufogénnych horninách spôsobené prenikaním bazických intruzívnych telies. Tieto horniny sa v dôsledku metamorfózy zmenili na glaukofanity, ktoré opísal J. KAMENICKÝ (1957). Serpentinity opísal J. KANTOR (1957).

V západnej časti Slovenského krasu vystupuje meliatska séria v oblasti Hrušova, kde je zastúpená kryštalickými vápencami, a v oblasti Držkoviec, kde okrem kryštalických vápencov vystupujú i čierne bridlice. Rádiolarity s hematitom sú tu vo vyšších horizontoch tejto série alebo na báze pestrého súvrstvia seisu.

Ďalší súvislejší pruh meliatskej série vystupuje od Prihradzian až po Mikolčany a je zastúpený zelenými bridlicami, kryštalickými vápencami a bazickými horninami. Nad kryštalickými horninami i tu vystupujú rádiolarity s hematitovým zrudnením.

Východnejšie je táto séria v oblasti Krásnohorského Podhradia, kde je vo vývoji tmavých bridlíc, a v oblasti Bôrky, kde je zastúpená glaukofanitmi, ktoré spracoval P. REICHWALDER (1969).

### Mezozoikum Slovenského krasu

V okrajových častiach paleozoika v j. a jz. časti gemeríd sa vyskytuje terigénny a karbonátový vývoj triasu.

Z karbonátového vývoja sa v uvedenom geologickom opise okrajovo dotýkame len anisu a ladínu. Mezozoikum Slovenského krasu podrobne spracoval J. BYSTRICKÝ (1955).

Seiské vrstvy charakterizuje typický vývoj piesčitých pestrofarebných bridlíc s polohami kremencov. Do vrstiev, kde je plynulejší prechod sedimentácie, prechádza v niektorých častiach i meliatska séria. Spodná hranica seisu nie je zatiaľ presnejšie určená. Lavicovité kremence a kremité bridlice sa striedajú s tenkobridličnatými polohami pelitickej štruktúry. Vyšší horizont triasu, ktorý tvorí kampil, sa vyznačuje čiastočne zmenou sedimentov. V spodnej časti vystupujú sľudnaté ílovité bridlice zelenkastej farby s polohami lavicovitých vápencov. V ich nadloží vystupujú hnedozelenkavé slienité bridlice a vápencové bridlice s polohami slienitých bridlíc a tmavošedých vápencov. Anis zastupujú svetlé vápence a dolomity s polohami ružovkastých vápencov a rohovcových vápencov, ladínsky stupeň reprezentujú tmavé rohovcové vápence, ktoré majú lavicovitú odlučnosť. Nad nimi sú svetlé vápence, ktoré prechádzajú do masívnych polôh.

Sedimenty mezozoika sa vrásnili a metamorfovali v období subhercýnskej fázy (D. ANDRUSOV — J. BYSTRICKÝ 1959, M. MAHEL 1959). K metamorfným prejavom patrí sericitizácia zbridličnatých polôh a slabá chloritizácia. Okrem chloritov vzniknutých metamorfne je v terigénnych súvrstviach triasu i klastický chlorit a chlorit hydrotermálneho pôvodu, ktorý vystupuje spolu s kremennými žilami. V triase sa prejavuje dislokačný

metamorfizmus podmienený mladšími fázami alpsko-karpatského orogénu. V priebehu týchto fáz sa vytvorili priečne poruchy.

Doručené 28. 8. 1972  
Odporučil Imrich Varga

Geologický ústav D. Štúra  
Bratislava

#### LITERATÚRA

- AHLBURG, J. 1913: Über die Natur und das Alter des Erzgebirges. Mitt. Jb. ung. geol. Anst., Bd 20, H. 7, 408 S.
- ABONYI, A. — ABONYIOVÁ, M. 1961: Geologické pomery karbónu medzi Turčokom a Ochtinou so zameraním na magnezitové ložiská. Geol. práce, Spr. (Bratislava), 24, s. 71—93.
- ABONYI, A. 1971: Stratigraficko-tektonický vývoj karbónu gemeríd západne od Štítnického zlomu, Geol. práce, Spr. (Bratislava), 57, s. 339—348.
- BÖCKH, H. 1903: Die geologischen Verhältnisse der Vashegy des Hradek und der Umgebung dieser. (Komitat Gömör). Mitt. Jb. Ung. geol. Anst. (Budapest), Bd 14, H. 3, s. 67.
- BOUČEK, B. — PRIBIL, A. 1960: Revise trilobitů Slovenského svrchníkarbónu. Geol. práce, Spr. (Bratislava), 20, s. 5—50.
- BYSTRICKÝ, J. 1959: Príspevok k stratigrafii juhoslovenského krasu. Geol. práce, Spr. (Bratislava), 15, s. 19—26.
- BYSTRICKÝ, J. 1959: Príspevok k stratigrafii Slyvenského krasu (o veku meliatskej série). Geol. práce, Spr. (Bratislava), 15, s. 19—26.
- FUSÁN, O. 1959: Poznámky k mladšiemu paleozoiku gemeríd. Geol. práce, Zoš. (Bratislava), 55, s. 171—180.
- GRECULA, P. 1971: K problematike kaledonského vrásnenia v Spišskogemerskom rudohorí. Geol. práce, Spr. (Bratislava), 57, s. 331—338.
- GREGOR, T. 1962: Štruktúrno-geologické pomery na ložisku Železník. Geol. práce, Zoš. (Bratislava), 61, s. 201—214.
- KAMENICKÝ, J. 1957: Serpentinity, diabázy a glaukofanické horniny triasu Spiško-gemerského rudohoria. Geol. práce, Zoš. (Bratislava), 45, s. 5—69.
- KAMENICKÝ, J. — KAMENICKÝ, L. 1954: Správa o petrografickom výskume gemeridných granitov. Geol. práce, Zoš. (Bratislava), 41, s. 5—76.
- KOTÁSEK, J. 1959: Geologické pomery v okolí Železníka. Geol. práce, Zoš. (Bratislava), 56, s. 145—160.
- KANTOR, J. 1956: Serpentinity južnej časti Spiško-gemerského rudohoria. Geol. práce, Spr. (Bratislava), 6, s. 3—32.
- MAHEL, M. 1953: Niekoľko stratigraficko-tektonických úvah o gemerídach. Geol. sbor. (Bratislava), 1, s. 255—262.
- MAHEL, M. 1971: K zlomovej tektonike Západných Karpát. Geol. práce, Zpr. (Bratislava), 57, s. 161—173.
- MÁŠKA, M. 1956: Zpráva o výzkumech paleozoika Spiško-gemerského rudohoří (I perm). Zpr. geol. Výzk. (Praha), s. 136—147.
- MÁŠKA, M. 1959: Zpráva o výzkumech Spiško-gemerského rudohoří (III karbon celkově) Zpr. geol. výzk. (Praha), s. 113—120.
- ONČÁKOVÁ, P. 1954: Petrografia a petrochémia gemeridných žúl. Geol. práce, Zoš. (Bratislava), 39, s. 3—59.
- ŠUF, J. 1935: Poznámky o geológii rudní oblasti železnické na Slovensku. Baňský svět, (Praha), s. 96—103.
- VARGA, I. 1971: Prejavy hercýnských orogenných fáz vo vývoji permu gemeríd. Geol. práce, Spr. (Bratislava), 57, s. 349—360.
- VARGA, I. 1971: Vzťahy lubenícko-margecianskej línie, rožňavskej línie a štítnického zlomu. Geol. práce, Spr. (Bratislava), 57, s. 223—229.
- VOZÁROVÁ, A. 1970: Valúnová analýza karbónskych zlepcov SGR. Manuskript — archív GÚDŠ, Bratislava, 220 s.
- VOZÁROVÁ, A. 1972: Valúnová analýza mladopaleozoických zlepcov Spiško-gemerského rudohoria. Sbor. geol. vied, ZK (Bratislava), 18, s. 7—98



## On the geological structure in the southern and south-western parts of the Gemerides

TOMÁŠ GREGOR

The geological structure in the southern and south-western parts of the Gemerides which are thrust on the Veporides along the Margecany-Lubenik line, is composed of various members of the Lower Palaeozoic, Upper Palaeozoic as well as of the Mesozoic of the Slovakian Karst.

The Lower Palaeozoic (Gelnica Group — Cambro-Silurian) was formed by the Caledonian orogenic cycle.

The basal members of the Gelnica Group are terrigenous sediments. These are overlain by volcanogenic members. The uppermost layer consists of organogenic members, of which carbonates were metasomatically altered into ankerite and siderite.

The younger, Variscan orogenic cycle is represented by the Rakovec Group (Devonian-Lower Carboniferous), the Upper Carboniferous, the Rožňava-Železník complex (Lower Permian), and by the Meliata subunit (Upper Permian-Lower Triassic). Likewise the Rakovec Group is represented here by two complexes. The lower one is more terrigenous and consists of breccias, quartzites, shales, and phyllites.

The upper complex is fairly well marked and it displays manifestations of volcanic activity. It also contains beds of organogenic rocks.

The basal members of the Upper Carboniferous are represented by terrigenous sediments. The sedimentation of the overlying members was accompanied by basic volcanism of diabase character.

The upper division of the Upper Carboniferous indicates shallowing of the sedimentary basin and the gradual regression of the Carboniferous sea. It also contains rocks of organogenic character with carbonate and lydite beds. In addition to diabase, ultrabasic rocks also occur in the middle part of the complex.

The lower part of the Rožňava-Železník complex shows a breccia development, which forms the base of this complex. The higher shaly development suggests change of the sedimentary conditions and partial deepening of the sedimentary basin.

Clayey-sandy shales and limestones already belong to the marine development of the Permian. Moreover, brackish-lagoonal development with the formation of anhydrite and gypsum as well as continental development are also observable. Rocks which originated in result of acid volcanic activity are also represented. The Meliata subunit forms sort of a transitional phase between the Upper Palaeozoic and the Mesozoic. It consists of detrital, organogenic as well as volcanogenic sediments such as diabase and ultrabasic rocks (serpentine). The diabase is partly altered into glaucophane.

The Alpine sedimentary cycle is represented both by detrital and organogenic (mostly limestone and dolomite) rocks. These sediments infill the southern Gemeride syncline in the Slovakian Karst.

*Translated by ě. Česánková*

**A. A. Godovikov: Vvedenije miněralogiju.**

Izd. Nauka, Novosibirsk 1973, náklad 1973, výtisků, 232 stran textu, 98 obrázků v textu v příloze 7 tabulek a 41 fotografií na křídovém papíře, cena 23 Kčs

Vedle knihy Vismutovye sulfosoli, kterou vydalo nakladatelství Nauka v Moskvě nákladem 10 000 výtisků je Vedeniu v mineralogiu druhá knižní publikace tohoto autora vyšla v letošním roce.

Kniha je přehledně rozdělená do tří vzájemně navazujících částí: 1. Vnitřní stavba a speci-  
fičnosti chemického složení minerálů; 2. Procesy vzniku minerálů; 3. Procesy vzniku minerálních individuí a agregátů (ontogeneze minerálů).

V první části, která má 65 stran, objasňuje autor základní krystalochemické poznatky nezbytné pro další pochopení vztahů a závislostí, přičemž chápe krystalochemii jako teoretický úvod k systematické mineralogii. Pojednává o krystalové struktuře minerálů, o typech vazby, o energii krystalové mřížky o polymorfii a izomorfii. Stručně se také zmiňuje o amorfním, koloidním a metamiktním stavu minerálů a o úloze vody v nerostech. Závěrečná kapitola této části knihy je věnována výpočtům vzorců minerálů z chemické analýzy.

Druhá část knihy o rozsahu 77 stran podává přehled jednotlivých procesů vzniku minerálů. Autor buduje výklad na základě představ D. S. Koržinského o paragenetických asociacích. Tato partie je doplněná sedmi tabulkami v příloze, které uvádějí jednotlivé minerální asociace.

V třetí, závěrečné, části díla mající 65 stran jsou shrnuty procesy vzniku minerálních individuí a agregátů (ontogeneze minerálů).

Velká pozornost v celé knize A. A. Godovikova je dána výkladu minerogenetických otázek z fyzikálně-chemického hlediska, fázovým diagramům, chemickým rovnováhám atd.; zejména praktickému využití při studiu podmínek vzniku minerálů. Důraz je kladen na zásadní minerogenetické problémy, které vyžadují současné doplnění a upřesnění starších literárních údajů a názorů. Naproti tomu nejsou v knize vysvětlovány některé obecně známé poznatky, které jsou shrnuty v jiných učebnicích a monografiích; to například platí o některých fyzikálních vlastnostech minerálů. Fotografie na křídovém papíře v příloze dosahují průměrné úrovně běžné u sovětských publikací. Kniha je doplněna seznamem základní literatury, který neobsahuje všechna díla, ze kterých čerpal autor.

*Pavel Kašpar*

## SPRÁVY

## Poznámky k veku starohorského paleozoika na základe palinologického výskumu

(1 obr., 6 fototab.)

EVA PLANDEROVÁ\*

Práca podáva palinologické výsledky z bridličnatého súvrstvia starohorského paleozoika z oblasti Harmanca. V tejto oblasti vyhľadávali nerastné suroviny pracovníci Geologického prieskumu uránového priemyslu, ktorí poskytli vzorky na peľovú analýzu.

Geologickú stavbu uvedenej oblasti študovali v minulosti J. KOUTEK (1937, 1961), V. ZOUBEK — M. GOREK (1953), D. KUBÍNÝ (1958), ktorí predmetné súvrstvie považujú za paleozoikum krížňanského príkrovu. V ostatných rokoch túto oblasť skúmali pracovníci Geologického prieskumu uránového priemyslu a Geologického ústavu Dionýza Štúra. Podľa J. Vozára je vrstvový sled takýto: Priamo na kryštaliniku sú vyvinuté kremeť drobnozrnné konglomeráty s obliakmi z kryštalinika. Tie sa smerom do nadložia striedajú s vložkami piesčitých, drobových a ílovitých bridlíc, z ktorých boli vzorky na palinologické spracovanie. Vzorky z tejto časti súvrstvia boli pozitívne na spóry a peľ, na základe čoho možno prvýkrát paleontologicky určiť vek skúmaných sedimentov.

Vzorky sme spracovali bežnou metódou peľovej analýzy, ktorá je založená na rozpustnosti karbonátov, silikátov a získaní organického materiálu. Takto sme získali pomerne bohatý palinomorfny materiál, na ktorom sa prejavili známky korózie. Korózia je bežná najmä na organických zvyškoch získaných z metamorfovaných hornín. Korózia palinomorf zo študovaných bridlíc bola dosť veľká, pritom však zachovanosť exiny spór a peľov je dostatočná na to, aby sme mohli spoľahlivo stanoviť taxonomickú, a tým aj stratigrafickú hodnotu palinomorf.

## Palinologické zhodnotenie

Spoločenstvo palinomorf zo sivých piesčitých bridlíc je nasledovné: Triletné a monoletné spóry sa vyskytli len ojedinele a boli z nich identifikované tieto druhy a rody: *Verrucosporites cicatricosus*, B. E. Balme et J. P. F. Hennelly (1955), *Punctatasporites*, a. *Apiculatisporites*. Z bisakátnych peľov sa zistili tieto druhy a rody: *Karpatisporites minimus*, E. Planderová (1972), *Karpatisporites gracilis* E. Planderová (1972), *Karpatisporites* cf. *gracilis* E. Planderová (1972), cf. *Karpatisporites*, *Triadispora* fsp., cf. *Triadispora*, *Klausipollenites staplini* I. I. Jansonius (1962), *Klausipollenites schaubergeri* (R. Pot. et W. Klaus 1954) I. I. Jansonius (1962), *Klausipollenites* fsp., *Vestigisporites* spm. „A“ podľa B. E. Balmeho a J. P. F. Henneliho (1954), *Triadispora* fsp., cf. *Triadispora* fsp., cf. *Triadispora*, *Pitisporites zapfei* (R. Pot. et W. Klaus 1954), *Bharadwajispora labichensis* I. I. Jansonius (1962), *Jugasporites lueckoides* W. Klaus (1963), *Illinites* fsp., *Lueckisporites virkkiae* (R. Pot. et W. Klaus 1954) W. Klaus 1963, *Jueckisporites parvus* W. Klaus 1963, *Striatites minor* W. Klaus (1963), *Striatisporites* fsp.. Z *Polyplacates* sa vyskytli tieto druhy a rody: *Gnetaceapollenites multistriatus* I. I. Jansonius (1962), cf. *Decosatisporites delineatus* G. Leschik (1955). Z monosulkátnych a monokolpátnych peľov sa vyskytli: *Monosulcites* sp. „K“, podľa I. I. Jansoniusa (1962), *Monosulcites* cf. *minimus* I. I. Jansonius (1962), *Cycadopites hartii* I. I. Jansonius (1962), *Cycadopites* fsp. „R“, Jansonius (1962), *Cycadopites cymbatus* B. E. Balme et J. P. F. Hennelly (1955), *Monosulcites* fsp.

V uvedenom spórovo-peľovom obraze, ktorý je relatívne chudobný na druhy, prevládajú kvantitatívne bisakátne nestriátne peľe nad všetkými ostatnými typmi peľov a spór. Z tejto skupiny peľov

RNDr. Eva Planderová, Geologický ústav D. Štúra, Bratislava, Mlynská dolina 1.

prevládajú druhy rodu *Karpatisporites*, ktoré boli prvýkrát opísané z vrchného permu Spišského Štiavniku (E. PLANDEROVÁ 1972). Percentuálne okrem nich prevláda druh *Klausipollenites staplini* I. I. Jansonius (1962), a *Klausipollenites schaubergeri* (R. Pot. et W. Klaus 1954) I. I. Jansonius (1962). Obidva uvedené druhy sa hojne vyskytujú vo vrchnopermských peľových spektrách podľa I. I. Jansoniusa (1962) aj W. Klause (1963). Okrem druhu *Klausipollenites staplini* sa vyskytli v peľovom materiáli triadiátne pele, ktoré na rozdiel od *K. staplini* majú zreteľnú Y jazvu v centrálnom tele bisakátneho peľu. Tieto pele sa odlišujú od opísaných druhov rodu *Triadispora* (W. Klaus 1965) najmä tým, že sú oveľa menšie.

Zo striátnych bisakátnych peľov prevládajú v skúmanom materiáli druhy rodu *Leuckisporites*, a to druhmi *Lueckisporites virkkiae* a *Lueckisporites parvus*. Pri opísaných druhoch podľa W. Klause (1954, 1963) je prípustná dosť veľká variabilita podľa veľkosti. Naše pele uvedených druhov patria k ich menšiemu variantu. Zo striátnych peľov sa vyskytli ešte *Striatites minor* a ojedinele skorodované striátne pele neurčiteľné podľa druhu.

Kvantitatívne dosť hojne je zastúpená skupina peľov patriaca do rodu *Gnetaceapollenites*, *Monosulcites* v *Cycadopites*.

### Porovnanie palinomorf z Harmanca s vrchnopermskými mikroflórami susedných oblastí

Z hľadiska korelácie považujem za dôležité porovnať spóry a pele z Harmanca predovšetkým s peľovým obrazom získaným z vrchnopermských bridlic z oblasti Spišského Štiavniku (E. PLANDEROVÁ 1972), ďalej s výsledkami palinologického výskumu vrchného permu z Malých Karpát (O. ČORNÁ — Ž. ILAVSKÁ 1962, P. SNOPOVÁ 1963) a napokon s peľovými obrazmi z vrchného permu zo strednej Európy (W. KLAUS 1963, 1964, 1965, R. F. A. CLARKE 1965, H. GREBE 1957 a i.).

Spórovo-peľový diagram získaný z vrchného permu chočského príkrovu od Spišského Štiavniku (E. PLANDEROVÁ 1972) je druhovo oveľa bohatší, s menšími znakmi korózie na spóroch a peľoch ako z Harmanca.

V hlavných črtách sa obe mikroflóry odlišujú týmito základnými znakmi:

- a) Spórovo-peľové zloženie z Harmanca obsahuje podstatne menej spór triletných a monoletných ako zo Sp. Štiavniku.
- b) Pomer medzi bisakátnymi striátnymi peľmi a bisakátnymi nestriátnymi peľmi je opačný. Zatiaľ čo v Harmanci prevládajú nestriátne pele, v Sp. Štiavniku prevládajú striátne pele. Kvalitatívne však pele identifikované z bridlic v Harmanci sú rovnaké ako v Sp. Štiavniku. Rozdiel je v kvantite zastúpenia a v tom, že v Spišskom Štiavniku sú zastúpené mnohé rody, ktoré sa v Harmanci vôbec nevyskytli (napr. *Taeniaesporites*, *Protohaploxyipinus*, *Complexisporites*, *Ssritopodocarpites* a i.).
- c) V harmaneckom peľovom obraze chýba dôležitý vrchnopermský rod *Vittatina*, ktorý bol v Sp. Štiavniku zastúpený druhovo aj kvantitatívne veľmi hojne.
- d) *Monosulcites* a *Monocolpates* sa vyskytli v rovnakých druhoch približne rovnako bohaty na oboch lokalitách.
- e) V Harmanci chýbajú niektoré mladšie prvky mikroflóry, ako je napr. rod *Vittreisporites*, chodobejšie sú zastúpené triadiátne pele. Nevyskytujú sa preplavené karbónske spóry ani *Hystrichosphaeridae*.

