

GEOLOGICKÉ PRÁCE

AS 916
008

SPRÁVY 56

GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA
BRATISLAVA 1971

REDAKČNÁ RADA

RNDr. Augustín Began, CSc., RNDr. Edita Brestenská, prof. RNDr. Bohuslav Cambel, DrSc., RNDr. Oto Fusán, DrSc., RNDr. Jozef Gubač, CSc., Ing. Eugen Kullman, CSc., RNDr. Ondrej Samuel, CSc. (predseda redakčnej rady), Ing. Ján Slávik, CSc., RNDr. Laurenc Snopko, CSc.

VEDECKÝ REDAKTOR

RNDr. Ondrej Samuel, CSc.

Geologický ústav D. Štúra
KNIŽNICA Bratislava
Signatúra: 1090
kat. čísl. 1090/77
Kčs kúpa: 28.-
Kčs výma:
Kčs dar:

OBSAH — CONTENTS — INHALT

1. Hanzel V. — Gazda S. : Niektoré poznatky o režime puklinovo-krasových vôd sv. svahov Nízkyh Tatier — Some Data on the Regime of Fissure — Karst Waters on NE Slopes of Nízke Tatry Mts	5
2. Cornides I. — Kecskés A. : Pôvod kysličnka uhličitého v minerálnych vodách juž. Slovenska a sev. Maďarska podľa izotopu ^{13}C — A genetic Study of the Carbon dioxide content of Mineral Waters in South Slovakia and North Hungary by the help of Carbon Isotope Analyses	27
V 3. Franko O. : Nové údaje o geotermických pomeroch v Západných Karpatoch a ich význam pri štúdiu hlbokých geologických štruktúr a termálnych vôd — New Data on geothermal Situation in Vest Carpathians and their Importance in the Study of Deep geological Structure and thermal Waters	35
4. Maheľ M. — Vozár J. : Príspevok k poznaniu permu a triasu v severogemeridnej synklinále — Beitrag zur Kenntniss des Perms und der Trias in der Nordgemeriden-Synklinale	47
5. Lexa J. : Formy ryolitových telies v okolí Žiaru nad Hronom — Forms of the rhyolite Bodies in the Surroundings of Žiar nad Hronom	67
6. Slávik J. : Postupnosť neogénneho morfológického vývoja vihorlatskej oblasti — Neogene morphological history of Vihorlat Mts.	81
7. Dlabač M. : Dvë studie o sedimentaci v badenu (tortón) Vídeňské pánve na Slovensku — (Zwei Studien über die Sedimentation in Baden des Donaubeckens in der Slowakei)	89
8. Gross P. : Geológia západnej časti liptovskej kotliny — Geology of the Western Part of the Liptov Depression	109
9. Began A. — Borza K. : Rozšírenie pruskej série v bradlovom pásme Považia — Distribution of the Pruské Series in the Klippen Belt of the Váh Valley.	125
10. Nemčok J. : Mechanoglyfy v beňatinskom flyši — Mechanoglyphs Forms in the Beňatina Flysch	137
11. Chovan M. : Ťažké minerály z oblasti masívu Hrončok (veporidy) — Heavy Minerals from the area Around Hrončok (Veporides)	143
12. Siblík M. : Rhynchonellidní ramenonožci anisu Slovenského krasu — Anisian Rhynohenellids from the Slovak Kars Region	163
13. Schmidt Z. : Kvartérne mäkkýše spraiš v Senci (Trnavská pahorkatina) — Quartär-Mollusken aus der Löss-Serie in Senec Trnava—Hügelland)	185
14. Planderová E. : Contribution a l' étude palynologique des sédiments tertiaires da la Tunisie — (Príspevok k palynologickému výskumu terciérnych sedimentov z Tunisu)	199

Správy — diskusia

15. Horáková M.: Výskyt mikrotektitů v sedimentech Turčianské kotliny — The find of the Tectites in sedimentary Rocks of Turčianska kotlina 217
16. Klinec A.—Vozár J.: Diskusia k tektonike veporidného kryštalinika, chočskej jednotky a tzv. helpianskeho mezozoika 221
17. Franko O.: Sympóziu spojených národov v Pise o rozvoji a využití geotermálnych zdrojov — (United Nations symposium on the development and utilization of geothermal resources in Pisa) 227
18. Franko O.: V. hydrogeologická konferencia v Gottwaldove — (Die V. hydrogeologische Konferenz in Gottwaldov) 230
19. Andrusov D.: Kritika informácie 232

VLADIMÍR HANZEL* — STANISLAV GAZDA*

**NIEKTORÉ POZNATKY O REŽIME PUKLINOVO-KRASOVÝCH VÔD
SV. SVAHOV NÍZKYCH TATIER**

(16 obr. v texte, anglické resumé)

Abstract. The authors present estimation of the regime of fissure-karst waters in Mesozoic of the Choč unit and in Velký Bok series in Nízke Tatry Mts. The regimes of discharge, of temperature and of chemism of underground waters are separately discussed.

Komplexnosť hydrogeologického hodnotenia určitého územia, ale hlavne problémy spojené s vodohospodárskym využitím podzemných vôd si vyžadujú štúdium otázok režimu.

V našom príspevku podávame hodnotenie režimu puklinovo-krasových vôd mezozoika sv. svahov Nízkyh Tatier. Pre hodnotenie sme použili výsledky mesačných a týždenných meraní výdatnosti, teploty a u vybraných prameňov i chemizmu vody, predovšetkým z rokov 1968—1969. Keďže údaje o zmenách režimu podzemných vôd sú z krátkeho obdobia, neposkytujú podklad pre reprezentatívnejšie a dôkladné matematicko-štatistické spracovanie, a preto náš príspevok treba chápať ako pokus o konkrétne vyjadrenie niektorých dosiaľ zistených poznatkov režimu puklinovo-krasových vôd Nízkyh Tatier.

Študovaná časť s. svahov N. Tatier je budovaná kryštalicým jadrom, v ktorého nadloží je mezozoický obal, reprezentovaný autochtónnou obalovou jednotkou a dvoma presunutými jednotkami — sériou *Velkého Boku* a *chočskou jednotkou*. Séria *Velkého Boku* a *chočská jednotka* sú hydrogeologicky najvýznamnejšie, s množstvom prameňov, a preto ich režim výdatnosti, teploty a chemizmu zhodnotíme samostatne.

* Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava, Mlynská dol. 1

Režim výdatnosti

Séria Veľkého Boku vytvára monoklinálnu štruktúru epimetamorfovaného mezozoika. Z hydrogeologického hľadiska sú najpriaznivejšie triasové vápnité dolomity a dolomity (42,4 km²) s puklinovo-krasovou priepustnosťou. Silne popukané a skrasovatené karbonáty majú vysokú infiltračnú schopnosť, čo spolu s výhodnou geologickou polohou v nadloží málo priaznivého kryštalinika a v podloží hydrogeologicky nepriaznivej melafýrovej série podmienilo vysoké zdvženie karbonátového komplexu.

Komplex je odvodňovaný veľkými prameňmi jednak erózneho pôvodu (V. Brunov), jednak prameňmi pretekavými na styku s nepriepustným súvrstvom lunzu, keupra, melafýrovej série (M. Brunov, Macová, Rovnícky), alebo je výstup vôd podmienený poruchou (Teplička) resp. tektonickým stykom s melafýrovou sériou v dôsledku jeho drenážneho účinku (Studená dolina, Veľký Bok). Veľká časť podzemných vôd je odvádzaná priamym prestupom do povrchových tokov, ktoré naprieč prerezávajú sériu Veľkého Boku. Séria Veľkého Boku svojou geologickou stavbou vytvára podmienky pre plytkú cirkuláciu podzemných vôd. Len vo v. časti územia sa malá časť vody podieľa na hlbinej cirkulácii (termálne vody Hranovnického plesa).

Tabuľka stálosti prameňov série Veľkého Boku

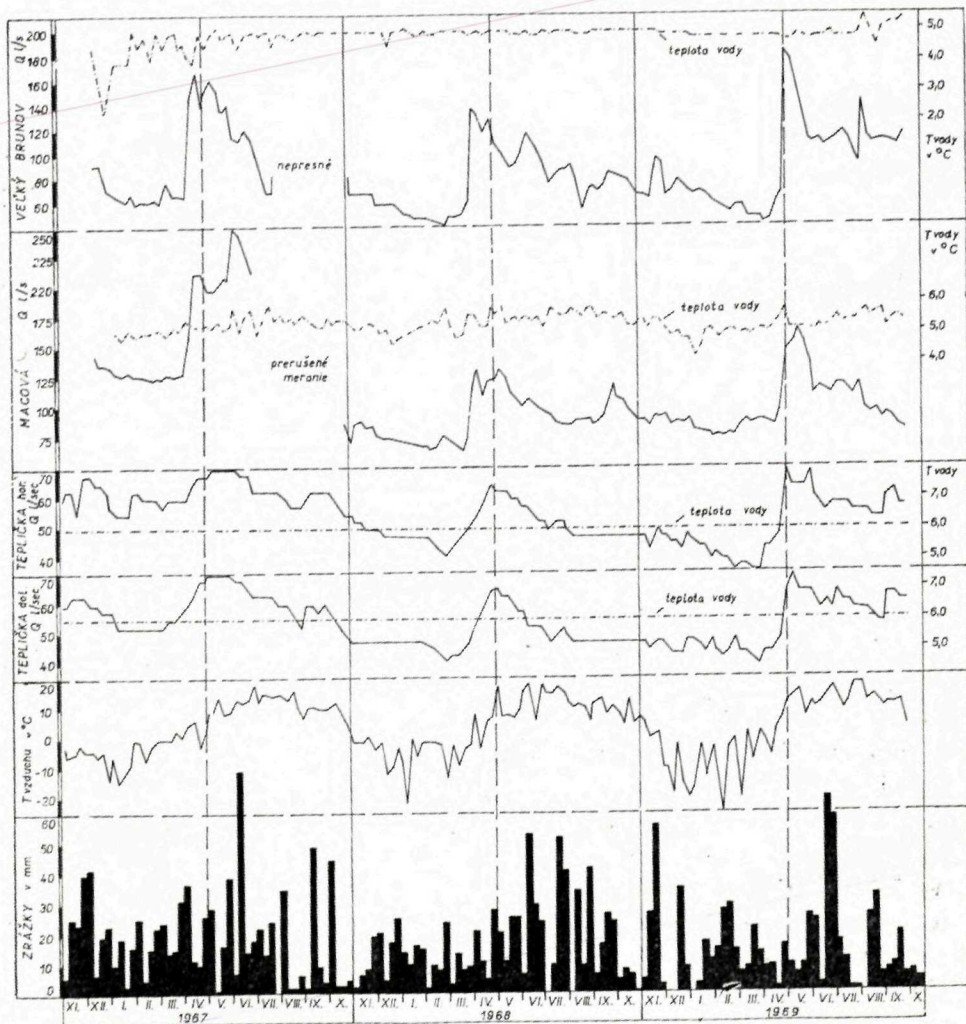
Tabuľka 1

Hydrol. rok	Q - 1/s.	Teplička dolný	Teplička horný	Macová	V. Brunov	M. Brunov	V. Bok	Priemer
1968	Q max.	64,80	64,83	131,00	138,00		32,20	2,39 6
	Q min.	40,75	40,75	65,30	41,50		9,21	
	KQ	1,59	1,59	2,00	3,32		3,49	
	SQ	6	6	6	5		5	
1969	Q max.	69,00	69,00	165,00	185,00	300,00	104,00	4,91 5
	Q min.	39,50	35,50	76,30	43,40	92,80	6,99	
	KQ	1,74	1,94	2,16	4,26	3,23	14,87	
	SQ	6	6	6	5	5	3	
stupeň stálosti SQ		Koefficient nerovnomernosti $KQ = \frac{Q \text{ max.}}{Q \text{ min.}}$			SQ		KQ	
6	výborný	1,0 - 3,0			3	slabý	10,1 - 20,0	
5	veľmi dobrý	3,1 - 5,0			2	zlý	20,1 - 100,0	
4	dobrý	5,1 - 10,0			1	veľmi zlý	nad 100	

Všeobecnú predstavu o charaktere režimu prameňov série Veľkého Boku nám dáva stupeň stálosti vodných zdrojov (SQ) podľa H. Kesslera (1963), tabuľka 1.

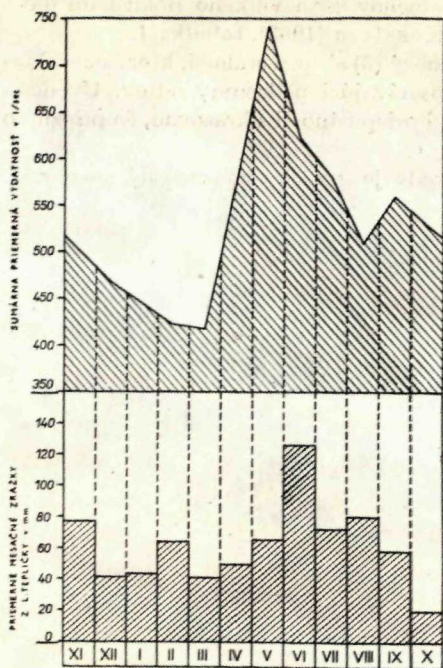
Pramene majú prevažne výborný (6) a veľmi dobrý (5) stupeň stálosti, ktorý charakterizuje komplex dolomitov ako celok dobre vyrovnávajúci podzemný odtok. Uvedená skutočnosť je podmienená kombináciou puklinovej priepustnosti s krasovou, čo priaznivo ovplyvňuje vyrovnávaciu schopnosť karbonátov.

Časový priebeh zmien výdatnosti a teploty vody je graficky znázornený na obr. 1.



Obr. 1 Grafické znázornenie režimu prameňov série Veľkého Boku

Fig. 1 Graphical illustration of the regime of springs in Veľký Bok Series



Obr. 2 Kolísanie sumáru priemernej mesačnej výdatnosti prameňov z karbonátov série V. Boku z obdobia 1968—1969

Fig. 2 Fluctuation of the summary average of month discharge of springs in carbonates of Velký Bok Series in the years 1968—1969

nízky, a preto poklesávanie výdatnosti má iba mierny charakter a dokonca letné zrážkové maximum spôsobuje zvýšenie výdatnosti prameňov. V zimných mesiacoch pokračuje poklesávanie výdatnosti až na ročné minimum v dôsledku výrazného zmenšenia, resp. prerušenia infiltrácie, pretože dochádza ku koncentrovaniu zrážok na povrchu vo forme snehovej pokrývky. Podľa atlasu podnebia trvalá snehová pokrývka sa v tejto oblasti vyskytuje priemerne od začiatku novembra až do začiatku apríla. V dôsledku toho dochádza k odčerpávaniu zásob podzemných vôd. Obdobie poklesu výdatnosti prameňov z maxima na minimum, resp. vyprázdňovanie zásob trvá v sérii Veľkého Boku niekoľko mesiacov, čo okrem iného svedčí o dobrej retenčnej schopnosti dolomitového komplexu, viditeľný napokon i zo stupňa stálosti prameňov.

Chočská jednotka vystupuje v nadloží série Veľkého Boku. Charakterizuje ju mohutný vývoj melafýrovej série a nad ňou sa nachádzajúca čiernovážska a bielovážska séria.

Čiernovážska séria vystupuje vo forme synklinálnych pruhov karbonátov,

Na základe grafického znázornenia režimných meraní bola zistená zákonitosť výskytu dvoch hlavných ročných extrémov výdatnosti (obr. 1 a 2). Minimálna výdatnosť je vo februári—marchi a maximálna v apríli—máji. Medzi týmito extrémami, t. j. od konca jari až do konca zimného obdobia, pozorovať pozvoľné klesanie výdatnosti až na ročné minimum so sporadickým zvyšovaním výdatnosti infiltráciou pri letnom zrážkovom maxime.

Po ročnom minime nasleduje prudký vzrast výdatnosti na ročné maximum, v dôsledku infiltrácie vôd zo snehovej pokrývky a nízkej hodnoty úhrnného výparu. Vysoká nadmorská výška územia (900,0—1945,0 m) s nízkou priemernou ročnou teplotou vzduchu (3,6° C) a od toho závislá veľkosť úhrnného výparu je dôležitým činiteľom pre vplyv zrážok v letnom období na dopĺňovanie zásob puklinovo-krasových vôd. Klesajúcu tendenciu výdatnosti prameňov v letnom období spôsobuje zvýšený úhrnný výpar, ktorý je však relatívne

uprostred hydrogeologicky nepriaznivej melafýrovej série, takže vytvára podmienky iba pre plytkú cirkuláciu podzemných vôd. *Hydrogeologicky najvýznamnejšie sú triasové dolomity* a sčasti i jurské vápence, odvodňované do Čierneho Váhu hlavne eróznymi prameňmi pri Nižnom Chmelienci, niekoľkými menšími vrstevnými prameňmi na styku s podložnou melafýrovou sériou a skrytými prítokmi do Čierneho Váhu.

Bielovážska séria sa nachádza s. od čiernovážskej série a je vo forme monoklinály uklonená k severu, ponárajúc sa pod paleogénnu výplň liptovskej kotliny. *Hydrogeologicky najvýznamnejšie sú triasové vápence* silne skrasované a popukané *dolomity*. Odvodňuje ich celý rad puklinových, erózných, vrstevných a pretekavých prameňov s blízkymi infiltračnými oblasťami a s plytkou cirkuláciou podzemných vôd (Stanišovo, Škopovo, Závažná Poruba, Brtkovica, Pod Bielym, Važec, Mních a iné), ďalej niekoľkými pretekavými prameňmi na styku s nadložným lunzským súvrstvom (Pod Zapačom, Liptovská Porúbka, Východná) a na styku s nepriepustnou paleogénnou výplňou liptovskej a popradskej kotliny (Hybe, Spišská Teplica — Nové okno), ktoré majú vzdialenejšie infiltračné oblasti a hlbšiu cirkuláciu podzemných vôd. Časť podzemných vôd vystupuje skryte do potokov Hybica, Štiavnica, do Bieleho a Čierneho Váhu.

Územie chočskej jednotky má morfológickú veľmi členitý reliéf s nadmorský-

Režim stálosti prameňov chočskej jednotky

Tabuľka 2

Hydrol. rok	Q 1/s	Z. Poruba-1	Z. Poruba-2	Pod Bielym	Pod Zapačom	Brtkovica	Stanišovo-2	Stanišovo-1	Škopovo-1	Škopovo-2	Škopovo-3
1968	Q max.	10,40	7,62	16,00	28,90	5,50	19,00	8,00	52,20	19,90	21,20
	Q min.	1,46	1,50	10,50	24,70	4,50	0,00	2,50	3,15	16,60	19,50
	K Q	7,12	5,08	1,52	1,17	1,22	—	3,20	16,57	1,19	1,08
	S Q	4	5	6	6	6	1	5	3	6	6
1969	Q max.	3,35	2,94	15,20	33,60	5,00	8,20	7,60	53,60	23,86	20,03
	Q min.	1,00	1,03	11,20	25,00	2,00	0,00	1,30	0,00	13,90	13,90
	K Q	3,35	2,85	1,35	1,35	2,50	—	5,84	—	1,71	1,42
	S Q	5	6	6	6	6	1	4	1	6	6

neuplné

neuplné

Hydrol. rok	Q 1/s	L. Porúbka-1	L. Porúbka-2	N. Chmelienc-1	N. Chmelienc-2	Mních	Východná	Važec	Pálenica	Nové okno	Priemer
1968	Q max.	28,05	27,30	74,00	78,50	6,20	93,04	50,74	2,80	185,10	6,25
	Q min.	12,40	20,80	5,08	8,07	5,10	80,70	45,50	0,50	166,00	
	K Q	2,26	1,31	14,56	9,72	1,21	1,15	1,11	5,78	1,11	
	S Q	6	6	3	4	6	6	6	4	6	
1969	Q max.	40,91	30,32	38,80	67,60	5,20	93,04	89,40	0,78	185,10	2,96
	Q min.	26,12	21,45	0,93	2,70	4,70	75,76	23,50	0,50	178,90	
	K Q	1,56	1,41	41,72	25,03	1,10	1,22	3,84	1,56	1,03	
	S Q	6	6	2	2	6	6	5	6	6	

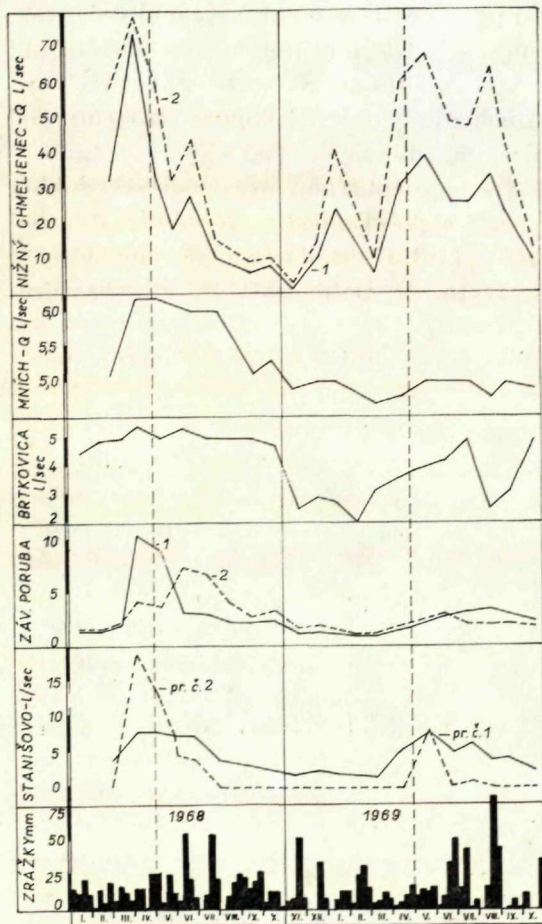
mi výškami 600,0—2000,0 m, a preto sa vyznačuje nerovnomerným rozdelením zrážok.

Charakter režimu prameňov chočskej jednotky ilustruje tabuľka minimálnych a maximálnych výdatnosti so stupňom stálosti prameňov (tab. 2).

Z tabuľky vidno, že prevažujú pramene s málo kolísavou výdatnosťou, čo sa odrazilo i v priemernom stupni stálosti prameňov. Podzemné vody sa tu viažu na popukané dolomitické komplexy dobre vyrovnávajúc podzemný odtok, s dobrou retenčnou schopnosťou a s relatívne veľkými infiltračnými oblasťami. Na kolísanie výdatnosti má okrem hydrogeologických vlastností horninového

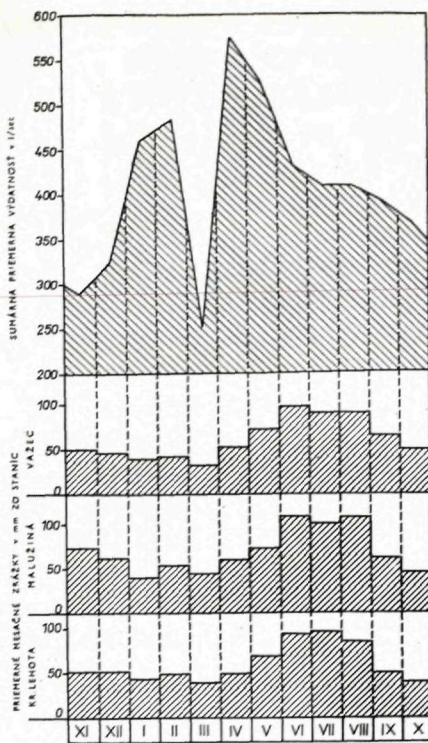
prostredia veľký vplyv charakter cirkulácie, čo dokumentuje veľmi malý rozkyv výdatnosti pretekajúcich prameňov v Spišskej Teplici (Nové Okno), Liptovskej Porúbke, Pod Zapačom, Východnej so vzdialenými infiltračnými oblasťami a s hlbšou cirkuláciou podzemných vôd. Naproti tomu pramene erózne, puklinové, vrstevné s blízkymi infiltračnými oblasťami, s plytkou cirkuláciou a tiež pramene s cirkuláciou viazanou prevažne na skrasovatené strednotriasové vápence majú výdatnosti značne kolísavé (Stanišovo-1, Závažná Poruba-1, Nižný Chmelienec, Pálenica a iné) a niektoré dokonca vyschnúajú (Stanišovo-2, Škopovo-1).

Režim výdatnosti prameňov čiernovážskej série (pozri N. Chmelienec-1, 2 — obr. 3) má 2 ročné extrémne hodnoty výdatnosti — v novembri minimum a v apríli, máji maximum. Medzi týmito extrémami od jari do konca jesene majú výdatnosti celkove klesajúcu tendenciu, avšak letné zrážkové maximá v období jún—august sa prejavujú zvýšením výdatnosti prameňov. V priebehu



Obr. 3 Grafické znázornenie výdatnosti prameňov chočskej jednotky v závislosti od zrážok

Fig. 3 Graphical illustration of the discharge of springs in the Choč unit, dependent upon rainfall



Obr. 4 Kolísanie sumáru mesačnej výdatnosti prameňov Chočskej jednotky z obdobia 1965—1969

Fig. 4 Fluctuation of the summary average of month discharge of springs in the Choč unit in the years 1965—1969

novembra do apríla) posúva sa na obdobie letného zrážkového maxima, čím sa u nich vytvára spoločné maximum. Prameň predstavuje zvyčajne najnižšie miesto infiltračnej oblasti, ale režim výdatnosti odráža i pomery vo vyšších polohách. Dokumentuje to obr. 4., v ktorom sú zahrnuté režimy výdatnosti všetkých prameňov chočskej jednotky s nerovnakým režimom výdatnosti v priebehu roka, pretože jednotlivé pramene s infiltračnými oblasťami majú často veľmi odlišné nadmorské výšky, a tým i klimatické podmienky. Stúpanie výdatnosti prameňov koncom zimného obdobia a pokles výdatnosti v letnom období spôsobujú tie isté faktory ako u čiernovážskej série.

Celkove vyššia výdatnosť prameňov v roku 1968 je zrejme vyvolaná relatívne vyššími zrážkovými úhrnmi prechádzajúceho roku 1967 (zimný polrok — 393 mm, letný polrok — 477 mm) a naopak, celkove nižšie výdatnosti prameňov v roku 1969 sú vyvolané nižšími zrážkami v roku 1968 (zimný polrok — 288 mm, letný polrok — 407 mm).

zimného obdobia dochádza k pozvoľnému stúpaniu výdatnosti. Všeobecný pokles výdatnosti v letnom polroku je spôsobený odčerpávaním zásob podzemných vôd, lebo prevažná časť letného úhrnu zrážok sa zrejme spotrebúva na výpar, a naopak zimné stúpanie výdatnosti v sledovaných rokoch je vyvolané infiltráciou zo zrážok, prevyšujúcou úhrnný výpar (nízka nadmorská výška infiltračných oblastí, priaznivejšie teplotné pomery).