Na základe porovnania s palinologickými výsledkami z Malých Karpát (O. ČORNÁ—Ž. ILAVSKÁ 1962, P. SNOPOVÁ 1963) sme zistili, že spórovo-peľové zloženie z vrchného permu v Malých Karpatoch je do veľkej miery odlišné od zloženia v starohorskom perme. Spórovo-peľový obraz Malých Karpát je zložený hlavne z druhov rodu *Pityosporites*, *Leuckisporites*, *Ellinites*, *Florinites*, *Endosporites*, *Taeniaesporites*. Vyskytuje sa tam vyššie percento monoletných spór než v starohorskom perme. Toto spórovo-peľové zloženie sa viac podobá na perm chočského príkrovu v Sp. Štiavniku. Z vrchnopermských mikroflór, s ktorými som porovnávala palinomorfy zo starohorského permu, sú to predovšetkým mikroflóry z alpského vrchného permu (W. KLAUS 1963, 1964, 1965), z anglického vrchného permu (R. F. A. CLARKE 1965) a nemeckého vrchného permu (H. GREBE 1957). Z prác mimo európskeho kontinentu som porovnávala mikroflóry hlavne s vrchným per-

mom z Kanady (I. I. JANSONIUS 1962) a z Austrálie (B. E. BALME—J. P. F. HENNELLY 1954, 1955). Súhrnne možno povedať, že vrchnopermská mikroflóra podľa vyššie uvedených autorov je viac podobná mikroflóre zo Sp. Štiavniku ako z Harmanca. Všetci autori predovšetkým uvádzajú bohatší výskyt striátnych bisakátnych peľov než nestriátnych a hlavne veľmi bohatý výskyt rodu *Leuckisporites*. Za typické vrchnopermské rody sa považujú *Jugasporites*, *Nuskoisporites* a druh *Klausipollenites schaubergeri*. Mnohé z uvedených rodov sa v našom materiáli nevyskytli alebo sa vyskytli v nižšom percente, než ako sa všeobecne uvádza, okrem druhu *Klausipollenites schaubergeri*, ktorý bol hojný aj v starohorskom permu. Z porovnaní medzi uvedenými vrchnopermskými mikroflórami a palinomorfami zo starohorského paleozoika vyplýva, že všetky druhy palinomorfov zistené v paleozoiku Harmanca sú komponentmi vrchnopermských flór, ale netvoria taký základ spórovo-peľových obrazov, ako je to v starohorskom permu. Veľa podobností má naša flóra s kanadským spórovo-peľovým obrazom podľa I. I. Jansoniusa (1962), najmä veľmi bohatým a rozmanitým zastúpením rodu *Klausipollenites*.

Z hľadiska stanovenia veku bridličnatého súvrstvia zo starohorského permu uvádzame tieto závery:

1. Zloženie polinomorf sa odlišuje hlavne kvantitatívne, čiastočne aj kvalitatívne od spórovo-peľových obrazov vrchného permu u nás a v susedných oblastiach. Pritom všetky zistené palinomorfy z Harmanca sa uvádzajú z vrchnopermských peľových diagramov, ale netvoria jeho podstatnú zložku, ako je to v peľovom obraze z Harmanca.

2. Z palinomorf typických pre staršie sedimenty, ako je vrchný perm (napr. *Florinites*, *Endosporites*, *Potoniesporites*, *Aumancisporites* a i.), sa v našom materiáli nevyskytli žiadne. Vo vzorkách z Harmanca prevládajú mladšie typy vrchnopermskej mikroflóry (*Klausipollenites*, *Triadispora*, *Monosulcites*, *Gnetaceaepollenites* a *Cycadopites*). Celé zastúpenie spórovo-peľového spoločenstva z Harmanca poukazuje na vrchnopermský vek bridličnatého súvrstvia.

3. Na základe korelácie vrchného permu chočského príkrovu z Nízkych Tatier (Spišský Štiavnik) a Malých Karpát považujeme vrchnopermské palinomorfne spoločenstvo z Harmanca za relatívne mladšie. Spojitosť medzi flórou z Harmanca a Spišského Štiavniku vidíme v bohatom zastúpení malých bisakátnych peľov rodu *Karpatisporites*. Celkove však musíme predpokladať odlišný vývoj flóry vo vrchnom permu Harmanca ako v Spišskom Štiavniku alebo v Malých Karpatoch. O príčinách, ktoré spôsobili odlišnosť v zložení mikroflóry nielen v rámci Západných Karpát (pokiaľ sú známe permské palinomorfy z tejto oblasti), ale aj susedných oblastí, sa zatiaľ nemôžeme vyjadriť, lebo ešte nepoznáme mikroflóru príkrovového ani obalového permu z viacerých oblastí.

## Záver

Peľovou analýzou bridličnatého súvrstvia z Harmanca sme zistili, že palinomorfy sú druhovo chudobné a často postihnuté koróziou. Ich identifikáciou a koreláciou s inými vrchnopermskými flórami sa podarilo dokázať ich vrchnopermský vek. Na základe porovnania vrchnopermskej mikroflóry z chočskej jednotky z Nízkych Tatier a Malých Karpát sme usúdili, že bridličnaté súvrstvie z Harmanca môže byť relatívne mladšie a s odlišným vývojom flóry. Okrem autochtónneho spoločenstva mikroflóry sa nezistili v spórovo-peľovom obraze staršie preplavené palinomorfy ani *Hystriosphaeiidae*.

Doterajšie výsledky výskumu ukazujú, že na základe asociácií palinomorf bude možno podrobnejšie rozlíšiť perm v Západných Karpatoch, ako aj presnejšie stanoviť hranicu medzi permom a spodným triasom.

Doručené 10. 4. 1973

Odporučila Ž. Ilavská

Geologický ústav D. Štúra

Bratislava

## LITERATÚRA

- BALME, B. E. — HENNELLY, J. P. F. 1955: Bisaccate Sporomorphs from Australian Permian Coals. Austr. Jour. Bot. 3, p. 89—98.  
 BALME, B. E. — HENNELLY, J. P. F. 1956: Monoletes, Monocolpate and alete sporomorphs from Australian Permian sediments. Austr. Jour. Bot. 4, p. 54—67.

- CLARKE, R. F. A. 1965a: Keuper miospores from Worcestershire, England. *Paleontology* 8, 2, p. 322—354.
- CLARKE, R. F. A. 1965b: British Permian saccate and Monosulcate miospores. *Paleontology* 8, 2, p. 322—354.
- ČORNA, O. — ILAVSKÁ, Ž. 1962: Nález permských sporomorf z Malých Karpát. *Geolog. zborník*, XIII, 2.
- GREBE, H. 1957: Zur Mikroflora des niederrheinischen Zechsteins. *Geol. Jb.* 73, S. 51—74.
- JANSONIUS, I. I. 1962: Palynology of Permian and Triassic sediments. Peace River Area, western Canada, *Paleontographica* B., 110, Lfg. 1 — 4, p. 35—98.
- KLAUS, W. 1954: Alpine Salzsporendiagnose. *Z. Dt. Geol. Ges.*, 105, S. 234—236.
- KLAUS, W. 1960: Sporen der Karnischen Stufe der Ostalpinen Trias. *Jb. geol. Bundesanstalt*, Bd. 5, S. 107—184, 14 Abb.
- KLAUS, W. 1964: Zur sporenstratigraphischen Einstufung von gipsführende Schichten in Bohrung. *Erdoel-Zeitschr.* H. 4, S. 5—15.
- LESCHIK, G. (1955): Die Keuperflora von Neuwelt bei Basel. Iso und Mikrosporen. *Schweizerische Paleont.* S. 72, 1—70.
- KOUTEK, J. 1937: O tektonickém okně starohorském u B. Bystřice. *Sborník múzea D. Štúra*, B. Štiavnica, 83—87.
- KOUTEK, J. 1961: O krystaliniku a verrucanu v okolí Starých Hor na juhozápade Nízkych Tater. *Čas. miner. geol.*, 6, s. 285—288.
- KUBÍNÝ, D. 1958: Poznámky o geológii, tektonike a metamorfizme veporid južne od Hrona. *Geol. práce, Správy* 12, s. 64—85.
- LESCHIK, G. 1966: Sporen aus Salzton des Zechsteins von Neuho (bei Fulda). *Paleontographica*, 100 B, S. 122—142.
- PLANDEROVÁ, E. 1972: Palinologický výskum melafýrovej série chočskej jednotky v severových. časti Nízkych Tatier medzi Spišským Štiavnikom a Vikartovcami. (V tlači)
- POTONIE, R. — KLAUS, W. 1954: Einige Sporengattungen des alpinen Salzgebirges, *Geol. Jb.* 68, S. 517—546, Tf. 10, 11, Abb.
- POTONIE, R. — LELE, K. M. 1960: Studies in the Talchir Flora of India. *Sporae dispersae* from the Talchir Beds of South Rewa Goudwana Basin. *The Palaeobotanist*, 8, S. 22—37.
- SNOPKOVÁ, P. 1963: Správa o palynologickom spracovaní permských sedimentov z Malých Karpát. Manuscript — Archiv GÚDŠ, Bratislava.
- ZOUBEK, V. — GOREK, G. 1953: Predbežná zpráva o výskume mezozoika v okolí Hely. *Věstník ÚÚG*, 28, S. 43—46.

## Remarks to the age of the Staré Hory Paleozoic, based upon palynological research

EVA PLANDEROVÁ

The author presents evaluation of a spore-pollen assemblage from a schistose sequence near Harmanec (the so-called Staré Hory Permian). The pollen analysis of several samples resulted in the following data:

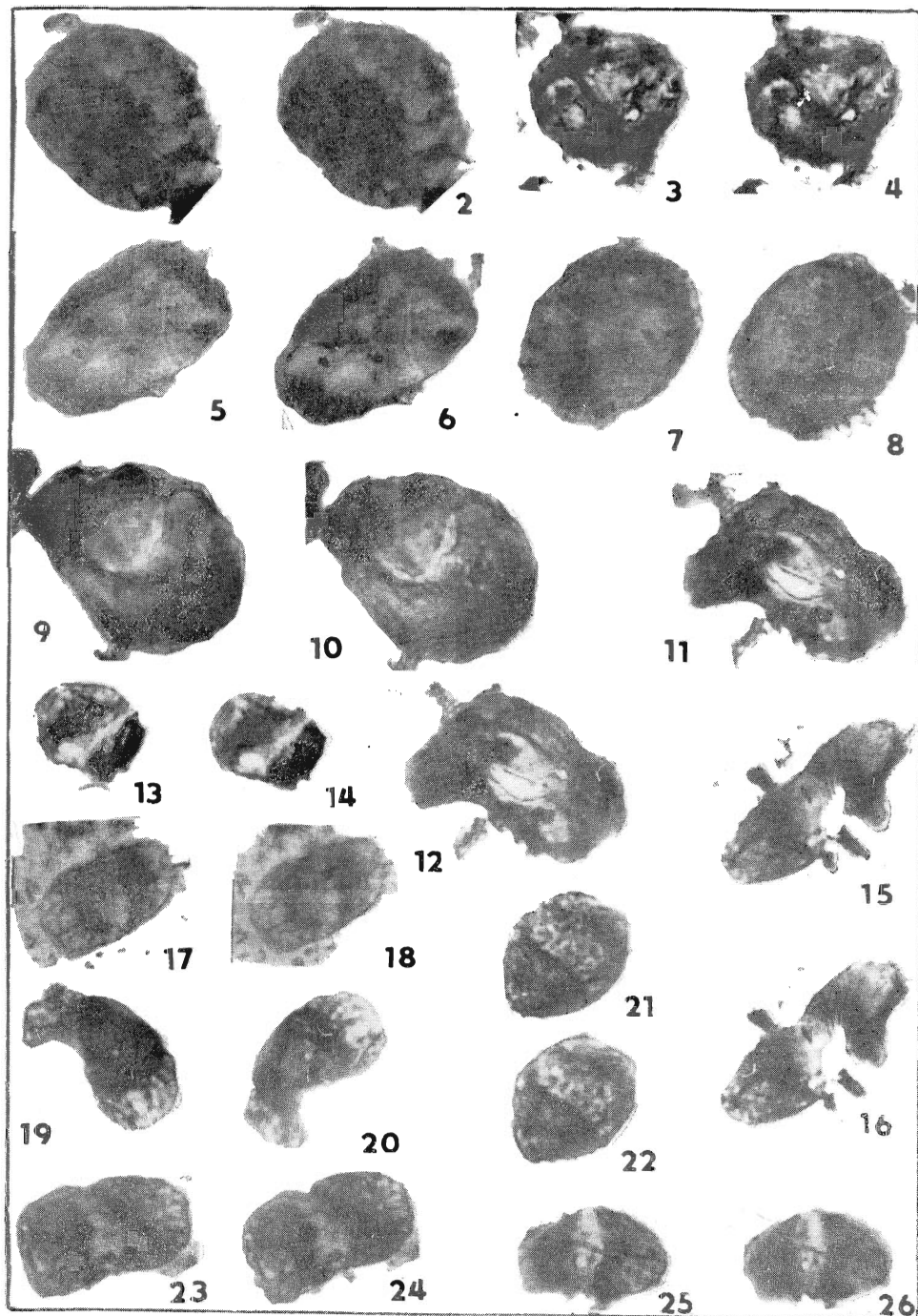
1. In the spore-pollen pattern of the Staré Hory Permian, bisaccate pollen prevail over spores. It is typical of the Permian microfloristic assemblages, while in the Triassic monolet and trilete spores are predominant.

2. All the species of palynomorphs found in the samples examined, represent important components of the Upper Permian flora as showed by a comparison with the Upper Permian flora in Spišský Štiavnik (E. PLANDEROVÁ 1972), and by literature data (W. KLAUS 1954, 1963, 1964), R. F. A. CLARKE (1965), I. I. JANSONIUS (1962) a o.

3. In the spore-pollen pattern of the samples from Harmanec, non-striated bisaccate pollen prevail over the striated. The nonstriated bisaccate pollen are, however, represented almost in all Upper Permian pollen spectra, such as *Klausipollenites schaubergeri*, *Pityosporites zaptei*, *Vestigiosporites*, *Klausipollenites staplini*, *Jugosporites leuckoides*. Most authors recognized predominance of striated bisaccate pollen over the non-striated in the Upper Permian. Among the striated prevalent are typical Upper Permian genera and species, such as *Leuckiosporites virkiae*, *Striatites minor*.

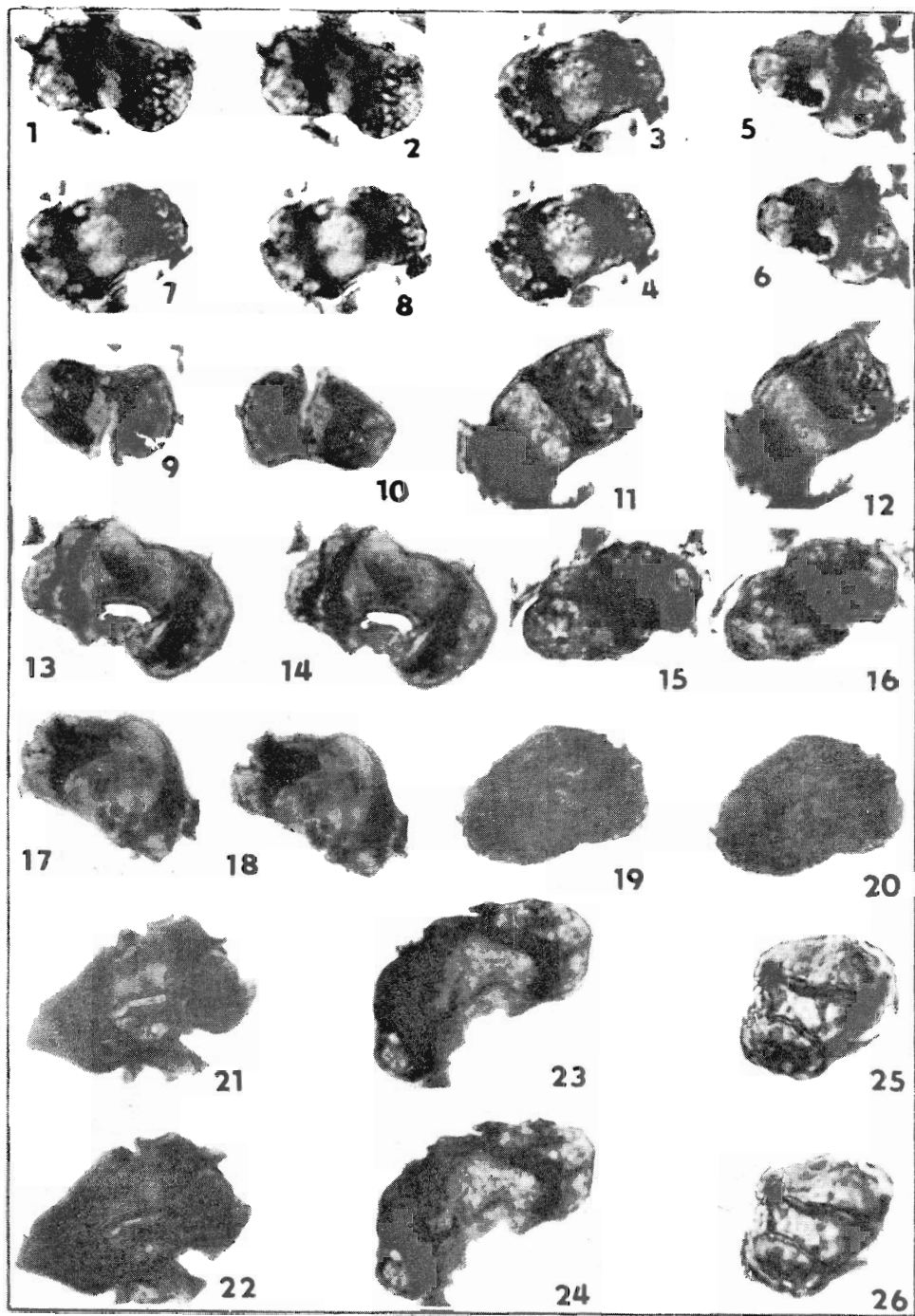
4. Comparatively rich are species of the genus *Cycadopites*, regarded as a younger element of microflora. Their first appearances are as late as in younger Permian, and the genus *Gnetaceapollenites* also indicates the age younger than Lower Permian.

Translated by E. Jassingerová



Tab. I

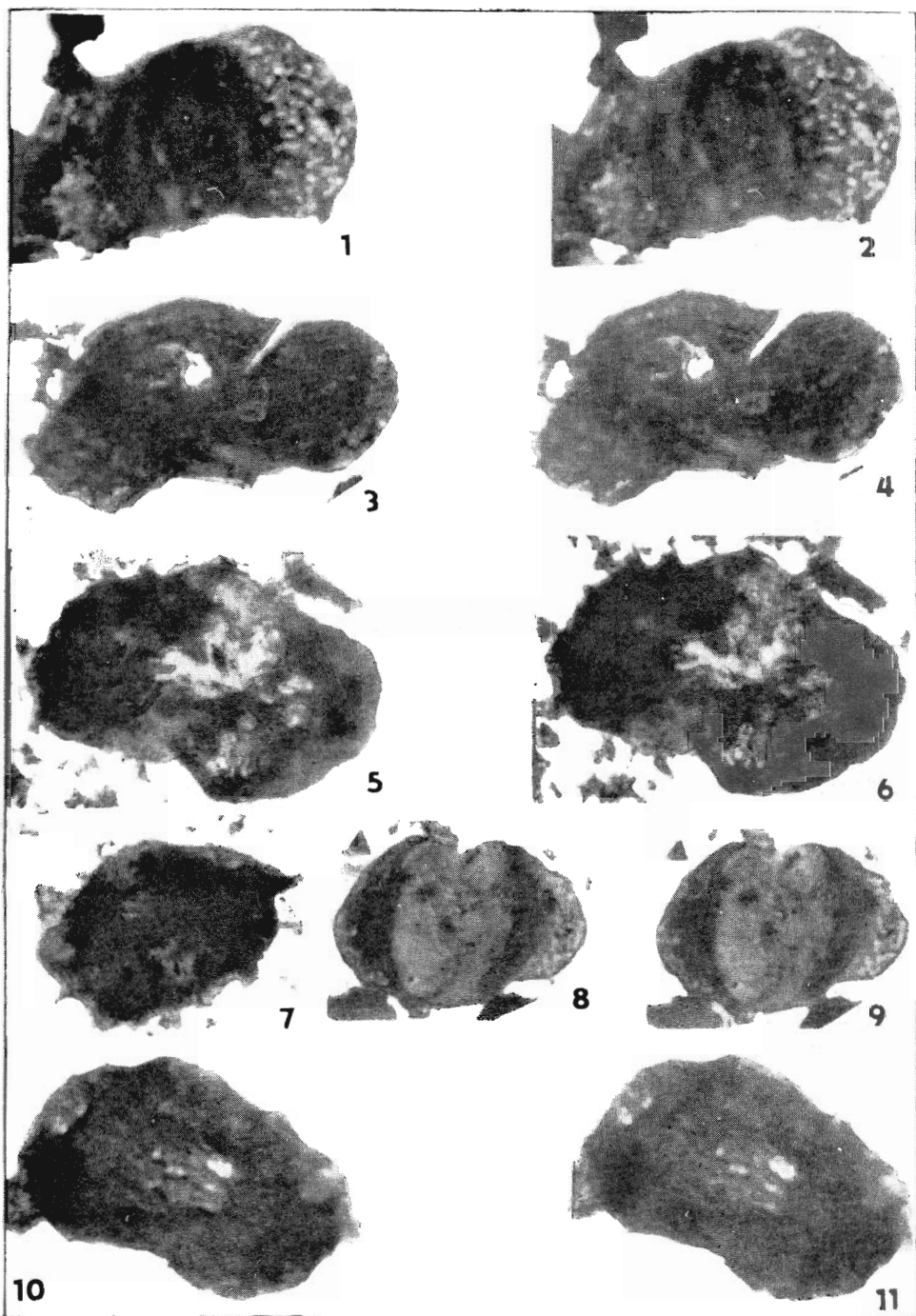
1—2 *Verrucosporites cicatricosus* Balme et Hennelly (1955), 3—4 cf. *Punctatasporites*, 5—6 *Punctatisporites* fsp., 7—8 *Apiculatisporites* fsp., 9—10 *Punctatisporites* fsp., 11—12 *Lueckisporites parvus* Klaus 1963, (malá forma), 13—14 *Karpatisporites minimus* Planderová 1972, 15—16 *Karpatisporites* cf. *gracilis* Planderová 1972, 17—20 *Karpatisporites gracilis* Planderová 1972, 21—22 cf. *Karpatisporites*, 23—26 *Vestigisporites* spm. „A“ podľa Balmeho a Hennellyho (1954).