Režim prameňov bielovážskej série ukazuje posunutie ročného minima výdatnosti oproti čiernovážskej sérii na február—marec (obr. 3 znázorňuje režim len niekoľkých typických prameňov), pritom maximá výdatnosti sú u väčšiny prameňov v rovnakom čase ako v čiernovážskej sérii. Len u prameňov s infiltračnými oblasťami položenými vyššie (Závažná Poruba, Brtkovica, Mních atď.) v dôsledku oneskoreného topenia snehovej pokrývky (trvá od

Režim teploty

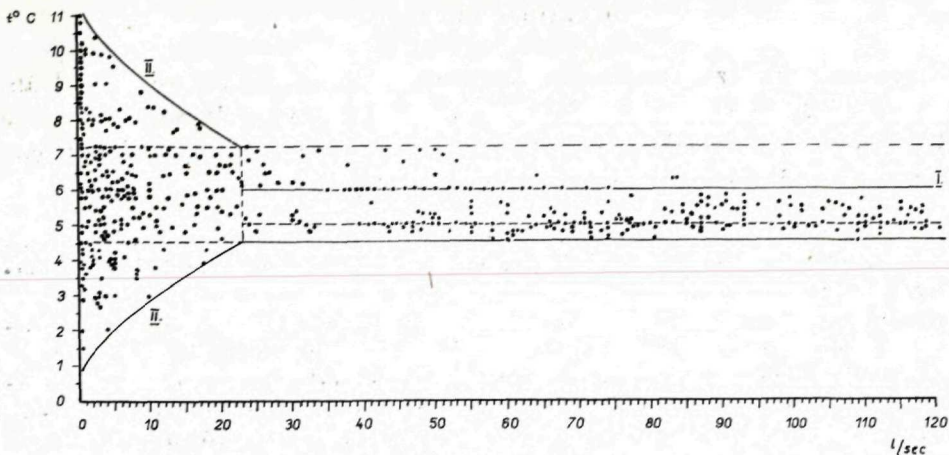
Teplota podzemných vôd karbonátových komplexov študovaného územia závisí od mnohých faktorov, z ktorých najvýznamnejšie sú geografická poloha, klimatické podmienky a geologicko-tektonická stavba územia, ktorá určuje charakter cirkulácie podzemných vôd.

Režim teploty podzemných vôd vo vrchnej časti zóny aktívnej cirkulácie určuje predovšetkým teplota vzduchu. Pre územie budované sériou Veľkého Boku je priemerná ročná teplota vzduchu $3,6^{\circ}\text{C}$ (Liptovská Teplička) a v oblasti chočskej jednotky $5,1^{\circ}\text{C}$ až $5,9^{\circ}\text{C}$, na hlavnom hrebene Nízkych Tatier však klesá až na $0,8^{\circ}\text{C}$ (Ďumbier). Pokles teploty vzduchu so stúpajúcou nadmorskou výškou sa odrazil i na znížení teploty podzemnej vody série Veľkého Boku pri sezónnom kolísaní až na $1,5^{\circ}\text{C}$, zatiaľ čo teplota podzemných vôd chočskej jednotky neklesá pod $3,0^{\circ}\text{C}$. Ide o pramene s veľmi plytkou cirkuláciou a veľmi malou výdatnosťou. Najvyššie teploty vody sú prevažne v mesiacoch júl až september, najnižšie v januári až marci. U prameňov s relatívne hlbšou cirkuláciou, ktoré odvodňujú väčšie oblasti, sezónne výkyvy teploty vzduchu sa prejavujú menším rozpätím kolísania teploty vody. V sérii Veľkého Boku (Macová, V. Brunov, M. Brunov a iné) s nadmorskými výškami nad 900 m sa obyčajne pohybujú od $4,5$ do $6,0^{\circ}\text{C}$, ojedinele od $4,0^{\circ}\text{C}$, u puklinovo-krasových vôd chočskej jednotky s nadmorskými výškami prameňov nad 600 m od $5,0^{\circ}$ do $7,2^{\circ}\text{C}$ (Mních, N. Chmelienc, Stanišovo a iné).

Pretekavé pramene vyvierajúce z karbonátov bielovážskej série na styku s mladším lunzským a paleogénnym súvrstvím pri Liptovskom Hrádku, Lipt. Porúbke, pri Važci a Spiš. Teplici majú relatívne vyššiu teplotu vody $9,1^{\circ}$ – $11,2^{\circ}\text{C}$, pričom sezónne výkyvy teploty vzduchu sa u nich prejavujú nepatrne (v rozsahu $0,5^{\circ}\text{C}$). Tieto pramene majú rozsiahle a pomerne vzdialené infiltračné oblasti, takže podzemná voda musí na svojej ceste zostupovať do väčších hĺbok.

So zväčšovaním hĺbky obehu podzemných vôd dochádza k zvyšovaniu teploty vody a k znižovaniu vplyvu teploty vzduchu na ne. Dokumentuje to pramenište Hranovnica v sérii Veľkého Boku s viac-menej stálou teplotou vody $19,9^{\circ}$ – $20,5^{\circ}\text{C}$ a hydrogeologické vrty v Jánskej doline v karbonátoch bielovážskej série s teplotou vody až $28,6^{\circ}\text{C}$.

Vplyv podmienok cirkulácie podzemných vôd najlepšie dokumentuje obr. 5, ktorý ukazuje závislosť hraníc teploty prameňov od ich výdatnosti. Výdatnosť prameňa pri sústredenom výstupe sa javí ako svojrázny ukazovateľ rýchlosti pohybu vody v povrchovej časti karbonátového komplexu. Čím výdatnejší je prameň, tým menší je teplotný kontakt medzi vystupujúcimi vodami a horninami pri povrchu. Graf ukazuje, že pramene s výdatnosťou nad $18,0$ —



Obr. 5 Graf závislosti hraníc teploty podzemných vôd sv. svahov Nízkyh Tatier od výdatnosti. Vysvetlivky: I. — pole normálnej teploty podzemných vôd; II. pole sezónnych kolísaní teploty podzemných vôd; - - - chočská jednotka; ——— séria V. Boku

Fig. 5 Graph of the dependence of temperature limits of underground waters on the northern slopes of Nízke Tatry (Low Tatra Mts. upon the discharge). Explanatory notes: I — the field of normal temperature of underground waters; II — the field of season fluctuation of underground waters temperature; - - - the Choč unit; ——— Velký Bok Series

23,0 l/s majú v sérii Veľkého Boku teplotu vody 4,5—6,0° C a v chočskej jednotke od 5,0—7,2° C.

Odchýlky boli pozorované len vo výnimočných prípadoch, a to u prameňov s hlbšou cirkuláciou podzemných vôd, ako sú spomínané pretekavé pramene pri Liptovskom Hrádku, Liptovskej Porúbke, Važci a Spišskej Teplici.

Pramene s výdatnosťou do 18,0 l/s rýchlejšie reagujú na výkyvy teploty vzduchu. Mnoho takýchto prameňov v sérii Veľkého Boku a v chočskej jednotke má v zimných a jarných mesiacoch zníženú teplotu vody v porovnaní s bežnou teplotou, t. j. pod 4,5° resp. 5,0° C. V letných a jesenných mesiacoch býva ich teplota o niečo vyššia ako bežná teplota podzemných vôd územia, t. j. nad 6,0° resp. 7,2° C. Vplyv sezónnych zmien teploty vzduchu sa najzreteľnejšie prejavuje na teplote puklinovo-krasových vôd v prameňoch s výdatnosťou pod 5,0 l/s.

Záverom možno konštatovať potvrdenie známej skutočnosti, že čím je prameň výdatnejší a teplejší, tým je i stálejší.

Režim chemizmu

Sledovaný bol tzv. základný chemizmus zahrňujúci stanovenie alkálií Ca^{+2} , Mg^{+2} , Fe^{+2} , Cl^- , SO_4^{-2} , NO_3^- , HCO_3^- , pH, CO_2 a H_2SiO_3 a na jeho základe boli vypočítané hodnoty celkovej mineralizácie, hodnoty Palmerových indexov a geochemických faktorov (Mg/Ca a SO/M).

Odber vzoriek vôd (raz mesačne), včítane terénneho stanovenia prchavých zložiek chemizmu (pH, CO_2 , HCO_3^-) a potrebných fixácií (Fe^{+2} , Mn^{+2} , Ca^{+2}), robili M. Služanič a K. Lopašovský.

Pri výbere režimných objektov sa prihliadalo na to, aby reprezentovali najcharakteristickejšie hydrogeologické typy prameňov jednotlivých mezozoických sérií študovaného územia a boli dostupné aj v zimnom období. Preto sa do režimných meraní nezahrnuli niektoré reprezentatívne objekty série Veľkého Boku, v zimnom období prakticky nedostupné. Aj na základe nepravidelných meraní chemizmu týchto vôd bol však zistený charakter zmeny chemizmu vôd v závislosti od dĺžky kontaktu vody s horninovým prostredím.

Na styku kryštalinika so sériou Veľkého Boku (nm. v. 1130 m) dochádza k ponáraníu sa nízkomineralizovaných vôd kryštalinika (mineralizácia 50,0—63,0 mg/l) do komplexu karbonátov, pričom počas obehu vody v karbonátoch až po ich výstup na styku s nadložnou melafýrovou sériou (nm. v. 900,0 m) dochádza postupne k zvyšovaniu mineralizácie na 358,3—416,8 mg/l, čo je prakticky najvyššia mineralizácia puklinovo-krasových vôd série Veľkého Boku.

Režim chemizmu bol sledovaný u prameňov N. Chmelienec-1, L. Porúbka-1, Stanišovo-1 a Mních. Výsledky boli spracované graficky a štatisticky. Štatistické spracovanie spočívalo vo výpočte aritmetického priemeru (\bar{x}), rozptylu (S^2), smerodajnej odchýlky (S), variačného koeficientu (V) a koeficientov korelácie (r). K výpočtom boli použité vzťahy podľa Reisenauera (1965).

Výsledky výpočtov štatistických charakteristík základných hydrogeochemických parametrov a výdatnosti sledovaných prameňov sú zahrnuté v tab. 3. Grafické spracovanie spočívalo v konštrukcii časových diagramov režimu výdatnosti, mineralizácie a teploty, resp. v konštrukcii grafov závislosti mineralizácia — výdatnosť, mineralizácia — koncentrácia HCO_3^- , Ca^{+2} atď., výdatnosť — druhá alkalinita (koeficient Mg/Ca atď.) Výsledky grafického spracovania vzhľadom na jeho rozsiahlosť využívame v predloženej práci iba v potrebnej miere na názornú ilustráciu výkladu.

Režim chemizmu každého zo sledovaných prameňov vykazuje osobitný charakter. Rozoberieme ho preto jednotlivo a v závere zhrnieme.

Štatistické charakteristiky režimu základných hydrogeochemických parametrov
a výdatnosti sledovaných prameňov

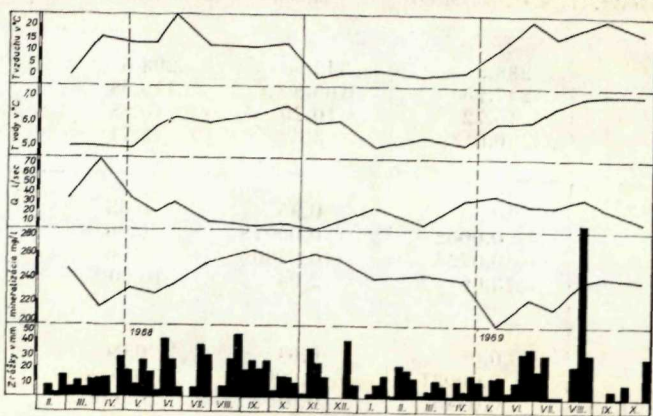
Tabuľka 3

Prameň, stat. charakt.	N. Chmelienec-1	Mních	Stanišovo-1	Lipt. Porúbka-1
celk. \bar{x}	238,2	342,3	293,5	472,0
miner. S^2	247,25	105,8	118,54	243,27
(mg/l) S	15,72	10,29	10,88	15,60
V %	6,6	3,0	3,71	3,30
koef. \bar{x}	0,53	0,95	0,55	0,60
Mg/Ca S^2	0,0052	0,00078	0,0036	0,00122
S	0,0724	0,0280	0,06	0,01104
V %	13,66	2,94	10,90	1,84
koef. \bar{x}	0,08	0,04	0,04	0,07
SO ₄ /M S^2	0,00021	0,00014	0,000085	0,000029
S	0,0145	0,0118	0,00922	0,00538
V %	18,1	29,5	23,05	7,98
druhá \bar{x}	79,55	90,0	88,6	83,2
alkalin. S^2	5,549	3,93	6,62	0,96
(A ₂) S	2,38	1,982	2,573	0,979
(mval V %)	2,99	2,20	2,90	1,17
výdat. \bar{x}	22,5	5,2	4,4	24,8
Q(1/s) S^2	263,41	0,28	4,82	53,15
S	16,21	0,529	2,195	7,29
V %	72,04	10,17	49,89	29,39
koef. M-Q	-0,69	+0,69	+0,03	-0,74
M-Mg/Ca	+0,11	0,0	+0,56	0,0
kore- M-A ₂	+0,60	-0,02	+0,19	-0,11
lácie M-SO ₄ /M	+0,03	-0,04	-0,015	-0,04
(r) A ₂ -Mg/Ca	-0,07	0,0	+0,13	0,0
koef. Q-Mg/Ca	0,04	0,0(0,22-20)	-0,36	0,0
korel. Q-A ₂	-0,41	0,14	-0,63	0,13
(r) Q-SO ₄ /M	0,30	-0,05	0,29	-0,05

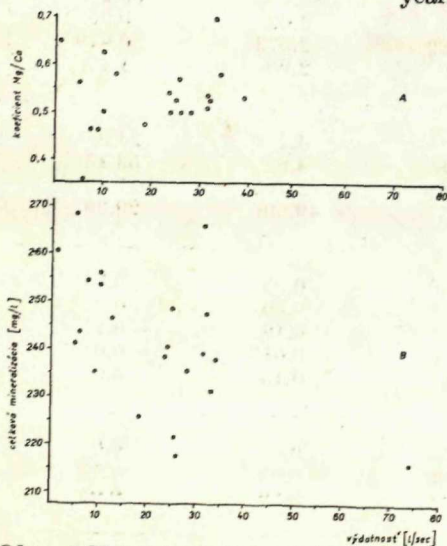
S výnimkou ojedinelých prípadov (napr. výdatnosť prameňa Lipt. Porúbka-1 a tým aj hodnoty zodpovedajúcich koeficientov korelácie, kde bol použitý súbor 16 hodnôt, koeficient Mg/Ca prameňa Mních a prameňa Stanišovo-1, kde bol použitý súbor 19 resp. 18 hodnôt (bol k výpočtom štatistických charakteristik použitý súbor 20 hodnôt (marec 1968 - november 1969)). Koeficienty Mg/Ca a SO₄/M sú počítané z mval - hodnôt (M = celková mineralizácia vyjadrená v mvaloch).

Prameň Nižný Chmelienec 1

Prameň vykazuje so vzrastom výdatnosti výrazný pokles mineralizácie (obr. 6, 7). Matematické spracovanie režimných meraní ukazuje, že táto štatistická závislosť sa tesne približuje lineárnej funkčnej závislosti ($r_{Q-M} = 0,69$). Z obr. 8. je zrejmé, že vzrast mineralizácie závisí predovšetkým od takmer lineárneho vzrastu obsahov HCO_3^- , Ca^{+2} ,

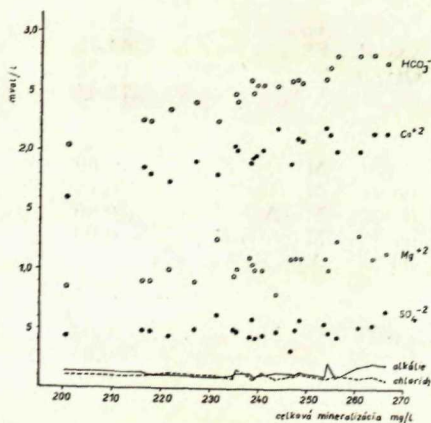


Obr. 6 Grafické znázornenie režimu prameňa N. Chmelienec-1 za roky 1968–1969
 Fig. 6 Graphical illustration of the regime of the spring N. Chmelienec-1 in the years 1968–1969



Obr. 7 Vzťah hodnôt koeficientu Mg/Ca a celkovej mineralizácie k výdatnosti (prameň N. Chmelienec-1 dolný)

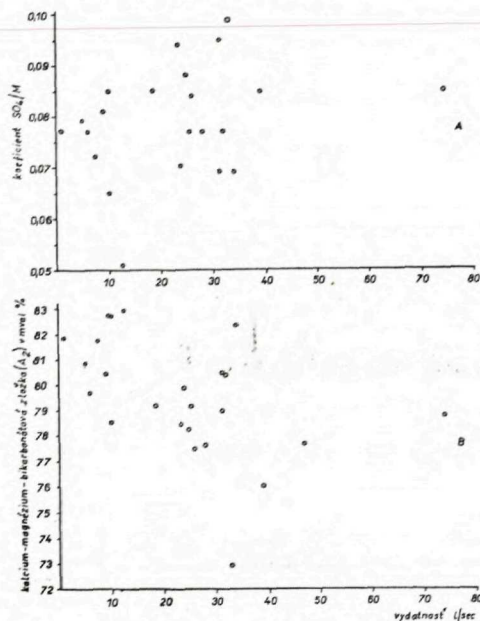
Fig. 7 The relationship of the values of Mg/Ca coefficient and the total mineralization to the discharge (the spring N. Chmelienec-1, lower)



Obr. 8 Zmeny základných komponentov chemického zloženia vôd prameňa N. Chmelienec-1 so vzrastom celkovej mineralizácie.

Fig. 8 Alterations of basic components of the chemical composition of waters in the spring N. Chmelienec-1 with the increased total mineralization

t. j. od vzrastu kalcium-magnézium-bikarbonátovej zložky (A_2). Vzťah mineralizácie — druhá alkalinita (A_2) má tiež značnú tesnosť, blízku k lineárnej funkčnej závislosti ($r_{M-A_2} = 0,60$). Určitý, i keď podstatne menej výrazný vzrast vykazujú aj obsahy síranov. Prakticky nulová hodnota koeficientu korelácie s $r_{SO_4/M}^M$ však jednoznačne dokazuje, že tento vzťah nie je lineárny. So vzrastom výdatnosti klesajú hodnoty kalcium-magnézium-bikarbonátovej zložky a mierne vzrastajú hodnoty koeficientu SO_4/M (obr. 9). Vypočítané hodnoty koeficientov korelácie (tab. 3) dokumentujú prevažujúci nelineárny charakter týchto zákonitostí. Hodnoty koeficientu Mg/Ca kolíšu v rozmedzí 0,4—0,7 bez výraznejšej závislosti od zmien výdatnosti.



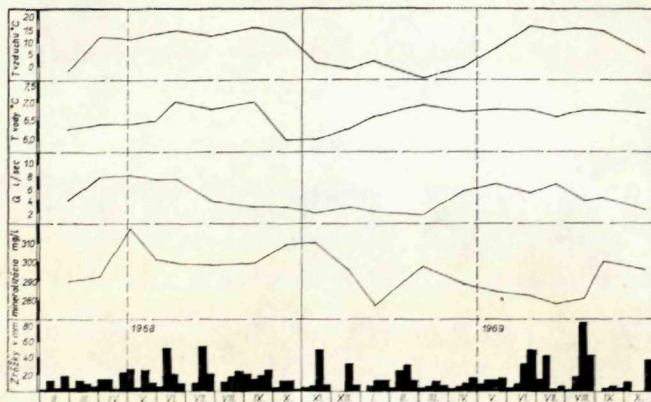
Obr. 9 Vzťah hodnôt koeficientu SO_4/M resp. kalcium — magnézium — bikarbonátovej zložky (A_2) k výdatnosti (prameň N. Chmelienec-1 dolný)

Fig. 9 The relationship of the values of SO_4/M coefficient or of the Calcium-Magnesium-bicarbonate component (A_2) to the discharge (the spring N. Chmelienec-1, lower)

Výsledky režimných meraní sú celkovo v súlade s predpokladanou genézou vôd prameňa. Rýchly obeh infiltrovaných zrážkových vôd v plytkej synklinále v triasových dolomitoch a čiastočne jurských vápencoch (podľa rozptylu hodnôt koeficientu Mg/Ca s približne rovnakým zastúpením vápencov a dolomitov) uloženej v nepriepustných horninách melafýrovej série je dokumentovaný najvyššou (zo sledovaných prameňov) hodnotou variačného koeficientu (cca 72 %), závislosťou jej zmien od zrážok (obr. 6), prakticky najnižšou (zo sledovaných prameňov) celkovou mineralizáciou a jej najvyšším rozptylom ($v = 6,6$ %) a prakticky všeobecným výskytom agresívneho CO_2 . Vzrast hodnôt koeficientu SO_4/M so vzrastom výdatnosti a ním vyvolaný mierny pokles kalcium-magnézium-bikarbonátového charakteru chemizmu (obr. 9) je podmienený rastúcim (so vzrastom výdatnosti) podielom nízkomineralizovaných „sulfátovjších“ vôd zvetralinového plášta hornín melafýrovej série. Relatívne nízke (vzhľadom na výrazne dolomitický charakter výplne synklinály) hodnoty koeficientu Mg/Ca naznačujú, že na formovaní celkovej výdatnosti sa zúčastňujú aj vápence jury, ktorých podiel so vzrastom výdatnosti nepatrne klesá (obr. 7).

Prameň Stanišovo — I

Pre prameň je typický náhodný charakter zmien mineralizácie a ich štatistická nezávislosť od zmien výdatnosti. (obr. 11). Znížené a zvýšené hodnoty mineralizácie boli totiž zistené tak pri vysokých, ako aj pri nízkych výdatnostiach (pozri obr. 10). V tomto prípade možno teda v podstate hovoriť o štatistickej nezávislosti dvoch náhodne premenných veličín, i keď nemožno jednoznačne vylúčiť možnosť existencie ich zložitej nelineárnej závislosti.



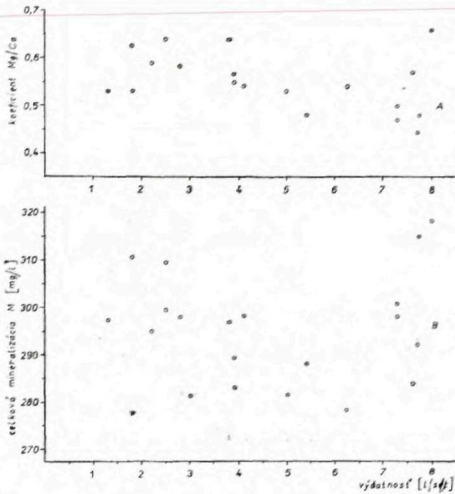
Obr. 10 Grafické znázornenie režimu prameňa Stanišovo-I za roky 1968—1969
 Fig. 10 Graphical illustration of the regime of the spring Stanišovo-I in the years 1968—1969

Pozorované zmeny mineralizácie sú v podstate výsledkom pôsobenia tých istých faktorov ako v predošlom prípade. Závisle premennými veličinami (vzrast so vzrastom mineralizácie) sú obsahy HCO_3^- , Ca^{+2} a Mg^{+2} , náhodne premennými veličinami obsahy síranov, chloridov, dusičnanov a alkálií. Vo vzťahu k mineralizácii vykazujú tesnejšiu koreláciu iba hodnoty koeficientu Mg/Ca ($r_{\text{M-Mg}/\text{Ca}} = 0,56$).

Podobne ako v predošlom prípade so vzrastom výdatnosti klesajú hodnoty kalcium-magnézium-bikarbonátovej zložky a mierne vzrastajú hodnoty koeficientu SO_4/M (obr. 12). Hodnoty koeficientu Mg/Ca , ktoré kolíšu v intervale 0,45—0,65 so vzrastom výdatnosti mierne klesajú (obr. 11). S výnimkou kalcium-magnézium-bikarbonátovej zložky, ktorej hodnoty vykazujú výraznú tendenciu k lineárnej funkčnej závislosti ($r_{\text{Q-A}_2} = -0,63$), prevažuje nelineárny charakter týchto zákonitostí, i keď podstatne menej výrazný ako u predchádzajúceho prameňa.

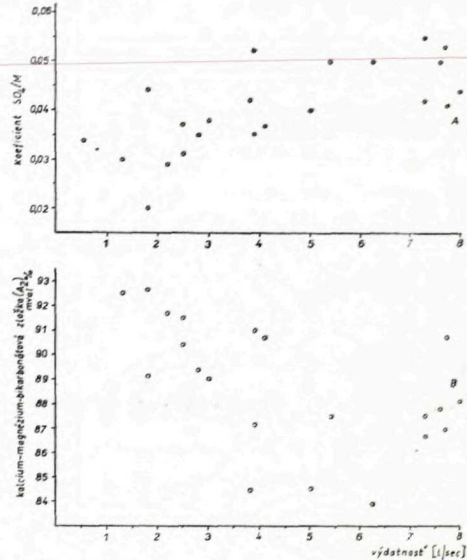
Nížšia hodnota variačného koeficientu výdatnosti (cca 50 %), vyššia mineralizácia a nižší rozptyl jej hodnôt ($v = 3,7\%$) a neprítomnosť agresívneho CO_2 poukazujú v porovnaní s prameňom N. Chmelienec-I na relatívne pomalšiu resp. hlbšiu cirkuláciu infiltrovaných zrážkových vôd v obehových cestách prameňa. Praktická nezávislosť zmien mineralizácie a výdatnosti je podmienená spoločným pôsobením faktorov, z ktorých pravdepodobne určujúcu úlohu hrajú zložité podmienky infiltrácie a prestupu zrážkových vôd v hydrogeologicky heterogénnom prostredí (rozdielna vyrovnávací schopnosť, charakter priepustnosti a rozpustnosť vápencov a dolomitov, ktoré podľa hodnôt koeficientu Mg/Ca sú zastúpené v obehových cestách v približne rovnakom pomere). Celková výdatnosť prameňa je pravdepodobne zložená z režimne odlišných vôd relatívne plytšieho

a relatívne hlbšieho obehu, ktorých vzájomný pomer sa v čase zložite mení. Vzrast hodnôt koeficientu SO_4/M , resp. pokles hodnôt koeficientu Mg/Ca so vzrastom výdatností poukazuje na vzrastajúcu dĺžku kontaktu infiltrujúcich zrážkových vôd s lunzskými vrstvami (obsahujú obvykle rozptýlený pyrit, ktorého oxidačnou degradáciou vznikajú sírany) resp. na — rastúci hydrogeologický význam vápencov (vzrast podielu plytkopodpovrchových vôd viazaných na vápence, tvoriacich prevažne povrch infiltráciej oblasti.)



Obr. 11 Vzťah hodnôt koeficientu Mg/Ca resp. celkovej mineralizácie k výdatnosti (prameň Stanišovo-1)

Fig. 11 The relationship of the values of Mg/Ca coefficient or of the total mineralization to the discharge (the spring Stanišovo-1)



Obr. 12 Vzťah hodnôt koeficientu SO_4/Mg resp. kalcium — magnézium — bikarbonátovej zložky k výdatnosti (prameň Stanišovo-1)

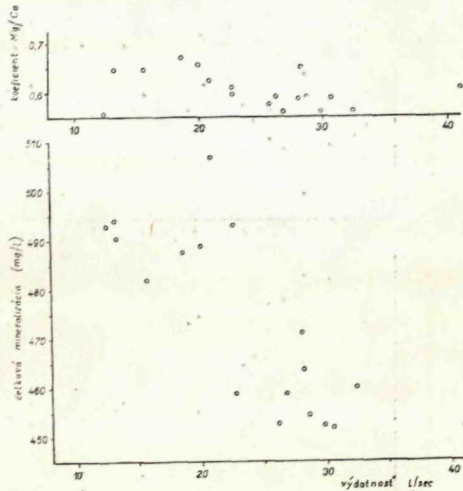
Fig. 12 The relationship of the values of SO_4/Mg coefficient or of the Calcium-Magnesium-bicarbonate component to the discharge (the spring Stanišovo-1)

Prameň Liptovská Porúbka — 1

Pre mineralizáciu a výdatnosť prameňa je charakteristická vysoká štatistická závislosť, tesne sa približujúca lineárnej funkčnej závislosti ($rg_M = 0,74$). Vzrast mineralizácie s poklesom výdatnosti a naopak (obr. 13) sprevádzajú analogické zmeny jednotlivých jej zložiek, aké sme opísali u prameňa Stanišovo-1, t. j. závislý vzrast resp. pokles zložiek druhej alkality (HCO_3^- , Ca^{+2} , Mg^{+2}) a nezávislá distribúcia hodnôt koncentrácií síranov, chloridov a alkálií. Základné hydrogeochemické parametre (A_2 , Mg/Ca , SO_4/M) vykazujú vo vzťahu k mineralizácii a výdatnosti buď štatistickú nezávislosť, alebo tendenciu k tvorbe zložitých nelineárnych zákonitostí.