Tab. II

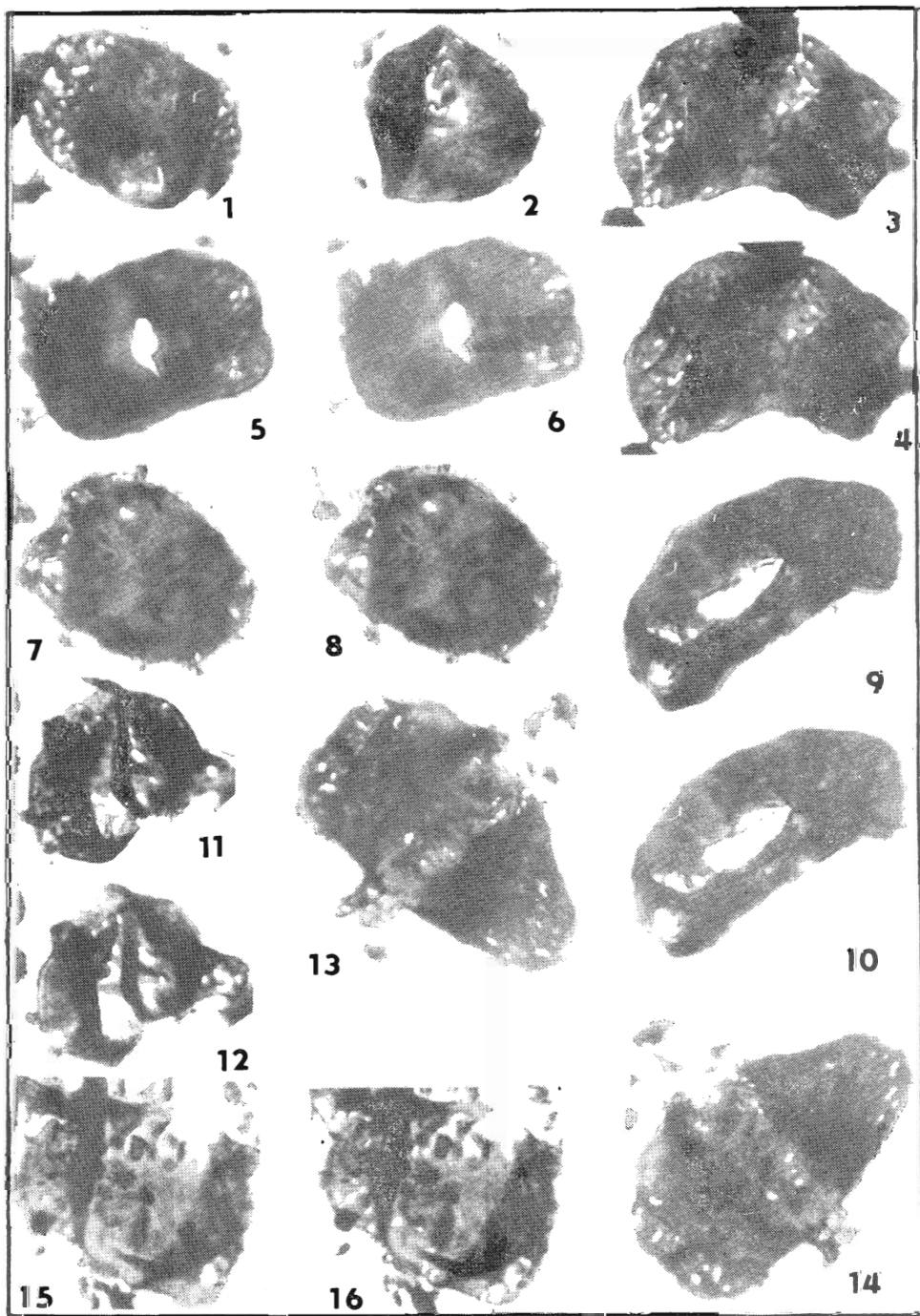
1—8 *Karpatisporites gracilis* Planderová 1972, 9—10 cf. *Karpatisporites*, 11—12 cf. *Triadispora*, 13—14 *Klausipollenites staplini* Jansonius 1962, 15—16 cf. *Karpatisporites*, 17—18 *Klausipollenites staplini* Jansonius 1962, 19—20 *Triadispora* fsp. 21—22 *Vestigisporites* spm. „A“ Balme et Hennelly 1954, 23—24 *Klausipollenites staplini* Jansonius 1962, 25—26 *Bharadwajispora labichensis*, Jansonius 1962.





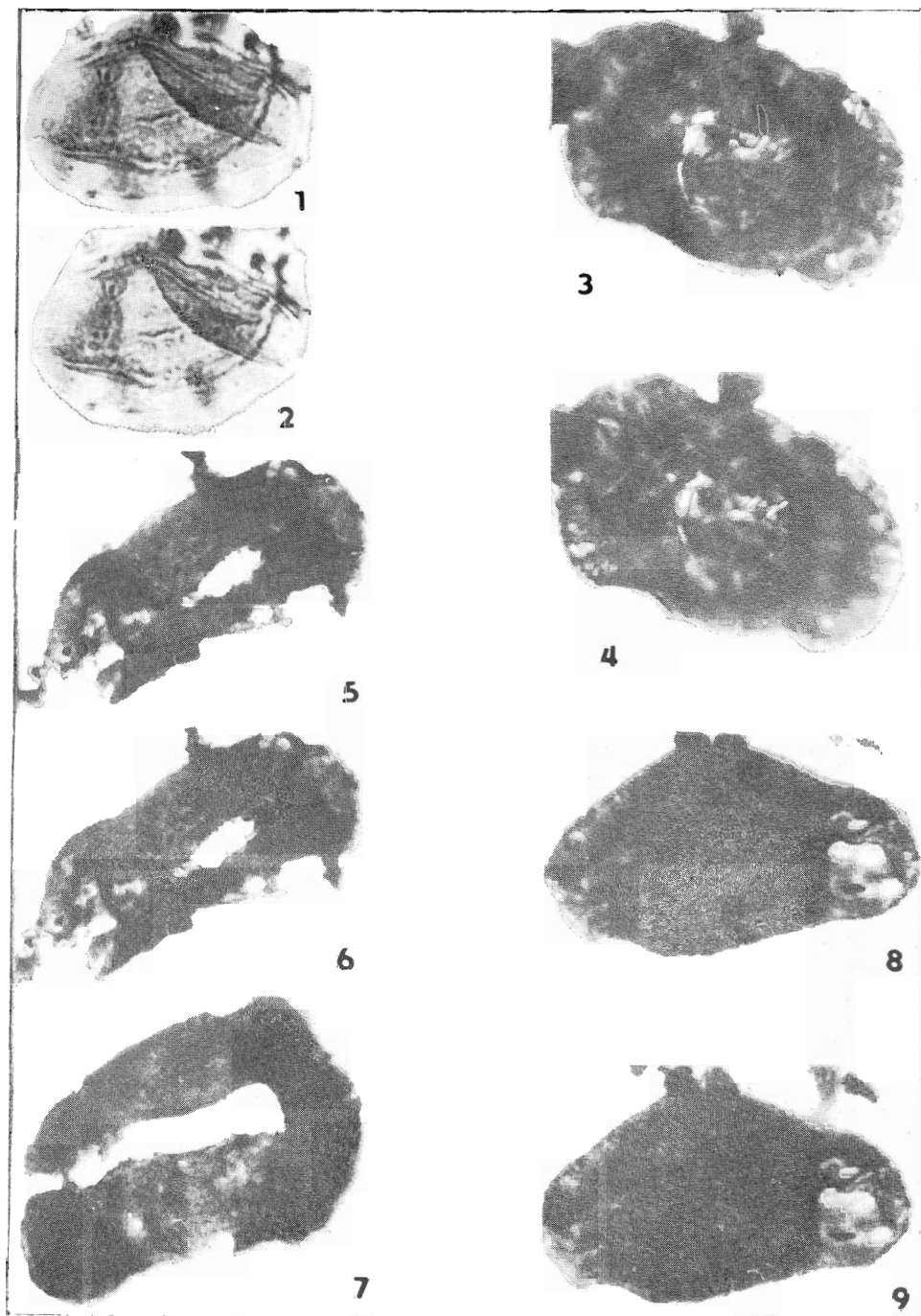
Tab III

1—2 Bisakátna spóra sp. „A“ podľa Jansoniusa (1962), 3—4 *Stratisporites* fsp. 5—6 Bisakátna striát-na spóra, 7 *Striatites* fsp. 8—9 *Klausipollenites staplini*, Jansonius (1962) 10 —11 *Striatites minor* Klaus (1963).



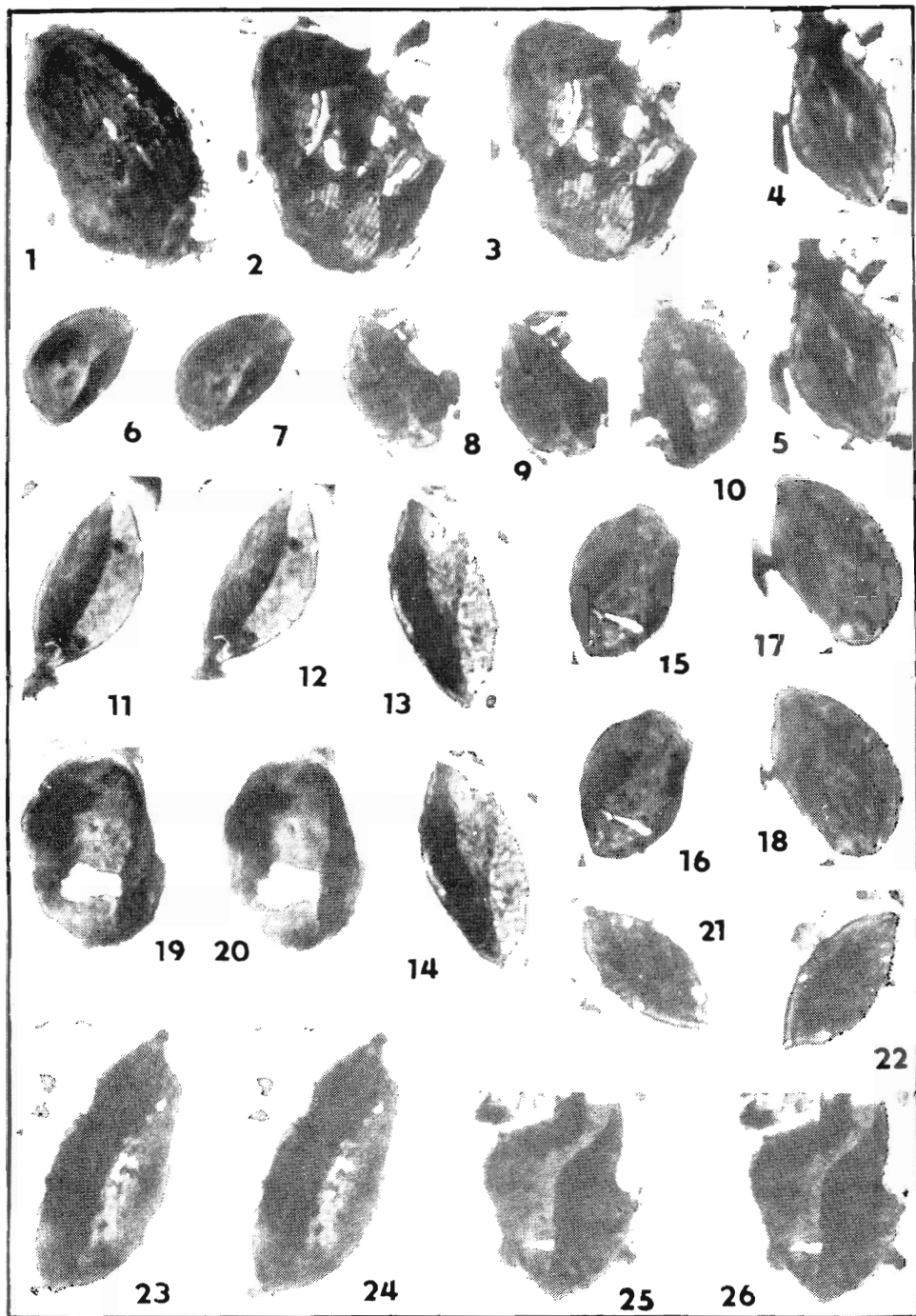
Tab. IV

1—2 *Klausipollenites staplini* Jansonius (1962), 3—4 *Triadispora* fsp. A, 5—6 *Klausipollenites staplini* Jansonius (1962), 7—8 *Klausipollenites* fsp. 9—10 *Lueckisporites* fsp. A, 11—12 *Bhgradwajispora labichensis* Jansonius (1962), 13—14 *Klausipollenites schaubergeri* (Pot. et Klaus 1954), Jansonius 1962, 15—16 *Klausipollenites staplini* Jansonius (1962).



Tab. V

1—2 *Jugasporites lueckoides* Klaus (1963), 3—4 *Ilinites* fsp. 5—6 *Leuckisporites virkkiae* (Pot. et Klaus 1954) Klaus (1963), 7 *Lueckisporites parvus* Klaus (1963), 8—9 *Striatites minor* Klaus (1963)



Tab. VI

1 *Gnetaceapollenites multistriatus* Jansonius 1962, 2—3 cf. *Decusatisporites delincatus* Lesch. 1955, 4—5 *Monosulcites* sp. „K“ (podľa Jansoniusa 1962), 6—10 *Monosulcites* cf. *M. minimus* (Jansonius 1962), 11—12 *Cycadopites* fsp. R (Jansonius 1962), 13—14 *Cycadopites hartii* Jansonius 1962, 15—20 *Monosulcites* fsp. R, 21—22 *Cycadopites* fsp. R Jansonius (1962), 23—24 *Cycadopites cymbatus* Balme et Hennelly (1955), 25—26 *Monosulcites* fsp.

## Nález hydroromeitu v Spišsko-gemerskom rudohorí

JÁN HURNÝ\*

Pri štúdiu mineralizácie v oblasti Lacemberskej doliny pri Slovinkách v Spišsko-gemerskom rudohorí sa v oxidačnej zóne hydrotermálnych žíl (ryha RJ-151) našiel minerál identifikovaný ako hydroromeit. Vyskytuje sa v asociácii s antimonitom, kremeňom, limonitom a kalcitom.

Hydroromeit je členom izomorfného radu vodnatých vápenato-antimónových minerálov, ktorého okrajové členy sú hydroromeit —  $\text{Ca}_{2-x}\text{Sb}_2^{5+}(\text{O},\text{OH})_{6-7} \cdot n\text{H}_2\text{O}$  a stibiconit —  $(\text{Sb}^{3+}\text{Ca})_{2-x}\text{Sb}_2^{5+}(\text{O},\text{OH})_{6-7} \cdot n\text{H}_2\text{O}$ . Hydroromeit sa pokladá za charakteristický minerál oxidačnej zóny niektorých antimónových ložísk.

Zistený hydroromeit pseudomorfuje antimonit a vytvára celistvé, pórovité, vláknité a obličkovité agregáty. Zriedka býva aj vo forme ihličiek. Je dosť tvrdý a dosahuje asi 3.—4. stupeň Mohsovej stupnice tvrdosti. Je žltobielej, žltej a žltohnedej farby. V odrazenom svetle polarizačného mikroskopu je izotropný a má nízku odrazivosť. V hydroromeite možno pozorovať pekné štruktúry zatlačovania antimonitu od neporušenej zóny cez čiastočné zatlačovanie až po reliktu antimonitu.

Na identifikáciu minerálu bola použitá röntgenografická analýza (tab. 1) a semikvantitatívna spektrálna analýza (tab. 2). Porovnanie hodnôt medzi rovinových vzdialeností a ich intenzity pri meranej vzorke s údajmi týchto hodnôt pre hydroromeit a stibiconit z literatúry dokazuje výraznú zhodu. Na základe údajov semikvantitatívnej spektrálnej analýzy možno pokladať Ca a Sb za hlavné prvky. Ako izomorfné prímеси sú podľa F. V. ČUCHROVA et al. (1967) v hydroromeite prítomné: Na, Fe, Mg, Zn, As. Ostatné prvky stanovené spektrálnou analýzou sú heterogénneho pôvodu.

Prvýkrát bol hydroromeit objavený a opísaný z lokality Villafranca v Španielsku G. NATTA—M. BACCAREDA 1933 in F. V. ČUCHROV 1. Neskôr bol podobný minerál opísaný aj na iných lokalitách, vo všeobecnosti sa však pokladal za veľmi zriedkavý minerál. Prvý výskyt hydroromeitu v ČSSR zaznamenali F. NOVÁK—F. KUPKA (1957) z Novej Bane. P. JAKEŠ (1963) opísal v oxidačnej zóne antimonitového ložiska Dúbrava romeit. Ak sa však berie do úvahy asociácia minerálov oxidačnej zóny, ktorá je pre romeit netypická, možno konštatovať, že ide o hydroromeit. V ostatnom desaťročí bol hydroromeit zaznamenaný v rade ložísk v zahraničí a niekde je dokonca najrozšírenejším supergénym minerálom, napr. na lokalite Sagebi v Gruzínsku (M. S. SACHAROVA et al. in F. V. ČUCHROV, l.c.). Nález tohto minerálu v Spišsko-gemerskom rudohorí potvrdzuje, že sa môže vyskytovať v oxidačnej zóne aj na viacerých našich ložiskách spolu s antimonitom.

Doručené 17. 5. 1973

Odpovedal C. Varček

Geologický prieskum

Spišská Nová Ves

### LITERATÚRA

- ČUCHROV, F. V. et al. 1967: Mineraly — spravočník. T. 2., 3. vyp. Moskva, izd. Nauka, 675 s.  
 JAKEŠ, P. 1963: Príspevek k poznání antimonitových žíl na SZ svalu Nízkých Tater v oblasti lokality Dúbrava. Acta Univ. Carol. Geol. 3, s. 159—178.  
 MICHEJEV, V. I. 1957: Rentgenometrickij opredelitel' mineralov. 1. vyp., Moskva. Gos. nauč.-tech. izd. lit. po geol. i ochr. nedr., 867 s.  
 NOVÁK, F. — KUPKA, F. 1957: Identifikace hydromeitu z Nové Bane na Slovensku. Čas. min. geol., 2, s. 35—40.

### Determination of hydroromeite in the Spišsko-gemerské rudohorie Mts.

JÁN HURNÝ

Hydroromeite in association with antimonite, quartz, limonite, and calcite has been determined in the oxidation zone of hydrothermal ore veins in the Lacemberská dolina.

\*RNDr Ján Hurný, Geologický prieskum, 052 80 Spišská Nová Ves.

The hydroromeite pseudomorphs antimonite and it forms compact porous, fibrous, and curved aggregates. It is yellow-white, yellow, and yellow-brown in colour. The mineral has been identified by X-ray analysis supplemented by spectrographic analysis. It is the first occurrence of this mineral in the Spišsko-gemerské rudohorie Mts.

Röntgenometrická identifikácia hydroromeitu

Tab. 1

| No | 1              |                | 2                |                  | 3                |                  | 4                |                  |
|----|----------------|----------------|------------------|------------------|------------------|------------------|------------------|------------------|
|    | I <sub>m</sub> | d <sub>m</sub> | I <sub>tab</sub> | d <sub>tab</sub> | I <sub>tab</sub> | d <sub>tab</sub> | I <sub>tab</sub> | d <sub>tab</sub> |
| 1  | 7              | 5,842          | 8                | 5,86             | 5                | 5,81             | 90               | 5,93             |
| 2  | 2              | 3,326          | —                | —                | —                | —                | —                | —                |
| 3  | 7              | 3,078          | 2                | 3,073            | —                | —                | 70               | 3,09             |
| 4  | 10             | 2,947          | 6                | 2,933            | —                | —                | 100              | 2,96             |
| 5  | 4              | 2,553          | —                | —                | 3                | 2,535            | 40               | 2,57             |
| 6  | 1              | 2,339          | 5                | 2,265            | 4                | 2,248            | 10               | 2,36             |
| 7  | —              | —              | —                | —                | 3                | 2,079            | —                | —                |
| 8  | 3              | 1,964          | —                | —                | 5                | 1,958            | 30               | 1,98             |
| 9  | 9              | 1,805          | 10               | 1 803            | 9                | 1,794            | 80               | 1,81             |
| 10 | 4              | 1,727          | 6                | 1,725            | 5                | 1,717            | 30               | 1,74             |
| 11 | 3              | 1,556          | —                | —                | —                | —                | 20               | 1,57             |
| 12 | 7              | 1,536          | 10               | 1,538            | 10               | 1,538            | 60               | 1,55             |
| 13 | 3              | 1,474          | 6                | 1,479            | 8                | 1,479            | 30               | 1,48             |
| 14 | 4              | 1,430          | 6                | 1,440            | 5                | 1,435            | 30               | 1,44             |
| 15 | 1              | 1,411          | —                | —                | —                | —                | —                | —                |
| 16 | 4              | 1,329          | 8                | 1,336            | 3                | 1,329            | 30               | 1,34             |
| 17 | 1              | 1,276          | —                | —                | —                | —                | 20               | 1,28             |
| 18 | 6              | 1,171          | 10               | 1,174            | 7                | 1,175            | 40               | 1,18             |
| 19 | 5              | 1,143          | 8                | 1,146            | 8                | 1,146            | 10               | 1,15             |
| 20 | 4              | 1,138          | —                | —                | —                | —                | 10               | 1,13             |
| 21 | 2              | 1,120          | —                | —                | —                | —                | —                | —                |
| 22 | 2              | 1,070          | 5                | 1,093            | —                | —                | 10               | 1,08             |
| 23 | 4              | 1,042          | 8                | 1,047            | 6                | 1,047            | 20               | 1,05             |
| 24 | 5              | 0,984          | —                | —                | —                | —                | 20               | 0,987            |

1. Hydroromeit — lok. Slovinky — Lacemberská dolina (ryha RJ-151). Použitá Mikrometa 2 s rtg goniometrom, metóda Bragg-Brentano; žiarenie Cu K $\alpha$ ; filter Ni; štrbin 5, 10; rýchlosť otáčania 2°/min; žeravenie 22 kV, 7 mA; citlivosť 3/1000; exponoval B. Zamiška, zhodnotil J. Hurný, Geol. prieskum Spišská Nová Ves.

2. Hydroromeit — lok. Villafranca (Španielsko) — G. NATTA — M. BACCAREDA 1933 in V. I. MICHEJEV 1957, No 351.

3. Hydroromeit — lok. Villafranca, dtto.

4. Stibiconit — El-Antimono (Mexiko) — C. J. VITALIANO — B. MASON 1952 in F. V. ČUCHROV et. al. 1967.

Semikvantitatívne spektrálne analýzy hydroromeitu

Tab. 2

|   | nad 1 %                | 1 — 0,1 %          | 0,1 — 0,01 %                   | 0,01 — 0,001 %                           |
|---|------------------------|--------------------|--------------------------------|------------------------------------------|
| 1 | Ca, Sb, Mg, Al, Fe, Si | Ba, Pb, Mn, Na, Sr | Cu, Zn, Y, Yb                  | Ni, Ti, Ag, Be, Co, Cr, Sc, Zr,          |
| 2 | Ca, Sb, Fe, Si         | Mg, Al,            | Pb, Ba, Na, Ti, Cu, Mn, Zn, Sr | Y, Yb, Ni, Ag, Co, Cr, Zn, Au, Be, Bi, B |

## Asociácia molybdenitu a fluoritu v neovulkanitoch Vtáčnika

(2 tab. v texte)

JÁN VALACH — RUDOLF KUŠÍK\*

Oblasť Vtáčnika sa doteraz považovala z hľadiska výskytu rudných surovín za neperspektívnu. Zrudnenia boli známe hlavne blízko styku vulkanitov s predterciárnym podložíom, ako napr. vo werfénkových bridliciach a pieskovcoch pri Píle (Cu-zrudnenie), ktoré D. KUBÍNÝ (1963) dáva do súvisu s hypotetickými intrúziami granitoidných hornín, alebo metasomatické Pb-Zn-zrudnenia pri Veľkom Poli, nachádzajúce sa v aniských vápencoch krížňanskej série neďaleko jej styku s chočským príkrovom (A. BIELY 1962). Nápadná je priestorová blízkosť tohto zrudnenia s andezitovými žilami (S. POLÁK 1955).

Podľa archívnych údajov z ÚBA v Banskej Štiavnici na začiatku 19. storočia z iniciatívy banskej správy na Piargu (Štiavnické Bane) začalo sa s prospekciou i v oblasti výskytu propylitizovaných pyroxénických a amfibol-pyroxénických andezitov pri Klaku a Prochote. Najzaujímavejšie výsledky boli zistené pri Prochote, kde v r. 1807—11 bolo vyrazených a vyzmáhaných niekoľko kratších chodieb. Kutacie práce sa robili na základe nájdenej úlomkov opalitov, hydrokvarcítov a pyritu so zvýšeným obsahom Au a Ag. Začiatkom 19. storočia sa robili kutacie práce i na Cu-zrudnenie pri Dolných Hámroch. Od Župkova bol opísaný tetradymit (ZEPHAROVICH 1859 in S. POLÁK 1959). Z centrálnej a severnej časti pohoria Vtáčnik nie sú známe pozoruhodnejšie kutacie práce, z čoho vyplýva, že v minulosti bolo vyhľadávanie rúd zamerané hlavne na mezozoické podložie a priliehajúce oblasti neovulkanitov, resp. na oblasti výskytu propylitizovaných vulkanitov.

Regionálne šlichometrické práce z posledných rokov preukázali indicie rumelky pri Revištskom Podzámčí, v Prochotskej doline, V. Lehote, pričom najvýraznejšia koncentrácia rumelky sa nachodí na sz. úpätí Vtáčnika pri Cerovej a jej zdroj je pravdepodobne lokalizovaný v mezozoických karbonátových horninách (J. VALACH — J. KNĚSL 1972). Z ostatných rudných minerálov sú v šlichoch z oblasti Vtáčnika bežné: pyrit, hematit, sporadicky realgár. V šlichoch z oblasti Župkova, s ohľadom na výskyt tetradymitu uvádzaný v literatúre, venovala sa mu pozornosť (J. KNĚSL — J. VALACH 1972), ale nebol v šlichoch identifikovaný napriek tomu, že spektrografické rozboru šlichov z tejto oblasti majú relatívne vyšší obsah Bi.

Zhodnotenie archívnych dát a šlichometrické práce nepreukázali výsledky oprávňujúce predpokladať rozsiahlejšie rudné indicie v pohorí Vtáčnik.

V posledných rokoch však táto oblasť bola znovu preverená hlavne z hľadiska možnosti pokračovania uhoľných slojí pod neovulkanity Vtáčnik.

V rámci týchto prác sa vykonalo účelové geologické mapovanie (M = 1 : 25 000) a vo vybraných úsekoch sporadické geochemicko-prospekčné práce. Tak na základe geologického mapovania a orientačnej povrchovej metalometrie sme situovali v obci Prochot vrt do amfibol-pyroxénických propylitizovaných andezitov, ktoré sú pozične obdobami propylitizovaných andezitov pyroxén-amfibolických I. etapy (V. KONEČNÝ 1970) z oblasti Štiavnického pohoria, na okraj geochemickej molybdenovej anomálie. S ohľadom na predpokladané geologické a štruktúrne pomery sme chceli overiť pravdepodobné pokračovanie geochemickej anomálie Mo do hĺbky, čo sa i podarilo. Vrt vrtal v prevažnej časti propylitizované, miestami aj silicifikované amfibol-pyroxénické andezity prochotského typu, prerázané žilou hrubšieho porfýrového andezitu.

\*RNDr. Ján Valach - RNDr. Rudolf Kušík, CSc., Geologické stredisko B. Bystrica — Kyncelová

Na kontakte dajky v propylitizovaných a silicifikovaných andezitoch (169—178 m) boli zistené nepravidelné, vcelku však chudobné impregnácie molybdenitu a iných rudných minerálov, pričom v asociácii s molybdenitom, najmä na puklinách vyplnených kalcitom, sa vyskytuje i fluorit.

Molybdenit je v asociácii i s ďalšími rudnými minerálmi, najmä s kvantitatívne najhojnejším pyritom, sporadicky sa vyskytujúčim markazitom, pyrhotinom, chalkopyritom. Veľmi ojedinele bol evidovaný kasiterit, sfalerit a galenit. S ohľadom na svojráznosť tohto výskytu v stredoslovenských neovulkanitoch uvádzame prehľadnú charakteristiku minerálov.

*Pyrit* ako najhojnejší rudný minerál sa vyskytuje jednak vo vtŕsenej forme v propylitizovaných andezitoch, najmä v zbrekciovatých, jednak vo forme tenkých, často nepravidelných žiliek. Impregnačný pyrit je často idiomorfny (kocka, pentagonálny dodekaéder, niekedy kombinovaný s oktaedrom), v žilkách okrem idiomorfných tvarov sú bežné i nepravidelné, miestami i šupinkaté zrná, takže niekedy pyritová žilka má paralelne vrstvovú textúru. Mocnosť žiliek je premenlivá, ale spravidla nepresahuje 1—3 mm. Pyrit vznikol jednak v autometamorfe propylitizačnom, jednak v hydrotermálnom štádiu.

V úzkej asociácii s pyritom je i *markazit*, nachodiaci sa tiež v impregnačno-vtrúsenej, ako i žilnej forme. V žilkách vyplňa spravidla centrálné časti, kým pyrit okrajové. Dosť bežné sú i pseudo-morfózy markazitu po pyrite.

*Molybdenit* sa vyskytuje vo forme nepravidelných jemných impregnácií, hlavne v silicifikovaných propylitizovaných andezitoch. Tvorí buď lístkovité agregáty  $\varnothing$  0,3 — 0,8 mm, alebo samostatné lupienky  $\varnothing$  0,06 — 0,1 mm. Vždy je v asociácii s kremeňom. V mikroskope je molybdenit biely, so silným dvojdrazom. Röntgenografickú identifikáciu urobila Šamajová z Geologického ústavu PF UK v Bratislave (tab. 1).

Tab. 1

| dm    | Im | d <sub>tab</sub> (Mich. 154) | I <sub>tab</sub> |
|-------|----|------------------------------|------------------|
| 3,28  | 4  |                              |                  |
| 3,02  | 6  | 3,07                         | 3                |
| 2,72  | 5  | 2,74                         | 2                |
|       |    | 2,676                        | 1                |
| 2,52  | 4  | 2,502                        | 4                |
| 2,26  | 10 | 2,267                        | 9                |
| 2,04  | 9  | 2,045                        | 10               |
| 1,903 | 2  |                              |                  |
| 1,823 | 7  | 1,826                        | 10               |
| 1,689 | 4  | 1,693                        | 5                |
|       |    | 1,637                        | 5                |
| 1,581 | 4  | 1,578                        | 4                |
| 1,531 | 5  | 1,534                        | 10               |
|       |    | 1,475                        | 6                |
| 1,362 | 2  | 1,365                        | 2                |
| 1,334 | 2  | 1,334                        | 8                |
| 1,298 | 4  | 1,295                        | 5                |
| 1,249 | 3  | 1,248                        | 6                |
| 1,225 | 3  | 1,228                        | 7                |
| 1,193 | 2  | 1,193                        | 6                |
| 1,110 | 6  | 1,120                        | 5                |
| 1,036 | 5  |                              |                  |
| 1,011 | 5  | 1,0983                       | 10               |
| 0,968 | 4  |                              |                  |
| 0,955 | 4  |                              |                  |

RTG záznam bol urobený za týchto podmienok: Co...Fe, 23 kV, 32 mA, 1', exp. 8 hod.



*Chalkopyrit* sa vyskytuje vo forme jemných zrníek spolu s pyritom alebo kasiteritom. Kasiterit býva ním zatlačený. V žilnikovo-impregnačnom zrudnení sa vyskytuje výlučne vo vtrúsenej forme; vo forme žiliiek nebol pozorovaný. Jeho zrnitosť tu dosahuje 0,1 mm, najčastejšie je však v stotinách mm.

*Pyrrhotin* sa vyskytuje len v žilnikovo-impregnačnej forme. Tvorí spravidla menšie zrnká ako pyrit.

Veľmi sporadicky bol mikroskopicky evidovaný kasiterit. Je sivý s hnedastým odtieňom. Vyznačuje sa žltými až svetlohnedými vnútornými reflexmi, ktoré prekrývajú jeho anizotropiu. Pozorovateľný je slabý dvojodraz. Často má vyvinuté krátkopyramidálne plošky. Miestami sa dá pozorovať zatlačenie kasiteritu chalkopyritom, ktorý niekedy preniká kasiteritom i vo forme vláskovitých žiliiek.

Vo forme submikroskopických zrníek, i keď čo do počtu relatívne hojných, bol miestami mikroskopicky identifikovaný *galenit* a *sferit*.

Z ostatných minerálov je najhojnejší *kremeň* a *kalcit*. Prvý sa vyskytuje jednak vo forme tmelu v brekciovitom andezite, jednak vo forme nepravidelne vtrúsených zŕn, jednak vo forme žiliiek, často v asociácii s pyritom. Kalcit vyplňuje dutiny alebo žilky, niekedy má formu klencov, pričom v žilkách a hniezdach sa spravidla nachodí v asociácii s kremeňom. Kalcit je spravidla v centrálnej časti žiliiek. Niekedy kalcit sleduje obmedzenie idiomorfných pyritových monokryštálov.

Veľmi pozoruhodný a zaujímavý je výskyt *fluoritu*, ktorý kryštalizoval ako posledný v dutinách, na ktorých obvode sa vylúčil skôr pyrit, kremeň a kalcit.

Je zaujímavé, že fluorit sa vyskytuje jedine v úsekoch s výskytom molybdenitu. V dutinách má idiomorfne kryštalické tvary. Niekedy spolu s kalcitom tvorí jedinú výplň hniezd alebo žiliiek. Röntgenografickú identifikáciu urobila Šamajová z Geologického ústavu PF UK v Bratislave za nasledovných podmienok: Co/Fe, 23 kV, 32 mA 1' exp. 8 hod. (tab. 2).

Tab. 2

| dm    | Im | d <sub>tab</sub> Mich. 379 | I <sub>tab</sub> |
|-------|----|----------------------------|------------------|
| 3,33  | 2  |                            |                  |
| 3,15  | 7  | 3,148                      | 7                |
| 3,04  | 2  |                            |                  |
| 2,66  | 2  |                            |                  |
| 1,929 | 10 | 1,928                      | 10               |
| 1,659 | 8  | 1,644                      | 7                |
| 1 368 | 4  | 1,363                      | 4                |
| 1,254 | 5  | 1,251                      | 5                |
| 1,117 | 8  | 1,113                      | 7                |
| 1,050 | 7  | 1,0494                     | 5                |
| 0,968 | 7  | 0,9640                     | 5                |

Ako sme i vyššie naznačili, zrudnenie sa nachodí v propylitizovaných amfibol-paroxénických andezitoch, ktoré sú pozíčne analógmi pyroxén-amfibolických andezitov I. etapy v oblasti Štiavnického pohoria (V. KONEČNÝ, 1970) a konvenujú aj s obdobnými horninami Kremnického pohoria, ktoré F. FIALA (1961) zaraďuje do I. skupiny erupcií. Ide o jedny z najstarších produktov vulkanickej činnosti v pohorí Vtáčnik, v ktorých boli vytvorené priaznivé štruktúrno-tektonické podmienky pre hydrotermálne premeny a na ne nadväzujúcu koncentráciu rudných minerálov. K tomuto procesu zrejme došlo hlavne na základe tektonickej činnosti po sedimentácii uhľonosného produktívneho súvrstvia, keď došlo k vyzdvihnutiu handlovského chrbta, a tým sa uvoľnili prístupové cesty pre rozsiahlu vulkanickú činnosť, ako i pre vznik hydrotermálne premenených vulkanitov v blízkosti významných zlomov, na ktoré potom nadväzoval vznik rudnej mineralizácie.

Nápadná je priestorová blízkosť týchto zlomov v novobansko-klákovskej vulkanotektonickej zóne, ktorá zohrala významnú úlohu nielen pri formovaní vulkanickej stavby pohoria Vtáčnik, ale i pri formovaní Žiarskej kotliny.

Uvedené poznatky nevylučujú možnosť zrudnenia v kľakovsko-novobanskej vulkanotektonickej zóne a v jej príslušných zlomoch, ktoré by sa mohli viazať na acidný magmatizmus. Jeho prejavy sú dnes známe v oblasti Tisovho brala, ako i v okrajových častiach Žiarskej kotliny.

Doručené 26. 2. 1973

Odporučil J. Burian

Geologický prieskum

Spišská Nová Ves

#### LITERATÚRA

- BIELY, A. 1962: Rudné výskyty v mezozoiku Tribeča. Geol. práce, 62 (Bratislava), s. 309—313.  
KONEČNÝ, V. 1970: Vývoj neogénneho vulkanického komplexu Štiavnického pohoria. Geol. práce, Spr. 51 (Bratislava), s. 5—47.  
KUBÍNÝ, D. 1963: Nové poznatky o geológii ložiska pri Píle v Pohronskom Inovci. Geol. práce, Spr. 29 (Bratislava) s. 75—81.  
POLÁK, S. 1955: Metasomatické výskyty galenitu v stredotriasových vápencoch pri Píle, okr. Nová Baňa. Geol. práce, Spr. 2 (Bratislava), s. 53—59.  
POLÁK, S. 1958: Župkov, správa o výsledkoch VP v r. 1957. Manuskript — archív GP SNV, 8. s.  
VALACH, J. — KNÉSL, J. 1972: Rudné indicie v pohorí Vtáčnik, Geol. průzk., 5 (Praha), s. 132—134.

### Molybdenite and fluorite association in neovolcanites of the Vtáčnik mountains

JÁN VALACH — RUDOLF KUŠŤK

By geological-prospection work in the area of the Vtáčnik Mts. recognized were Mo-indications in amphibolic-pyroxenic propylitized andesites analogous to andesites of the 1st phase in the area of Banská Štiavnica. Later on a zone of hydrothermally metamorphosed and silicified andesites with impregnations of pyrite, marcasite, molybdenite and with sporadical occurrences of fluorite was recognized by a borehole. The authors present geological-mineralogical characteristics of the new association in the Central Slovakian neovolcanites.

*Translated by E. Jassingerová*

---

<sup>1</sup>Jako mélanž (fr. *mélange*) je označovaná víceméně chaotická směs těles bazických a ultrabazických hornin a hlubokovodních sedimentárních hornin oceánického typu. Jde o termín popisný, protože mélanž může vznikat různými způsoby, hlavně jako směs gravitačních skluzů nebo tektonického nahromadění. Pro genetické odlišení doporučují někteří autoři pro druhý způsob vzniku používat termín tektonická mélanž.

<sup>2</sup>Olistostromy jsou hrubozrnné heterogenní brekie, vzniklé gravitačními skluzy na svazích geosynklinálních depresí. Definoval je E. BENEŠ (1956) z oblasti flyše Apenin, kde se hojně vyskytují. Zhruba odpovídají termínu „Wildflysch“ švýcarských autorů. Obrovské bloky hornin, vyskytující se v olistostromech, označil autor jako olistolity.

## Význam interpretace ofiolitové suity pro geosynklinální teorii

(4 obr. v textě)

JOZEF JAROŠ\*

Referát podává stručný historický přehled názorů na vznik ofiolitové suity ve vztahu ke geosynklinální teorii.

### Poznámka k termínu ofiolitová suita (série, komplex, formace)

Zřejmě prvními, kdo rozpoznali a popsali ofiolitovou suitu jako specifický soubor serpentinitizovaných ultrabazik, gabroidních hornin a bazických polštářových láv, vyskytující se často s radiolarity a jinými hlubokovodními sedimenty, byli italští geologové D. PANTANELLI (1883), pracující v Apeninách, a B. LOTTI (1886), pracující na Elbě (J. F. DEWEY — J. M. BIRD 1971, str. 3180; J. AUBOUIN 1965, str. 123).

Termínu ofiolit se později často nesprávně používalo pro jakýkoli izolovaný výskyt jednotlivých horninových typů, bez ohledu na to, zda s nimi jsou spjaty i ostatní horniny suity. Ofiolit však není definován jako hornina víceméně stáلهo složení a struktury. Tento aspekt je velmi důležitý pro objasnění strukturní pozice ofiolitové suity. Její jednotlivé typy v izolovaných výskytech vystupují v nejružnějších strukturních pozicích a geotektonických prostředích na kontinentech, ale ofiolitová suita jako celek je svým výskytem vázána výhradně na dnešní nebo někdejší mobilní zóny geosynklinálního typu při okrajích kontinentů. Jak z klasické geosynklinální teorie, tak z její neomobilistické varianty vyplývá nutnost zůstat v původní definici ofiolitové suity jako ve výskytu vzájemně skloubeného souboru ultrabazických a bazických hornin, protože existují vztahy mezi složením a stavbou ofiolitové série a oceánické kůry (E. M. MOORES — F. J. VINE 1971).

Specifickým rysem ofiolitové série jsou primární petrogenetické a strukturní přechody, které indikují možnost současného vzniku všech jejích členů (T. P. THAYER 1969, F. DEWEY — J. M. BIRD 1971 aj.).