Variačný koeficient výdatnosti prameňa je relatívne nízky (30 %). Táto skutočnosť spolu so zvýšenou mineralizáciou a nízkym rozptylom jej hodnôt ($v = 3,3$ %) poukazuje na dlhodobjšiu cirkuláciu infiltrovaných zrážkových vôd vo vápencovo-dolomitickom komplexe bielovážskej série (rozptyl hodnôt koeficientu Mg/Ca 0,55—0,7 poukazuje

na miernu prevahu dolomitov) a potvrdzuje tak genetické predpoklady (vzdialenejšie infiltračné oblasti, hlbší obbeh) odvodené z geologickej stavby územia, hydrogeologickeho charakteru prameňa a zvýšenej teploty jeho vôd. Slabo výrazný pokles hodnôt koeficientu Mg/Ca so vzrastom výdatnosti (hlavne pri vyšších výdatnostiach — obr. 13) je dôsledkom určitého zriedovania vôd plytšími nižšie mineralizovanými a „vápnitejšími“ vodami infiltrujúcimi do terasových štrkov, ktoré prikrývajú časť dolomitov a vápencov vo výverovej oblasti.

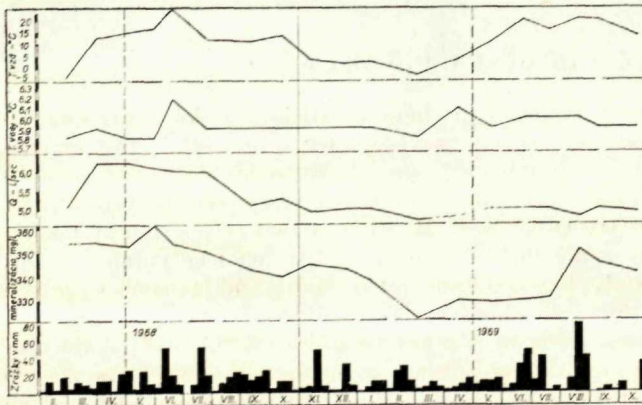


Obr. 13 Vzťah hodnôt kalcium — magnéziu — bikarbonátovej zložky, koeficientu Mg/Ca a celkovej mineralizácie k výdatnosti (prameň Liptovská Porúbka-1 horný)

Fig. 13 The relationship of the Calcium-Magnesium-bicarbonate component, of the Mg/Ca coefficient and of the total mineralization to the discharge (the spring Liptovská Porúbka-1, upper)

Prameň Mních

V protiklade s predošlými typmi režimu chemizmu mineralizácia vôd tohto prameňa so vzrastom výdatnosti vzrastá a naopak. Táto zákonitosť, ktorá podľa vypočítanej hodnoty koeficientu korelácie ($r_{Q-M} = 0,69$) je značne tesná a blízka lineárnej funkčnej závislosti, vyplýva tak z časového diagramu režimných meraní (obr. 14) ako aj z grafu

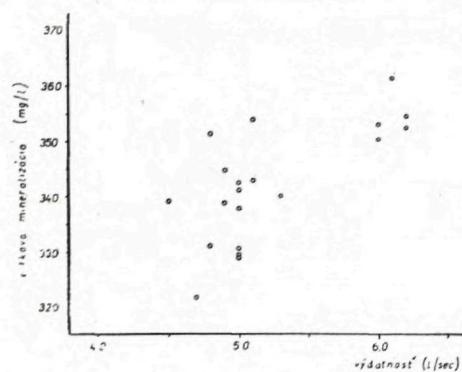


Obr. 14 Grafické znázornenie režimu prameňa Mních za roky 1968—1969

Fig. 14 Graphical illustration of the regime of the spring Mních in the years 1968—1969

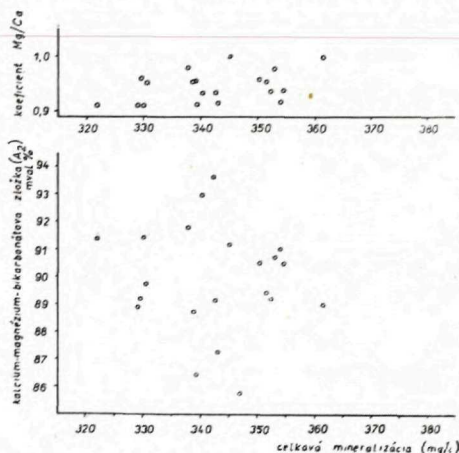
mineralizácia-výdatnosť (obr. 15). Zmeny mineralizácie závisia od zmien koncentrácií HCO_3^- , Ca^{2+} a Mg^{2+} , distribúcia obsahov síranov, chloridov a alkálií je opäť náhodná. Hodnoty koeficientu Mg/Ca so vzrastom mineralizácie mierne stúpajú (obr. 16), distribúcia hodnôt kalcium-magnézium-bikarbonátovej zložky resp. koeficientu SO_4/M je vo vzťahu k mineralizácii (i k výdatnosti) v podstate štatisticky nezávislá (obr. 12).

Prameň Mních, napriek predpokladanému plytkému obehu jeho vôd, je zo sledovaných prameňov režimne najstálejší. Hodnota variačného koeficientu výdatnosti je iba cca 10 %,



Obr. 15 Vzťah celkovej mineralizácie a výdatnosti prameňa Mních

Fig. 15 The relationship of the total mineralization and the discharge of the spring Mních



Obr. 16 Vzťah hodnôt koeficientu Mg/Ca a kalcium — magnézium — bikarbonátovej zložky k celkovej mineralizácii (prameň Mních)

Fig. 16 The relationship of the values of Mg/Ca coefficient and of the Calcium-Magnesium-bicarbonate component to the total mineralization (the spring Mních)

hodnota variačného koeficientu mineralizácie iba 3 %. Túto anomáliu, podobne ako aj opačnú tendenciu zmien mineralizácie s výdatnosťou, vysvetľujeme rozsiahlosťou infiltráčnej oblasti prameňa a dobrou vyrovnávacou schopnosťou dolomitov, v ktorých sa, ako ukazujú hodnoty koeficientu Mg/Ca (0,0 — 1,0), výlučne realizuje obchod infiltrovaných zrážkových vôd.

Záver

I keď pre reprezentatívnejšie poznanie režimu podzemných vôd nám chýbajú dlhodobejšie merania, pokúsili sme sa v práci rozobrať dosiaľ získané poznatky. Celkovo možno konštatovať, že doteraz získané poznatky sa zhodujú s poznatkami autorov študujúcich iné oblasti Slovenska (M. Zaťko 1966, E. Kullman 1968) a možno ich zhrnúť do niekoľkých bodov.

1. Hodnotenie režimu podzemných vôd ako prejav zákonitostí ich obehu v priestore a čase treba robiť osobitne pre jednotlivé štruktúry, resp. hydrogeologické celky, v ktorých sa podzemná voda zúčastňuje na celkovom obeh. V režime prameňov, ako to z uvedeného vyplýva, jestvuje totiž celý rad odlišností, pretože režim každého prameňa je výslednicou komplexu najrozličnejších faktorov.

2. Na režim výdatnosti prameňov má veľký vplyv infiltrácia zo snehovej pokrývky, keď je hodnota celkového výparu najnižšia. Prejavuje sa v jednom hlavnom maxime výdatnosti, ktoré so stúpajúcou nadmorskou výškou a z toho vyplývajúceho teplotných pomerov sa posúva z apríla až do obdobia letného zrážkového maxima, pričom u prameňov s najvyššie položenými infiltračnými oblasťami sa spája s letným maximom.

3. Režim teploty a výdatnosti podzemných vôd je odrazom nielen klimatických podmienok, ale dôležitú funkciu plní charakter cirkulácie podzemných vôd. Celkove so zväčšovaním hĺbky obehu podzemných vôd a veľkosti infiltračnej oblasti sa znižuje vplyv sezónnych výkyvov teploty vzduchu na teplotu podzemných vôd a rýchlosť reakcie na klimatické zmeny.

4. Pozorovanie variačných koeficientov výdatnosti a mineralizácie (tab. 4)

Tabuľka 4

Prameň	variačný koeficient (%)				
	výdatnosť	mineralizácia	A ₂	Mg/Ca	So-/M
N. Chmelienc-1	72,04	6,60	2,99	13,66	18,10
Stanišovo-1	49,89	3,71	2,90	10,90	23,05
Lipt. Porúbka-1	29,39	3,30	1,17	1,84	7,68
Mních	10,17	3,00	2,20	2,94	29,50

ukazuje, že čím stálejší je režim výdatnosti prameňa, tým vyrovnanejší je i režim jeho celkového chemizmu. Táto zákonitosť je charakteristická hlavne pre pramene vyvierajúce zo zmiešaných vápencovo-dolomitických komplexov, v ktorých podobnú klesajúcu tendenciu ako mineralizácia vykazujú so vzrastom stálosti režimu výdatnosti aj hodnoty variačných koeficientov kalcium-magnézium-bikarbonátovej zložky.

Osobitne vyrovnaný režim výdatnosti i chemizmu vykazujú podzemné vody dolomitov, a to aj v prípade ich plytkého obehu. Dokumentuje to názorne prameň Mních. Táto vyrovnanosť celkového režimu vysvetľujeme dobrou vyrovňavacou schopnosťou dolomitov a rozsiahlou infiltračnou oblasťou

prameňa. Či je to všeobecnou črtou podzemných vôd dolomitov ako celku nemožno z jedného prípadu zodpovedne posúdiť.

Koeficient SO_4/M je režimove najnestálejšou zložkou chemizmu a jeho vzťah k stálosti režimu výdatnosti nie je jednoznačný (pozri tab. 4). Závisí to zrejme od lokálnych faktorov pôsobiacich v jednotlivých obehových cestách (rozdielna distribúcia jemne dispergovaného sadrovca, resp. autigénneho pyritu) resp. rozdielnym charakterom pôsobenia všeobecných faktorov (zmeny intenzity oxidačných procesov v čase, premenlivá distribúcia síranov v zrážkových vodách atď.). *Režimné zmeny absolútnych hodnôt základných parametrov chemizmu (tab. 5) neovplyvňujú jeho hydrochemickú a v základných črtách ani genetickú klasifikáciu.* Tento záver je významný hlavne z hľadiska regionálnych hydrogeochemických štúdií mezozoika, keď obvykle spracúvame časove

Tabuľka 5

Prameň	Mineralizácia (g/l)	A_2 (mval %)	Mg/Ca	SO_4/M
N. Chmelienc-1	0,21—0,26	72,9—82,9	0,36—0,69	0,04—0,10
Stanišovo-1	0,28—0,32	83,9—92,6	0,44—0,66	0,02—0,06
Lipt. Porúbka-1	0,45—0,51	81,4—84,7	0,56—0,67	0,06—0,08
Mních	0,32—0,36	84,3—93,6	0,91—1,00	0,02—0,05

rôznorodý dokumentačný analytický materiál. Aj v týchto prípadoch je však štúdium chemizmu veľmi cenným prínosom skvalitňujúcim odvodené závery. Pri detailnom hydrogeologickom výskume menších územných celkov, resp. jednotlivých lokalít, je štúdium režimu chemizmu nevyhnutné.

Do tlače odporučil E. Kullman

LITERATÚRA

- [1] Duba D.—Kullman E., 1968: Bilančné výpočty krasových vôd v Malých Karpatoch. Vodohospodársky časopis, ročník XVI, Bratislava. — [2] Franko O.—Kullman E., 1968: The Relationship between the rainfall and the regime of cold and thermal karst waters of the West Carpathians. Geol. práce, Správy 44—45. Bratislava. — [3] Hanzel V., 1970: Puklinovo-krasové vody série Veľkého Boku v oblasti Liptovskej Tepličky. Geol. práce, Správy 53, Bratislava. — [4] Malojevic N., 1961: Režim niektorých krasových prameňov. Memoires AIH, tome IV, Rím. — [5] Michajlov G. K., 1962: O temperaturnom režime gruntových vod zony aktivnej cirkulácii. Hidrogeologija i karstovedenje, vyp. I, Moskva. — [6] Reisenauer R., 1965: Metódy matematickej statistiky a jejich aplikácie, SNTL — Práce, Praha. — [7] Kessler H., 1963: Wasserversorgung in Karstgebieten. Berichte der Geologischen Gesellschaft

8/3. — [8] Zafko M., 1966: Príspevok k niektorým otázkam režimu obyčajných podzemných vôd Slovenska. Geografický časopis, XVIII/2. SAV, Bratislava. — [9] Vysvetlivky ku geologickej mape 1:200 000, list Banská Bystrica a Vysoké Tatry. GÚDŠ 1963, Bratislava.

V. HANZEL — ST. GAZDA

SOME DATA ON THE REGIME OF FISSURE-KARST WATERS ON NE SLOPES OF NÍZKE TATRY MTS.

(Summary of the Slovak text)

The complexity of hydrogeological examination of a certain area, and mainly problems concerning water-economical exploitation of underground water require a thorough study of the regime questions. In the present article the regime of fissure-karst waters in the Mesozoic of the Choč unit and in the series of Veľký Bok, both sharing the structure of one of North-Slovakian mountain-ranges -Nízke Tatry Mts., is examined.

In the first part of the article the estimation of the discharge regime in both tectonic units is given basing upon the results of systematic observations of important springs mainly within the years 1968—69. Basic relationship between precipitation and infiltration has been determined. The existing articles emphasize the importance of infiltration from the snow cover for the supply of underground waters (when the value of evaporation is lowest), illustrated by the main maximum of the spring discharge. The maximum discharge in dependence upon the altitude of the region above sea level is replaced from April to the period of the Summer precipitation maximum. In springs with the highest position of infiltration areas, it is connected with the Summer maximum.

In the next part the problems of the regime of temperature of underground waters, which depends upon geographical-climatic conditions and upon geological structure of the region undermining the nature of underground water circulation, are discussed. We have found dependance of the extend of fluctuation in temperature of underground waters in connection with the spring discharge (fig. 5). In springs with the discharge surpassing 18.0—23.0 l/s temperatures fluctuate within 4.5—7.2°C. There are some deviations in springs with deep circulation paths, owing to that, temperatures being higher. The lower the discharge below the values quoted, the greater the influence of season changes in air temperature, which may be seen best in springs with the discharge below 5.0—1/s. Generally, with the increasing depth of water circulation and the extension of infiltration areas the effects of seasonal changes in air temperature upon the temperature of underground waters and the quickness of reaction to climatic situation are lowered.

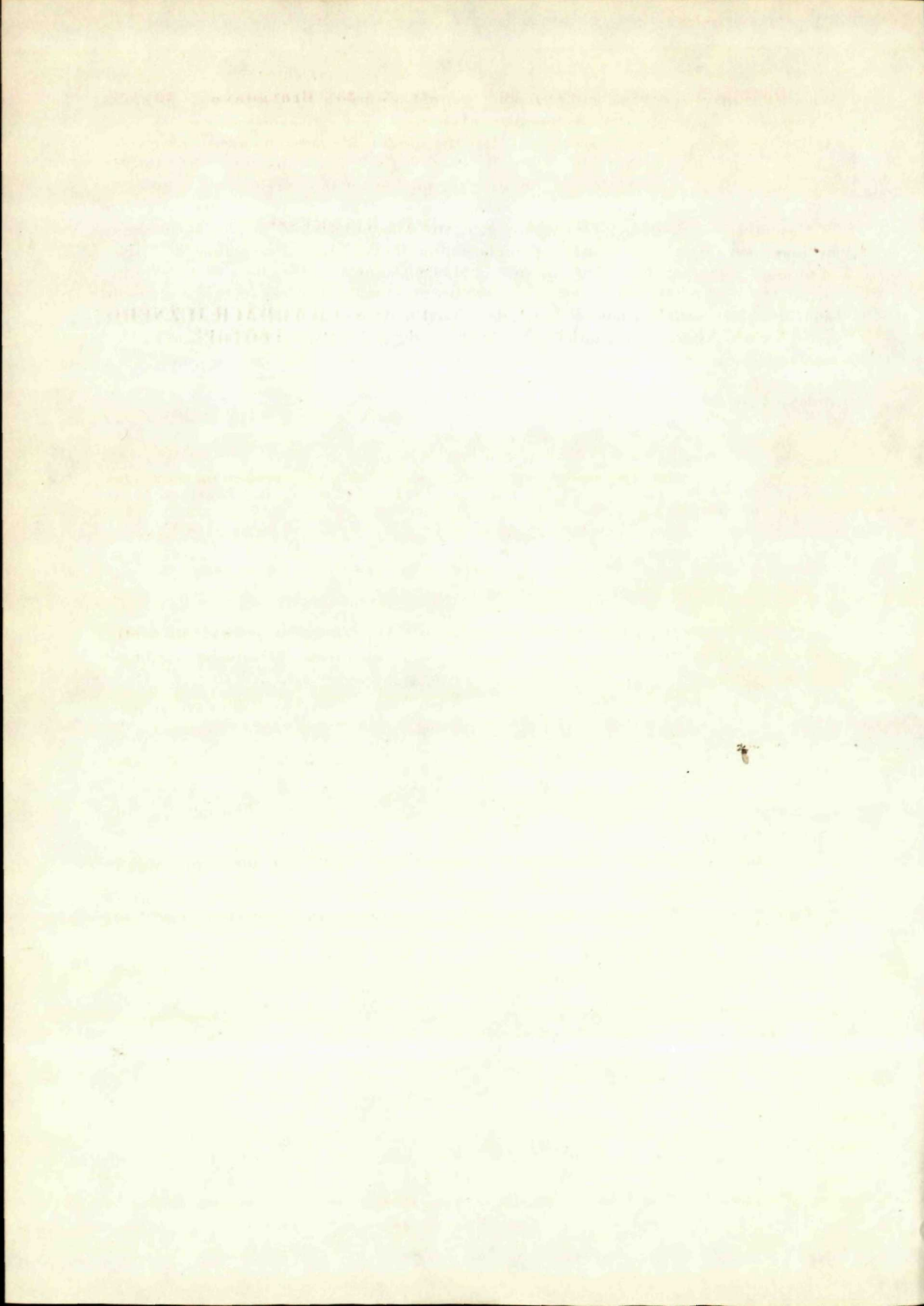
The last part contains discussion of the regime of chemism. Comparison of variation coefficient of discharge and of mineralization (table 4) shows that the more stable the regime of the spring discharge, the more balanced the regime of the entire chemism of the spring. This regularity is mainly typical of the springs from mixed limestone-dolomite complexes. In these, the falling tendency of the values of variation coefficients in Calcium-Magnesium-bicarbonate component, i. e. of Mg/Ca coefficient with the increasing stability of the discharge regime (i. e. with the growing depth of circulation) is similar to that of mineralization. Particularly well-balanced regime of discharge and chemism display underground waters of dolomites, even in case of shallow circulation. It is well illustrated by the spring Mních. The balance of the entire regime may be explained by good balancing ability of dolomites and by extensive infiltration area of the spring.

Whether it may be taken for the common feature of underground waters in dolomites as a whole, we may not say basing upon only 1 case.

As for the regime, the coefficient SO_4/M is the most unstable component of chemism and its relation to the stability of the discharge regime is not unambiguous (table 4). It is evidently due to the local factors active on the separate circulation paths (e. g. different distribution of finely dispersed anhydrite or autigene pyrite), or different nature of the influence of common factors (e. g. changes in intensity of oxidation processes in time when variable distribution of sulphates in rainfall waters). The regime alterations of absolute values of the basical parameters of chemism (table 5) do not affect its hydrochemical — and in the basical features — neither genetical classification. This is a conclusion important mainly from the view of regional hydrogeochemical study of Mesozoic, including usually the examination of chronologically different documentation analytical material.

Preložila E. Jassingerová

100
+ 1
100



ISTVÁN CORNIDES* – ÁRPÁD KECSKÉS**

PÔVOD KYSLIČNÍKA UHLIČITÉHO V MINERÁLNYCH VODÁCH JUŽNÉHO SLOVENSKA A SEVERNÉHO MAĎARSKA PODĽA IZOTOPU ¹³C

(1 obr. v texte, anglické resumé)

Abstract. The author summarizes the results of the research on the origin of carbon dioxide in mineral waters of Southern Slovakia and Northern Hungary, gained by isotopic analyses of carbon dioxide.

Úvod

Geologicko-geochemické výskumy v mnohých prípadoch poskytujú údaje o pôvode minerálnych vôd a v nich rozpustených látok. Z doteraz nevyriešených otázok je otvorená otázka pôvodu kysličníka uhličitého.

V tejto súvislosti uvažujú maďarskí geológovia a hydrogeológovia o niekoľkých možnostiach (F. Papp 1957):

1. kysličník uhličitý môže mať pôvod v postvulkanickom vyparovaní, čiže ide o magmatogénny (juvenilný) plyn;
2. kysličník uhličitý, pochádzajúci z okolia naftových ložísk a zemného plynu, môže byť produktom oxidácie uhlovodíkov;
3. kysličník uhličitý môže mať priamo biogénny pôvod, čiže môže pochádzať z rôznych rastlinných a živočíšnych organizmov;
4. kysličník uhličitý môže byť produktom rozkladu karbonátnych hornín v dôsledku pôsobenia chemických alebo termických účinkov.

Jeden z autorov tohto článku (I. Cornides 1969a) pokúsil sa skúmať pôvod výskytu kysličníka uhličitého v noegrádskej uhoľnej panve (severné Maďarsko) vhodnejšou metódou, t. j. *cestou izotopovej analýzy karbónu kysličníka uhličitého*. Na základe doterajších výsledkov v tejto oblasti za hlavný

* Bányaszati Kutató Intézet (Výskumný ústav baniectva), Budapest

** Katedra fyziky Pedagogickej fakulty, Nitra

zdroj kyslíčnika uhlíčitého treba považovať metamorfózu karbonátnych hornín; môže to byť aj magmatická, kontaktná (termická) metamorfóza. Niekoľko novších údajov (I. Cornides 1969b) poukazuje na to, že vulkanické intrúzie v značnej miere menia izotopové zloženie karbónovej zložky karbonátnych hornín (vápencov), a to v smere k zloženiu, aké sa zistilo pri kyslíčniku uhlíčitom. Tieto izotopové výskumy podporujú z uvedených štyroch predpokladov bod štvrtý, resp. jeho kombináciu s bodom prvým ako nepriamym činiteľom.

Geologickou a hydrogeologickou problematikou bohatého výskytu minerálnych prameňov na území južného Slovenska sa zaoberá viacero slovenských a českých pracovníkov. V. Hanzel (1964) podrobne skúma problematiku akumulácie a migrácie kyslíčnika uhlíčitého v juhoslovenskej uholnej panve, genetických otázok sa však nedotýka. Otázka pôvodu kyslíčnika uhlíčitého sa považuje za zložitú, a preto sa aj názory na ňu rozchádzajú (O. Franko 1964). M. Maheľ (1952) uvažuje o dvoch možnostiach: na jednej strane o výstupe juvenilného kyslíčnika uhlíčitého, ktorý vzniká rozkladom karbonátov vo veľkých hĺbkach, na druhej strane o rozklade uhlíčanov za účasti organických alebo anorganických kyselín. Podľa O. Hynieho (1963) väčšina kyslíčnika uhlíčitého je pôvodu rýdzo juvenilného, t. j. súvisí s mladotretohorným vulkanizmom. Podobne V. Zyka (1955) vysvetľuje jeho vznik ako dôsledok terciérnej postvulkanickej činnosti. Niektorí vedeckí pracovníci v oblasti naftových vôd považujú prítomnosť kyslíčnika uhlíčitého za dôsledok oxidácie živíc.

V tomto článku podávame výsledky, ktoré sme získali cestou izotopovej analýzy karbónu kyslíčnika uhlíčitého, získaného z prameňov minerálnych vôd na území severného Maďarska a južného Slovenska v oblasti Levice — Šahy — Lučenec — Filakovo. (Výskum na území južného Slovenska je súčasťou výskumnej úlohy Pedagogickej fakulty v Nitre c—0130).

Princíp výskumu, metóda merania a meracie zariadenia

Je známe, že každý fyzikálny a chemický dej v danej sústave vedie k zmene izotopového zloženia daného prvku. V prípade geologických a biologických procesov môže sa izotopová frakcionalizácia dotýkať veľkého množstva látok a takéto obohatenie (alebo zriedenie) izotopov môže byť charakteristické pre celé geologické sústavy, čo umožňuje v ďalších geologických procesoch sledovať ich osudy: odlišiť ich od podobných, ale iného pôvodu, alebo naopak — dokázať ich spoločný pôvod. Tak napr. pre látky s karbónovým obsahom organického pôvodu je charakteristická malá hodnota pomeru izotopov $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$, a to značne menšia (meraním ľahko zistiteľná) ako napr. u karbonátnych hornín. Dá sa teda očakávať, že výsledky izotopovej analýzy okruhu hypotézy o pôvode kyslíčnika uhlíčitého značne zúžia, prípadne túto otázku jednoznačne vyriešia. Dnes už dokážeme merať aj veľmi malé rozdiely pomeru izotopov (okolo 1‰), takže je možná aj celkom nepatrná diferenciácia výskytov kyslíčnika uhlíčitého, čo nám môže v ďalšom výskume poskytnúť informácie o migračných otázkach a ďalších procesoch. Treba prirodzene zdôrazniť, že táto izotopno-geologická (geochemická) výskumná metóda môže viesť k spoľahlivým výsledkom len v spojitosti so všetkými geologicko-geochemickými poznatkami platnými

pre danú sústavu, teda hodnoty izotopových pomerov a geologicko-geochemické poznatky treba hodnotiť spoločne.

Na meranie izotopových pomerov pre geologické ciele môžeme použiť len *metódu hmotovej spektrometrie*. Merania sme robili pomocou hmotového spektrometra VARIAN MAT typ M86 so 180-stupňovým odchyľovaním a dvojitým iónovým kolektorom (Bányászati Kutató Intézet — Výskumný ústav baníctva, Budapešť). Veľká stabilita prístroja a možnosť merania iónových prúdov kompenzačnou metódou nám umožňujú s presnosťou 0,01 ‰, prípadne i väčšou, relatívne merať pomer izotopov vzhľadom na nejaký štandard. Pri možnosti dosiahnuť takú veľkú meraciu presnosť určujú hodnovernosť výsledkov predovšetkým okolnosti zberu a postup prípravy vzoriek.

Vzorky sme odobrali priamo v prameni alebo studni tak, aby reprezentovali pôvodný obsah kyslíčnika uhličitého v danom prameni. Fľaše z umelej hmoty sme podľa možnosti vzdychotesne uzavreli. V laboratóriu sme z každej vybrali 5 ml vody a vo vákuu pri izbovej teplote sme nechali kyslíčnik uhčitý odpariť a potom sme ho zachytili v priestore schladenom kvapalným dusíkom (vodné pary sa zachytávajú ešte pred zachycovačom kyslíčnika uhličitého v priestore schladenom suchým ľadom rozpusteným v acetóne).

Kontrolu čistoty jednotlivých vzoriek robíme už hmotovým spektrometrom. U vzoriek, ktoré vyhovujú požiadavkám čistoty, zmeriame pomer izotopov $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ (R_m) kompenzačnou metódou aspoň štyrikrát tak, že medzitým určíme aj pomer izotopov (R_s) pre štandard. Ako výslednú hodnotu udávame rozdiel medzi pomerom izotopov vzorky a štandardu, vyjadrený v tisícinách:

$$\delta (^{13}\text{C}) = \frac{R_m - R_s}{R_s} \cdot 1000 \text{ ‰}$$

Ako štandard používame Stryngocephalenkalk štandard z Ústavu pre stabilné izotopy v Lipsku. Odchýlka tohto štandardu od medzinárodne najpoužívanejšieho PDB štandardu je + 2,0 ‰. Výsledky našich meraní touto hodnotou korigujeme, teda udávame ich vzhľadom na štandard PDB.

Výsledky meraní a ich hodnotenie

Prvé analýzy karbónových izotopov kyslíčnika uhličitého získaného z vôd sme robili v nógrádskej uhoľnej panve. Výskum mal zistiť pôvod silných erupcií kyslíčnika uhličitého v tiribešskej šachte, opakovaných tak často, že určitá časť šachty sa musela uzavrieť. Keďže v čase merania boli už erupcie plynov udusené, vzorky sme brali z vôd nachádzajúcich sa v banských chodbách, z výverov preplynenej vody, z dvoch studní získaných hĺbkovými vrtmi (Mátraverebély, Kisterenye) a z dvoch povrchových prameňov (Tar, Maconka). Osobitne udávame výsledky získané v novembri, januári, apríli a osobitne

výslednú priemernú hodnotu. V každom prípade sme urobili aspoň dve merania a udali sme priemernú hodnotu. Výsledky sú zahrnuté v tabuľke 1.

Keďže získané hodnoty pomeru izotopov sú v intervale rozsahu 4‰ , je zdôvodniteľný predpoklad, že kyslíčnik uhličitý v skúmanej oblasti má spoločný pôvod. Zistené odchýlky sa dajú vysvetliť rôznymi migračnými cestami

Tabuľka 1

Miesto odberu vzorky	$\delta(^{13}\text{C})$			
	november	január	apríl	priemer
Tiribes, šachta	- 5,7	- 5,8	-	- 5,7
Tiribes, výver preplynenej vody	- 7,2	- 8,0	-	- 7,6
Mátraverebély	- 8,7	- 8,8	- 9,8	- 9,1
Kisterenye	- 7,6	- 9,3	- 10,3	- 9,1
Tar	- 5,2	- 5,5	- 6,4	- 5,7
Maconka	-	- 6,3	-	- 6,3

a možnosťami znečistovania. Je jasné, že tento spoločný pôvod nemôže byť organický, lebo preň sú charakteristické oveľa zápornejšie hodnoty $\delta(^{13}\text{C})$. Napr. pre vzorky uhlia z tiribešskej šachty sme dostali priemernú hodnotu - 26,2, čo je už odchýlka takmer 20‰ .

Ďalšie merania poukazovali na to, že pôvod kyslíčnika uhličitého získaného z prameňov minerálnych vôd nachádzajúcich sa na druhej (sv.) strane pohoria Mátra treba považovať za totožný s predehádzajúcim. Z tejto oblasti sme urobili analýzu karbónových izotopov kyslíčnika uhličitého na vzorkách získaných z dvoch studní (Ilonavölgy, Mátraderecske) a z dvoch hĺbkových vrtov (Mátraderecske vrt č. 11 a Bükkszék). Získané hodnoty (udané opäť ako stredná hodnota dvoch alebo viacerých meraní) obsahuje tabuľka 2.

Tabuľka 2

Miesto odberu vzorky	Ilonavölgy	Derecske vrt 11.	Derecske Széchényi u. 8.	Bükkszék
$\delta(^{13}\text{C})$	- 5,4	- 9,3	- 4,7	- 10,5

Po týchto meraniach sme obrátili pozornosť na oblasť ležiacu s. a sz. od pohoria Mátra, na územie Slovenska, ktoré je bohaté na pramene minerálnych vôd s obsahom kyslíčnika uhličitého. V rámci výskumnej úlohy c-0130 a pod-

pory vedenia Pedagogickej fakulty v Nitre z tohto územia sme odoberali vzorky dvakrát, a to v októbri a novembri 1969. Výsledky meraní sú zhrnuté v tabuľke 3.

Tabuľka 3

Miesto odberu vzorky	$\delta(^{13}\text{C})$	Miesto odberu vzorky	$\delta(^{13}\text{C})$
Santovka, B-6	- 6,3	Filakovo	- 11,6
Santovka, studňa	- 6,3	Šíd	- 9,3
Dudince	- 6,5	Konrádovce	- 9,7
Slatina	- 6,7	Hodejov	- 9,3
Želovce (Šóšár) I.	- 10,2	Hrnč. Zalužany	- 8,2
Želovce (Šóšár) II.	- 8,9	Sušany	- 5,4
Sklabiná	- 6,2	Maštinec	- 6,2
Malý Krtíš	- 4,3	Muľa	- 7,6
		Bušince	- 9,8

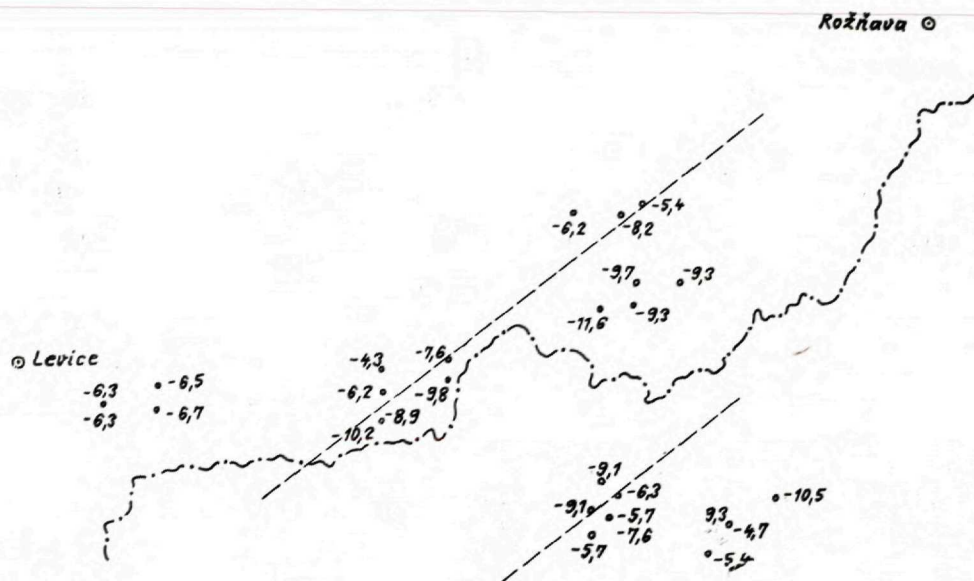
Posledne udané hodnoty sme získali z podstatne rozsiahlejšieho územia je teda pochopiteľné, že spadajú do širšieho intervalu zaokrúhlene $6^{\circ}/_{\infty}$, odhliadnuc od veľmi veľkej hodnoty z Filakova. Znamená to, že *v celej oblasti siahajúcej od pohoria Mátra na S a SZ až po čiaru Levice—Rožňava musíme predpokladať totožný pôvod kysličníka uhličitého*. Okrem toho je dokázané, že *väčšina kysličníka uhličitého v tejto oblasti je anorganického pôvodu*.

V tejto súvislosti treba poznamenať, že napr. v rôznych oblastiach ZSSR hodnoty pomeru karbónových izotopov kysličníka uhličitého rozpusteného vo vode spadajú do $30^{\circ}/_{\infty}$ širokého intervalu od + 1,7 do - 28,3 (E. M. Galimov 1969). V týchto prípadoch ide prirodzene o podstatne rozdielny pôvod.

Z dosiahnutých výsledkov výskumu by bolo veľmi ťažké robiť rozdiel medzi pôvodom kysličníka uhličitého z karbonátnych a vulkanických hornín. Vrty v rudných oblastiach pohoria Mátra nám umožnili vykonať izotopové analýzy karbónu a kyslíka na vzorkách z karbonátnych hornín pochádzajúcich z pomerne veľkých hĺbok. Ako sme už uviedli, pri horninách dotknutých vulkanizmom, sme našli značne pozmenené hodnoty $\delta(^{13}\text{C})$. Keďže sa tieto zmeny prejavujú v smere k zloženiu kysličníka uhličitého, aké sa zistilo z pohoria Mátra, doplníme najpravdepodobnejšiu teóriu pôvodu kysličníka

uhličitého z karbonátnych hornín tým, že pri jeho vzniku nepriamo pôsobili postvulkanické deje, t. j. nie vo forme juvenilných plynov, ale hlavne termickými účinkami (I. Cornides 1969c).

Malé množstvo nameraných hodnôt $\delta(^{13}\text{C})$ nám momentálne neumožňuje interpretáciu zistených jemných variácií. Môžeme však konštatovať, že hodnoty $\delta(^{13}\text{C})$ z územia j. Slovenska ukazujú charakteristické zoskupenie. Na mape sa dá vo veľmi dobrom priblížení narysovať čiara, od ktorej na jednej strane (sz.) sú všetky malé hodnoty a na druhej strane (jv.) všetky veľké hodnoty $\delta(^{13}\text{C})$ získané z prameňov minerálnych vôd (obr. 1). Tú istú tendenciu ukazuje



Obr. 1

aj menší počet údajov z maďarskej strany, a to tak, že všetky (slovenské i maďarské) veľké hodnoty $\delta(^{13}\text{C})$ spadajú do jedného centrálného pásu skúmanej oblasti. Hodnoty $\delta(^{13}\text{C})$ u Bükkszéku a z Mátraderecsky (vrt č. 11) sa zdajú byť výnimočné, to však môže byť spôsobené anomálnymi okolnosťami odberu vzoriek.

Z doterajšieho výskumu vyplýva potreba zbierať ďalšie údaje, ktoré by umožnili jednak pospájať jednotlivé miesta s rovnakými hodnotami $\delta(^{13}\text{C})$ čiarami (mohli by sme ich nazvať izodelta línie), a jednak hľadať korelácie medzi izotopovým zložením a chemickými údajmi vôd (množstvo rozpustných látok vo vode), a tak objasniť jemné variácie hodnôt $\delta(^{13}\text{C})$. Potrebné a nanejvýš zaujímavé by tiež bolo zistiť izotopové zloženie kyslíčnika uhliči-

tého z rozsiahlejšieho územia, čo by umožnilo vyriešiť otázku pôvodu kyslíčnika uhličitého v celej karpatskej sústave. Vzhľadom na úlohu kyslíčnika uhličitého pri procesoch vzniku rudných ložísk má každý takýto poznatok veľký teoretický i praktický význam.

Do tlače odporučil J. Kantor

LITERATÚRA

- [1] Cornides I., (1969 a): Széndioxid gázkitörések eredetének vizsgálata, Bányászati Kutató Intézet, 24—3/69 téma zárójelentése, Budapest. — [2] Cornides I., (1969 b): A genetic study of the Hungarian carbon dioxide resources I. (Prednáška na medzinárodnej konferencii o stabilných izotopoch v Lipsku). — [3] Cornides I., (1969 c): Tömegspektrométeres izotópgeokémiai vizsgálatok a mátrai ércesedés területén. Bányászati Kutató Intézet, 24—9/69 téma zárójelentése, Budapest. — [4] Franko O., (1964): Problematika výskumu termálnych vôd Slovenska. Geologické práce, Zošit 32, Bratislava. — [5] Galimov E. M., (1969): Die Isotopenzusammensetzung des Kohlenstoffs in den Gasen der Erdkruste. Z. angew. Geol. 15. (2). 63. — [6] Hanzel V., (1964): K problémom CO₂ v Juhoslovenskej uhoľnej panve. Geologické práce. Zošit 32, Bratislava. — [7] Hynie O., (1963): Hydrogeologie ČSSR II. — Minerálne vody. ČSAV, Praha. — [8] Maheľ M., (1952): Minerálne pramene Slovenska so zreteľom na geologickú stavbu. Práce ŠGÚ, Zošit 27, Bratislava. — [9] Papp F., (1957): Az ásvány- és gyógyvizek hidrogeológiája és fürdőtani leírása. In Schulhoff Ö.: Magyarország ásvány- és gyógyvizei. Akadémiai Kiadó, Budapest. — [10] Zyka V., (1955): Geochemia minerálných vod oblasti Šafárikovo—Lučenec—Levice, Geologické práce, Zošit 3, Bratislava.

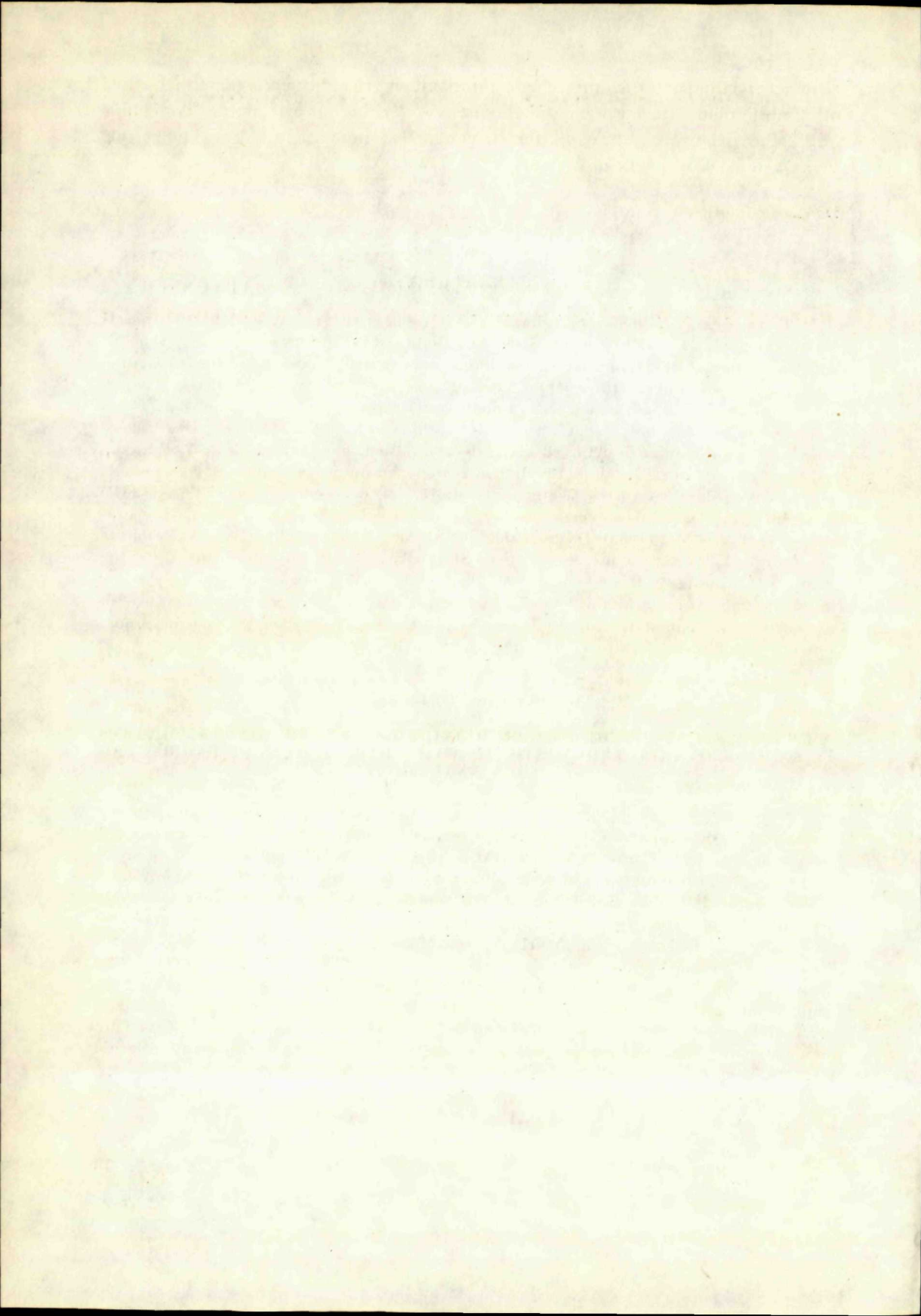
I. CORNIDES — A. KECSKÉS

A GENETIC STUDY OF THE CARBON DIOXIDE CONTENT OF MINERAL WATERS IN SOUTH-SLOVAKIA AND NORTH-HUNGARY BY THE HELP OF CARBON ISOTOPE ANALYSES

(Summary of the Slovak text)

The origin of the carbon dioxide being present in the earth's crust, e. g. in mineral waters, is a subject of growing interest. At least four different hypotheses have been set up to deal with this problem, but none of them could be satisfactorily verified in any case.

We expected to gain useful informations concerning the genetics of carbon dioxide by the help of carbon isotope ratio measurements. An investigation of this type has been carried out in the neighbouring areas of South-Slovakia and North-Hungary. The results obtained up to now proved a common type of origin of all CO₂ gases in this area and, definitely excluding the possibility of organic origin, have supplied strong support for the decomposition of carbonate rocks theory. Some additional results obtained by carbon isotope ratio measurements on sedimentary carbonate samples affected by magmatic intrusions indicate an indirect contribution to the CO₂ genesis by volcanic activity.



ONDREJ FRANKO*

**NOVÉ ÚDAJE O GEOTERMICKÝCH POMEROCH V ZÁPADNÝCH
KARPATOCH A ICH VÝZNAM PRI ŠTÚDIU HLBOKÝCH GEOLOGICKÝCH
ŠTRUKTÚR A TERMÁLNYCH VÔD**

(anglické resumé)

Abstract. The present paper is to summarize new data on geothermal degree and heat flow in West Carpathians and in Slovakia. The importance of the data for the study of deep geological structures and thermal waters is pointed out.

Úvod

Pri štúdiu hlbokých geologických štruktúr a termálnych vôd na Slovensku sa začalo ku geotermickým pomerom prihliadať len nedávno. Ide hlavne o poznanie geotermického stupňa, zemského tepelného toku a ložiskovej teploty teriem. Prvé merania geotermického stupňa sa začali robiť na naftových štruktúrnych vrtoch vo Viedenskej panve, v Podunajskej a Východoslovenskej nížine (21). V posledných rokoch sa geotermický stupeň meria i na geologických štruktúrnych vrtoch Geologického ústavu Dionýza Štúra v Bratislave a Geologického prieskumu Spišská Nová Ves v pásme centrálnych Západných Karpát.

Prvé hodnoty zemského tepelného toku boli vypočítané z hodnôt geotermických gradientov a koeficientov tepelnej vodivosti hornín z naftových vrtoch (3). Ložiskové teploty teriem boli zamerané na naftových vrtoch i vo vrtoch Geologického ústavu Dionýza Štúra. O tepelnej bilancii karlovarských teriem z hľadiska hodnôt zemského tepelného toku sa zmieňuje O. Hynie (14). Na význam poznania hodnôt geotermického stupňa pre posúdenie hĺbky obehu a tvorby termálnych vôd v každej oblasti zvlášť poukazuje autor (5,6). O zemskom tepelnom poli v Banskej Štiavnici a jeho vplyve na teplotu v banských dielach pojednáva S. Klír (16). Na ochranu termálnych vôd z hľadiska geotermickej bilancie pri využití hodnôt zemského tepelného toku poukazuje J. Jetel (15). O možnostiach využitia hodnôt zemského tepelného toku pri riešení

* Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava Mlynská dolina 1

hlbokých štruktúr zemskej kôry hovoria V. Čermák—J. Jetel—B. Krčmář (4) a V. Čermák (3). O potrebe výpočtu geotermickej bilancie pre komplexné poznanie hydrogeologickej štruktúry teriem a o hodnovernosti nových údajov o geotermických stupňoch pre výpočet ložiskových teplôt novovyhladávaných vysokotermálnych vôd v priaznivých štruktúrach, ako aj o význame porovnania ložiskovej teploty teriem s teplotou zistenou na kontinuálnom zázname pri meraní geotermického stupňa pri posudzovaní hĺbky obehu teriem sa zmieňuje autor (7, 8, 9).

Geotermický stupeň

Teplota zemskej kôry bola donedávna posudzovaná podľa priemernej hodnoty geotermického stupňa. Hĺbka obehu teriem sa posudzovala podľa hodnoty a teploty vody prirodzených prameňov alebo prelivov z vrtov. Priemerný geotermický stupeň je udávaný hodnotou 33 m/1°C, získanou z meraní vo vrtoch a baniach. Väčšina zemskej kôry je však tvorená kryštalickými horninami, takže uvedený priemerný geotermický stupeň nemá všeobecnú platnosť. Merania urobené v geologicky starých oblastiach (štítoch)

Prehľad doteraz zistených hodnôt geotermických stupňov v Západných Karpatoch

Tabuľka 1

Územie	geotermický stupeň (m/1 °C)		počet meraných vrtov
	od – do	priemer	
Karpatská čelná priehľbeň	42,7—47,1	44,5	3
Viedenská panva	22,6—43,0	30,3	31
Podunajská nížina	26,6—35,2	30,4	3
Východoslovenská nížina	19,3—26,9	22,3	12
Stredoslov. neovulk.	16,2—24,2	20,0	5
Spiš.-gemer. rudoh.	65,0—65,8	65,4	2
Spišsko gemer. granity	51,1	—	1
Liptovská kotlina	25,3	—	1
Hornonitrianská kotlina	26,6	—	1
Bánovská kotlina	20,0	—	1
Ipeľská kotlina	22,0	—	1
Ipeľská tabuľa	27,2	—	1
Košická kotlina	30,0	—	1
Vihorlat	31,0	—	1
Západné Karpaty	—	cca 31,8	—
Slovensko	—	cca 30,9	—
Územie s termálnymi vodami na Slovensku	—	cca 26,0	—
Svetový priemer	—	cca 33,0	—

ukázali, že v nich je priemerná hodnota geotermického stupňa okolo $83 \text{ m/l}^\circ\text{C}$ (17).

Najnovšie merania geotermického stupňa v Západných Karpatoch ukázali, že pri podrobnejších praktických geotermických úvahách nevystačíme s používanou priemernou hodnotou geotermického stupňa, pretože geotermický stupeň je v jednotlivých oblastiach a štruktúrach odlišný. Výsledky doterajších meraní uvádza tab. 1. (8, 21, 26).

Zo zistených hodnôt vidieť, aké sú podstatné rozdiely medzi vonkajším okrajom Západných Karpát (Karpatská čelná priehlbina), kde má geotermický stupeň hodnotu okolo $45 \text{ m/l}^\circ\text{C}$ a vnútorným pásmom Západných Karpát, v ktorom sa geotermický stupeň (okrem Spišsko-gemerského rudohoria) pohybuje v rozmedzí zhruba $20 - 30 \text{ m/l}^\circ\text{C}$. Podobne sú rozdiely i v samotnom vnútornom pásme medzi nížinami (Podunajská a Východoslovenská) a vnútornými kotlinami, ktoré sú budované terciérnymi sedimentmi.

V súlade s rozdielnou hodnotou priemerného geotermického stupňa v mladých sedimentárnych oblastiach a územiach budovaných staršími kryštalickými horninami je rozdiel medzi nížinami a vnútornými kotlinami na jednej strane (cca $20 - 30 \text{ m/l}^\circ\text{C}$) a Spišsko-gemerským rudohorím na strane druhej (cca $65 \text{ m/l}^\circ\text{C}$). Podobne je rozdiel i v samom Spišsko-gemerskom rudohorí, kde v paleozoických bridliciach je stupeň cca 65 m a v kriedových granitoch cca 51 m . Najnižší geotermický stupeň ($20 \text{ m/l}^\circ\text{C}$) je v stredoslovenských neovulkanitoch, čo súvisí s mladotretohornou vulkanickou činnosťou.

Priemerný geotermický stupeň pre Západné Karpaty podľa doteraz zistených hodnôt vychádza cca na $31,8 \text{ m/l}^\circ\text{C}$, čím sa paralelizuje so svetovým priemerom $33 \text{ m/l}^\circ\text{C}$ v mladých sedimentárnych oblastiach. Pre územie Slovenska vychádza priemerná hodnota cca na $30,9 \text{ m/l}^\circ\text{C}$. Ak nezoberieme do úvahy Spišsko-gemerské rudohorie, v ktorom sa nevyskytujú termálne vody, *tak vychádza priemerný geotermický stupeň pre Slovensko cca $26 \text{ m/l}^\circ\text{C}$* . Prirodzene, pri štúdiu jednotlivých štruktúr termálnych vôd nevystačíme ani s touto hodnotou, ale musíme poznať geotermický stupeň osobitne pre každú štruktúru.

Zemský tepelný tok

Hodnota tepelného toku prichádzajúceho znútra zeme je pomerne konštantná. Za priemernú hodnotu sa donedávna považoval údaj $1,2 \mu \text{ cal/cm}^2 \cdot \text{s}$ (12), novšie sa považuje $1,58 \mu \text{ cal} \cdot \text{s}$ (18). Priemerná hodnota pre strednú Európu je $1,67 \mu \text{ cal/cm}^2 \cdot \text{s}$ (3). Pre Západné Karpaty podľa doterajších meraní vychádza hodnota $1,9 \mu \text{ cal/cm}^2 \cdot \text{s}$ a pre Slovensko $2,13 \mu \text{ cal/cm}^2 \cdot \text{s}$ (3). Táto hodnota, podobne ako geotermický stupeň, je v jednotlivých oblastiach a štruktúrach rozdielna. Doteraz zistené hodnoty zemského tepelného toku v Západných Karpatoch uvádza tab. 2 (V. Čermák 1968).

Územie	od – do	priemer	počet meraní
Karpatská čelná priehľbeň	1,3 – 1,5	1,4	4
Viedenská panva	1,32 – 2,22	1,61	4
Podunajská nížina	2,32	—	1
Východoslov. nížina	2,45 – 2,70	2,61	3
Stredoslov. neovulk.	2,6	—	1
Západné Karpaty	—	1,9	—
Slovensko	—	2,13	—
Stredná Európa	—	1,67	—
Svetový priemer	—	1,58	—

Ako vidieť z tabuľky, zemský tepelný tok je rozdielny. V Západných Karpatoch a na Slovensku je vyšší, ako je stredo európsky priemer a na Slovensku je vyšší ako v Záp. Karpatoch. Hodnoty sa doteraz získali len z neogénnych oblastí a stredoslovenských neovulkanitov. Nepoznáme ešte hodnoty z pásma centrálnych Západných Karpát, avšak na základe pomerne nízkych hodnôt geotermického stupňa môžeme predpokladať, že sa budú pohybovať okolo zisteného priemeru.

Zistená priemerná hodnota na Slovensku je o niečo nižšia, ako je priemerná hodnota $2,4 \mu \text{ cal/cm}^2$. s zistená na Alfölde (1.) Tieto vysoké hodnoty v Panónskej nížine a ich pokles smerom do Západných Karpát možno dať do súvisu s kladnou Bouguerovou anomáliou a hlbokou stavbou zemskéj kôry celej tejto oblasti. Tzv. Mohorovičičova diskontinuita, odrážajúca hustotné rozhranie medzi podložnými ultrabázickými a nadložnými sialickými hmotami, klesá smerom na S do väčšej hĺbky. Zatiaľ čo na s. okraji Panónskej nížiny je v hĺbke 25–27,5 km, smerom k okraju pásma centrálnych Západných Karpát klesá postupne do hĺbky 30 km, v oblasti Vysokých Tatier až do hĺbky cca 50 km (11,13). Týmto pomerom zodpovedajú dve základné zóny gravitačného poľa, a to zóna s gravitačným poľom kladných anomálií rozprestierajúca sa v južnej časti Západných Karpát a zóna s poľom záporných anomálií v severnej časti Západných Karpát (11). Uvedená príčina v rozdielnosti hodnôt zemského tepelného toku nie je však jediná. Z hľadiska výstupových ciest zemského tepla majú prvoradý význam hlbinné tektonické zóny, ktoré porušujú zemskú kôru až do Mohorovičičovej plochy diskontinuity. Sú to pravdepodobne rozhrania medzi uvedenými dvoma základnými zónami a medzi podunajským a juhoslovenským hlbinným blokom (11). Podľa doterajšieho rozmiestnenia vysokých hodnôt ďalšími výstupnými cestami zemského tepla sú pravdepodobne hlboko založené zlomové pásma. Tak na Záhorskej nížine hodnota zemského tepelného toku stúpa od S k J, t. j. k sz. okraju

Malých Karpát, resp. k litavskej zlomovej zóne od 1,32 cez 1,57 po 2,22 μ cal/cm² . s. Hodnota zemského tepelného toku 2,32 μ cal/cm² . s, zistená v Podunajskej nížine je pravdepodobne viazaná na rábsku líniu, ktorej pokračovaním je u nás čertovická línia.