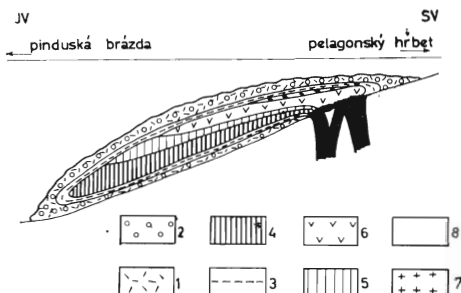
To však nevylučuje použití termínu ofiolitová suita pro soubor ultrabazických a bazických hornin mélanže<sup>1</sup>, kde je zřetelná jejich původní konsanguinita a kde rekonstrukce původního sledu může dát obraz ofiolitové sekvence.

### Typy výskytu ofiolitové suity ve struktuře mobilních (orogenetických) pásem

Pojem geosynklinála zůstává do určité míry imaginární představou, rekonstruovanou ze stavby především neoidních orogenetických pásem, pro niž se teprve v nedávné době více či méně daří nalézat recentní kontrolu alespoň některých vývojových stadií. S ofiolitovou suitou je velmi úzce spjata interpretace eugeosynklinálních zón. V tomto směru je třeba postavit základní otázku: je ofiolitová suita (tj. alpské serpentinity a s nimi spjatá bazika) zřetelně součástí neoidních geosynklinál? V rovině petrogenese ofiolitové suity se tato otázka projevuje v problému vzniku suity na místě, tj. v eugeosynklinální zóně, nebo vzniku mimo eugeosynklinální sekvence. Odpovědi na tuto otázku jsou v podstatě dvě a v průběhu vývoje geosynklinální teorie byly také skutečně dány.

\*doc. RNDr. Josef Jaroš, CSc., katedra geologie Přírodovědecké fakulty Karlovy university, Praha 2, Albertov 6

Když G. STEINMANN (1926) při přehledu mediteránních ofiolitů konstatoval jejich výskyt v několika zřetelných zónách a když H. STILLE (1936, 1940) rozdělil geosynklinály na parageosynklinály a ortogeosynklinály a poslední na eu- a miogeosynklinály, velká většina výskytů ofiolitové suity spadla regionálně do eugeosynklinálních zón a stala se pro ně základním diferenciačním kritériem. V detailnější rekonstrukci eugeosynklinální zóny J. AUBOUINA (1965) je ofiolitová suita geneticky spjata s prasklinami eugeosynklinálního hřbetu a jeho svahu do eugeosynklinálních brázd mediteránní oblasti (obr. 1), v pojetí H. H. HESSE (1955 aj.) je vázána na centrální části karibského tektonogenu ve Venezuele a okolí.



Obr. 1. — Diagram rozložení petrografických typů v podmořském ofiolitovém proudu (J. Aubouin 1965, obr. 37). 1 — čediče, 2 — polštářové lávy, 3 — dolerity, 4 — peridotity, 5 — pyroxenity, 6 — gabbra a diority, 7 — kyselejší členy jako např. křemenné diority, 8 — eruptivní praskliny. Mocnost proudu může dosáhnout až několik km, jeho šířka až 100 km.

Postupem doby se ukázalo, že ofiolitová suita vystupuje v nejrůznějších strukturních formách mobilních pásem, v nich je do různého stupně deformována a souvislost jejího původního sledu do různé míry tektonicky narušena. Extrémním případem deformace ofiolitové suity je mélanž. Uvádí se, že tohoto termínu prvně použili E. B. BAILEY — W. J. MCCALLIEN (1950) pro ankarskou mélanž v Tauridech a K. J. HSÜ (1968) pro mélanž franciscanské formace v Kalifornii.

Shrme-li známé strukturní pozice ofiolitové suity v neoidních orogenetických pásmech (alpsko-himálajském a cirkumpacifickém), pak můžeme konstatovat, že ofiolitová suita vystupuje:

1. jako tektonické čočky v strukturních zónách (např. sutura Laryo v Alpách — A. NICOLAS 1969) nebo v mélanžích suturních zón (např. v pohoří Zagros — A. GANSSER 1959),
2. v gravitačních mélanžích jako *olistostromy*<sup>2</sup> (např. v Apeninách — C. I. MIGLIORINI 1948),
3. jako velká plochá tělesa překrytá mélanží (např. na Kypru — T. M. PAZTAZIS 1957) nebo překrývající mélanž jako ofiolitové příkrovy (např. v pohoří Oman — B. M. REINHARDT 1969),
4. jako tektonické šupiny v zónách vysokotlaké metamorfózy (např. vourinoský komplex v severním Řecku — E. M. MOORES 1969) nebo jako šupiny ofiolitové série a břidlic glaukofan-lawsonitové facie v mélanži (např. v Kalifornii — W. HAMILTON 1959),
5. jako desky vmístěné do okraje kontinentální kůry (např. papuánská zóna — H. L. DAVIES 1968), někdy spojené s produkty vysokotlakého metamorfismu (např. na Nové Kaledonii — R. G. COLEMAN 1966), nebo jako tektonické šupiny ofiolitové série a břidlic glaukofan-lawsonitové facie, přesunuté přes okraj kontinentální kůry (např. na Celebesu — E. KÜNDIG 1956).

Tyto různé styly výskytu přispěly významně k těžkostem v korelacích, jednotné interpretaci geneze ofiolitové suity a ocenění pro geosynklinální teorii. Zvláště vyhraněné byly názory týkající se způsobu vmístění ofiolitové suity do okolních hornin — zda jako intruze za vyšších teplot, nebo tektonické protruze za nízkých teplot (R. COLEMAN 1967). V tomto směru se ukázalo významným časté spojení ofiolitové suity s produkty vysokotlakého metamorfismu.

### Interpretace vzniku ofiolitové suity a její význam pro geosynklinální teorii

G. STEINMANN (1926) předpokládal intruzi velkého bazického lakolitu (tzv. paccolithu) pod již usazené radiolarity geosynklinální deprese. Složitým mechanismem inverzní diferenciace a postupnými intruzemi odspodu v tomto tělese se Steinmann snažil interpretovat vzájemné vztahy ultrabazik a bazik zvláště ve studované toskánské suitě (prorážení ultrabazik žilami bazik). Nemohl však vysvětlit vznik polštářových láv a nepřítomnost kontaktních aureol na styku s radiolarity.

Podobně H. H. HESS (1938) předpokládal existenci hypotetického specifického peridotitového magmatu s 25 %-ním podílem vody a se složením blízkým serpentinitům. Možnost existence takového magmatu za teplot nižších než 1600 °C však byla vyvrácena experimenty (N. L. BOWEN — O. F. TUTTLE 1949).

Všechny tyto skutečnosti vedly nakonec většinu petrologů k opuštění představy o magmatických intruzích a názory se rozdělily — schematicky řečeno — do dvou základních směrů: do představy o submarinních výlevech v eugeosynklinálních zónách a do představy o tektonickém vmístění ofiolitové série do eugeosynklinální sekvence.

Představu H. STILLA (1936) a J. H. BRUNNA (1956) o submarinním vulkanismu zastávali a dále rozvinuli především francouzští autoři a je vyjádřena např. v knize J. AUBOUINA (1965). Submarinní vulkanismus starší a laterálně i současný s hlubokovodními sedimenty vysvětlil zvláště vznik polštářové struktury bazických láv a nepřítomnost výrazných metamorfních kontaktů s hlubokovodními sedimenty. Pozoruhodné z hlediska dalšího vývoje představ je lokální sepětí ofiolitové suity s klasickými sedimenty, které někteří autoři považují za flyšové (J. AUBOUIN 1965, str. 158—159). Představa submarinního vulkanismu předpokládala víceméně současný vznik ofiolitové suity v celé mediteránní oblasti (v juře).

Detailní studium mélanží postavilo problém ofiolitové suity do jiného světla. Ještě A. GANSSE (1959) považoval mélanže obecně za původní olistostromy, později tektonicky deformované. Ale již před ním W. P. DE ROEVER (1956) přišel s myšlenkou o vmístění hornin ofiolitové suity jako tektonicky transportovaných šupin svrchního pláště a spodní kůry do vyšších částí kůry podél významných zlomů pásebného pohoří. Z jeho představy naopak vyplývalo, že horniny ofiolitové suity mohou být různého stáří, a to i podstatně starší než okolní sedimenty a procesy protruze ofiolitové suity. Zónování vnitřního složení a stavby ultrabazických těles ofiolitové suity, které je podle G. HIESSELTNERA (1951) často paralelní s jejich dnešními hranicemi, vysvětluje De Roever přednostním oddělením těchto těles paralelně s jejich vnitřní stavbou již ve svrchním plášti.

Všechny tyto představy o vzniku ofiolitové suity mají společného jmenovatele v tom, že předpokládají vmístění ofiolitové suity do eugeosynklinálních sekvencí z geotektonického hlediska „in situ“, ať již magmatickými intruzemi, submarinním vulkanismem, nebo tektonickým transportem z podloží eugeosynklinálních zón. Přitom fundament eugeosynklinálních zón byl považován většinou autorů za fundament tvořený kontinentální kůrou a horniny ofiolitové suity tak výše zmíněným různým způsobem pronikaly granit-metamorfní kůrou.

Bylo však známo, že tzv. iniciální magmatismus má v geosynklinálách v různých oblastech různé složení: jednak typické ofiolitové suity, jednak odpovídající spilit-keratofyrové formaci. To vedlo k nové klasifikaci geosynklinál. Již F. G. WELLS (1949) to vyjádřil zčásti rozdělením geosynklinál na ensialické a ensimatické, K. A. W. CROOK (1969) na atlantické a pacifické a N. A. BOGDANOV (1969) rozdělil geosynklinály na talasogeosynklinály, eugeosynklinály a miogeosynklinály (obr. 2).

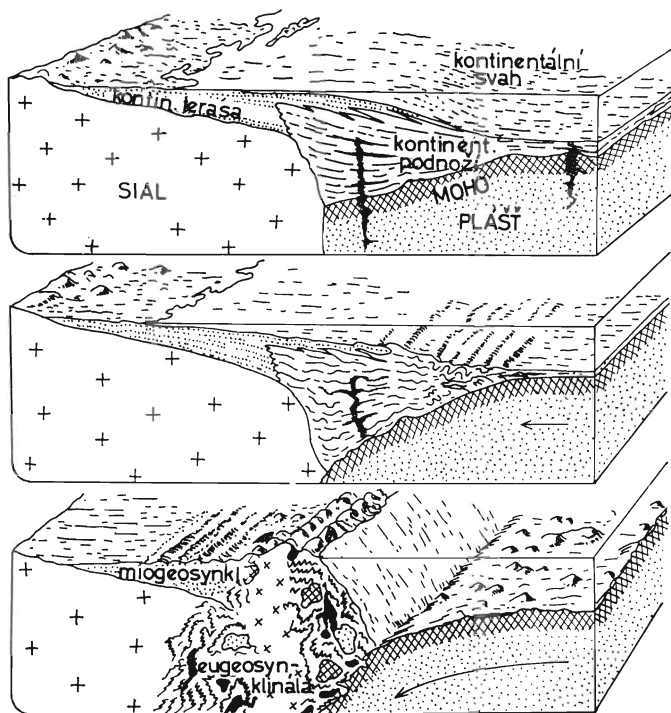


Obr. 2. — Schéma talasogeosynklinály podle N. A. Bogdanova (1969, obr. 3). 1 — bazaltová vrstva, 2 — křemitovulkanogenní formace, 3 — droby franciscanské formace, 4 — flyšová formace, 5 — ultrabazity, 6 — „metamorfní“ vrstva a mělkovodní sedimenty, 7 — granity, 8 — tektonický šev.

1. Talasogeosynklinály mají fundament tvořený oceánickou kůrou, iniciální magmatismus reprezentovaný ofiolitovou suitou, vysokotlaký-nízko-teplotní metamorfismus A. P. MIYASHIRA (1961);
2. eugeosynklinály leží na kůře přechodného typu, jejich iniciální magmatismus je zastoupen spilit-keratofyrovou formací (a synorogenní magmatismus rozsáhlými granitoidními plutony) a představují zónu vysokoteplotní-nízko-tlaké metamorfózy A. P. MIYASHIRA (1961) (viz též M. V. MURATOV 1971);

3. miogeosynklinály leží již na silnější kontinentální kůře a jsou vcelku bez projevů magmatismu, především iniciálního, a projevů metamorfózy. L. P. ZONENŠAJN (1969) poznamenává, že příčina mobility miogeosynklinálních prostorů je v hlubinných procesech, jejichž výsledky však zůstaly na rozdíl od předchozích zón skryty hluboko pod povrchem.

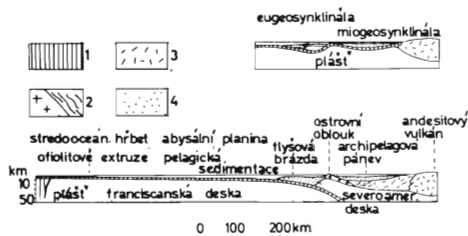
Stále však zůstává mnoho nejasností v paleogeografii dvojice eugeosynklinála—miogeosynklinála a ve vztahu mezi geosynklinálním vývojem a orogenezí (viz např. R. S. DIETZ — J. C. HOLDEN 1966, A. V. PEJVE 1969, A. GANSSER 1967). Ve vývoji geosynklinál a orogenních pásem ležících mezi kontinentem a oceánem nebo mezi dvěma kontinenty se do nedávné doby oceánické kůře připisovala víceméně pasivní role. Změna v tomto pojetí nastala, když R. S. DIETZ (1961) a H. H. HESS (1962), znovu navazující na představy A. HOLMSE (1931) o kombinaci kontinentálního driftu a konvenčních proudů, přišli s první formulací rozšiřování mořského dna ze středooceánských hřbetů. V novém modelu geosynklinály (R. S. DIETZ 1963 a, b, R. S. DIETZ — J. C. HOLDEN 1966) je geosynklinální vývoj okraje kontinentů ovlivněn pohybem oceánické litosféry pod okraje kontinentů. Eugeosynklinální sekvence na kůře oceánického typu i miogeosynklinální sekvence na kůře kontinentálního typu jsou deformovány podsouvající se kůrou oceánického typu a během deformací jsou do eugeosynklinální sekvence tektonicky vmístěny i horniny ofiolitové suity, reprezentující jednotlivá lože oceánické litosféry (obr. 3). Tento model geosynklinály, odvozený a propracovaný na z. pobřeží



Obr. 3. — Model vývoje geosynklinály podle R. S. Dietze (1963b, obr. 2). Vysvětlení v textu.

Severní Ameriky, vedl postupně k představě, že franciscanská formace je mélanží (K. J. HSÜ 1968) a že představuje fosilizovanou Benioffovu, tj. subdukční zónu (W. HAMILTON 1969).

Tento model však nemohl být obecně platný. A. GANSSER (1967) upozorňuje, že himáljaská orogeneze ve vlastním Himálaji proběhla bez přípravného geosynklinálního cyklu a že tato orogeneze není výsledkem geosynklinálního vývoje, ale kontinentálního driftu. Předstevu o sepjetí gaosynkli-



Obr. 4. — Rekonstrukce franciscanské eugeosynklinály: a) — jako vnější člen dvojice eugeosynklinála-miogeosynklinála v tradičním modelu, b) — jako segment Pacifického oceánu v modelu tektoniky litosférických desek (K. J. Hsü 1971, obr. 2). — 1 bazaltová kůra, 2 — matamorfni fundament incl. nejstarší části franciscanské formace, 3 — granitický fundament, 4 — sedimenty, hlavně turbidity.

nálního cyklu s kontinentálním driftem pak J. STOCKLIN (1968) rozšířil na alpsko-himálajská pohoří a F. AHMED (1968) na všechna neoidní pásemná pohoří Země.

V té době byla však již formulována mobilistická představa globální tektoniky (B. J. ISACK et al. 1968, X. LE PICHON 1968 aj.) jako tektoniky se pohybujících litosférických desek (W. J. MORGAN 1968, D. B. MCKENZIE 1969, D. B. MCKENZIE — W. J. MORGAN 1969 aj.). Klasická geosynklinální koncepce paleogeografické dvojice eugeosynklinála — miogeosynklinála byla touto představou zásadně korigována (obr. 4). Geosynklinální vývoj a orogeneze se jeví jako výsledek interakce litosférických desek (H. A. MITSCHHELL — H. G. READING 1969, W. R. DICKINSON 1971 aj.).

Logickým důsledkem představy o rozšiřování mořského dna a o interakci litosférických desek bylo srovnání ofiolitové suity se složením a stavbou oceánické litosféry (T. P. THAYER 1969, J. F. DEWEY — J. M. BIRD 1971, J. M. AYIAS 1971 a další). Zjištěná paralela pak vedla k názoru, že ofiolitová suita mobilních kontinentálních okrajů vznikala jako oceánická kůra axiálních akrecí na oceánských hřbetech nebo jako oceánická kůra „diapirovým mechanismem“ v okrajových mořských pánvích ostrovních oblouků (popř. i v mediteránu — J. G. MAXWELL 1970). Oba typy oceánické kůry nejenže vznikají různým mechanismem, ale mají i specifické složení, které se odráží i v ofiolitové suité příslušné provenienc. Při interakci litosférických desek, spojených s otvíráním, ale i zavíráním oceánů, je pak kůra oceánů tektonicky vmísťována do stavby okrajů litosférických desek. Tektonické vmísťování má pak různý styl podle složení litosféry na okraji desek a vzájemných pohybových vztahů, tj. typu kolize desek. Jde o vmísťování souvislých těles nebo mélanže v podobě šupin (čoček), podsunování (subdukci) nebo přesunování (obdukci) desky litosféry nebo mélanže, vytlačení do suturních zón apod. Vzniká tak různorodá strukturální pozice ofiolitové série, jak byla již v přehledu uvedena; je závislá i na tom, zda spolu kolidují dvě desky s kontinentální kůrou při okrajích (vznikají především sutury), mélanž je nejtýpčtější pro zóny kolize mikrokontinentů, zóny subdukce (R. G. COLEMAN 1971) jsou nejčastější v oblasti ostrovních oblouků — uvedeno v nejhrubším schématu. Vývoj interakce může být velmi složitý a má v různých stadiích různý charakter, jak ukazuje vývoj trojitých hranic litosférických desek.

Tato představa má bezesporu jednu velikou výhodu: umožňuje řešit nezávisle problém geneze ofiolitové suity a mechanismu její inkorporace do okrajů litosférických desek, a to nezávisle v prostoru i čase. Dále je schopna vysvětlit pestrou paletu postavení ofiolitové suity ve stavbě orogenních pásem i odstranit někdejší dilema mezi vysokoteplotním vznikem hornin ofiolitové suity a jejími většinou chladnými kontakty s okolními horninami.

Jestliže je ovšem pod okraje litosférických desek podsunována, složitě inkorporována, popř. přesunována oceánická kůra jako ofiolitová suita, musí se tak dít i s oceánskými sedimenty. Pak ovšem celá tzv. eugeosynklinální, resp. talasogeosynklinální sekvence nevznikla společně ve vertikální superpozici v geosynklinální prohlubni, ale je např. v subdukční zóně shrnutou oceánickou litosférou s oceánskými sedimenty, vzniklými v prostoru mezi oceánským hřbetem a okrajem kontinentu i flyšovými sedimenty hlubokomořské brázdy. Takovou interpretaci aplikoval K. J. Hsü (1971) na vysvětlení franciscanské formace jako nevadské subdukční mélanže. (obr. 4).

Jinou geotektonickou představu o umístění ofiolitové suity do eugeosynklinálních sekvencí podává F. K. NORT (1971). Předpokládá, že toto umístění nastává jen tam, kde kontinent „přeje“ oceánský hřbet a jako jeden z příkladů uvádí rovněž franciscanskou formaci. Ofiolitová suita tak není spjata s charakterem geosynklinálních prohybů, ale s povahou kontinentálního driftu. Tak např. z. po-

břeží Jižní Ameriky, střední Chile až severní Peru, „nepotkalo“ oceánský hřbet, a proto v jeho stavbě nejsou přítomny ofiolity.

Generace hornin ofiolitové suity není ovšem vázána jen na středoocéánské hřbety. Během kolize litosférických desek a subdukce jedné z nich se magmatické procesy v Benioffově zóně reaktivují (J. GILLULY 1971 aj.) a jejich produktem mohou být ve specifických případech i horniny ofiolitové suity.