Vysoká hodnota zemského tepelného toku v stredoslovenských neovulkanitoch (Banská Štiavnica) je viazaná na zázrivsko-budapeštianske zlomové pásmo. Vo Východoslovenskej nížine pri v. okraji štátnych hraníc (Ptrukša — Stretava) zistené vysoké hodnoty sú viazané na balatónske pásmo.

Praktický význam nových údajov pri štúdiu termálnych vôd

Poznanie hodnôt *zemského tepelného toku* má prvoradý význam pri geotermickej bilancii termálnych vôd. Pomocou nej sa vypočíta plocha územia, z ktorej určité množstvo studenej vody odoberá zemské teplo na svoje ohriatie. Týmto spôsobom, v súlade s hydrogeologickou štruktúrou, sa zisťuje *zberná oblasť zemského tepla*. Túto oblasť treba chrániť, pretože z nej bez rizika zníženia teploty existujúcich teriem nemôžeme získať ďalšie množstvo termálnych vôd. Taktó zabezpečujeme existujúcim zdrojom geotermickú ochranu. Výpočty geotermickej bilancie u niektorých termálnych vôd Slovenska a ich porovnanie s hydrogeologickými štruktúrami ukázali oprávnenosť použitia tejto metódy.

Priemerná hodnota zemského tepelného toku (zistená pre Slovensko) je pri geotermickej bilancii po prvý raz aplikovaná v štúdiu o bojnických termách (7, 8, 9). Z bilancie vyplynulo, že bojnické termy majú v súlade s hydrogeologickou štruktúrou zbernú oblasť zemského tepla len v s. časti hornonitrianskej kotliny, v tzv. nedožerskej depresii, kde sa súčasne nachádza tzv. *akumulačná oblasť teriem*. Pomerne vysoký zemský tepelný tok dovoľuje z hľadiska geotermického získať ďalšie množstvo termálnych vôd v j. časti hornonitrianskej kotliny, v tzv. nováckej depresii, musí sa však prihliadať na hydraulickú spojitosť týchto vôd s bojnickými termami.

Iný príklad približnej geotermickej bilancie uvediem zo zvolenskej kotliny, kde sú termálne vody známe v Kováčovej a na Sliači (tab. 3). Použijem však hodnotu zemského tepelného toku 2,6 μ cal/cm² . s, zistenú v stredoslovenských neovulkanitoch, ktorá je pre túto štruktúru reprezentatívnejšia ako priemerná hodnota.

Ako z tabuľky vidieť, približný sumárny tepelný výkon teriem v Kováčovej a na Sliači je 2177 kcal/s. Podľa výpočtu je toto množstvo tepla odoberané zo zemského tepelného toku $q = 2,6$ z plochy cca 84 km². Vypočítaná plocha sa pomerne dobre kryje s plochou zvolenskej kotliny, ktorá zaberá cca 74 km² (uvažovaná je tá časť kotliny, kde sú zastúpené mezozoické sedimenty).

Tabuľka 3

Lokalita	Teplota vody	výdatnosť teriem	tepelný výkon teriem	zemský tepelný tok	zberná plocha zemského tepla
	T	Q	$P=Q(T-t^*)$	q	$F=P/q$
	°C	l/s	kcal/s	kcal/m ² . s	km ²
Kováčová	48,5	50	2 050	$2,6 \cdot 10^{-5}$	78,8
Sliač	33,0	5	127	„	4,8
spolu	—	55	2 177	„	83,6

* priemerná ročná teplota vzduchu (Zvolen 7,5 °C)

Znamená to, že z tejto časti kotliny bez zapojenia jej susedných území už nie je možné odoberať ďalšie množstvo teriem. Tieto poznatky sú vo veľmi dobrej nepriamej zhode s poznatkami hydraulickými medzi Kováčovou a Sliačom. V priebehu hĺbenia nového vrtu K-1 v Kováčovej, boli termy na Sliači ovplyvnené až vtedy, keď z vrtu nastalo náhle zvýšenie prítoku z 50 l/s na 70 l/s (20). Po ustálení výdatnosti na 50 l/s sa pôvodná výdatnosť termy na Sliači obnovila. Hydrogeologická štruktúra termálnych vôd v Kováčovej a na Sliači je však omnoho rozsiahlejšia, ako je plocha morfológického tvaru zvolenskej kotliny. Rozširuje sa hlavne na S smerom k infiltračnej oblasti (vymedzenie zbernej oblasti tepla smerom k infiltračnej oblasti v súlade s hydrogeologickou štruktúrou je dôležité z hľadiska smeru prítoku vôd, čím sa súčasne chráni územie s bočnou dotáciou zemského tepla), (19), na Z a JZ, kde sú zastúpené v podloží terciéru triasové karbonáty. Z tohto dôvodu by bolo možné z hľadiska hydrogeologického i geotermického pravdepodobne odoberať väčšie množstvo vody, ako je 50 l/s (zväčšili by sa depresie v hladine a tepelnom poli). Je tu však problém možnosti narušenia teriem na Sliači.

Tak ako má poznanie zemského tepelného toku význam pre geotermickú bilanciu teriem, poznanie *geotermického stupňa* má význam pri posudzovaní *hlĺbky* obehu existujúcich teriem a pri posudzovaní *teploty* novovyhladávaných teriem v zakrytých štruktúrach. Hĺbka obehu teriem sa donedávna posudzovala na základe teploty vody prirodzených výverov alebo prelivov z vrtov a priemerného geotermického stupňa. Dnes je už potrebné opierať sa o nové hodnoty geotermických stupňov a o ložiskové teploty vôd. Ako príklad uvediem opäť lokalitu Kováčová, na ktorej veľmi dobre vyniknú uvedené rozdiely (tab. 4).

Takto sa dostávame k druhému aspektu využitia hodnôt geotermického stupňa a ložiskovej teploty teriem, a síce k posúdeniu, či *termálna voda po-*

Lokalita	údaje	geoter. stupeň	teplota vody	teplota vzduchu	povreh. teplot. pásmo	hĺbka obehu teriem	rozdiel v hĺbke obehu teriem
		G	T	t	h	$H = G(T - t) + h$	
		m/1 °C	°C	°C	m	m	m
Kováčová	staré	33	48,5 (povrch.)	7,5	25	1 380	530
	nové	20	48,8 (ložisk.)	7,5	25	850	

Z tabuľky vidieť, že rozdiel vo vypočítanej hĺbke obehu podľa starých a nových údajov je asi 500 m. Rozdiely sú tým väčšie, čím väčší je rozdiel medzi geotermickými stupňami. V prípade lokality Kováčovej je hĺbka okolo 850 m celkom reálna, pretože pod chočským príkrovom (v ňom bola termálna voda navrtaná v stredotriasových a vrchnotriasových dolomitoch v hĺbke 400–500 m) je len obalová jednotka (11).

chádza z toho kolektora, v ktorom bola navrtaná, alebo z kolektora hlbšie uloženého. V prípade Kováčovej ide o to, či je terma z triasových karbonátov chočského príkrovu, alebo z karbonátov obalovej jednotky. V iných územiach ide ešte o triasové karbonáty križňanského príkrovu. Okrem geotermických údajov je pri týchto úvahách tiež dôležité posúdenie chemizmu teriem. V prípade Kováčovej tak výpočet hĺbky obehu teriem, ako aj ich chemizmus (sadorové vody) poukazujú na to, že terma je z hlbších častí karbonátov, ktoré sú v styku so sadrovcovo-nosnými vrstvami verfénu. *Poznanie ložiskovej teploty je dôležité hlavne u hlbokých vrtov s malou výdatnosťou na prelive s rozdielmi v teplote až niekoľko desiat °C.* (Pozri tab. 5, 6).

Inokedy nám výpočet ukáže, že terma je z toho istého kolektora v ktorom bola navrtaná, ale že má hlbší obeh. Ako príklad uvediem vrt NB-1 z bojnickej vysokej kryhy. V ňom bola terma zistená v triasových dolomitoch chočského príkrovu v hĺbke 935,0–983,5 m a jej ložisková teplota bola 58,8 °C. Výpočet hĺbky obehu podľa geotermického stupňa zisteného na vrte Š 1 – NB v Koší v nováckej depresii ukazuje, že je síce väčšia (cca 1350 m), ale že je ešte v rozsahu triasových karbonátov chočského príkrovu (tab. 5). Nasvedčuje tomu i chemizmus termy – voda je zemitého typu.

Tabuľka 5

Vrt	terma z hĺbky v m	výdatnosť Q 1/s	teplota vody °C		hĺbka obehu podľa G = 26,6 m/1 °C
			na ústí	ložisk.	
NB – 1	935–983,5	0,36	26,8	58,8	cca 1350 m

Ani takéto prepočty nie sú celkom presné, pretože sa opierame o geotermický stupeň zistený obyčajne na 1 vrte v celej oblasti, napr. v hornonitrianskej kotline a dávame ho do vzťahu s ložiskovými teplotami teriem zistenými na všetkých vrtoch v danej oblasti. Sú však presnejšie, ako používanie hodnoty 33 m/l°C alebo 26 m/l°C. Spoľahlivé zisťovanie hodnôt geotermického stupňa na všetkých vrtoch je však ekonomicky neúnosné.

Najsprávnejšie úvahy sú vtedy, keď sa porovnáva ložisková teplota vody s teplotou kolektora, zachytenou na kontinuálnom zázname získanom pri meraní geotermického stupňa. Takýto príklad uvediem z Ipelskej tabule získaný vrtom ŠV-8 v Dolných Semerovciach (10) j. od Dudiniec (tab. 6).

Tabuľka 6

Vrt	terma z hĺbky v m	výdatnosť Q l/s	G m/l °C	teplota vody °C		teplota kolektora °C v hĺbke 891,5 m	
				pri s = 88 m pod terénom	ložisková v 891,5 m	podľa G = 27,2 m	podľa termometrického záznamu
ŠV-8	853,0—932,6	0,33	27,2	29	47,3	41,2	45,6

Termálna voda je z permských arkóz, pestrých bridlíc, pieskovecov a polôh kremencov. Z tabuľky vidieť, že rozdiel medzi ložiskovou teplotou vody (47,3°C) a teplotou kolektora (41,2°C) vypočítanou podľa geotermického stupňa zisteného na tomto vrte (G = 27,2 m/l°C) je 6,1°C. Tento pomerne vysoký rozdiel vo vzťahu ku geotermickému stupňu poukazuje na to, že terma pochádza z hlbších častí, a síce z podložia kolektora. Avšak rozdiel medzi ložiskovou teplotou vody (47,3°C) a teplotou kolektora podľa termometrického záznamu (45,6°C) je len 1,7°C, čo je hodnota zodpovedajúca rozpätiu skúšaného úseku. Znamená to, že obeh vody je viazaný na horninové prostredie, v ktorom bola navŕtaná.

Poznanie hodnoty geotermického stupňa pre každú oblasť zvlášť je dôležité aj z hľadiska vyhľadávania nových zdrojov termálnych vôd. Spoľahlivosť týchto hodnôt demonštruje príklad z vrtu M-1 v Komárne (23) (tab. 7).

Tabuľka 7

Vrt	G m/l °C	hĺbka kolektora	vypočítaná ložisková teplota °C	skutočná teplota °C		výdatnosť l/s
				na ústí	ložisk.	
M-1	26,6*	1141	52	54	56	12

* geometrický stupeň zistený na vrte Kolárovo 2

Z tabulky vidieť, že presnosť výpočtu je veľmi dobrá. Podľa novozískaných hodnôt geotermických stupňov a hĺbok uloženia kolektorov termálnych vôd budeme môcť vypočítať ložiskové teploty novovyhladávaných vysokoter-málnych vôd v priaznivých zakrytých hydrogeologických štruktúrach.

Záverom treba pripomenúť, že tu uvedené údaje podávajú len hrubý obraz o geotermických pomeroch v Západných Karpatoch. Podobne ich aplikácia pre štúdium hlbokých geologických štruktúr a termálnych vôd iba naznačuje riešenie problémov. Predpokladáme, že získanie ďalších údajov pomôže nad-hodenú problematiku riešiť širšie a podrobnejšie.

Do tlače odporučil O. Fusán

LITERATÚRA

- [1] Boldizsár T., 1960: Geotermikus vizsgálatok a Nagy Magyar Alföldön. Bányászati Lapok, 93. — [2] Boldizsár T., 1964: Terrestrial Heat Flow in the Carpathians. J. Geophys. Res., Vol. 69. — [3] Čermák V., 1968: Terrestrial Heat Flow in Czechoslovakia and Its Relation to Some Geological Features. XXIII. International Geological Congress — Vol. 5, Praha. — [4] Čermák V. — Jetel J. — Krčmář B., 1967: Terrestrial Heat Flow in the Bohemian Massif and Its Relation to the Deep Structure. Sb. geol. věd, ÚÚG, Praha. — [5] Franko O., 1964: Problémy výskumu termálnych vôd Slovenska. Geol. práce, Správy 32, Bratislava. — [6] Franko O., 1965: Problèmes relatifs à l'exploration des eaux thermominérales des Carpates occidentales. Geol. sborník XVI/1, Vyd. SAV, Bratislava. — [7] Franko O., 1967: Bojnické termálne vody. Kandidátska dizertačná práca. Manuskript-Archív GÚDŠ, Bratislava. — [8] Franko O., 1969: Význam poznania geotermických pomerov pri štúdiu termálnych vôd na Slovensku (Západné Karpaty). Zborník prác II. medzinárodného balneotechnického sympózia v Piešťanoch. Slovakoterma, Bratislava. — [9] Franko O., 1970: Bojnické termálne vody a ich vzťah k ťažbe uhlia na nováckom ložisku. Geol. práce, Správy 52, Bratislava. — [10] Franko O. — Gazda S., 1968: Správa o hydrogeologickom odskúšaní vrtu ŠV-8 v Dolných Semerovciach. Manuskript-Geofond, Bratislava. — [11] Fusán O. — Kuthan M. — Ďuratný S. — Plančár J. — Zbožil L., 1969: Geologická stavba podložia stredoslovenských neovulkanitov. Sborník geologických vied, Záp. Karpaty, zv. 10, Bratislava. — [12] Gutenberg B., 1959: Physics of the earth's interior. International Geophysics Series, Vol. 1, New York—London. — [13] Hrdlička A., 1967: Investigation of the Earth's Crust by Deep Seismic Sounding (DSS) on the Territory of Czechoslovakia. Upper Mantle Projekt Programme in Czechoslovakia 1962—1966. Studia geoph. et geod. 11. — [14] Hynie O., 1963: Hydrogeologie ČSSR II, Minerální vody. ČSAV, Praha. — [15] Jetel J., 1966: Ochrana termálných vod z hľadiska geotermické bilance. Věstník ÚÚG, XII/3, Praha. — [16] Klír S., 1965: Zemské tepelné pole v Bánské Štiavnici a jeho vliv na teploty v dálných dílech. Rozpravy ČSAV, řada mat. a přír. věd., sešit 6, roč. 75, Praha. — [17] Kraskovskij S. A., 1955: Glubynnoje teplo Zemli i perspektivy jeho ispolzovaniya. Izd. Znaniya, Moskva. — [18] Lee A. N. K and Uyeda S., 1965: Review of Heat Flow Data, in Terrestrial Heat Flow Geophys. Monograph. Ser. No. 8, Washington. — [19] Leczfálvy S., 1964: Hévforrások, mesterséges tévívfeltárások hőntanpótlódásának néhány kérdése. Hévforrások vedőterületének megállapítása. Hydrologiai közlöny 12, Budapest. — [20] Litva J., 1964: Hydro-

geologický prieskum termálnych minerálnych vôd v Kováčovej — prevedenie vrtu K-1 a jeho definitívne zabudovanie. Manuskript- Geofond, Bratislava. — [21] Macur M., 1963: Měření geotermického stupně. Manuskript-archív ČND, Hodonín. — [22] Maheľ M., 1952: Minerálne pramene Slovenska so zreteľom na geologickú stavbu. Práce SGÚ sošit 27, Bratislava. — [23] Pagáč I., 1968: Výsledok vrtu Komárno M-1 a možnosti získania zdrojov teplej vody v Podunajskej panve. Zemní plyn a nafta. Technicko-ekonom. bulletin zamestnanců ČND, XIII/2, Hodonín — [24] Stegena L., 1964: The Structure of the Earth's Crust in Hungary. Mag. Tud. Abod. Föld. Közl. Acta Geol. Vol. 8, Budapest. — [25] Scheffer V., 1964: The European values of terrestrial Heat Flow. Geof. et Met., 13. — [26] Škvarka L., 1969: Termálne vody v oblasti neovulkanitov stredného Slovenska. Sborník prác II. medzinárodného balneotechnického sympózia v Piešťanoch. Slovakoterma, Bratislava.

O. FRANKO

NEW DATA ON GEOTHERMAL SITUATION IN WEST CARPATHIANS AND THEIR IMPORTANCE IN THE STUDY OF DEEP GEOLOGICAL STRUCTURE AND THERMAL WATERS

(Summary of the Slovak text)

Geothermal degree. Temperature of earth crust in different depths was recently estimated according to the average value of geothermal degree. On the basis of the value and of the temperature of water in natural springs or in affluents from bore-holes, the depth of thermae circulation was estimated. The average geothermal degree is determined by means of the value of 33m/1°C. This value is a result of a large number of measurements in bore-holes and in mines of sedimentary areas, so that the use of the value was right in our situation. The major part of earth crust is composed of crystalline rocks, so that the average geothermal degree is not generally valid for all areas. Measurements in geologically old areas (shields) show that the average value of geothermal degree is about 83m/1°C (17) in these areas.

The latest measurements of geothermal degree in West Carpathians show that in more detail practical geothermal studies the used average value of geothermal degree would not do. The measurements also show that geothermal degree is different practically in all areas and structures. Results of the measurements are in Tab. 1 (8, 21, 26).

According to the existing data, the average geothermal degree for West Carpathians is approximately 31.8m/1°C, which is in a good accordance with the world average 33m/1°C in young sedimentary areas. For the Slovak territory the average value is approximately 30.9m/1°C. Except Spišsko-gemerské rudohorie Mts. without thermal water occurrences, the average geothermal degree is about 26m/1°C. This value is more favourable than 33m/1°C when considering thermal waters. Evidently, the value — similar to 33m/1°C — will neither do in the study of the separate structures of thermal waters, still we have to know geothermal degree for each separate structure.

Earth heat flow. The value of the heat flow from inside the earth to the surface is comparatively constant. The value $1.2 \mu \text{ cal/cm}^2 \cdot \text{s}$ (12) was earlier considered the average value, but now it is replaced by $1.58 \mu \text{ cal/cm}^2 \cdot \text{s}$ (18). The average value for Central Europe is $1.67 \mu \text{ cal/cm}^2 \cdot \text{s}$ (3). Measurements in West Carpathians resulted in the value $1.9 \mu \text{ cal/cm}^2 \cdot \text{s}$ and in Slovakia $2.13 \mu \text{ cal/cm}^2 \cdot \text{s}$ (3). The last value — as well as geothermal degree — is different for various areas and structures.

The existing data on the heat flow in West Carpathians are presented in Tab. 2 (V. Čer-

mák, 1968). Consequently, the heat flow in West Carpathians and in Slovakia is exceeding Central-European and world averages, and that in Slovakia is exceeding the heat flow in West Carpathians.

The average value measured in Slovakia is a little lower than the average value 2.4μ cal/cm² . s determined in Alföld (1). The high values for Pannonian lowlands, and their decrease towards West Carpathians may be connected with positive Bouguer's anomaly and deep structure of earth crust in the whole area. The so-called Mohorovičić's discontinuity reflecting density boundary between underlying ultrabasic and overlying sialic masses is decreasing northwards in greater depth. While on the northern margin of Pannonian lowlands the boundary is in the depth of 25—27.5 km. Towards the margin of central West Carpathians it is gradually falling to the depth of 30 km, and in the area of Vysoké Tatry (High Tatra) Mts. even to the depth of about 50 km (11, 13). The situation is in accordance with two basical zones of gravity field, i. e. a zone with the gravity field of positive anomalies extended in the southern part of West Carpathians, and a zone with the field of negative anomalies in the northern part of West Carpathians (11). As for ascending ways of the earth heat most important are deep tectonic zones deforming the earth crust up to Mohorovičić's discontinuity plane. Such are first of all boundaries between the two basical zones and the borderline between the Danubian and south-Slovakian blocks (11). According to the existing distribution of high values, other ascending ways for the earth heat are represented probably by the deep-seated fault zones, such as the Litava fault zone in Záhorská nížina lowlands, the Ráb line in the Danube lowlands, Zázrivá—Budapešť fault zone, and Balaton—Vihorlat zone in East-Slovakian lowlands.

Practical importance of new data for the study of thermal waters. The values of the heat flow are very important for geothermic balance of thermal waters. By means of the value the extent of a territory may be determined, from which earth heat is consumed by a certain amount of cold water to be warmed. In this manner, in accordance with hydrogeological structure the collecting area of earth heat may be determined. This one should be protected, since there is a risk of decreasing temperature of the existing thermae, connected with providing of further supply of thermal waters. Thus the existing springs may be geothermically protected as for their temperature. The existing calculations and their comparison with hydrogeological structures supported employment of the determined values of the heat flow. (Tab. 3).

The data on the geothermal degree are important for the estimation of the circuit depth of the existing thermae as well as for the estimation of temperature of new-discovered thermae in hidden structures. The depth of thermae circuit has been estimated on the basis of water temperature in natural springs or of affluents from bore-holes and according to the average geothermal degree. At present it is necessary to rely upon the latest values of geothermal degree and upon depositional temperatures of waters (Tab. 4).

Now there is another aspect of the employment of values of geothermal degree and depositional temperature of thermae, i. e. to the problem whether thermal water comes from the same collector which it has been found in or from a deep-seated one. The necessity of the determination of depositional temperature is most important in deep bore-holes with lower yield on the affluents, where there are differences in temperature several tens °C. Such differences are presented in Tab. 5, 6.

Neither these calculations are completely accurate, since they were based on geothermal degree found usually on 1 bore-hole in the whole area. The geothermal degree is correlated with depositional temperatures of thermae found in all bore-holes in the

respective area. Still they are more precise than temperatures found by means of the value 33m/1 °C or 26 m/1 °C. Accurate determination of geothermal degree values in all bore-holes is economically uneffective. Considerations are most precise when the depositional temperature of water is compared with the temperature of a collector, expressed by a continuous record resulting from measurements of geothermal degree (Tab. 6).

The determination of the value of geothermal degree in all areas is also important in prospection for new sources of thermal waters (Tab. 7).

At last, it should be emphasized that these new data represent only an approximate picture of geothermal situation in West Carpathians. Their application on the study of deep geological structures and thermal waters rather indicates the manner of solving of certain problems than of all. We may suppose that further data may help to solve the problems more in detail and in a wider extent.

Preložila E. Jassingerová

MICHAL MAHEL* — JOZEF VOZÁR*

**PRÍSPEVOK K POZNANIU PERMU A TRIASU V SEVEROGEMERIDNEJ
SYNKLINÁLE**

(4 obr. v texte, nemecké resumé)

Abstrakt. Die Arbeit bringt mit sich die Ergebnisse eines mehrere Jahre andauernden Studiums des Perms und der Trias im nördlichen Teil des Spiš-Gemerer Erzgebirges. Die Erkenntnisse, welche aus den Strukturbohrungen gewonnen wurden, vor allem die petrographischen Charakter-Beschreibungen der durchbohrten Gesteine sowie auch die Ergebnisse der Untersuchung an der Oberfläche wurden in der Arbeit zur Lösung des Problems der Perm-Trias-Grenze und zur Kenntniss der paleogeographischen Verhältnisse während der Anfangs-Entwicklung der alpinen Geosynklinale herbeigeführt.

Geologická charakteristika

Vrty SM-1 a SM-2 (situované j. od obce Smižany pri Spišskej Novej Vsi) sú prvými hlbšími vrtmi, založenými uprostred Stratenskej hornatiny a to vo vzdialenosti 3—4 km od vnútorného okraja severogemeridného synklinória. Uvedenými vrtmi sme sledovali: a) *overenie typu podložia severogemeridného mezozoika*, b) *upresnenie názorov na tektonickú stavbu severogemeridného synklinória*.

a) Najstarším súvrstvím vystupujúcim na povrch v Stratenskej hornatine je bridličnato-pieskovcové súvrstvie spodného triasu. Názory na typ podložia sú rozdielne a súvisia s interpretáciou tektonickej pozície severogemeridného mezozoika. V prípade názoru na severogemeridné synklinórium ako primárnu štruktúru (M. Maheľ 1953, 1957, 1967) podložie severogemeridného mezozoika vytvára mocné permské súvrstvie, vrchný člen spodnejšej stavby synklinória. V prípade interpretácie severogemeridného mezozoika ako paleogénnej štruktúry, v ktorej sú nakopené čelné časti príkrovu gemeríd — galmuské pásmo (D. Andrusov 1964, 1966), je logické, že severogemeridné mezozoikum leží na rôznych paleozoických členoch gemeríd.

* Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava, Mlynská dolina 1

Vrty SM-1 a SM-2 sledovali aj ďalšiu dôležitú otázku — zistenie typu permu a jeho vzťah k spodnotriasovému súvrstviu. Tieto otázky v posledných rokoch boli častejšie diskutované na hojnom faktologickom materiáli z južného okraja synklinória, avšak názory sa rozchádzali. Podľa jedných (E. Drndzík — J. Hudáček 1963; J. Pecho 1963, F. I. Žukov 1963, P. Adámek 1963) bázu verfénu vytvárajú zlepenca s valúnmi kremitých porfýrov transgresívne a diskordantne ležiacich na verukáne. Podľa iných toto vrchné zlepencové súvrstvie by mohlo ešte patriť permu, prípadne obstarávať prechod do verfénu pri nedostatku tektonickej i výraznejšej stratigrafickej diskordancie (M. Maheľ 1953, 1957). Pritom sa predpokladá laterálna zmena, zjemňovanie materiálu dovnútra panvy — synklinória (M. Maheľ 1957). Vzhľadom na absolútny nedostatok permského súvrstvia uprostred Stratenskej hornatiny (najvýraznejšie rozvinutom segmente gemeridného synklinória) môžu k vyjasneniu týchto otázok prispieť len hlbšie vrty.

b) Pri zložitej stavbe severogemeridného synklinória v Stratenskej hornatine za hlavné vodčie štruktúry treba považovať: *jednotku Glacu* a *jednotku Matky Božej*. V západnej časti pohoria (z. od Lipovca) je ich styk strmý, tvorený úzkym zošupinovaným antiklinálnym pruhom, v ktorom vystupujú i šupiny spodného triasu. Východnejšie, na svahoch Lešnice, je zjavná superpozícia vonkajšej a ponáranie sa južnejšej, vnútornejšej jednotky. Smerom na V sa obidve jednotky rozostupujú, rozširuje sa antiklinálny pruh budovaný verfénskymi vrstvami (tektonicky skomplikovaný čiastkovou synklinálou). I tu sa však predpokladá superpozícia (vyvolaná spätným násunom) vonkajšej, glackej štruktúry — jej najspodnejšieho člena — na južnejšej štruktúre Matky Božej (M. Maheľ 1967). Pritom verfénske vrstvy tvoriace v tejto sv. časti Stratenskej hornatiny širšie depresie, sú sčasti prekryté paleogénom a tektonicky poklesnuté pozdĺž mladších zlomov.