Doručené 12. 4. 1973  
Odporučil D. Hovorka

Přírodovědecká fakulta UK  
Praha

#### LITERATURA

- AHMAD, F. 1968: Orogeny, geosynclines and continental drift. *Tectonophysics* (Amsterdam), 5, p. 177—189.
- AUBOUIN, J. 1965: *Geosynclines*. Elsevier (Amsterdam), 335, p.
- AVIAS, J. M. 1971: Sur la signification et sur la genese des grandes ceintures de roches ultrabasiques et roches de leur cortege dans les chaines orogeniques eugeosynclinales. *C. R. Hebd. Seanc. Acad. Sci., Ser. D, Sci. natur.* (Paris), 273, C7, p. 667—670.
- BAILEY, E. B. — MCCALLIEN, W. J. 1950: The Ankara melange and the Anatolian thrust. *Nature* (London, New York), 166, p. 938—940.
- BENEO, E. 1956: Accumuli terziari da risedimentazione (olistostroma) nell'Appennino centrale et franesottomarine. *Boll. Serv. Geol. Italia*, 78, p. 291—321.
- BOGDANOV, N. A. 1969: Talassogeosinklinali Tichookeanskogo kolca. *Geotektonika* (Moskva), 3, S. 3—16.
- BOWEN, N. L. — TUTTLE, O. F. 1949: The system  $MgO-SiO_2-H_2O$ . *Bull. Geol. Soc. Amer.* (New York), 60, p. 439—460.
- BRUNN, J. H. 1956: Étude géologique du Pinde septentrional et de la Macédoine occidentale. *Ann. Géol. Pays hellén.* (Athènes), 7, p. 1—358.
- COLEMAN, R. G. 1966: Glaucophane schists from California and New Caledonia. *Tectonophysics* (Amsterdam), 4, p. 479—498.
- COLEMAN, R. G. 1967: Low-temperature reaction zones and ultramafic rocks of California, Oregon and Washington. *Bull. U. S. Geol. Surv.* (Washington), 1247, p. 1—49.
- COLEMAN, R. G. 1971: Plate Tectonic Emplacement of Upper Mantle Peridotites along Continental Edges. *J. Geophys. Res.* (Washington), 76, p. 1212—1222.
- CROOK, K. A. W. 1969: Contrasts between Atlantic and Pacific geosynclines. *Earth. Planet. Sci. Letters* (Amsterdam), 5, p. 429—438.
- DAVIES, H. L. 1968: Papuan ultramafic belt. 23<sup>rd</sup> Sess. *Internat. Geol. Congr.* (Prag), Rep. 1, p. 209—220.
- DE ROEVER, W. P. 1956: Sind die Alpinotypen Peridotit-massen vielleicht tektonisch verfrachtete Bruchstücke der Peridotschale? *Geol. Rdsch.* (Stuttgart), 46, S. 137—146.
- DEWEY, J. F. — BIRD, J. M. 1971: Origin and Emplacement of the Ophiolite Suite: Appalachian Ophiolites in Newfoundland. *J. Geophys. Res.* (Washington), 76, p. 3179—3206.
- DICKINSON, W. R. 1971: Plate tectonics models of geosynclines. *Earth Planet. Sci. Letters* (Amsterdam), 10, p. 165—174.
- DIETZ, R. S. 1963a: Collapsing continental rises: An actualistic concept of geosynclines and mountain building. *Geol.* (Chicago), 71, p. 314—333.
- DIETZ, R. S. 1963b: Alpine serpentinites as ocean rind fragments. *Bull. Geol. Soc. Amer.* (New York), 74, p. 947—952.
- DIETZ, R. S. — HOLDEN, J. C. 1966: Miogeoclines in space and time. *Geol.* (Chicago), 74, p. 566—583.
- GANSSE, A. 1959: Ausseralpine Ophiolitprobleme. *Ecl. geol. Helv.* (Basel), 52, p. 659—680.
- GANSSE, A. 1967: The Indian Ocean and the Himalayas, a geological interpretation. *Ecl. geol. Helv.* (Basel), 59, p. 831—848.
- GILLULY, J. 1971: Plate tectonics and magmatic evolution. *Bull. Geol. Soc. Amer.* (New York), 82, p. 2383—2396.
- HAMILTON, W. 1969: Mesozoic California and the underflow of Pacific Mantle. *Bull. Geol. Soc. Amer.* (New York), 80, p. 2409—2430.



- HESS, H. H. 1938: A primary peridotite magma. *A. J. Sci.* (New Haven), 235, p. 321—344.
- HESS, H. H. 1955: Serpentinities, orogeny and epirogeny. *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.* (New York), 62, p. 391—408.
- HESS, H. H. 1962: History of ocean basins. In Engel, A. E. — James, H. L. — Leonard, B. F. H. (ed.) *Petrologic Studies. Buddington volume* — *Geol. Soc. Amer. Mem.* (New York), 28, p. 599—620.
- HESSLEITNER, G. 1951: Serpentin- und Chromerz-Geologie der Balkanhalbinsel und eines Teiles von Kleinasien. *Jb. Geol. Bundesanst. (Wien), Sonder-Bd. 1*, 683 p.
- HOLMES, A. 1931: Radioactivity and earth movements. *Trans. Geol. Soc. Glasg. (Glasgow)*, 18, p. 559—606.
- HSÜ, K. J. 1968: Principles of mélange and their bearing on the Franciscan-Knoxville paradox. *Bull. Geol. Soc. Amer. (New York)*, 79, p. 1063—1074.
- HSÜ, K. J. 1971: Franciscan Mélanges as a Model for Eugeosynclinal Sedimentation and Underthrusting Tectonics. *J. Geophys. Res. (Washington)*, 76, p. 1162—1170.
- ISACKS, B. — OLIVER, J. — SYKES, L. R. 1968: Seismology and the new global tectonics. *J. Geophys. Res. (Washington)*, 72 p. 5855—5900.
- KÜNDIG, E. 1956: Geology and ophiolite problems of East-Celebes. *Verh. koninkl. ned. Geol. — mijnb. Genoot.*, (Delft) 16, p. 210—235.
- LE PICHON, X. 1968: Sea floor spreading and continental drift. *J. Geophys. Res. (Washington)*, 73, p. 3661—3697.
- LOTTI, B. 1886: Descrizione Geologica dell'Isola d'Elba. *Mem. Carta Geol. Ital. (Firenze)*, 2.
- MAXWELL, J. C. 1970: The Mediterranean, Ophiolites and Continental Drift, In: Johnson H. — Smith B. L. (ed.): *The Megatectonics of Continents and Oceans*, Univ. Press, New Jersey, 167—193.
- MCKENZIE, D. B. 1969: Speculations on the consequences and causes of plate motion. *Geophys. J. Roy. astron. Soc. (Oxford)*, 18, p. 1—32.
- MCKENZIE, D. P. — MORGAN, W. J. 1969: The evolution of tripple junction. *Nature (London, New York)*, 224, 125—129.
- MIGLIORINI, C. I. 1948: Composite wedges and orogenic landslips in the Appenines. 18<sup>th</sup> Sess. *Internat. Geol. Congr. (London)*, 13, p. 186—198.
- MITSCHELL, H. A. — READING, H. G. 1969: Continental Margins, Geosynclines and Ocean Floor Spreading. *J. Geol. (Chicago)*, 77, p. 629—646.
- MIYASHIRO, A. 1961: Evolution of metamorphic belts. *J. Petrol. (Oxford)*, 2, p. 227—311.
- MOORES, E. M. 1969: Petrology and structure of the Vourinos ophiolitic complex of northern Greece. *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap. (New York)*, 118, 74 p.
- MOORES, E. M. — VINE, F. J. 1971: The Trodos Massif, Cyprus, and other ophiolites as oceanic crust, evaluation and implication. *Phil. Trans. Roy. Soc. London (London)*,
- MORGAN, W. J. 1968: Rises, trenches great faults and crustal blocks. *J. Geophys. Res. (Washington)*, 73, p. 1959—1982.
- MURATOV, M. V. 1971: Stroenie i razvitie eugeosinklinalnykh progibov i ich magmatizm. *Izv. Akad. Nauk. SSSR, Ser. geol. (Moskva)*, 5, S. 3—11.
- NICOLAS, A. 1969: Tectonique et metamorphique dans les Stura di Laryo (Alpes Piemontaises). *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. (Zürich)*, 49, p. 315—333.
- NORTH, F. K. 1971: Alpine serpentinites, oceanic ridges, and continental drift. *Geol. Mag. (Hetford)*, 108, p. 81—96.
- PANTANELLI, D. 1883: I diaspri della Toscana e loro fossili. *Atti. R. Accad. nazl. Lincei (Roma)*, 7 (3), p. 13—14.
- PANTAZIS, T. M. 1967: The geology and mineralogy resources of the Pharmakas- Kalavassos area. *Cyprus Geol. Surv. Mem. (Nicosia)* 8, 190 p.
- PEJVE, A. V. 1969: Okeaničeskaja kora geologičeskogo prošlogo. *Geotektonika (Moskva)*, 4, S. 5—23.
- REINHARDT, B. M. 1969: On the genesis and emplacement of ophiolites in the Oman Mountains Geosyncline. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. (Zürich)*, 49, p. 1—30.
- STEINMANN, G. 1926: Die ophiolitischen Zonen in dem mediterannen Kettengebirge. *Congr. Geol. Internat. (Madrid)*, C. R. 14<sup>e</sup>, 2, S. 636—638.
- STILLE, H. 1936: Wege und Ergebnisse der geologisch-tektonischen Forschung. 25 Jahr. *Kaiser Wilhelm. Ges. (Berlin)*, 2, S. 77—97.
- STILLE, H. 1940: Einführung in den Bau Nordamerikas. *Borntraeger (Berlin)*, 717 p.
- STOCKLIN, J. 1968: Structural history and tectonics of Iran — A review. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. (Tulsa)*, 52, p. 1229—1258.

- THAYER, T. P. 1970: Periodotite-gabbro complexes as keys to petrology of mid-oceanic ridges. Bull. Geol. Soc. Amer. (New York), 80, p. 1515—1522.
- WELLS, F. G. 1949: Ensimatic and ensialic geosynclines. Bull. Geol. Soc. Amer. (New York), 60, p. 127.
- ZONNENŠAIN, L. P. 1969: O miogeosinklinaljach. Geotektonika (Moskva), 4, S. 35—46.

## INFORMÁCIE

## Niektoré spôsoby využitia plynovochromatografických metód v geochemii a geológii

(1 tab. v texte)

JÁN CIEKER\*

V príspevku sú opísané niektoré spôsoby využitia plynovochromatografických metód pri riešení geochemických a geologických problémov. Plynová chromatografia zameraná na analýzu organických látok v horninách pomáha objasniť pôvod organickej hmoty a geologické procesy, pri ktorých dochádza k charakteristickým zmenám organickej hmoty. Analýza plynov v geologických materiáloch poskytuje tiež dôležité informácie.

Plynová chromatografia je v súčasnosti jednou z najrozšírenejších metód chemickej analýzy. Jej univerzálnosť, vysoká rozdeľovacia schopnosť a vysoká detekčná citlivosť podmienujú jej využitie vo vedeckom výskume i v priemysle (biochémia, medicína, organická chémia, rádiochémia, agrochémia, farmakológia, problémy životného prostredia, riadenie a regulovanie priemyselných chemických procesov ap.). Najmä v spojení s inými metódami (tenkovrstvová chromatografia, hmotová spektrometria, infračervená spektroskopia a i.) predstavuje rýchlu a presnú metódu organickej analýzy.

Jednu z oblastí, kde plynová chromatografia nachádza v ostatnom čase uplatnenie, je aj geochemia a geológia (A. G. DOUGLAS — W. HENDERSON 1972). Už dlhšie sa využíva pri analýze typických organických kaustobiolitov — uhlia, ropy a zemného plynu (L. P. KOLESNIKOVA 1972). Pomáha riešiť problémy vzniku, pôvodu a hromadenia týchto dôležitých surovín (G. T. PHILIPPI 1965; W. HENDERSON et al. 1968; V. G. BREZENKIN — N. S. NAMETKIN 1972). Tiež sa používa ako jedna z metód prospekcie zemného plynu (J. JANÁK 1955; A. ŠEVČÍK 1970). V súčasnosti sa čoraz častejšie využíva v organickej geochemii pri analýze nepatrného množstva organických látok v geologických materiáloch. Tak umožňuje riešiť problémy histórie organickej hmoty v horninách, jej pôvod, počiatkové zmeny pôvodného materiálu a vývoj zmien po začlenení do súvislého sedimentu. To sa dosahuje kvalitatívnou analýzou organických látok, elementárnou analýzou, analýzou nerozpuštnej organickej hmoty (kerogénu), analýzou plynov obsiahnutých v horninách a pôdach.

Aj keď sa v moderných laboratóriách pri riešení týchto problémov využíva predovšetkým kombinácia plynovej chromatografie a hmotovej spektrometrie (R. L. LEVY et al. 1973; W. HENDERSON et al. 1968; E. J. GALLEGOS 1971), zjednotená do kompaktného prístroja a využívajúca výhody oboch metód, aj samotná plynová chromatografia môže významne prispieť k získaniu nových poznatkov (A. G. DOUGLAS — W. HENDERSON 1972).

Chromatografia je metóda delenia látok využívajúca fázové rovnováhy a kinetické javy na styku dvoch fáz. Jedna je stacionárna (zakotvená) a druhá pohyblivá. Pohyblivá prenáša analyzované látky a pohybuje sa pozdĺž alebo cez stacionárnu fázu. Vysoký stupeň delenia sa dosahuje mnohonásobným opakovaním fázových prechodov analyzovaných látok rozhraním týchto fáz. Fázy sa preto musia stykať čo najväčším povrchom a vonkajšie podmienky musia umožňovať rýchly prechod látok rozhraním. Efektívnosť delenia znižujú difúzne javy, preto obidve fázy musia mať čo najmenšiu hrúbku. V závislosti od afinity analyzovaných látok k daným dvojiciam fáz, určenej súborom chemických a fyzikálnych vlastností látok, sa jednotlivé zložky vzorky pohybujú rozličnou rýchlosťou v smere pohyblivej fázy vo forme charakteristických zón (E. LEIBNITZ — H. G. STRUPPE 1966).

Pohyblivou fázou v prípade plynovej chromatografie je plyn — nosný plyn ( $H_2$ ,  $N_2$ , He, Ar). Stacionárnu fázou je buď tuhý, zrnitý nosič (silikagél, aktívne uhlie, alumina, molekulové sitá a pod.) alebo kvapalná neprchavá fáza nanosená na zrnitý, pórovitý nosič (upravené diatomity, drvená tehla, sklené guľôčky, polymérne teflónové nosiče). V prvom prípade hovoríme o adsorpčnej a v druhom o rozdeľovacej plynovej chromatografii. Samotný proces delenia prebieha v kolónach

Ján Cieker, Geologický ústav SAV, Štefánikova 41, 886 26 Bratislava.

z ocele, medi, hliníka, skla alebo umelých hmôt. Kolóna je umiestnená v termostate s presnou reguláciou teploty. Na vstupe kolóny je dávkovacie zariadenie s odparovacím blokom a na výstupe detektor indikujúci prítomnosť jednotlivých zložiek vzorky v nosnom plyne. Elektronické zariadenie so zapisovačom registruje priebeh zóny určitej zložky detektorom vo forme vrcholu, ktorý má v ideálnom prípade tvar Gaussovej krivky. Poloha vrcholu na chromatograme je mierou kvalitatívnej analýzy. Tieto elučné údaje vrcholu, charakteristické pre určitú zložku vzorky, sú závislé od druhu náplne kolóny (nosiča a kvapalnej fázy), teploty a prietoku nosného plynu. Pri analýzach musia byť tieto faktory presne známe.

Pri náplňových kolónach s priemerom 2—6 mm a dĺžkou 1—3 m sa dávkujú obyčajne miligramové množstvá vzorky, pri kapilárnych kolónach, kde sa stacionárna fáza nanáša priamo na upravený povrch vnútra kapiláry s priemerom 0,2 — 0,4 mm a dĺžkou 10 až 300 m, sa dávkujú mikrogramové množstvá. Dávkuje sa injekčnou technikou alebo pomocou osobitných dávkovačov; v prípade kapilárnych kolón sa príslušné množstvá dosahujú delením prúdu nosného plynu (J. A. DEAN 1969).

Použitie plynu ako pohyblivej fázy ohraničuje metódu na separáciu a analýzu látok vo forme pár a plynov. To znamená, že možno analyzovať látky s bodom varu do 300 — 400 °C. Mnohé neprchavé látky však možno previesť na prchavé vhodnou premenou (trimetylsilylové, trifluoracetylové deriváty a i. — J. A. DEAN 1969). Použitie plynu na druhej strane prináša tri podstatné prednosti, ktoré zaraďujú plynovú chromatografiu medzi najvýznamnejšie analytické metódy:

— Difúzia v plynnej fáze je o tri rády vyššia ako v kvapalinách, čo umožňuje rýchlo dosiahnuť chromatografickú rovnováhu. To je podstatou vysokého deliaceho účinku plynovochromatografických kolón.

— Správanie sa látok v plynnom stave sa v podmienkach plynovej chromatografie blíži k ideálnemu. Z toho vyplýva kvalitatívny význam metódy.

— Citlivosť detekčných metód v plynch je o niekoľko rádov vyššia ako v kvapalinách alebo v pevných látkach. Tento faktor podmieňuje výhody metódy z hľadiska kvalitatívneho stanovovania (E. LEIBNITZ — H. G. STRUPPE 1966).

Citlivosť detekcie je závislá od princípu detekcie, druhu použitého nosného plynu, jeho prietoku, od charakteru analyzovaných látok a ich množstva. Najviac sa rozšírili plameňo-ionizačné a tepelno-vodivostné detektory. Ich vlastností sú zahrnuté v tabuľke I.

Porovnanie vlastností detektorov

Tab. 1

| Detektor                          | Citlivosť (g/s)                            | Citlivosť (%) | Lineárny dynamický rozsah | Charakter anal. zlúč.                              |
|-----------------------------------|--------------------------------------------|---------------|---------------------------|----------------------------------------------------|
| Plameňo-ionizačný                 | $10^{-12}$ g/s (alkány)                    | $10^{-7}$ %   | $10^7$                    | všetky obsahujúce org. uhlík                       |
| Tepelno-vodivostný                | $6 \cdot 10^{-10}$ g/s (etán)              | $10^{-4}$ %   | $10^4$                    | všetky                                             |
| Elektrón. H <sup>3</sup> záchytu  | $2 \cdot 10^{-19}$ g/s (CCl <sub>4</sub> ) | $10^{-7}$ %   | $5 \cdot 10^2$            | pesticídy<br>steroidy<br>hal. deriv.<br>nitrozlúč. |
| Elektrón Ni <sup>63</sup> záchytu | $5 \cdot 10^{-14}$ g/s (CCl <sub>4</sub> ) | —             | 50                        | — —                                                |
| Héliový                           | $10^{-7}$ mg/ml                            | —             | $5 \cdot 10^4$            | inertné plyny a iné                                |
| Argónový                          | $10^{-10}$ mg/ml                           | —             | 100                       | org. zlúč.                                         |

Z geochemického hľadiska možno plynovochromatografické metódy rozdeliť do dvoch skupín:

1. Analýza pevných a kvapalných látok, ktoré sa zvyčajne získavajú z geologického materiálu extrakciou. Na analýzu sa používajú vo forme roztokov.

II. Analýza plynov rozličného pôvodu a zloženia, analýza látok, ktoré možno na plynné premeniť (karbonáty, stanovenie  $N_2$ ,  $C$  ...). Tu zaraďujeme aj analýzu pôdneho vzduchu.

Stanovenie organickej látok priamo v geologickom materiáli bez predbežného spracovania je perspektívnym problémom využitia plynovej chromatografie v geochemii.

Na analýzu látok prvej skupiny sa používa rozdeľovacia chromatografia; analýza plynov sa uskutočňuje na princípe adsorpcnej chromatografie.

I. Pri vzniku usadených hornín sa v mnohých sedimentačných prostrediach usadzuje organická hmota veľmi rozmanitého zloženia, ktorá je geneticky zviazaná s vlastnosťami sedimentačného prostredia. Po počiatkových mikrobiologických a hnilobných zmenách sa zostávajúca časť uzatvára do sedimentu, kde prebiehajú ďalšie, predovšetkým fyzikálno-chemické a menej biologické zmeny (E. DEGENS 1971). Všetok organický materiál sa za dostatočne dlhý čas postupne mení na aromatický kondenzát a alifatické uhľovodíky. Rýchlosť týchto premien závisí od teploty a tlaku prostredia. Niektoré biologické materiály sú však stabilné a pretrvávajú v horninách dlhý čas (masťné kyseliny boli zistené v sedimentoch starých 3–4 miliardy rokov (J. HAN — M. CALVIN 1969). Sú to najmä porfiríny, aminokyseliny, masťné kyseliny a i. Veľká časť organickej hmoty podlieha v priebehu diagenézy polymerizácii, pričom vzniká nerozpustný kerogén. Hoci existujú metódy na zisťovanie tejto látky, väčší význam má chromatografia rozpustných látok: uhľovodíkov, masťných kyselín, aminokyselín ap.