Tento názor, širšie rozvedený a zdôvodnený geologickými profilmi zostavenými len na základe geologickej mapy Stratenskej hornatiny (M. Maheľ 1957), je v rozpore s rozšírenými názormi na s. vergentnosť mezozoických štruktúr v Západných Karpatoch. Žiadalo sa teda overiť povahu styku obidvoch „hlavných“ štruktúr hlbšími vrtmi.

Obidva vrty boli situované v sv. časti Stratenskej hornatiny v priestore, kde najstarší na povrch vystupujúci člen — verfénske vrstvy — vystupuje na veľkej ploche, oddeľujúce strednotriasovo-vrchnotriasové komplexy obidvoch vyššie spomínaných hlavných štruktúr.

Charakteristika hornín prevŕtaných štruktúrnymi vrtmi SM-1 a SM-2

Vrt SM-1 bol lokalizovaný pri z. okraji antiklinálneho pásma v bridličnato-pieskovcovom súvrství, ktoré na základe skamenelín preukázalo svoju spodnotriasovú, kampilskú príslušnosť (lokalita Grófska studňa; M. Maheľ 1957). Voľbu lokalizácie ovplyvnil názor, že všetko, čo vrt zastihne, bude znamenať prínos pre objasnenie geologickej stavby. Východy bridličnato-pieskovcového súvrstvia s faunou slúžili ako dobré vodidlo stratigrafickej pozície miesta vrtu.

V odvrátnom profile vrtu SM-1 možno vyčleniť tri osobitné litologické horizonty: a) do hĺbky 435 m *bridličnato-pieskovcové súvrstvie*; b) od 435—467 m *prechodné pieskovcovo-bridličnaté súvrstvie* s polohami anhydritových brekeí a s vložkami soľných brekeí; c) od 467 — do konečnej hĺbky 675,90 m *soľné brekie*.

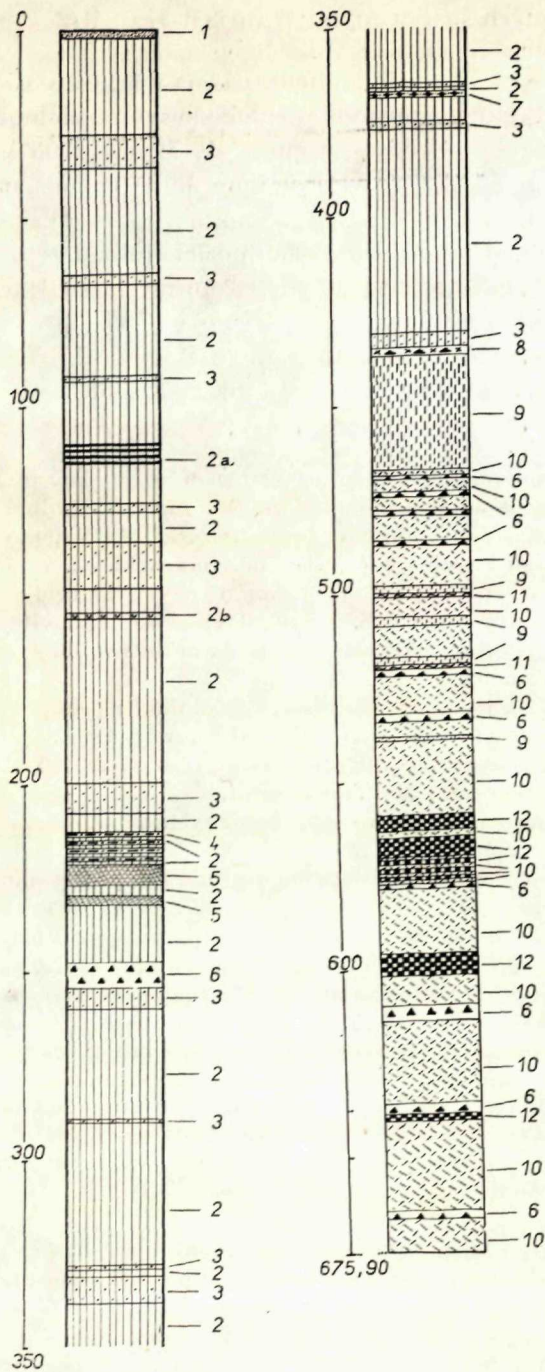
a) *Bridličnato-pieskovcové súvrstvie* pozostáva z jemne striedajúcich sa pieskovcov, piesčitých a flovitých bridlic, ako vložky sa nájdu 1 m mocné piesčité vápence. V hĺbke 154,50 m až 154,60 m vo vložkách piesčitých vápencov sa našli zeiské skameneliny *Claraia clara* (Emmrich). Pieskovce sú pestrofarebné, červené, červenohnedé, sivé, sivozelenkasté, strednozrné i jemnozrné s pozvoľným prechodom do piesčitých bridlic, ktoré sú obyčajne červené, zelenkasté zriedkavejšie sivé. Ílovité, flovito-slienité, flovito-piesčité, piesčito-flovité bridlice majú prevažne sivozelenú farbu. Na bridličnatých plochách je veľké množstvo sericitu, v menšom množstve i klastického muskovitu.

Piesčité vápence sú svetlosivé, sivobiele, jemnozrné, ojedinele i oolitické s článkami rekrystalizovaných echinodermat. Zjavný je prechod piesčitých vápencov do vápnných pieskovcov a piesčitých bridlic. V spodnejšej polohe tohto súvrstvia, a to od 241,50 m, sa nájdu zriedkavo 10—20 cm mocné polohy znečisteného anhydritu.

Anhydrit je tu normálnym sedimentárnym členom uprostred flovitých, flovito-slienitých bridlic. Miestami pozorovať (hlavne v úseku pod 350 m) pomerne jemné striedanie anhydritu a bridlic, často v hodnotách 1—3 cm. Tento profil signalizuje finálne podmienky pravdepodobne permskej lagunárnej sedimentácie—doznievanie lagunárneho prostredia.

b) *Prechodné súvrstvie* možno na základe petrograficko-litologickej povahy rozdeliť na dva horizonty 435,0—437,0 m a 437,0—467,0 m. Dvojmetrová poloha (435,0—437,0 m) je na rozhraní dvoch komplexov sedimentov — vrchného takmer bez evaporitov a spodného s prevahou evaporitov. V hĺbke 435,0—437,0 boli navŕtané svetlosivé sivozelenkasté, ílovité bridlice s 1—5 cm hrubými laminami sivobieleho až bieleho anhydritu, pomerne intenzívne znečisteného flovitou prímiesou. Podobne flovité bridlice sú znečistené podielom anhydritu. V dvojmetrovom profile (435—437 m) bolo zistených 25—30 lamín evaporitu. Petrograficky majú ílovité bridlice i anhydrit podobný charakter ako v ostatných častiach vrtného profilu. Zvláštnosťou tohto profilu je pomerne husté striedanie flovitých sedimentov s evaporitom, pričom ich hranica je charakterizovaná vzájomným znečisťovaním.

Horninový profil vrtu v hĺbke 437,0—467,0 m reprezentuje anhydrit-flovitá brekia. Jej výskyt nie je v celom profile vrtu jediný. Bola navŕtaná aj hĺbka 498—500 m, 517—519 m a 538—539 m, kde buduje súvislejšie polohy uprostred soľnej brekie. Celkovým charakterom sú všetky výskyt veľmi podobné anhydrit-flovitej brekie z hĺbky 437—467 m. Na jej stavbe sa podieľa anhydrit a ílovité, menej flovito-piesčité drobnozrnité sedimenty. Anhydrit zastáva funkciu základnej hmoty, ílovité a flovito-



Obr. 1 Litologický profil
štruktúrneho vrtu SM-1 (lo-
kalita Smižany), zostavil
J. Vozár 1963

Vysvetlivky: 1 — hlina; 2 — červené, fialkasté, zelené, zelenosivé ílovité, ílovi-
to-sericitické, ílovi-to-piesčité
až piesčité bridlice; 2a —
uprostred vyššie opísaných
sedimentov tenké (30—50 cm
mocné) polohy piesčitých
bridlic s vápnitou prímeso-
u v tmeli (25 %); 2b. lavica
slienitých bridlic s výskytom
fauny *Claraia clara* (Em-
merich 1884); 3 — drobno-
zrnné a strednozrnné poly-
miktné pieskovec, nedokona-
le bridličnaté, farby sivej
a fialkastej; 4 — masívne
oolitické vápence pletovosi-
vej a sivobielej farby; 5 —
drobnnozrnné kremité pies-
kovec, lokálne zbridličnate-
né, sivej, sivočervenej farby;
6 — anhydrit, miestami
znečistený ílovitou príme-
sou; 7. tmavosivý piesčitý
vápenec so žilkami kalcitu
a kremeňa; 8 — jemno lami-
nované súvrstvie svetlosi-
vých, sivozelenkastých ílo-
vitých bridlic a bieleho an-
hydritu (hĺbka 1—5 cm) —
laminy anhydritu znečistené
ílovitou prímeso-
u; 9. anhydrit-ílovitá brekcia sivej, sivo-
zelenkastej farby; 10. soľná,
soľno-ílovitá brekcia sivej,
sivobielej, sivozelenkastej
farby; 11. sivé dolomity zne-
čistené ílovitou prímeso-
u (zastúpené i vo forme frag-
mentov v soľnej brekci); 12.
súvislé polohy sivých, sivo-
zelených ílovitých bridlic;

-piesčité sedimenty úlohu fragmentov. Ich veľkosť je max. 12 cm, no bežne 0,5–0,8 cm. Vnútna stavba fragmentov je zväčša jemne laminovaná v 1–5 mm hodnotách. Zelené, zelenosivé laminy sú bohaté na fľovité minerály (40–60 %), sericit (35–45 %), kremeň (5–15 %); menej početné sivobiele a biele laminy sú tvorené fľovitými minerálmi a obohatené o anhydrit (5–15 % celkovej hmoty) len zriedkavo i karbonát (0,5–5 %). Zrornosť fragmentárnych sedimentov je pod 0,08–0,1 mm.

Anhydrit ako základná hmota brekcie sa mineralogicky neodlišuje od ostatných výskytov v profile vrtu. Má svetlosivú až sivobielu farbu, na okrajoch presvitá. Časté sú v ňom drobné znečisteniny (zväčša fľovitý a drobnopsamitový materiál), cca 5–18 % celkovej hmoty. Najčastejšie ide o amorfnú modifikáciu anhydritu. V mikroskope poväčšine javí charakteristické undulózne zhášanie, drobnotabulkovité i lamelové jedince bývajú ohnuté a slabo deformované. Z premien boli pozorované: rekryštalizácia a gypsifikácia (opísané tiež M. Mišíkom 1956 z vrtov GÚDŠ v oblasti Bielej Vody pri Mlynkách). V anhydrite sú popri už spomenutých znečisteninách fľovitým a drobnopsamitovým materiálom časté uzavreniny pyritu, kalcitu a kremeňa (3 % celkovej hmoty anhydritu). Pomer anhydritu k fľovitým a fľovito-piesčitým fragmentom možno číselne vyjadriť takto: 70:30 %, 60:40 % až 50:50 %.

c) *Soľná brekcia* reprezentuje vrtný profil v hĺbke 467,0–675,9 m. Jej podložie nie je známe, lebo brekcia nebola z technických príčin prevrtaná. Na otázku, čo je v podloží evaporitovej fácie, dal v tejto oblasti odpoveď vrt SM-2 (dosiahnutá hĺbka 1902,8 m) realizovaný j. od lokality vrtu SM-1.

Pod soľnou brekciou rozumieme horninu budovanú soľou (NaCl) a fľovitými bridlicami, resp. ich fragmentmi. Makroskopicky má hornina charakter brekcie. Funkciu základnej hmoty zastáva soľ (halit) a fragmenty tvoria fľovité bridlice. Veľkosť a tvar fragmentov sú rozmanité. Sú dokonale okrúhle, elipsoidné, rôzne sprehybané, nepravidelne modelované, ale vždy zaoblených tvarov. Základná hmota vyplňa všetky priestory, vďaka vysokej plasticite prenikla i do najjemnejších trhliniek na okrajoch fragmentov, ba časté sú aj náznaky zavŕňania soľnej hmoty do nich. Niekoľko súvislých polôh sivozelených fľovitých bridlic bolo navŕňaných v hĺbkach: 509 – 510 m, 512 – 520 m, 521 – 526 m, 596 – 602 m. Sú to bridlice toho istého charakteru ako fragmenty v soľnej brekcii. Polohy bridličnatých fľovitých sedimentov charakterizuje v ich okrajových partiách jemná laminácia fľov s evaporitmi. Na základe stavby jemne laminovaných polôh možno usudzovať na povahu pôvodného sedimentu pred vytvorením soľnej, resp. evaporitovej brekcie. Brekciu možno chápať ako produkt dynamiky. Laminované súvrstvie fľovitých sedimentov a evaporitov podľahlo tlakom, pri ktorých došlo k spretrhaniu relatívne menej plastických vložiek fľovitých sedimentov uprostred plastickejších evaporitov. Pomer soli ako základnej hmoty v soľnej brekcii k fragmentom fľovitých sedimentov sa pohybuje v rozmedzí hodnôt 90:10 % až 40:60 %. Soľnú brekciu podobného charakteru opísal W. Leischner (1961) z Haselgebirge.

Ľľovité sedimenty (fragmenty i ucelené polohy) majú sivú a sivozelenú farbu. Ich štruktúra je pelitová, zväčša usmernená. Len lokálne bola zistená štruktúra pelit-psamitová, resp. drobnopsamitová. Na zložení fľovitých sedimentov sa podieľajú fľovité minerály a sericit (spolu 60–85 %), karbonáty (0,5–15 %), evapority-soľ, anhydrit (10–30 %), klastický kremeň (1,0–6,0 %), autigénny kremeň (0,2–1,0 %), idiomorfne zrnká pyritu a limonitová prímies (spolu 0,5–2,0 %). Na stavbe laminovaných polôh sa podieľajú fľovité sedimenty so sericitom, fľovité sedimenty s karbonatickou prímiesou a fľovité sedimenty s evaporitovou prímiesou.

Sol-halit (NaCl) ako základná hmota v soľnej brekcii. Boli zistené modifikácie kryštalická i amorfná. Farba kamennej soli je biela, sivobiela, sivá, zriedkavo ružová až ružovo-

červená. V okrajových partiách býva soľ priesvitná. Časté sú mikroskopicky i makroskopicky viditeľné znečisteniny vo forme fľovitej prímеси (max. 20 %). Prímes býva nerovnomerne rozptýlená, koncentrovaná v šmuhách a zhlukoch. S výnimkou hĺbok 457,5 m a 494,0 m bola vždy zistená len kamenná soľ. Z uvedených hĺbok J. Holeczyová (1963) identifikovala *sylvín* (KCl). U dvoch vzoriek (457,5 m a 494,0 m) sa v chemických analýzach vodného výluhu prejavil zvýšený obsah K (457,5 – 6,80 % KCl; 494,0 m – 8,55 % KCl). Röntgenografické údaje ukazujú, že ide o sylvín. Identifikovať ho bolo možné len podľa jednej, max. dvoch charakteristických difrakčných línii, pretože ostatné sú značne zastreté líniami iných minerálov prítomných popri sylvíne vo vzorkách (anhydrit, soľ kamenná, dolomit). V obidvoch vzorkách prevláda podľa chemických a röntgenografických údajov sylvín nad kamennou soľou. Výskyt zvýšeného obsahu K je v horninách profilu vrtu zvláštnosťou. Zo 60 chemických analýz vodných výluhov bol zistený zvýšený podiel K len vo dvoch vzorkách. Ostatné analýzy vykazujú K v menšej hodnote ako 1 %.

Ako už bolo vyššie uvedené, profil vrtu pod hĺbkou 467,0 m nie je budovaný len solnou brekciou a fľovitými sedimentmi, ale z úsekov 498–500 m, 517–519 m, 538–539 m boli opísané anhydritové brekcie a v úsekoch 469–470 m, 474–475 m, 478–479 m, 486–487 m, 520–522 m, 532–534 m, 577–578 m, 610–614 m, 636–639 m, 665–667 m boli zistené anhydrity len minimálne znečistené fľovitou prímесou (pod 5 %). Podobajú sa anhydritom opísaným z iných častí profilu vrtu SM-1 a z profilu vrtu SM-2.

Osobitnú pozornosť si zasluhujú *karbonáty* z hĺbky 500–501 m a 519–520 m, kde sa podieľajú (30–60 %) na stavbe soľnej brekcie vo forme fragmentov. Sú to dolomity znečistené fľovitou prímесou. Ich pôvod sa dá vysvetliť primárnou sedimentáciou lamín v lagunárnom prostredí spolu s evaporitmi a fľovitými sedimentmi.

Vrt SM-2 bol lokalizovaný uprostred paleogénom vyplnenej depresie, cca 750 m z. od severného okraja vápencového komplexu Matky Božej tektonicky obmedzeného mladým zlomom.

Priamo pod paleogénom (piesčité vápence a vápnité pieskovce) už v hĺbke 41 m vrt zastihol *bridličnato-pieskovcové súvrstvie spodného triasu* (svetlosivé, tmavosivé, miestami zelenkasté piesčito-fľovité a fľovito-slienité bridlice s drobnými 1–3 mm mocnými žilkami kalcitu, ojedinele i tenké vložky sadrovca). V hĺbke 135,1 m sa navráta *evaporitová brekcia* s fragmentmi bridlice až 3 cm veľkými. Základnú hmotu tvorí *sadrovec* znečistený fľovitou prímесou.

V hĺbke 153,0–219,0 m s výnimkou úseku 183,50–193,00 m bol navrtaný sivobiely, miestami ružovkastý sadrovec. Je zväčša amorfný, len lokálne kryštalický, ružovej farby. Nerovnomerne je znečistený fľovitou prímесou vo forme drobných fragmentov (max. 1 mm). Znečistenie je najsilnejšie v hĺbkach nad 155,00 m, ďalej 180–183,50 m, 193,10–197,00 m, 212,00–213,00 m, 215,00–219,00 m, teda v okrajových častiach polôh. Sadrovec II. a III. akostnej triedy v zmysle ČSN (M. Maheľ–J. Vozár 1966).

Hlbšie, až do 232,5 m, boli navrtané *pestrofarebné fľovité, fľovito-sericitické bridlice* s tenkými (10–30 cm) vložkami znečisteného sadrovca.

Od 232,5 m bola zastihnutá spodnejšia vnútornejšia, štruktúra Matky Božej, a to so všetkými členmi v poradí od najmladších k najstarším ako vystupujú v profiloch na povrchu.

232,50–310,10 m. Komplex svetlosivých až sivobielych *karbonátov*, ktoré do hĺbky 240 m majú povahu ooliticých vápencov, hlbšie masívnych drobnozrnitých vápencov s častými vložkami slienitých a slienito-fľovitých bridlic (244,00–244,20 m; 247,90–

— 248,10 m; 254,90—255,10 m; 258,60—258,80 m; 278,50—279,50 m), v hlbších partiách prechádzajú miestami do vložiek kavernózných vápencov a v úseku 285—290 m a 307,60—310,10 m sú to dolomitické vápence, alebo vápence so zvýšeným podielom horčíka.

Mikroskopicky u karbonátov prevláda štruktúra mozaiková, u oolitických vápencov je oolitová, u vápencov v blízkosti ílovito-slienitých vložiek badať vplyv ílovej prímеси; štruktúra je pelitová a diagenetická v kombinácii s karbonátovou, mozaikovou.

Minerálne zloženie karbonátov je monotónne u vápencov prevláda kalcit (95 %) a 5 % je ílovitá prímes a úlomky kremeňa; u dolomitových vápencov je to dolomit a kalcit (spolu 90—95 %) a 5—10 % predstavuje prímes (ílovité minerály, kremeň). Pomerne veľa ílovej prímеси (20 %) obsahujú oolitové vápence. Len lokálne bol pozorovaný kremeň v jadrách oolitov; zväčša bol zistený kalcit. V ílovito-slienitých sedimentoch je 30—60 % ílovej prímеси, 40—60 % karbonátov a asi 5—10 % kremeňa.

310,10—353,00 m. Tmavosivé až čiernosivé masívne vápence so zvýšeným podielom Mg. Sú lokálne silne zbridičnené (322,00—322,50 m; 332,00—332,40 m; 346,00—346,50 m), povahy tmavosivých až čiernych grafitických vápnitých bridlic so zvýšeným podielom ílovej zložky. Ojedinele (v úseku 335,00—336,00 m) sú vápence slienité a zbridičnené.

353,10—387,00 m. Svetlosivé, sivobiele, zväčša masívne, pri hĺbke 368,50—372,00 m slabo zbridičnené vápence pretkané kalcitovými žilkami.

Štruktúra karbonátov je mozaiková, menej oolitová a pri väčšom podiele ílovej hmoty i pelitová. Minerálne zloženie kolíše v percentuálnom zastúpení kalcitu (48—90 %) a ílovej prímеси (8—48 %). Asi 2—4 % patria kremeňu. Ílovité minerály sa nachádzajú len miestami, hlavne v blízkosti bridličnatých partií a v hĺbke 372,50—373,00 m, kde boli z výbrusu identifikované živce a kremeň vulkanického pôvodu, miestami aj vulkanické sklo (J. Vozár 1969). Ílovité minerály sú slabo rekrystalizované na sericit.

387,00—420,00 m. Tmavosivé až čiernosivé masívne vápence s kalcitovými žilkami sa niekoľkokrát nepravidelne striedajú so silne zbridičnenými vápnito-grafitovými bridlicami s lesklými polohami, na ktorých je koncentrovaný hlavne grafit. Minerálne zloženie nepremených vápencov je 95 % kalcit a 5 % ílovito-kremitá prímes. Ílovitá prímes čo do obsahu stúpa v blízkosti zbridičnených častí a dosahuje až 40 %. V metamorfných úsekoch predstavuje grafit až 30 %, ílovitá prímes 40—50 %; ďalej je tu sericit, kalcit (zväčša druhotný), klastický kremeň a klastický plagioklas.

420,00—449,00 m. Svetlosivé, sivobiele dolomity s typickým ostrohranným dolomitickým rozpadom, smerom do hĺbky sú masívnejšie. Nie sú bridličnaté. Hranica voči nadložíu je ostrá — v hĺbke 15—30 cm a pripomína faciálnu zmenu. Voči podložíu je hranica tektonická, v hĺbke 448,50—449,00 m zvýraznená grafitickými bridlicami. Vlastné dolomity nereagujú s 5 % HCl. Sú budované 90—95 % dolomitom (farbiace skúšky) a 5—10 % predstavuje ílovito-piesčitá (kremitá) prímes rovnomerne rozmiestnená v celej hmote.

Mohutný komplex sedimentov tzv. *evaporitovej fácie* permo-verfénskeho veku (449,00—1006,00 m) je v tektonickom styku s nadložnou šupinovou stredno-vrehotriasových karbonátov vklínených medzi súvrstvia spodného triasu až permu. Voči podložíu je rozhranie pri hĺbke 1006,00 m stanovené prítomnosťou evaporitov, v danom prípade anhydritu. Pod uvedenou hranicou je anhydrit zriedkavý, zatiaľ čo nad hranicou 1006,00 m predstavuje 30—60 % hmoty v priemere, u evaporitových brekcií až 70—80 % hmoty.

Evaporitová brekcia je v dnešnej forme budovaná základnou evaporitovou hmotou (anhydrit) s ílovitými bridlicami až ílovcami, menej ílovito-piesčitými bridlicami. Tieto uprostred anhydritu tvoria fragmenty tvaru závalkov, tenkých i hrubších úlomkov medzivrstvičiek, ktoré sú často modelované, na okrajoch rozštiepené, so znakmi pre-

trhnutia; najčastejšie sú ako závalky až v tvare valúnov a na priereze so znakmi zavŕňania. Z vrtného jadra možno zistiť veľkosť fragmentov od niekoľkých mm až do dm, je však možné, že celé súvrstvie buduje brekecia s fragmentmi i väčších rozmerov a pokiaľ boli prevrtnané, javia sa v profile ako poloha. Všetky fragmenty majú jeden spoločný znak, že sú „tmelené“ evaporitovou hmotou.

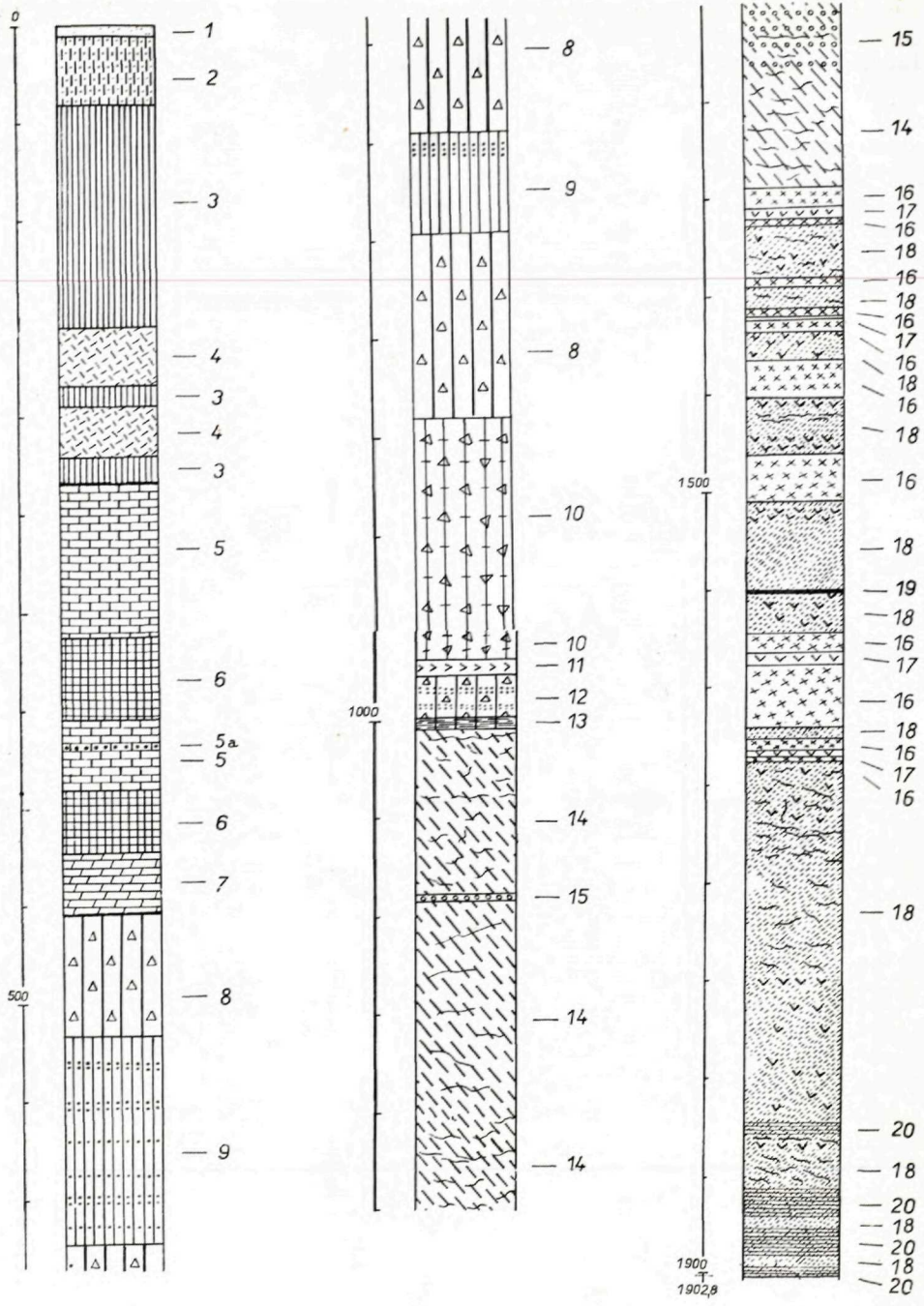
Vo výbrusoch základnej hmoty evaporitovej brekiecia bola zistená štruktúra drobnobrekeiovitá až mikrobrekeiovitá, zložená zväčša z anhydritu a z pelitových fragmentov. Anhydrit vystupuje ako amorfný a ojedinele i kryštalický.

Kryštalický anhydrit bol pozorovaný zväčša ako výplň žiliek pretínajúcich nielen fragmenty, ale i nefragmentované polohy sedimentov striedajúcich sa s evaporitovou brekeiou. Anhydrit amorfný býva znečistený drobným klastickým kremeňom a karbonátom (kalcit), menej časté sú zrníčka plagioklasu-albitu. Okrem toho je tu i mikroskopicky viditeľná fľovitá substancija len ako prímes.

Ľovité, fľovito-sericitické, fľovito-piesčité sedimenty predstavujú v evaporitovej brekeii fragmenty a spolu psamitickými kremíťmi pieskovecami a drobnozrnnými drobovými pieskovecami budujú polohy a vložky o mocnosti 10–20 m, ojedinele i viac. Ich vzťah k okolitej (nadložnej i podložnej) evaporitovej brekeii je vždy normálne sedimentárny, charakterizovaný pozvoľným prechodom z centimetrových do decimetrových. Zväčša pelitové sedimenty sú jemnolaminované (v cm – mm – intervaloch). Časté je striedanie lamín evaporitových a fľovitých. Pravdepodobne takto vyzerala pôvodná hornina, z ktorej vznikla evaporitová brekecia intraformačného charakteru.

Obr. 2 Litologický profil štruktúrneho vrtu SM-2 (lokality Smižany)
zostavil J. Vozár 1968

Vysvetlivky: 1 – hlina; 2 – svetlosivé piesčité vápence paleogénu; 3 – svetlosivé, tmavosivé, miestami zelenkasté fľovité, piesčito-fľovité a fľovito-slienité bridlice, smerom do podložja s polohami fľovito-evaporitovej brekiecia; 4 – sivobiely, biely masívny sadrovec lokálne znečistený fľovitou prímесou; 5 – svetlosivé až sivobiely masívne vápence; v plytších horizontoch s oolitmi, hlbšie bez oolitov; v bazálnej časti súvrstvia (pod 285 m) s obsahom Mg (dolomitické vápence); 5a – laminy vulkanoklastického materiálu (372,5–372,8 m); 6 – tmavosivé masívne vápence s kalcitickými žilkami a so zvýšeným obsahom Mg; smerom do podložja pozorovať intenzívne zbridičnenie; 7 – svetlosivé dolomity s typickým ostrohranným rozpadom; 8 – zelená, zelenosivá evaporitová, evaporit-fľovitá brekecia zložená zo zákl. hmoty (znečistený anhydrit) a fragmentov fľovitých bridlic; 9 – súvrstvie sivých fľovitých, fľovito-piesčitých bridlic s polohami drobových až kremíťných pieskovecov; 10 – zelenosivá, sivá, sivobiela evaporit-fľovitá brekecia s fragmentmi fľovitých bridlic. Časté sú nepravidelne rozmiestnené sedimentárne vložky fľovitých a fľovito-piesčitých bridlic mocnosti max. 70 cm; 11 – sivobiely masívny anhydrit znečistený fľovitou prímесou; 12 – anhydrit, anhydrit-fľovitá brekecia so súvislými polohami fľovitých bridlic a pieskovecov; 13 – zelené fľovité bridlice so žilkami anhydritu; 14 – súvrstvie červených, červenofialových, fialových fľovitých, fľovito-sericitických, fľovito-piesčitých bridlic, bridličnatých pieskovecov, drobových pieskovecov a drob. Smerom do podložja (pod 1,180 m) pribúda nerovnomerne rozmiestnených polôh slienitých bridlic s kalcitovými a kremennými žilkami; 15 – polohy masívnych drobnozrnných kremíťných pieskovecov; 16 – kremenný porfýr; 17 – tufy a tufty kremenného porfýru; tuftické pieskovce a tufové brekiecia; 18 – sivé, sivofialové, sivozelenkasté, fialové fľovité, fľovito-sericitické a fľovito-piesčité bridlice, bridličnaté pieskovce a bridličnaté droby s vulkanoklastickým materiálom – polohy tufov, tuftitov, tuftických pieskovecov a ojedinele tufových brekiecií (posledné v úseku 1551,3–1572,4 m). Smerom do podložja vulkanoklastického materiálu ubúda; 19 – čiernosivá grafitická bridlica so sericitom a chloritom; 20 – tmavofialová, čiernofialová bridlica s hematitom (hematitový fylit)



Ílovce, ílovité, ílovito-sericitické, miestami i ílovitopiesčité sedimenty ako vločky v evaporitovej brekcii sú sfarbené ako brekcia, ibaže s prevládajúcim sivým, sivozeleným zelenkastým odtieňom. Sú laminované. Štruktúra: pelitová, pelit-psamitová, zväčša dokonale usmernená. Minerálne zloženie: ílovité minerály, sericit, klastický muskovit, (len málo), zrnká klastického kremeňa, akcesorický zirkón a rudné minerály (pyrit, limonit), len ojedinele klastický rutil. Kvantitatívne prevládajú ílovité minerály a sericit. V ílovito-piesčitých sedimentoch badať obohatenie o klastický kremeň, prípadne iné hrubozrnejšie minerály. Ílovité sedimenty obsahujú 80–85 % ílovitých minerálov; ílovito-sericitické bridlice 30–45 % ílov. minerálov a 45–30 % sericitu; ílovito-piesčité sedimenty majú 30–35 % ílov. minerálov, 15–20 % muskovitu a sericitu, 30–45 % kremeňa; k tomu pristupuje anhydrit (5–15 %) a akcesórie.

Psamatické sedimenty, zastúpené zväčša kremíťmi a drobovými pieskovecami, nachádzajú sa síce vo forme vložíek v celej hĺbke (449,00–1006,00 m), ale najbohatšie sú zastúpené v úseku 550–650 m. Sú v normálnom sedimentárnom slede uprostred ílovitých a ílovito-piesčitých bridlic. Farba sivá, sú drobnozrnné (pod 0,8–1,2 mm), materiál je dobre vytriedený, väčšinou kremeň (40–60 %), klastické sludy (muskovit 20–30 %) tmelené základným kremíto-ílovitým alebo ílovito-sericitickým tmelom. Často pristupuje aj chlorit (až 22 %) metamorfneho pôvodu aj ako súčasť tmelu, ďalej klastické plagioklasy, karbonáty a rudné minerály.

V úseku 1006,00–1343,00 m bol navŕtaný komplex sedimentárnych hornín *permu.* Hranica voči nadložiu, stanovená prítomnosťou evaporitov, je pomerne ostrá, voči podložiu je veľmi pozvoľná a povaha sedimentov sa prakticky nemení, iba prítomnosťou vulkanických členov odlišuje dva nad sebou vystupujúce komplexy *permu.* Sú tu sedimenty prevažne íalovej, červenkastej, menej sivej, sivobielej farby. Celý komplex je slabodynamicky stlačený, čo sa však neprejavilo rovnako na všetkých petrografických členoch. V celom komplexe zjavne prevládajú pelitové a pelit-psamitové sedimenty, menej časté sú slienité sedimenty (zväčša pod hĺbkou 1200,00 m).

Len ojedinele v úseku 1091,00–1200,00 m boli zistené polohy bridličnatých drobov z fragmentov pieskovecov a ílovitých bridlic a z ílovito-sericitickej základnej hmoty.

Kremíť pieskovec budujú slabšie vločky uprostred bridlic. Z nich najvýznamnejšia je pri 1090,00–1091,00 m. Kremíť pieskovec sú drobnozrnné, masívne. Majú štruktúru psamitovú, drobnopsamitovú, metamorfnnú. Na stavbe sa prevažne zúčastňuje klastický kremeň (45–50 % hmoty). Základná hmota predstavuje sericit-ílovito-kalcitový agregát o rozsahu 40–45 %. Pozorovaný bol aj rudný a grafitový pigment (spolu s akcesóriami 5–10 %).

Bridlice a fylitické bridlice sú prevládajúcou horninou v hĺbke 1006,00–1343,00 m a v rámci nich možno rozlíšiť fylitické bridlice vápnité, hlavne pod hĺbkou 1200,00 m a ílovité, ílovito-sericitické až sericitické bridlice a fylitické bridlice. Fylitické vápnité bridlice majú zelenkastú a sivú farbu, sú jemnelaminované. Vápnitý podiel kolíše. Zrnnosť 0,06–0,08–0,2 mm. Štruktúra výrazne usmernená je prevažne pelitová, v častiach bohatých na karbonáty mozaiková. Karbonáty predstavujú v priemere 55–65 %; kremeň-sericit-ílovitý agregát spolu s akcesóriami 35–45 %.

Bridlice, fylitické bridlice, ílovité, ílovito-sericitické, sericitické bridlice majú zrnnosť 0,06–0,2 mm, farbu íalokastú. Drobnopsamitový materiál je zriedkavý, vo forme drobných lamín milimetrovej hrúbky, nepravidelne rozmiestnených. Často sú pretkané kalcitovými, menej kalcit-kremennými žilkami o hrúbke 1 mm až 2–3 cm. Štruktúra je výrazne usmernená, pelitová, len miestami s drobnopsamitovým materiálom. Prevláda sericit-ílovitý agregát, niekedy s kremeňom. Ojedinele bol zistený chlorit, taktiež metamorfneho pôvodu.

Pod hĺbkou 1300,00 m bol pozorovaný len sporadicky vystupujúci *vulkanoklastický materiál* vo forme kryštáloklastov korozívneho kremeňa a vulkanického skla. Ich množstvo nepresahuje spolu 10 %. Preto niektoré jeho laminy možno považovať už za sedimenty s vulkanoklastickým materiálom. S opísanými vulkanitmi možno dávať do súladu žilky hydrotermálneho pôvodu kremeň-kalcit-baryt-hematitovej mineralizácie, rozšírené v hĺbke pod 1300,00 m. Sú to ojedinelé výskyty.

Mohutný vulkanickosedimentárny komplex je charakteristický pozvoľnou hranicou voči nadložíu a ostrou tektonickou hranicou voči podložíu. V hĺbke 1551,00–1551,30 m sú vyvinuté čierne grafitické bridlice, ktoré delia vulkanickosedimentárny komplex pravdepodobne permského veku v hĺbkovom rozsahu cca 1343,00–1832,30 m na dve časti: spodnú (pod 1551,30 m) a vrchnú (nad 1551,00 m). Medzi oboma je dislokácia zvyraznená grafitickými bridlicami. Bridličnosť pod touto hranicou je kolmá k ose vrtu, prípadne kolíše v rozmedzí $\pm 10^\circ$, t. j. $90^\circ \pm 10^\circ$ k ose vrtu. Nad uvedenou hranicou, t. j. vo vrchnej časti komplexu, zvierá bridličnosť s osou vrtu uhol 40–60°, len zriedkavo 75°. U oboch častí komplexu možno pozorovať rozdielny uhol bridličnosti voči osi vrtu.

Vulkanickosedimentárny komplex je budovaný: 1. *kremíťmi porfýrmi a ich pyroklastikami*; 2. *šlovito-sericitickými, fylitickými bridlicami s polohami bridličnatých drob.*

Kremíť porfýry sú produktom acidnej magmy, prevažne granodioritovej až granitovej a celkovým petrochemickým charakterom pripomínajú vulkanické horniny opísané z povrchových lokalít permu Spišsko-gemerského rudohoria (porovnaj M. Ivanov 1957 a J. Rojkovič 1967).

Výsledky kompletých silikátových analýz z vulkanických hornín

Hĺbka	1412 m	1563 m	1604,1 m	1640 m
SiO ₂	56,78	54,08	55,65	55,45
TiO	0,98	0,81	0,76	0,71
Al ₂ O ₃	14,95	15,30	15,35	14,43
Fe ₂ O ₃	5,52	3,34	2,23	2,66
FeO	1,38	2,54	3,51	2,38
MnO	0,10	0,09	0,10	0,12
MgO	4,70	7,00	6,60	5,10
CaO	2,90	4,45	3,89	5,90
Na ₂ O	1,54	0,43	0,98	2,06
K ₂ O	4,40	3,86	3,14	2,90
P ₂ O ₅ +	0,23	0,19	0,32	0,24
H ₂ O	0,17	0,26	0,27	0,15
H ₂ O-	6,10	7,60	7,12	7,64
SO ₃	0,07	0,08	0,14	0,08
spolu	99,82	100,03	100,06	99,82

Analýzoval V. Dvonč, GÚDŠ

Kremíť porfýry, tufy, tuftity, tuftické sedimenty kremenných porfýrov sú slabo stlačené; farba sivá, sivozelená, fialkastá. Na plochách bridličnosti je koncentrovaný prevažne sericit, menej chlorit. Popri variete krem. porfýrov celistvých drobnozrnitých, boli pozorované variety mandľovcová a porfýrická. Prvá má chlorit-kalcit-chalcedónové mandle, veľké až 4 mm, druhá kremenné výrastlice o veľkosti 4–5 mm. Mikroskopicky

boli pozorované znaky korózie a tlakové popraskania nielen u výrastlíc kremeňa, ale i u výrastlíc živcov podstatne menších (ortoklas a albit). Štruktúra je prevažne sklovitá, v silnejšie stlačených partiách usmernená, časté sú výrastlice — vitroporfyrická štruktúra, prípadne drobné i väčšie mandle a póry. Priemerná planimetrická analýza vypočítaná z 5 analýz vykazuje: vulkanické sklo 40 %; sericit 40 %; kremeň 12 %; karbonáty + živce 6 %; rudné minerály 3 %; akcesórie (zirkón) 1 %; spolu 100 %.

Vulkanoklastický materiál geneticky spätý s kremennými porfýrmi v perme prevrátnom štruktúrnym vrstve SM-2 je budovaný vulkanickým sklom, kryštaloklastami minerálov a len zriedkavo litoklastami, u ktorých sa s istotou dá preukázať, že ide o materiál z kremitých porfýrov.

Zistené štruktúry: vitro-kryštaloklastická, kryštaloklastická, len zriedkavo s litoklastami. U tufov 90—95 % patrí vulkanickému materiálu. Okrem vulkanického skla, kryštaloklastov boli zistené aj drobné broky-litoklasty. Tieto neboli pozorované u tufitov (50—90 % vulkanického materiálu) a u tufitických pieskovecov a bridlic (10—50 % vulkanického a 50—90 % nevulkanického materiálu). Nevulkanický materiál je reprezentovaný hlavne ílovitými minerálmi, klastickými, sludami, karbonátmi. Tufy, tufity i tufitické sedimenty sú veľmi často laminované a nezriedka gradáčne zvrstvené.

Výsledky priemerných planimetrických analýz vulkanoklastických hornín

1. tufity (vypočítaný priemer zo 4 analýz):

vulkanické sklo	60—80 %
kremeň (vulk.)	10—20 %
živce	5 %
chlorit-sericit	10—20 %
rudné minerály	2—3 %
karbonáty (sekund.)	pod 3 %
kremeň (antigénny)	pod 3 %

2. tufity (vypočítaný priemer z 5 analýz):

vulkanické sklo	15—20 %
kremeň (vulk.)	20—30 %
kremeň (nevulk.)	20—40 %
sludy (klastické)	2—10 %
rudné minerály	2—8 %
metamorf. produkty (sericit, chlorit)	8—20 %

3. tufitické sedimenty (vypočítaný priemer zo 7 analýz):

vulkanické sklo	20—30 %
kremeň (vulk.)	10—30 %
kremeň (nevulk.)	15—40 %
klastické sludy	pod 5 %
ílovité minerály a sericit	pod 10 %
sekundárny kalcit	pod 5 %
rudné minerály	pod 3 %

4. sedimenty s vulkanoklastickou prímiesou (vypočítaný priemer zo 6 analýz):

vulk. kremeň a vulkanické sklo	pod 10 %
ílovito-sericitický agregát	40—90 %

karbonáty	pod 15 %
kremeň sedimentárny ne vulkanický	max. 35 %
rudné minerály a akcesórie	pod 5 %

V hĺbke 1551,00—1551,30 m bola navrtaná čierna, čiernofialkastá *grafitická bridlica* s lesklými bridličnatými plochami. Štruktúra pelitová, usmernená. Grafit predstavuje 30—40 % z celkovej hmoty. Ílovito-sericitický agregát 30—40 %, klastické minerály (kremeň, živce, sludy silne polámané, rozpukané, stlačené, vylišované) predstavujú 10—15 %, karbonáty do 10 % a rudný pigment do 5 %.

Ílovité a ílovito-piesčité sedimenty štruktúry pelitovej a pelit-psamitovej majú výrazné usmernenie stavebnej hmoty. Sú to ílovito-sericitické, sericitické, miestami i chloritické bridlice a fylitické bridlice s laminami i polohami (do 50 cm hrúbky) bohatšími na drobnopsamitický materiál. Tieto, zväčša ílovité, sedimenty sú v niektorých partiách profilu obohatené o karbonáty a vtedy možno konštatovať slienité bridlice až vápnité bridlice. Kremité pieskovec, kremité bridličnaté až kremité fylitické bridlice majú na s-plochách koncentrovaný sericit, chlorit a novotvorený kremeň.

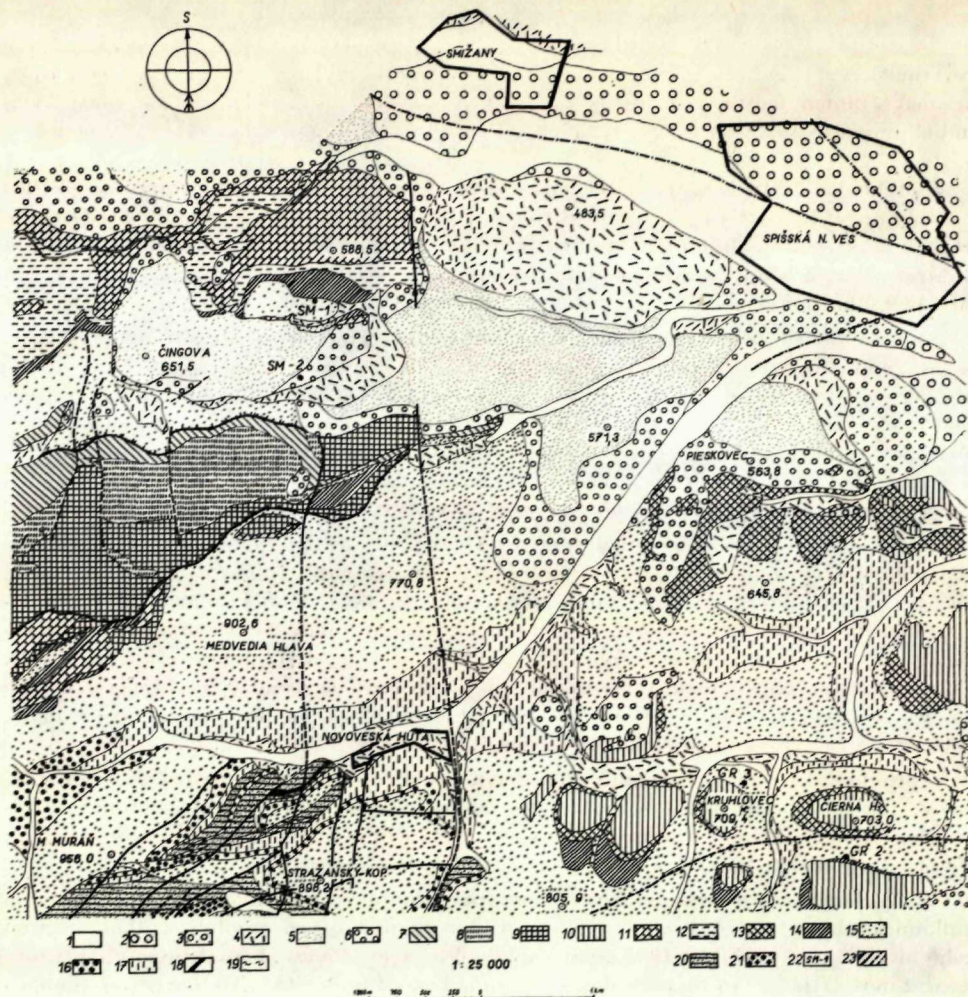
Ílovité, ílovito-piesčité sedimenty sú budované 80—90 % kremeň-sericit-chlorit-ílovitým agregátom zrnitosti pod 0,6 mm; 2—20 % predstavuje drobnozrnitý (pod 1,2 mm) klastický kremeň, ďalej je tu prítomný limonitický pigment. Podiel kremeňa klesá u vápnitých bridlic na 2—5 %; až 95 % predstavuje karbonát-ílovitá základná hmota s rekryštalizovaným kalcitom a so sericitom. Len asi 0,5 % až 1 % patrí limonitovému pigmentu. Skupina kremitých sedimentov — kremitých pieskovecov až kremitých fylitických bridlic má zrnitosť pod 0,8 mm, obsahuje 75—90 % klastického a metamorfovaného kremeňa, zvyšok tvorí ílovito-chlorit-sericitický agregát.

V profile vrtu boli pozorované 10—30 cm hrubé polohy drobnozrnitých drob sivej farby, dokonale bridličnaté. Drobnozrnité fragmenty (pod 0,5 cm) neboli bližšie identifikované. Základnú hmotu tvorí ílovito-sericit-chloritový agregát. Bol pozorovaný aj klastický muskovit, kremeň a živce, menej často kalcit a pyrit.

Celý vyššie opísaný vulkanickosedimentárny komplex je charakteristický maximom vulkanických prejavov v profile plytšie ako 1618,00 m. Najstaršia poloha vulkanoklastického materiálu je pri hĺbke 1832,20 m a v jej podloží sú ešte tzv. hematitové fylity, ktoré taktiež možno dávať do súvisu s vulkanizmom. Tak od hĺbky 1832,20 m smerom do nadložia možno sledovať stúpajúcu intenzitu vulkanických prejavov a s tým i ubúdanie „čistých“ sedimentov a pribúdanie sedimentov s vulkanickým materiálom až tufov a tufitov s telesami kremitých porfýrov.

Najbázálnejším horizontom (1832,30—1902,80 m) v štruktúrnom vrte SM-2 je výlučne sedimentárny komplex v podloží vulkanickosedimentárneho komplexu. Ich vzájomná hranica je poznačená pozvoľným prechodom za pribúdania vulkanoklastického materiálu od podložia k nadložiu. Hranica v profile bola stanovená na bázu najhlbšie zistenej polohy vulkanoklastických hornín, resp. hornín s vulkanickým materiálom, t. j. v hĺbke 1832,20—1832,30 m. Hlbšie boli zistené sedimenty bez pyroklastickej prímеси, resp. sedimenty bez dokázateľného genetického vzťahu k vulkanizmu. Takými sú tzv. hematitové fylity, ktoré uprostred ostatných prevrtaných sedimentov budujú niekoľko horizontov s max. mocnosťou 15 m. Ich výskyty v 1—2 polohách boli zistené i plytšie (v úseku intervale 1800—1832,20 m).

Hematitové fylity sú sivé, sivočierne, dokonale bridličnaté s mierne modelovanými s-plochami. Štruktúra je pelitová, usmernená, len lokálne drobne psamitová. Z minerálov predstavuje hematit, inde hematitový pigment, čiastočne limonitizovaný, 25—35 %



Obr. 3 Geologická mapa juž. okolia Spišskej Novej Vsi, M 1:25 000; zostavil M. Maheľ 1969 na základe vlastných výsledkov a použitia archívnych materiálov máp GÚDŠ

Vysvetlivky: 1 — holocénne povodňové kaly a štrky aluviálnych nív; 2 — stredno-pleistocénne terasy (hlavne piesčité štrky, menej piesky); 3 — staropleistocénne terasy (hlavne piesčité štrky, menej piesky); 4 — delúviá, zvetralinové plášte (hliny, hlinito-kamenité suty); 5 — vrchný eocén — spodný oligocén, pieskovcové flyšové súvrstvie s pieskovcami v prevahe nad šlovcami a so zlepencami fluxoturbiditového typu; 6 — paleocén — stredný až vrchný eocén, bazálne súvrstvie, zlepence, vápencové a dolomitové zlepence, brekcie, pieskovce a piesčité vápence s numulitmi, vápnité brekcie a polymiktné zlepence a pieskovce; 7 — nór — rét?: svetlé organodetrítické masívne vápence; 8 — nór: tmavé rohovcové vápence; 9 — ladin — karn: sivé dolomity; 10 — vrchný anis — ladin: biele a svetlosivé vápence (zriedka s vložkami dolomitov); 11 — vrchný anis: biele a svetlosivé vápence; 12 — hydasp — pelson: tmavosivé a čierne vápence a dolomity; 13 — hydasp: sivé dolomity; 14 — kampil: slienité bridlice a vápence; 15 — seis — spodný kampil: pestré bridlice a pieskovce; 16 — zlepence a brekcie s valúnmi kremitých porfýrov (spodný trias — vrchný perm?); 17 — bridlice so sadrovcem a anhydritom; 18 — tufy a tufty kremitých porfýrov; 19 — kremité porfýry; 20 — pestré bridlice s vložkami arkóz a drob; 21 — zlepence a brekcie; 22 — lokality vrtov; 23 — tektonické línie, zlomy, predpokladané zlomy, zlomy zakryté

hmoty. Ďalej je tu drobnozrnitý ílovitý agregát so sericitom a chloritom 20–35 %, klastický i metamorfný kremeň 10–30 %, klastické živce max. 10 %, karbonáty pod 9 %, akcesórie 1 %. Polohy tzv. hematitových fylitov v okrajových partiách sa často laminovane striedajú s inými sedimentmi.

Ďalším petrografickým typom sú *ílovito-vápnité, slienité i vápnité sedimenty*. Sú dynamometamorfované na úroveň sericiticko-vápnitých a vápnitých bridlic až bridličnatých fylitov s epidotom a chloritom. Sú dokonale bridličnaté. Ich rozšírenie sa viaže na rôzne hĺbky a mocnosť jednotlivých polôh dosahuje niekoľko metrov. Hranica voči okoliu je vždy pozvoľná, v rozmedzí niekoľkých cm až 1 m. Farba je prevažne sivobiela a sivá. Štruktúra je pelitová, metamorfná, mozaiková. Sericit-ílovito-vápnitý agregát je drobnozrnitý (pod 0,08 mm), predstavuje až 80 % celkovej hmoty. V rámci toho možno vyčleniť, miestami až 25 %, sekundárny metamorfný kalcit hrubšieho zrna (až 0,6 mm). Na zložení hornín sa podieľa aj kremeň (sedimentárny i metamorfný) 18–30 %, klastické sludy a rudný pigment (spolu 2–5 %). Zaujímavosťou je prítomnosť epidotu a chloritu. Znamená to, že pri metamorfóze popri asociácii sericit-kremeň-kalcit vzniká i asociácia kremeň-epidot-chlorit, príp. kalcit.