*Uhľovodíky.* V súčasných sedimentoch a sedimentoch s miernou teplotnou históriou možno sledovať súvis medzi zastúpením n-alkánov v sedimentoch a vlastnosťami sedimentačného prostredia, ktoré je zdrojom organickej hmoty (G. T. PHILIPPI 1965; A. G. DOUGLAS — W. HENDERSON 1972). Veľká prevaha nepárnych n-alkánov  $C_{25}$  —  $C_{35}$  nad párnymi je typická pre prítomnosť vyšších zelených rastlín v okolí sedimentačného prostredia. Oblasť  $C_{15}$  —  $C_{17}$  je charakteristická pre nižšie rastliny a mikroorganizmy (obzvlášť riasy). V starších usadeninách je často pomer párných a nepárnych uhľovodíkov iný ako v živom materiáli, čo je dôsledok fyzikálnych a chemických premien lipidického a bielkovinného materiálu pri vyšších teplotách. Pri týchto premenách (tepelné a katalytické krakovanie, hydrogenizácia, cyklizácia, aromatizácia a polymerizácia, dekarboxylácia a oxidácia) sa tvoria hlavne n-alkány, cyklické a aromatické uhľovodíky bez selektívneho výberu (E. DEGENS 1971). Ak aj v starších usadeninách prevládajú nepárne n-alkány, dokazuje to mierny geologický vývoj. Vo frakciách rozvetvených a cyklických uhľovodíkov, ktoré možno od lineárnych jednoducho oddeliť, sa objavujú látky, ktoré sa v prírode a v súčasných sedimentoch nevyskytujú. Sú to najmä izoprenoidné uhľovodíky: sterány, diterpény, triterpény a tetraterpény, ktoré vznikajú z biologických prekursorov po začlenení do sedimentov (M. STREIBL — V. HEROUT 1969; T. J. MURPHY et al. 1967; E. J. GALLEGOS 1971). Dôležité sú obzvlášť fytán a pristán, odvodené od estericky viazaných alkoholov v chlorofyle — fytolu a farnezolu (J. G. BENDORAITIS et al. 1962; T. J. MURPHY et al. 1967). Sú typické pre určitý stupeň biologickej aktivity. Zisťovanie látok tohto druhu poskytuje informácie o prvotných obdobiach po zakrytí organickej hmoty, o miere biochemických a chemických zmien. Napríklad identifikácia seskviterpénov  $\alpha$ -cedrénu a  $\alpha$ -cedránu, ktoré sa líšia len jednou dvojitou väzbou a ich pomer umožňuje rozhodnúť medzi chemickými a biologickými procesmi podmienajúcimi zmeny zloženia organickej hmoty. Pri chemickej redukcii  $\alpha$ -cedrénu vznikajú dva stereozoméry  $\alpha$ -cedrénu v pomere 1 : 10, čo je podmienené stereoizomériou  $\alpha$ -cedrénu, ktorý je prirodzenou látkou, na rozdiel od  $\alpha$ -cedránu, ktorý sa v prírode nevyskytuje. Vyšetrovanie podobných dvojíc, kde nenasýtená látka vykazuje pri chemickej redukcii stérické zábrany, po jednoznačnej identifikácii umožňuje presnejšie uzávery (A. G. DOUGLAS — W. HENDERSON 1972). Jednoznačná identifikácia látok (GC — MS) biologickej špecifity, ktoré vykazujú značnú geologickú stabilitu izo-, anteizo-, acyklických a polycyklických uhľovodíkov, môžu významnou mierou prispieť k informáciám o zdrojoch organickej hmoty. Plynovochromatografická analýza umožňuje vyšetriť aj také uhľovodíky, ktoré poskytujú identické MS spektrá, napr. fytán a 2, 6, 10, 13-tetrametylheptadekán, ktorého biologický prekursor však nepoznáme. Tiež možno rozlíšiť látky, ktoré patria medzi tzv. biological markers, triterpény — hopán, lupán, moretán, ktoré majú zhodné MS spektrá (A. G. DOUGLAS — W. HENDERSON 1972). Analýza uhľovodíkov v oblastiach s typickými geologickými znakmi výskytu ropy a uhlia a sledovanie prirodzených zmien uhľovodíkov s narastajúcou hĺbkou (teplotou a tlakom) umožňuje zistiť dôležité informácie o genéze týchto látok. Analýzy pomeru pristánu a fytánu (žiadny z nich nie je súčasťou zelených rastlín, hoci sa pristán nachádza v morských organizmoch) umožňujú konštruovať určité uzávery o morskom, prípadne kontinentálnom zdroji organickej hmoty (A. G. DOUGLAS — W. HENDERSON 1972).

Všetky tieto analýzy možno jednoducho uskutočniť pomocou plynovochromatografických techník za použitia príslušných štandardov.

*Masťné kyseliny.* Možno ich nájsť v usadeninách všetkých geologických érá až do niekoľko miliárd rokov (J. HAN — M. CALVIN 1969). Vzhľadom na ich rýchlu izoláciu a analýzu poskytujú geológom

rýchle informácie paleotaxonomického a paleontologického významu (A. G. DOUGLAS — W. HENDERSON 1972). Vyskytujú sa voľne ako nízkomolekulárne estery, vo forme solí a viazané na kerogén. V súčasných sedimentoch sa nachádzajú aj nenasytené kyseliny, ktorých množstvo s hĺbkou prudko klesá (P. L. PARKER — R. F. LEO 1965; R. F. LEO — P. L. PARKER 1966). Tento druh analýz z povrchových vrstiev sedimentov a organizmov žijúcich nad touto vrstvou (riasy, planktón) má význam pri objasňovaní histórie biolipidického materiálu pred začlenením do hlbšieho sedimentu. Zaujímavý je výskyt homologických radov rozvetvených izo-, anteizoprenoidných kyselín,  $\alpha$ ,  $\beta$ -dikarboxylových a nepárnych n-kyselín, ktoré sa vyskytujú v biosfére len v nepatrnom množstve. Chromatografovaním na dvoch rozdielnych fázach možno dokázať niektoré izoprenoidné kyseliny a ich stereochemické vzťahy k fytolu, ktorý sa pokladá za najpravdepodobnejší zdroj takýchto látok (I. MACLEAN et al. 1968).

Vzhľadom na to, že baktérie obsahujú značný podiel rozvetvených izo- a anteizoprenoidných kyselín, sa predpokladá, že mikrobiologická flóra vrchných vrstiev sedimentov je v usadených horninách hlavným zdrojom týchto kyselín.

**Aminokyseliny.** Patria medzi látky so značnou geologickou stabilitou. S narastajúcim vekom hornín ich celkové množstvo klesá a tiež sa mení optická aktivita tak, ako prebieha racemizácia. Vzhľadom na to, že živé organizmy produkujú len aminokyseliny L-konfigurácie, ktoré sa v priebehu diagenézy racemizáciou postupne menia na neproteínové kyseliny, umožňuje separácia D a L izomérov určiť mieru kontaminácie vzoriek známeho veku mladšími horninami (J. WEHMILLER — P. E. HARE 1971). Aminokyselina L-izoleucín sa počas diagenézy mení na D-alloizoleucín. Kinetické štúdie s čistým L-izoleucínom a simulované diagenetické pokusy ukazujú, že rovnováha medzi D a L konfiguráciami sa dosiahne za  $1,5 \cdot 10^9$  rokov. Obe látky možno plynovochromatograficky separovať a z pomeru koncentrácií a známej rýchlosti konverzie určiť sedimentačné rýchlosti v stĺpci morských usadenín. Takýmto spôsobom tiež možno určiť vek hornín (usadených) do 400 000 rokov. Závislosť čas—teplota pre racemizáciu, meraná týmto spôsobom, dovoľuje výskum paleoteplôt hornín známeho veku. Ak sú v sedimentoch charakteristické morfológické štruktúry, dá sa zistiť, či bola organická hmota uložená syngeneticky so sedimentom (J. WEHMILLER — P. E. HARE 1971).

II. Zloženie prírodných plynov je zvyčajne rôznorodé a závisí od genézy a fyzikálno-chemických podmienok, za ktorých sa plyny akumulujú. Ide predovšetkým o plyny zemskej atmosféry, pôdne, počierné, rašelinové, plyny obsiahnuté v malých množstvách v horninách všetkých druhov, plyny rozpustené vo vode, v moriach, oceánoch, v podzemnej vode a plyny vulkanického pôvodu. Podľa prevládajúceho zloženia a cieľov analýzy sa vyberá vhodná metodika: vhodný adsorbent, pracovná teplota, náplň kolóny, detektor. Pri zložitejších zmesiach sa obyčajne stanovujú jednotlivé zložky postupne za rozdielnych podmienok. Z geochemického hľadiska sa najčastejšie stretávame s delením zložiek v skupinách: 1.  $H_2$ ,  $O_2$ ,  $N_2$ ,  $CH_4$ ,  $CO$ ,  $CO_2$ ; 2. He, Ar, Kr, Xe; 3.  $H_2$ ,  $O_2$ , Ar,  $N_2$ ,  $CH_4$  (L. P. KOLESNIKOVA 1972).

Ťažké je delenie vzácných plynov s inými nízkoprécími plynmi a uhlíkovodíkmi. Osobitná metodika sa uplatňuje pri delení  $O_2$  a Ar. Pri delení uhlíkovodíkových zmesí sa často využívajú kvapalné stacionárne fázy (polárne a nepolárne). Dvoj-aj trojkolónový systém sa používa v prípade, keď chceme analýzu urýchliť. Používajú sa rovnaké alebo rozličné teploty, rozličné náplne a rozličné selektívne detektory.

Z geochemického hľadiska sú dôležité analýzy pôdnej atmosféry ( $N_2$ ,  $N_2O$ ,  $CO_2$ ,  $O_2$ , Ar a iné — O. VAN CLEEMPUT 1969; J. R. BURFOLD 1969), plynov inkludovaných v horninách (P. G. JEFFERY — P. J. KUPPING 1962; P. G. JEFFERY — P. J. KUPPING 1963; E. K. GIBSON — C. B. MOORE 1970; A. DUBANSKÝ 1972). Plynovochromatografickým stanovením Ar v horninách možno určovať absolútny vek hornín (A. DUBANSKÝ 1972). Touto metódou tiež možno určovať obsah malých množstiev uhlíčanov v horninách (F. G. CARPENTER 1962).

Z uvedeného vychádza, že plynovochromatografické metódy dávajú geochemii a geológii nové možnosti výskumu. Hlavný dôraz sa v súčasnosti kladie na analýzy zamerané na pochopenie pôvodu organickej hmoty a dejov, ktoré prebiehajú po začleníení do hornín, čo spolu s informáciami iného druhu pomáha dotvárať obraz geologických procesov.

Doručené 10. 7. 1973  
Odporučil Bohuslav Cambel

Slovenská akadémia vied  
Geologický ústav  
Bratislava

- BENDORAITIS, J. G. — BROWN, B. L. — HEPNER, L. S. 1962: Isoprenoids hydrocarbons in petroleum. *Anal. Chem.* (Washington), 34, p. 49—53.
- BEREZKIN, V. G. — NAMETKIN, N. S. 1972: Application of gas chromatography in petroleum chemistry. *J. Chromatogr.* (Amsterdam), 65, No 1, p. 85—92.
- BEREZKIN, V. G. TATARINSKIJ, V. S. 1970: Gazo-chromatografičeskije metody analiza primesej. Moskva, Izd. Nauka, 206 s.
- BURFORD, J. R. 1969: Single sample analysis of  $N_2$ — $N_2O$ — $CO_2$ — $A$ — $O_2$  mixtures by gas chromatography. *J. Chromatogr. Sci.* (Niles, Illinois), 7, p. 760—762.
- CARPENTER, F. G. 1962: Unse of GC for rapid determination of carbonate at low lavals. *Anal. Chem.* (Washington), 34, p. 66—67.
- DEAN, J. A. 1969: Chemical separation methods. 1. ed., New York, Van Nostrand Reinhold Company, 398 p.
- DEGENS, E. 1971: Diagenes i katagenes organičeskovo veščestva. *Organičeskaja geochemija*. 3. vyp., Moskva, Nedra, s. 157—184.
- DOUGLAS, A. G. — HENDERSON, W. 1972: Some aspect of chromatography to geology. Manuscript — Chromatography 1972, Montreux, Switzerland, 14 p.
- DUBANSKÝ, A. 1972: Aparatúra na chromatografické stanovenie plynov v mineráloch. *Geochimija* (Moskva), No 4, s. 494—496.
- GALLEGOS, E. J. 1971: Identification of new steranes and branched paraffins in Green River shale by combined GC/MS. *Anal. Chem.* (Washington), 43, p. 1151—1156.
- GIBSON, E. K. — MOORE, C. B. 1970: Inert carier gas fusion determination of total nitrogen in rocks and meteorites. *Anal. Chem.* (Washington), 42, p. 461—464.
- HAN, J. — CALVIN, M. 1969: Occurrence of fatty acids and aliphatic hydrocarbons in 3—4 billion-year-old sediments. *Nature* (London), 224, p. 576—577.
- HENDERSON, W. — EGLINTON, G. — SIMMONDS, P. — LOVELOCK, J. E. 1968: Thermal alteration as a contributory process to the genesis of petroleum. *Nature* (London), 219, p. 1012—1016.
- HENDERSON, W. — WALLRAB, V. — EGLINTON, G. 1968: Identification of steroids and triterpanes from geological source by GC—MS. *Chem. Comm.* (London), 13, p. 710—715.
- JANÁK, J. 1955: Chromatografická plynová prospekcia z hlbinných vôd. *Věstník ÚÚG* (Praha), 30, No 5, s. 51—59.
- JEFFERY, P. G. — KIPPING, P. J. 1962: The determination of constituents of rocks and minerals by GC. I. The determination of carbon dioxide. *Analyst*. (London), 87, p. 379—382.
- JEFFERY, P. G. — KIPPING, P. J. 1963: The determination of constituents of rocks and minerals by GC. II. The determination of some gaseous constituents. *Analyst* (London), 88, p. 266—271.
- KOLESNIKOVA, L. P. 1972: Gazovaja chromatografija v issledovanii prirodnyh gazov, neftej i kondensatov. 1. vyd. Moskva, Izd. Nedra, 134 s.
- LEIBNITZ, E. — STRUPPE, H. G. 1966: Handbuch der Gas-Chromatographie. Preklad z nemčiny za redakcie A. A. Žuchovického 1969: Rukovodstvo po gazovoj chromatografii. 1. vyd. Moskva Izd. Mir, 503 s.
- LEO, R. F. — PARKER, P. L. 1966: Branch-chain fatty acids in sediments. *Science* (Washington), 152, p. 649—650.
- LEVY, R. L. — GRAYSON, M. A. — WOLF, C. J. 1973: The organic analysis of the Murchinson meteorite. *Geochim. Cosmochim. Acta* (Oxford), 37, p. 467—483.
- MACLEAN, I. — EGLINTON, E. — DOURAGHI-ZADEH, K. — ACKMAN, R. G. — HOOPER, S. N. 1968: Correlation of stereoisomerism in present day and geologically ancient isoprenoids fatty acids. *Nature* (London), 218, p. 1019—1024.
- MURPHY, T. J. — MCCORMICK, A. — EGLINTON, G. 1967: Perhydro-carothene in Green River shale. *Science* (Washington), 157, p. 1041—1045.
- PARKER, P. L. — LEO, R. F. 1965: Fatty acids in Blue-green algal mat communities. *Science* (Washington), 148, p. 373—374.
- PHILIPPI, G. T. 1965: On The depth, time and mechanism of petroleum generation. *Geochim. Cosmochim. Acta* (Oxford), 29, p. 1021—1043.
- STREIBL, M. — HEROUT, V. 1969: Terpenoids — especially oxygenated mono-, sequi-, di- and triterpanes, *Organic geochemistry*, Springer-Verlag, (Eglinton-Murphy), Berlin-Heidelberg-New York, chap. 16, p. 401—424.
- ŠEVČÍK, A. — VEČERA, A. — MALÍŠKOVÁ, N. — VOJTA, O. 1970: Plynoprospekcia Podunajskej nížiny. Manuscript — Geofond, Bratislava, 75 s.

- VAN CLEEMPUT, O. 1969: GC emanating from the soil atmosphere. *J. Chromatogr.* (Amsterdam), 45, p. 315—316.
- WEHMILLER, J. — HARE, P. E. 1971: Racemization of aminoacids in marine sediments. *Science* (Washington), 173, p. 907—911. Prospekty fy Varian, Varian Aerograph, Moduline Series 1800.



## ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI

JÁN BABČAN: Príspevok k teórii vzniku oxidov železa v sideritových ložiskách (Bratislava 6. 12. 1972)

Predložená teória vzniku oxidov železa v sideritových ložiskách je príspevkom na objasnenie genetických problémov, pri ktorých asociácia minerálov (siderit — pyrit — magnetit — hematit) prakticky vylučuje oxidáciu v bežnom chápaní tohto procesu. Podľa našej teórie je vznik jednotlivých oxidov podmienený kolísaním parciálneho tlaku  $\text{CO}_2$ , čo spôsobuje premeny siderit  $\rightleftharpoons$  magnetit  $\rightleftharpoons$  hematit.

Základom teórie sú výsledky experimentálneho štúdia metasomatického zatlačovania karbonátov sideritom. Zatlačovanie prebieha len pri určitom parciálnom tlaku  $\text{CO}_2$ . Ak je  $P_{\text{CO}_2}$  nižší, v systéme vzniká popri siderite magnetit.

Teória sa ďalej opiera o výsledky štúdia reakcií v systémoch  $\text{Fe}^{2+} - \text{Fe}^{3+} - \text{OH}^- - \text{Fe}^{2+} - \text{Fe}^{3+} - \text{karbonáty}$ . Štúdium ukázalo, že magnetit vzniká len pri  $\text{pH} > 5$ , pri  $\text{pH} < 5,0$  sa vy-  
lučujú zlúčeniny  $\text{Fe}^{3+}$ , zatiaľ čo  $\text{Fe}^{2+}$  zostáva v roztoku. V aplikácii na prirodzené systémy to znamená, že tam, kde  $\text{CO}_2$  neuniká a znižuje pH prostredia pod 5,0, sa tvorí zmes hematitu a sideritu. V prostredí, z ktorého  $\text{CO}_2$  unikne, je pH nad 5,0, a preto sa môže tvoriť magnetit.

Podstatou rozpadu sideritu na magnetit je hydrolyza sideritu na  $\text{Fe}(\text{OH})_2$ , podobne ako poznáme napr. hydrolyzu magnetitu na brucit. Vzniknutý  $\text{Fe}(\text{OH})_2$  je nestály a pri zvýšenej teplote sa rozkladá na magnetit a elementárne Fe. Elementárne Fe in statu nascendi je veľmi reaktívne a ihneď reaguje s  $\text{H}_2\text{O}$  a  $\text{CO}_2$  a redukuje ich. Z vody vzniká vodík, z  $\text{CO}_2$  CO alebo až grafit. Ich vzájomnými reakciami môžu vznikáť uhľovodíky, ktoré sme pri experimentoch tiež zaregistrovali.

Na základe termodynamických úvah sa dá predpokladať, že pri vysokom tlaku v  $\text{CO}_2$  môže nastať zatlačovanie magnetitu hematitom a sideritom. Tento proces, označovaný ako martitizácia, je vlastne metasomatózou magnetitu hematitom (spekularitom) a súčasne i sideritom. Procesy podobného druhu, ale s iným vysvetlením boli opísané napr. na ložisku Rákoš.

Podstatou mušketoovitizácie, známej tiež zo sideritových žíl, môžu byť vzájomné reakcie hematitu s  $\text{Fe}(\text{OH})_2$  vzniknutého hydrolytickým rozkladom sideritu pri nízkom parciálnom tlaku  $\text{CO}_2$ .

Autor predpokladá, že oxidy železa a ich vzájomný prechod na sideritových žilách nevznikajú len v dôsledku zvýšenej koncentrácie kyslíka v danom prostredí, ale aj ako dôsledok kolísania parciálneho tlaku  $\text{CO}_2$ . Z hypotézy však v žiadnom prípade nemožno robiť uzáver, že každý výskyt magnetitu a hematitu má uvedenú genézu. Niektoré teoretické predpoklady hypotézy už boli experimentálne overené, iné sa ešte verifikujú.

JÁN ILAVSKÝ: Metalogenéza alpskej Európy (Bratislava 14. 12. 1972)

Heterogenita spracovania metalogenetických problémov alpských krajín Európy publikovaných v rokoch 1965 — 1970 v súvislosti s prípravou metalogenetickej mapy Európy v mierke 1 : 2 500 000 bola veľmi veľká. Preto sa hlavná redakcia mapy v Paríži — pod vedením prof. Pierra Laffitta — rozhodla vydať o metalogenéze Európy syntetické dielo na princípoch jednotného typu pre jednotlivé veľké geologické celky, ako sú platformová Európa, varíska Európa a alpská Európa.

Redakcia textu i mapy strednej časti alpskej Európy (od Rakúska po Bulharsko a Grécko) bola zverená Geologickému ústavu Dionýza Štúra v Bratislave. Vydavateľom mapy je UNESCO.

V tejto syntéze, na ktorej spolupracovali všetky zúčastnené krajiny, sa zapodieame priestorovým členením (metalogenetickým rájovaním), členením na časové jednotky (geotektonicko-metalogenetický vývoj), látkovým zložením ložísk, faktormi ich akumulácie a koncentrácie, t. j. metalotektními.

Z hľadiska priestorových jednotiek začleňujeme podľa nateraz platnej terminológie a jej hierarchie študované územie do planetárneho alpsko-himalájskeho systému, a to do alpsko-karpatskej provincie. V tejto superprovincii, t. j. jednotke prvého stupňa, vyčleňujeme tri jednotky druhého stupňa, t. j. mobilné pruhy alebo provincie: alpsko-karpatskú, diňarsko-helenidnú a medzi nimi mediánne masívy.

V rámci pruhov alebo provincií vyčleňujeme potom jednotky tretieho stupňa — metalogenetické regióny, ktorých je 13 (Východné Alpy, Západné Karpaty, sovietske Karpaty, Východné Karpaty, Apusenidy, transylvánsky bazén, južné Karpaty, balkanidy, panónsky bazén, Srbskomacedónia, Rodopy, dinaridy a albano-helenidy).

Jednotlivé metalogenetické regióny sa potom členia na štruktúrno-metalogenetické zóny, ktoré možno ešte v rámci mierky mapy 1 : 2 500 000 vyčleňovať. Menšie priestorové jednotky v hierarchii (rudný dištrikt, rudná zóna alebo pruh, rudné pole, rudný uzol až rudné ložisko) už v tejto štúdii neopisujeme.

Zo stanoviska časových jednotiek sú na území zastúpené tieto metalogenetické epochy: stredno-proterozoická, vrchnoproterozoická až kambriická, kaledónska, varíska a alpínska. Alpínska má dve subepochy: staroalpínsku (trias — krieda) a neoalpínsku. Metalogenetické epochy sa členia na štádiá (geosynklinálne, ranoorogénne, orogénne, postorogénne a neskoroorogénne alebo finálne). Avšak niektoré štádiá možno časovo ešte detailnejšie členiť na etapy alebo aj na stupne, prípadne až horizonty. Z hľadiska členenia menších časových jednotiek by bolo vhodné najst ekvivalentný termín zodpovedajúci tektonogrupám M. Mahafa. Členenie na časové jednotky je bázou pre metalotekty.

Metalotekty, t. j. podmienky lokalizácie a vzniku ložísk sú v podstate sedimentologické, tektonické, plutogénne, vulkanogénne a metamorfno-metamorfogénne, prípadne na genézu určitého ložiska vplývalo viac uvedených faktorov.

Keďže počet metalotektov v priebehu geotektonického vývoja alpínskej sústavy je veľmi veľký (180 až 200 zrudňovacích aktov rozličných typov a látkovo rozličných druhov) museli sme ich zoradiť do väčších skupín v časovom zmysle): predkambričné, predorogénne kaledónske, orogénne kaledónske, geosynklinálne varíske, tardicinematické varíske, sedimentogénne postvaríske, geosynklinálne alpínske, orogénne alpínske, paleogeografické alpínske, postorogénne alpínske, paleogeografické postalpínske a finálne (kvartérne).

Pre každý metalotekt vymenúvame konkrétne typy ložísk a ich mená, ich priestorovú príslušnosť (región, zóna), ich mineralógiu a geológiu, ako aj názory na ich genézu.

Na základe štúdia možno urobiť tieto zovšeobecnenia:

Metalogenetické procesy alpínskej Európy sa odohrávali najmä v závislosti od tektoniky, plutonizmu a vulkanizmu. Výrazná je celkom symetrická stavba zón, postupné narastanie faktoru akumulácie a koncentrácie z externých zón cez zóny centrálného typu do interných. Veľmi výrazný je polycyklický vývin typomorfnych kovov a genetických typov ložísk ako výsledok metalogenetickej konverencie (redepozícia, polymetamorfóza a regenerácia, transformizmus). Množstvo kovov a typov stratimorfnych ložísk je také veľké, ako je iných, napr. magmatických alebo postmagmatických ložísk. Dobré sa ukazujú petrometalogenetické závislosti a kauzalita medzi geochemickým charakterom plutonitov alebo vulkanitov a určitými typmi kovov. Rozličná hĺbinnosť plutonitov vedie k vzniku iných typov rúd, rozličný stupeň metamorfózy má za následok rozličné minerálno-paragenetické zloženie rúd. Úplná väčšina rudných ložísk je polymetamorfovaná, a teda aj polygenetická.

## **DUŠAN HOVORKA: Litológia a chemické zloženie metasedimentov jarabskej série Západných Karpát (Bratislava 15. II. 1973)**

Podľa doterajších predstáv sú kryštalické bridlice jarabskej (tatranskej) série Západných Karpát metamorfované geosynklinálne ílovité až ílovito-psamitické bridlice. Autor ich interpretuje ako eugeosynklinálne sedimenty, pričom za základný typ predpokladá droby, ktoré v horizontálnom i vertikálnom smere pozvoľne prechádzali do drôb nižšieho radu. V nich v podobe vložiek boli prítomné aj horniny odlišného typu: ílovité polyminerálne bridlice, horniny s organogénnou substanciou, slienité, resp. vápnité bridlice i pyroklastické horniny.

Na základe minerálneho a chemického zloženia možno základné typy kryštalických bridlíc charakterizovať takto:

a) Pararuly bohaté na  $Al_2O_3$  predstavujú progresívne dynamotermálne metamorfované polyminerálne ílovité bridlice. V prípade, že Al-silikáty tvoria v biotitických plagioklasových pararulách (typ b) len očka a snopce, interpretujeme ich ako metamorfované závalky ílovitých bridlíc v základnom type sedimentov uvedenej série.

b) Biotitické plagioklasové pararuly sú výrazne prevládajúcim horninovým typom. Vznikli v podstate izochemickou metamorfózou z eugeosynklinálnych drôb (graywacke). V prospech izochemického priebehu metamorfnych procesov o i. svedčí aj vyrovnané minerálne a chemické zloženie tohto typu hornín v celom vertikálnom priereze i v celom plošnom rozšírení jarabskej série.

c) Kvarciticke pararuly sú metamorfované droby nižšieho radu. Do typu b prechádzajú v horizontálnom i vertikálnom smere pozvoľne.

d) Metakvarcity predstavujú progresívne metamorfované kremenné pieskovce uvedenej eugeosynklinálnej série.

Jarabská séria je horninovým eugeosynklinálnym komplexom, ktorý sedimentoval vo flyšovom období vývoja danej geosynklinály. Na základe predpokladaného pôvodného charakteru možno tieto horniny označiť ako psamitický flyš.

#### MILAN MIŠÍK: Stavba kanadských Skalnatých hôr a Appalačského pohoria na Newfoundlande (Bratislava 27. 2. 1973)

Kanadská časť pásmového pohoria Kordiller sa člení na tieto celky: 1. východné zvrásnené pásmo (Eastern Cordilleran Fold Belt), v ktorom rozoznávame vlastné Skalnaté hory (Rocky Mountains) a vnútornejšie ležiacu jadrovú zónu (Core Zone), 2. západné zvrásnené pásmo (Western Cordilleran Fold Belt), typickú eugeosynklinálu prevažne s kryštalinickým komplexom (Coast Mountains), 3. stabilný blok medzihoria (Intermontane Zone), nachádzajúci sa medzi prvými dvoma.

Miogeosynklinála Skalnatých hôr zväčša leží na staršej strednoproterozoickej geosynklinále Belt-Purcell (miestami je na ich rozhraní pozorovateľná diskordancia zvaná East Kootenay). Vlastná geosynklinála Skalnatých hôr sa vyvíjala nepretržite iba s lokálnymi hiátmi od vrchného proterozoika až do spodnej jury, teda nezvyčajne dlhý čas, vyše 1 miliardy rokov. Od stredného kambria do triasu obsahuje takmer výhradne karbonatické horniny, plutonizmu a vulkanizmu prakticky niet; má teda typické črty miogeosynklinály. Vo vrchnej jure, kriede a paleocéne sedimentovali zlepencovo-pieskovcové súbory, sčasti morské, sčasti kontinentálne. Ide o molasu (americkí geológovia ju označujú ako clastic wedge — klastický klin), ktorá signalizuje orogénu v Skalnatých horách.

Smerom na východ zahrňuje stále mladšie sedimenty (polarita geosynklinály). V tomto období sa priestor silne redukuje. Mohutný vrstvomý a teda anizotropný súbor supraštruktúry sa odtrhol od infraštruktúry a sériou subhorizontálnych prešmykov je transportovaný v. smerom viac ako 200 km. Prešmyky zväčša sledujú rozhrania — vrstvomé plochy, avšak niet jednotnej preferenčnej plochy odlepenia (décollement). Hoci napr. pri prešmyku Lewis bol na čele takmer 300 km až 50 km horizontálny transport, neoznačujú ho kanadskí geológovia termínom príkrov.

Redukcia priestoru sa v infraštruktúre údajne prejavila vytlačaním kryštalinika do strán, menšia časť bola dokonca v podobe jazykovitých výbežkov do supraštruktúry vytlačená dohora. Takouto „intrúziou“ prehatých hornín v pevnom stave sa vysvetľujú napr. sushwapské ruly, ktoré vo svojom okolí vytvorili aureolu metamorfovaných hornín (silimanitová, staurolitová, granátová, biotitová izograda). Metamorfóza okolných súborov je zreteľne spodnokriedová. Geofyzikálne výskumy ukazujú, že niet žiadnych úzkych sialových koreňov. Nahromadenie presunutých mas spôsobilo v Skalnatých horách plynulú zhrubnutie kôry asi o 8 km.

Skalnaté hory sa delia na tri subprovincie, ktoré majú svoje špecifiká nielen v štruktúre, ale aj v topografii. V subprovincii Foothills sú veľké plochy tvorené vrchnokriedovými súvrstviami molasového charakteru, na ktorých sa často nachádzajú tektonické trosky paleozoických vápencov. Subprovinciu Front Ranges tvorí tri až šesť prešmykových monoklinálne uklopených paketov. Každý z paketov je zvyčajne reprezentovaný lineárnym horským hrebeňom s rezistentných vápencov, hlavne devónu a karbónu, a jedným príľahlým údolím vyhlodeným v mäkkších pieskovecoch a ílovcach vrchnej jury a kriedy. Subprovincia Main Ranges tvorí štruktúrne a topografickú kulmináciu s najvyššími vrcholmi (Mt. Robson, 3965 m), s ľadovcami a s kontinentálnym rozvodím. Rozoklané štíty sú tvorené takmer vodorovnými súvrstviami kambria a mladšieho proterozoika. V západnej časti dochádza k faciálnej záмене karbonatických súvrstiev za ílovcové, čo má za následok zmenu tektonického štýlu, prevrášnenie a tvorbu kliváže.

Appalačské pohorie je oblasť, z ktorej boli prvýkrát odvodené zákonitosti stavby pásmových pohorí (J. Hull) a z ktorej prvýkrát pred sto rokmi bol odvodený termín geosynklinála (J. D. Dana 1873). Ostrov Newfoundland zaberá najsevernejší výbežok appalačskej sústavy a v dôsledku toho vykazuje odchýlky od jej typických južných segmentov (vyvrásnenie staršími fázami-takónskou a akadskou, chýbanie miogeosynklinály). V ostatnom čase záujem geológov o túto oblasť veľmi vzrástol, pretože ukázala možnosť detailnej korelácie štruktúr s Britskými ostrovmi (dôkazy kontinentálneho driftu) a komplexu tunajších bázik sa začali vysvetľovať ako prešmyky starej oceánskej kôry na kontinent.

Newfoundland sa z tektonického hľadiska člení na tri celky: 1. západná platforma, 2. centrálné mobilné pásmo a 3. avalónska (alebo východná) platforma.

V západnej platforme na kryštalinickom podklade (ekvivalent Grenvillu) spočíva platformový

pokrov eokambria, kambria a spodného ordoviku. Naň boli z centrálneho mobilného pásma (z eugeosynklinály) nasunuté tzv. takónske trosky, alochtónne, príkrovové komplexy prekambria, kambria a ordoviku včítane vulkanitov a ultrabázik. Na nich spočíva znovu autochtónny stredný ordovik a silúr (prídol); devón chýba a karbón vyplňa iba úzku zónu pozdĺž zlomu Cabot (ľavotočivý horizontálny posun — strike-slip fault, ktorý sa považuje za pokračovanie horizontálneho posunu Great Glen zo Škótska).

Centrálne mobilné pásmo je silne zvrásnené, s hojným vulkanizmom, s metamorfózou proterozoického a staroplaeozoického súboru; predstavuje typickú eugeosynklinálu. Je široké do 250 km, avšak na juhu takmer vyklíňuje na flexúre Hermitage. Pozoruhodný je bázický komplex na lokalite Bett's Cove; najspodnejšia masa — gradačne zvrstvené harzburgity — sa pokladá za ordovický vrchný plášť, styk s tenkou polohou gabra reprezentuje rozhranie Moho, nasleduje súbor vertikálnych dajok (shet dykes) — zodpovedá oceánskej vrstve č. 3, potom vankúšové lávy — zodpovedajú oceánskej vrstve č. 2 a na nich hlbokovodné sedimenty, resp. polygénna brekcia s exotickými blokmi (Dunnage Mélange) zodpovedajúca subdukčnej zóne. Granitické intrúzie majú vek vyšší devón (akadská fáza).

Avalónska platforma pozostáva hlavne z vrchného proterozoika. To sa skladá zo série Harbour Main (hlavne z vulkanitov včítane ignimbritov s výborne zachovanými štruktúrami), zo série Conception (s výborne zachovanými prekambrickými metazoami na Mistaken Pointe a s glaciomarinnými sedimentmi — suvky) a zo série Cabot (červené pieskovce a bridlice). Kambrium obsahuje trilobity atlantickej provincie, ordovik sa vyznačuje ložiskami oolitických Fe-rúd (Wabana).

## MINERALIA SLOVACA, roč. 6, č. 1 (21)

Vydavateľ a nakladateľ: Geologický prieskum, n. p., Spišská Nová Ves

Redakcia: Stará Spišská cesta, pošt. pr. A—21, 040 51 Košice I

Vytlačili Východoslovenské tlačiarne Košice v máji 1974, AH 5,2 VH 6,0. Rukopis odovzdaný do tlačiarne v októbri 1973

Cena jedného čísla: pre organizácie 30 Kčs, pre členov Slovenskej geologickej spoločnosti 10 Kčs, pre ostatné fyzické osoby 15 Kčs. Ročne sa vydáva 6 čísiel

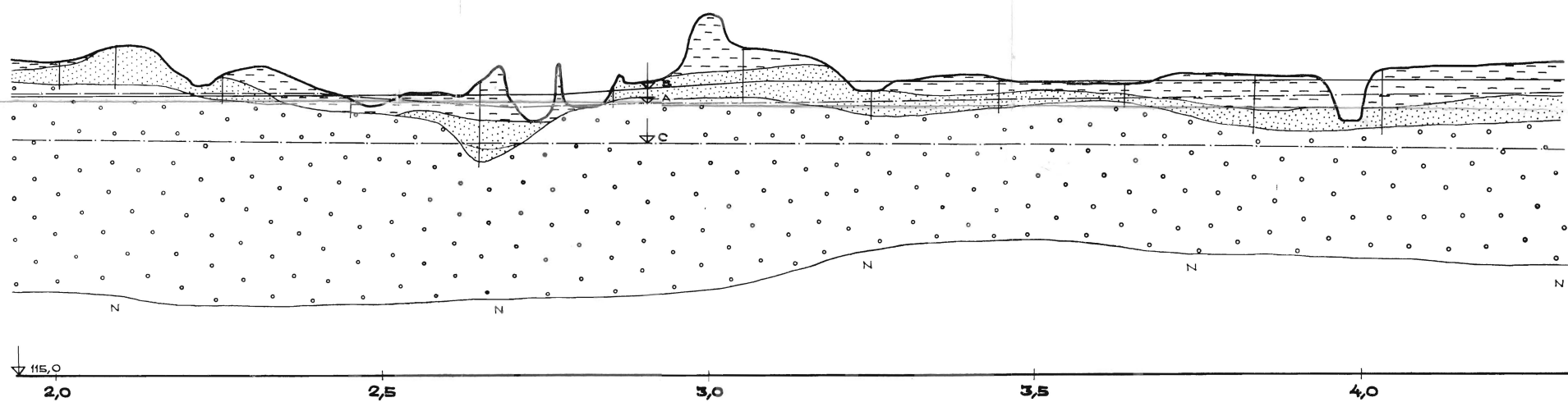
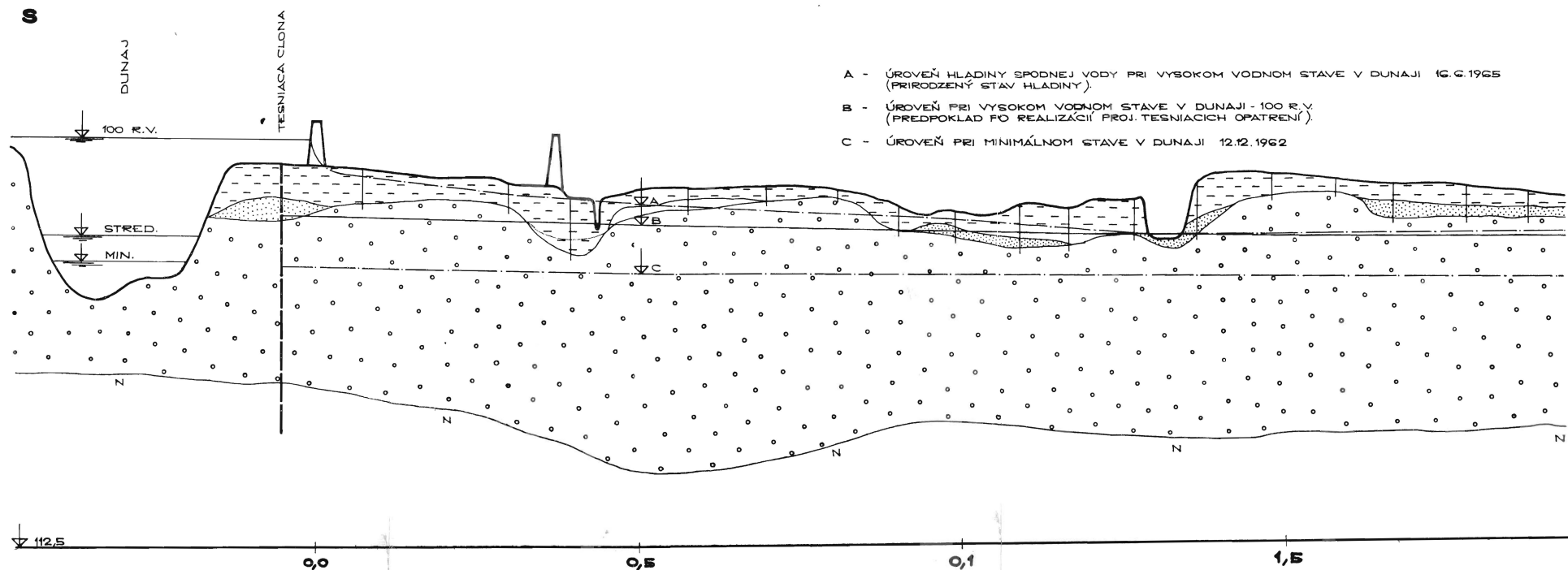
Objednávky adresujte redakcii časopisu.

Subscriptions and correspondence concerning advertisements should be sent to SLOVART Ltd., Leningradská 12, 896 26 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 I., Czechoslovakia

1 : 5000 / 200

S



# VYSVETLIVKY :

## K V A R T É R

1 [Symbol] PIESČITO-PRACHOVITÁ HLINA

2 [Symbol] JEMNÝ AŽ STREDNOZRNÝ PIESOK

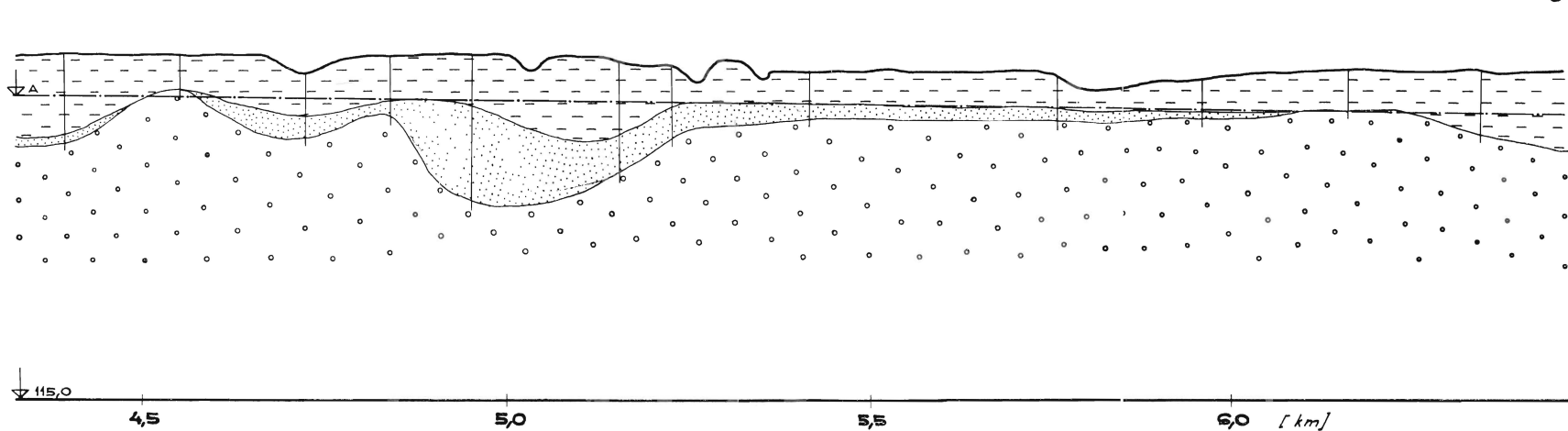
3 [Symbol] ORGANOGENNÉ ÍLY

4 [Symbol] ŠTRKY A PIESČITÉ ŠTRKY

## N E O G É N

5 [Symbol] ŠEDO-MODRÉ ÍLY S POLOHAMI PIESKOV

J



# MAPA INŽINIERSKO - GEOLOGICKÝCH RAJÓNOV

0 200 400 600 800





VYDAVATEĽ:

SLOVENSKÁ  
GEOLOGICKÁ SPOLOČNOSŤ  
– BRATISLAVA

SLOVENSKÝ  
GEOLOGICKÝ ÚRAD  
– BRATISLAVA

INŽINIERSKOGEOLOGICKÝ  
A HYDROGEOLOGICKÝ  
PRIESKUM, N. P., ŽILINA

NAFTA, N. P., GBELY

GEOLOGICKÝ  
PRIESKUM, N. P.,  
SPIŠSKÁ NOVÁ VES