Okrem vyššie opísaných hornín boli v hĺbke 1832,30–1902,80 m navŕtané aj ílovito-piesčité (zväčša kremité) a ílovité sedimenty metamorfózou zmenené na kremito-sericitické fylitické bridlice. Majú sivú farbu, sú dokonale bridličnaté a budujú niekoľko m hrubé polohy. Štruktúra je blastpelitová, len zriedkavo s drobnopsamitovým materiálom – kremenné zrná. Zrnitosť je 0,06–0,2 mm. Na ich stavbe sa podieľa ílovitosericitický agregát (70 %) a kremeň. Popri klastickom kremeni bol zistený aj kremeň metamorfný; spolu predstavujú 15–30 % hmoty. Vyskytujú sa tu aj sekundárne karbonáty (menej ako 5 %) a klastická sluda – muskovit v jednom prípade 0,5 %. Rudné minerály (hematit, pyrit, magnetit, limonit) predstavujú spolu s akcesorickým apatitom a zirkónom priemerne 5 %. Dynamometamorfoza je charakterizovaná stlačením, deformáciou a vznikom sericit-kremennej minerálnej asociácie. Len v jednom prípade pristupuje chlorit.

Výsledky porovnávajúceho štúdia vrtných profilov SM-1, SM-2 s vrtnými profilmi GR-1, GR-2, GR-3

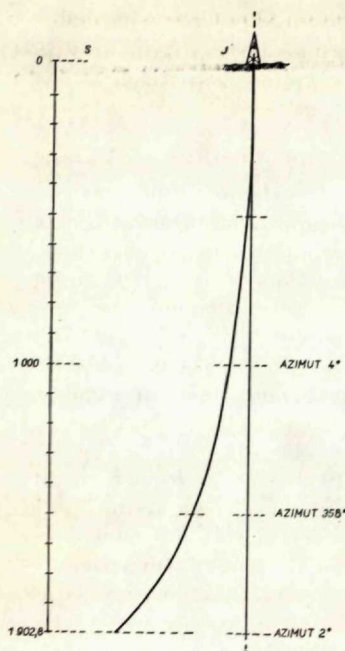
Z porovnania navŕtaného komplexu s poznatkami z vrtoz z okolia Novoveskej Huty (najmä vrty GR-1, GR-2, GR-3 situované J. Pechom (1967) v rámci vyhľadávacieho prieskumu Grétla–Teplička, ako i početné technické práce realizované Uranovým prieskumom n. p., zhodnotené v materiáloch A. M. Afanasjeva, P. Adámka, E. Drnzíka, J. Stejskala, F. I. Zukova a i.) vyplývajú fakty, ktoré treba zdôrazniť:

1. *evaporitová fácía je jednoznačne mladšia ako vulkanickosedimentárny komplex permu;*

2. *zatiaľ čo v oblasti Novoveskej Huty evapority sú reprezentované výlučne anhydritom a sadrovcom, v nami študovaných vrtoch je zastúpená aj kamenná soľ – halit a v ojedinelých prípadoch aj soľ draselná-sylvín;*

3. *štruktúrnymi vrtnými SM-1, SM-2 neboli overené tzv. vrchné zlepenca diskutabilného veku (vrchný perm? – spodný trias?).*

Otázka vzťahu evaporitovej fácie k jej podložíu. Tento vzťah nemožno chápať



Obr. 4 Znáznornenie úklonu vrtu SM-2 (M 1:10 000). Úklon podľa strednej hodnoty početných meraní

izolovane a predovšetkým treba mať na zreteli paleogeografické pomery v perme severogemeridnej synklinály. Vcelku možno potvrdiť názory starších autorov, najmä analýzu F. I. Žukova (1963) a výsledky štúdií Š. Bajanika (1961—66). Bazálne permské zlepenice sú produktom chaotickej sedimentácie, ktorej charakter je nám za súčasného stavu poznatkov ťažko zhodnotiť. Sedimentácia pefitov bola nerovnomerná, bočné transporty prevládali nad smerným transportom.

Vulkanickosedimentárny komplex permu znamená v paleogeografii určité vyrovnanie facií, i keď silne ovplyvnené produktivitou vulkanizmu. Zo sedimentov tu zjavne prevládajú pelity a psamity nad pefitmi. Materiál je vytriedenejší. Reprezentanti riečného a suchozemského vývoja v strednom horizonte permu chýbajú. Vulkanické sedimenty majú subakválny, plytkovodný pôvod. Aktivita vulkanizmu úzko súvisela s mladopaleozoickými pohybmi, podobne ako v severnejších pásmach Karpát. Smerom do nadložia vulkanická aktivita klesá, vulkanizmus sa obmedzuje iba na niektoré lokálne partie

permskej sedimentačnej panvy, a to produkciou najmladších efuzív. Povulkanickú sedimentáciu možno charakterizovať ako plytkovodnú, smerom do nadložia vystriedanú typickou lagunárnou faciou. Zo štúdií vrtného materiálu vyplýva, že najmladšie produkty vulkanizmu sú prikryté viac ako 300 m mocným súvrstvom pelitopsamitovej povahy a až v jeho nadloží je vyvinutá evaporitová fácía, reprezentovaná okrem vlastných evaporitov aj ílovitými, ílovito-piesčitými sedimentmi a ojedinele tenkými polohami dolomitov.

Kvalitatívny rozdiel v charaktere produktov evaporitovej faciie. Na rozdiel od oblasti Novoveskej Huty v nepomerne hrubších mocnostiach bola z vrtov SM-1 a SM-2 opísaná tzv. evaporitová a evaporit-ílovitá brekcía a navyac vrt SM-1 zastihol v podloží paleontologicky preukázaného sp. triasu anhydrit a hlbšie soľ kamennú — halit, lokálne s draselnou soľou-sylvínom. Ako pri petrografickom opise hornín uvádzame, anhydrity, sadrovce i soľ boli navrátené jednak v súvislejších polohách, ale predovšetkým vo forme tzv. evaporitových brekcií. Ich pôvod je diagenetický z jemnolaminovaného súvrstvia pelitov a evaporitov. O zavíňaní medzivrstvičiek ílovitých sedimentov uprostred soli, anhydritu či sadrovca svedčia početné materiály z oboch študovaných vrtov.

Pomerne veľkú mocnosť evaporit-ílovitej fácie v užšom slova zmysle možno vysvetliť primárnou subsidenciou strednej časti panvy alebo vznikom diapýrových foriem. K poslednému názoru zvädza predovšetkým prítomnosť mohutnej soľnej, soľno-ílovitej brekcie vo vrte SM-1.

Pelitové sedimenty, kamenná soľ-halit, lokálne sprevádzaná sylvínom a polohou dolomitov, poukazujú na vnútornú časť pravdepodobne širšieho lagunárneho pásma, keď v jeho okrajovej časti sedimentovali z evaporitov hlavne sadrovice (anhydrity) a aj to v menších mocnostiach v sprievode prevažne psamitov, pelito-psamitov, menej jemných pelitov.

Na tretí bod — *prečo vrtmi SM-1, SM-2 neboli zachytené tzv. vrchné zlepence, je odpoveď jednoznačná*. V okrajovej časti sedimentačnej panvy došlo k zániku lagún skôr ako v jej vnútornej časti.

V oblasti Novoveskej Huty, Grétly, Tepličky boli overené nad evaporitovou faciou, resp. evaporitovo-lagunárnou faciou zlepenca transgresívnej povahy (seiss podľa prác: E. Drnzík—J. Hudáček 1963; J. Pecho 1963) a v ich nadloží je paleontologicky preukázaný kampil. Vrtmi SM-1, SM-2 v oblasti j. od obce Smižany tzv. vrchné zlepence neboli zistené; v nadloží evaporitov je súvrstvie pelitových a psamitových sedimentov s paleontologicky dokázaným vrchným seissom (*Claraia claraia*, *Emmrich*). Z uvedeného vyplýva, že zatiaľ čo v okrajovej časti sedimentačného lagunárneho pásma došlo k pomerne výraznej transgresii zlepenčov na evaporitovú faciú, vnútorná časť je charakterizovaná pozvoľným prechodom evaporitovo-lagunárnej fácie do plytkomorskej fácie paleontologicky dokázaného spodného triasu.

Záver

Vrt SM-1, a hlavne vrt SM-2 potvrdzujú názory na základné črty stavby severogemeridného synklinória, vyjadrené v prácach M. Maheľa (1953, 1957) a upresnené v práci z roku 1967 v tomto zmysle:

1. V podloží severogemeridného mezozoika je rozložené mocné permské súvrstvie, ktoré vytvára vystielku severogemeridnej synklinály. Jeden okraj (južný) vytvára perm lemujúci severogemeridné synklinórium z juhu — známy ako severogemeridný typ. Druhý okraj (severný) vytvára perm rozložený pri vonkajšom okraji vernárskej jednotky, vývojom odlišný, prevažne pelitický.

2. Medzi permom a mezozoikom je často plocha tektonickej diskontinuity. Priamo na perm leží stredný trias, prípadne spodný trias je tektonicky redukovaný. Svedčí to o diferenciálnych pohyboch medzi mocným synklinoriálnym podložným komplexom permu a vrchnejším mezozoickým štruktúrnym stupňom.

3. Strmý tektonický styk susedných jednotiek mezozoika je v niektorých úsekoch (v našom prípade v sv. časti Stratenskej hornatiny) výsledkom popaleogénnej tektoniky. Kriedová tektonika má iný štýl; vytvorili sa násuny jedných čiastkových štruktúr na druhé. Vrt SM-2 jednoznačne preukazuje tektonickú superpozíciu spodotriasových členov jednotky Glacu v nadloží jednotky Matky Božej vo v. časti Stratenskej hornatiny. Južná vergencia vyššej jednotky je pritom najpravdepodobnejšia (M. Maheľ 1967).

4. Napriek tomu, že vrty SM-1 a SM-2 sa nachádzajú len 3 km (?) od vnútorného okraja severogemeridného synklinória (oblasť Novoveskej Huty), vykazujú určité litologické odlišnosti — výraznejší panvový charakter. Neboli zistené tzv. vrchné zlepenice s kremíťmi porfýrmi zaraďované niektorými autormi ešte k najvrchnejšiemu permu, inými triasu.

Nenašli sa nijaké intraformačné brekcie, resp. zlepenice hojné vo vrchnom anhydritovom bridličnatom súvrství či v evaporitovom horizonte. Pomerne malý je i podiel psamitov, ktoré nevytvárajú niekoľkometrové polohy (ako u Novoveskej Huty), ale len tenšie (najviac 70 cm) vložky.

Do tlače odporučili O. Fusán a O. Samuel

LITERATÚRA

- [1] Afanasiev A. M.—Drnzík E., 1967: Nové poznatky o facialnom vývoji permu čiernovážskej série Nízkych Tatier. Geol. práce, Správy 43, Bratislava. — [2] Andrusov D., 1964: Aktuelle Probleme der Karpatentektonik. Zeitschr. d. D. Geol. Ges. Bd. 116/2, Hannover. — [3] Andrusov D., 1966: Sur la classific et la nomenclature des unites tectoniques des Karpates septentrionales. Geol. sbor. — Geol. Carp. XVII/2, Bratislava. — [4] Antaš J.—Hudáček J., 1964: Závěrečná správa a výpočet zásob Mlyny — Fe. Manuskript-archív Geofondu, Bratislava. — [5] Adámek P.—Rojkovič I.—Stejskal J., 1965: Výzkum efuzivně sedimentárního souvrství permských sedimentů severogemeridní synklinály, jeho stratigrafické rozčlenění a mineralogicko-geochemická charakteristika rudonosných horizontů. Manuskript-archív GP JD n. p., Příbram. — [6] Bajaník Š., 1961: Ročná správa o geologickom mapovaní a valúnovej analýze permských pšfitov na liste Hranovnica. Manuskript-archív GÚDŠ, Bratislava. — [7] Bajaník Š., 1963: Závěrečná správa o geologickom mapovaní na liste Hranovnica. Manuskript-archív GÚDŠ, Bratislava. — [8] Bajaník Š., 1965: Výsledky valúnovej analýzy permských pšfitov západne od V. Knoly. Geol. práce, Správy 49, Bratislava. — [9] Bajaník Š., 1966: Deformácia paleozoických komplexov v mlyneckom rudnom rajone. Manuskript-archív GÚDŠ, Bratislava. — [10] Drnzík E., 1958: Správa o vyhodnotení rajónu Novoveskej Huty — Cu. Manuskript-archív Geofondu, Bratislava. — [11] Drnzík E., 1965: K vzájomným vzťahom osobitných typov zrudnení v perme severnej časti gemeríd. Geol. práce, Správy 35, Bratislava. — [12] Drnzík E.—Hudáček J., 1963: Niekoľko poznámok k členeniu permu a verfénu a kladenie hraníc medzi nimi v priestore Novoveskej Huty. Geol. práce, Správy 30, Bratislava. — [13] Holéczyová J., 1963: Čiastková závěrečná správa o mineralogickom výskume horných štrukt. vrtu SM-1 (lokality Smižany). Manuskript-archív GÚDŠ, Bratislava. — [14] Ivanov M., 1953: Geologicko-petrografické a rudné pomery v severnej časti Spišsko-

-gemerského rudohoria medzi Kluknavou a Žakarovcami. Geol. sborník IV/3,4 SAV, Bratislava. — [15] Ivanov M., 1957: Permské vulkanity v Spišsko-gemerskom rudohorí. Geol. práce, Zošit 45, Bratislava. — [16] Leischner W., 1961: Geologische Neuaufnahme in der Umgebung von Bad Ischl (Ischl- und unteres Rettenbachtal). Mitt. d. Gesellsch. d. Geol. u. Bergbaust. B. 10, Wien. — [17] Maheľ M., 1953 a: Niektoré problémy severogemeridnej synklinály. Geol. sborník IV. SAV, Bratislava. — [18] Maheľ M., 1953 b: Niekoľko stratigraficko-tektonických úvah o gemeridách. Geol. sborník IV. SAV, Bratislava. — [19] Maheľ M. a kol., 1967: Regionální geologie ČSSR, II. Záp. Karpaty, sv. I, Praha. — [20] Maheľ M. — Vozár J., 1966 a: Nálezová správa o výskyte evaporitov prevŕtaných v oblasti na juh od obce Smižany pri Sp. Novej Vsi. Manuskript-archív GÚDŠ, Bratislava. — [21] Maheľ M. — Vozár J. 1966 b: Správa o porovnaní štruktúrnych vrtov SM-2 a GR-2. Manuskript-archív GÚDŠ, Bratislava. — [22] Maheľ M. a kol., 1968: Výskum prevŕtaných hornín na štruktúrnom vrte SM-2 (lok. Smižany). Manuskript-archív GÚDŠ, Bratislava. — [23] Mišík M., 1956: Sedimentárno-petrografické vyhodnotenie vzoriek z vrtu na sadrovec — SB-12. Biela Voda. Manuskript-archív GÚDŠ, Bratislava. — [24] Pecho J., 1963: K problému diskordancie triasu v severogemeridnej synklinále. Geol. práce, Správy 29, Bratislava. — [25] Pecho J. a kol., 1967: Záverečná správa — VP Grétla — Teplička. Manuskript-archív Geofondu, Bratislava. — [26] Rojkovič I., 1963: Petrografický opis hornín efuzívne-sedimentárneho súvrstvia permu v okolí Novoveskej Huty. Manuskript-archív GÚDŠ, Bratislava. — [27] Rojkovič I., 1964: Petrografická a mineralogicko-geochemická charakteristika zrudneného horizontu permu (Novoveská Huta). Manuskript-archív GÚDŠ, Bratislava. — [28] Rojkovič I., 1967: Geochemická charakteristika permských hornín. Čiastková správa za rok 1966. Manuskript-archív GÚDŠ, Bratislava. — [29] Vozár J., 1963: Správa o petrografickom výskume na štruktúrnom vrte SM-1. Manuskript-archív GÚDŠ, Bratislava. — [30] Vozár J., 1968: Petrografický a geochemický výskum hornín prevŕtaných na štruktúrnom vrte SM-2 (lok. Smižany). Manuskript-archív GÚDŠ, Bratislava. — [31] Vozár J., 1969: O výskyte vulkanoklastického materiálu v strednom triase severogemeridného mezozoika. Geol. práce, Správy 49, Bratislava. — [32] Žukov F. I., 1963: Jedna z variant rozdělení svrchnepermských sedimentů Spišsko-gemerského rudohorí. Geol. práce, Správy 30, Bratislava.

M. MAHEĽ — J. VOZÁR

BEITRAG ZUR KENNTNISS DES PERMS UND DER TRIAS IN DER NORDGEMERIDEN-SYNKLINALE

(auf Grund von Angaben gewonnen aus Strukturbohrungen)

Die Bohrung SM-1 und hauptsächlich die Bohrung SM-2 bestätigen die Ansichten auf die grundlegenden Merkmale des Baues des Nordgemeriden-Synklinoriums, dargelegt in den Arbeiten von M. Maheľ (1953, 1957) und präzisiert in der Arbeit vom Jahre 1967, und zwar:

1. Im Liegenden des nordgemeriden Mesozoikums liegt eine mächtige Perm-Schichtfolge, welche den inneren Saum der Nordgemeriden-Synklinale bildet. Ein Rand, der südliche, ist vom Perm gebildet, welches das Nordgemeriden-Synklinorium im Süden umsäumt bekannt als nordgemerider Typ. Der zweite Rand, der nördliche, ist vom Perm gebildet, welches beim Aussenrande der Vernár-Einheit gelegen ist, von unterschiedlicher Ausbildung, überwiegend pelitisch.

2. Zwischen dem Perm und dem Mesozoikum befindet sich oftmals eine Fläche tektonischer Diskontinuität. Unmittelbar auf dem Perm lagert die mittlere Trias, eventuell die untere Trias ist tektonisch reduziert. Das zeugt für Differential-Bewegungen zwischen dem synklinorialen liegenden mächtigen Perm-Komplexen und der oberen mesozoischen Strukturstufe.

3. Der steilgelegene tektonische Kontakt der benachbarten Einheiten des Mesozoikums ist in einigen Abschnitten (in unserem Falle im NÖ-Teil des Stratená-Berglandes) eine Folge der nachpaleogenen Tektonik. Die kretazische Tektonik hat einen anderen Stil; eine Teil-Strukturen wurden auf andere aufgeschoben. Die Bohrung SM-2 zeigt eindeutig die tektonische Superposition der untertriassischen Glieder der Einheit des Glac im Hangenden der Matka Božia-Einheit im östlichen Teil des Stratená-Berglandes. Die Südvergenz der höheren Einheit ist dabei die meist wahrscheinliche (M. Mahef 1967).

4. Trotzdem dass sich die Bohrungen SM-1 und SM-2 nur 3 (?) km vom Innenrande des Nordgomeriden-Synklinoriums befinden (Gebiet von Novoveská Huta), weisen sie gewisse lithologische Unterschiede auf — einen deutlicheren Becken-Charakter. Konglomerate mit Quarzporphyren, von einigen Autoren (Bajaník 1966) noch zum obersten Perm, von anderen (Drnzík—Hudáček 1963, Pecho 1963) zur Trias-Basis gerechnet, wurden nicht festgestellt.

Keine Intraformations-Brekzien, resp. Konglomerate, welche in der oberen schieferigen Anhydrit-Schichtfolge häufig sind, wurden gefunden. Verhältnismässig gering ist der Anteil von Psammiten, welche nicht einige mächtige Lagen (wie bei Novoveská Huta), sondern nur dünnere Einlagerungen (bis 70 cm) bilden.

Preložil J. Pevný

JAROSLAV LEXA*

FORMY RYOLITOVÝCH TELIES V OKOLÍ ŽIARU NAD HRONOM

(10 obr. v texte, anglické resumé)

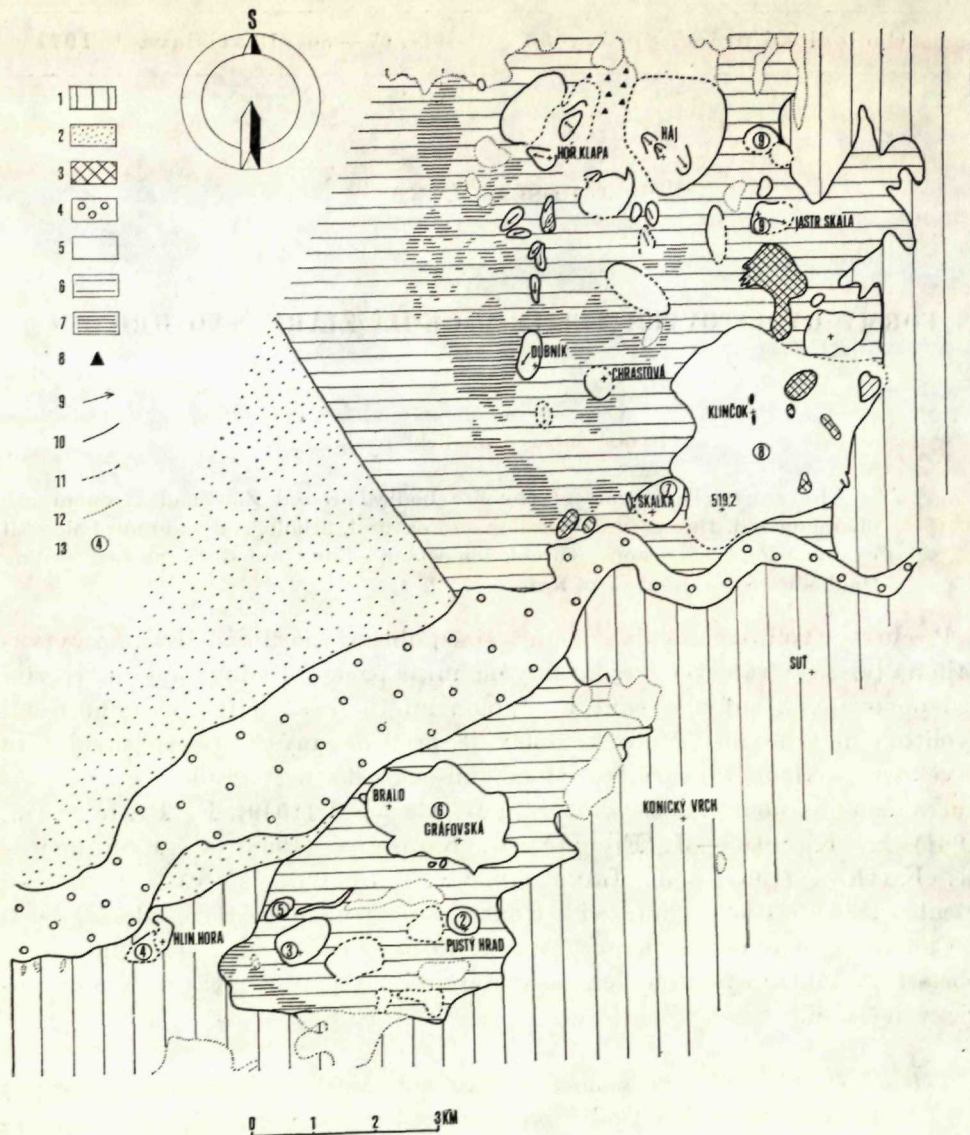
Abstract. The forms of rhyolite bodies around Žiar nad Hronom are characterized. Basing upon detail macrotextural, lithological and morphological examinations, extrusions (cumulodomes) and flows are distinguished among the bodies from the view of form.

Produkty ryolitového vulkanizmu v širšej oblasti Žiaru nad Hronom vytvárajú na jv. a v. strane žiarskej kotliny mohutné pásmo. Budované je súvrstvom redeponovaných tufov a tufitov s polohami limnokvarcitov a mohutnými ryolitovými telesami. Tento komplex je pričleňovaný k 3. ryolitovej fáze a vekove sa kladie do sarmatu. Otázkami sukcesie, petrografie a charakteru vulkanizmu sa podrobnejšie zaoberajú B. Cambel (1949), F. Fiala (1956, 1961), K. Karolus—J. Forgáč—V. Konečný (1968), V. Konečný—M. Kuthan (1968) a J. Lexa (1969). Formy telies sú však hodnotené všeobecne, s konštatovaním, že ide o extruzívne, resp. dómatické telesá.

Cieľom tejto práce je charakterizovať formy niektorých telies študovanej oblasti na základe podrobných makrotextrálnych, litologických a morfológických štúdií.

Teleso „Pustý hrad“ tvorí morfológicky nápadnú vyvýšeninu (kóta 629,1) asi 1,5 km sz. od Sklených Teplíc (obr. 1 a 2). Vystupuje v prostredí redeponovaných ryolitových tufov a tufitov a samo je tvorené plagioklas-biotitovým ryolitom s akcesorickým hnedým amfibolom. V pôdoryse má oválny tvar s priemerom približne 700 m s dlhšou osou v smere JV — SZ. Priebeh fluidality v j. časti telesa nasvedčuje tomu, že má vejárovitú stavbu s maximálnym odklonom od vertikály pri jeho okraji 40—50°. Severnú časť nemožno analyzovať pre nedostatok odkryvov; jediný odkryv poukazuje na vertikálny priebeh

* Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava, Mlynská dolina 1



Obr. 1 Schéma stavby ryolitového komplexu v okolí Žiaru nad Hronom. Zostavené s použitím podkladov Fr. Fialu (1961), M. Pulca (1966) a J. Forgáča (1968)

- 1 - staršie vulkanity; 2 - sedimenty žiarskej kotliny; 3 - bazaltoidné andezity; 4 - alúvium Hrona; 5 - ryolitové telesá; 6 - ryolitové tuffy a tufty; 7 - polohy limnokvarcítov; 8 - ryolitové brekcie; 9 - smer sklonu prúdov; 10 - hranice skutočné; 11 - hranice interpretované z leteckých snímok; 12 - hranice prebrané z horevedených podkladov; 13 - čísla obrázkov jednotlivých telies

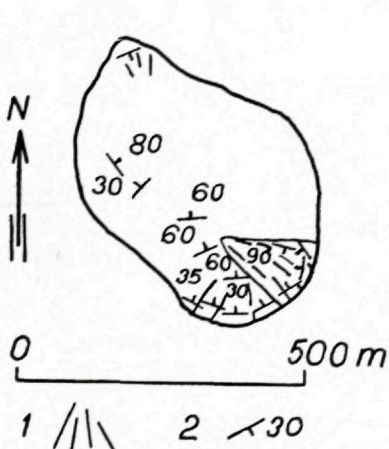
Fig. 1 Design of the structure of the rhyolite complex

- 1 - older volcanics; 2 - sediments of the Žiarska kotlina basin; 3 - basaltic andesites; 4 - alluvium of the Hron; 5 - rhyolite bodies; 6 - rhyolite tuffs and tuffites; 7 - layers of limnokvarcites; 8 - rhyolite breccias; 9 - dip of flows; 10 - real borders; 11 - borders drawn according to photographs taken from the air, 12 - borders taken from other maps, 13 - numbers of individual figures

fluidality. Z toho vyplýva, že teleso ako celok je pravdepodobne mierne preklopené k J.

Z hľadiska stavby telesa je veľmi zaujímavý jv. úsek. Nápadne tu morfológicky vystupuje časť telesa vo forme kruhového výseku s výrazným vývinom fluidality po všetkých stranách. Miestami sa vyskytuje sklovitý okraj. Priebeh fluidality a puklín, morfológia, ako aj sklovitý okraj nasvedčujú tomu, že ide o časť telesa, ktorá bola v záverečnej etape formovania dómu vytlačená v podobe mohutnej veže podobne, ako tomu bolo u sopky Mt. Peleé v r. 1902.

V južnej časti je dobre odkrytá aj okrajová časť telesa. Priamo na styku s okolitými horninami vystupuje čisté ryolitové sklo v mocnosti 1–3 m, miestne sprevádzané sklovitou brekciou. Ďalej od okraja (2–5 m) sa začínajú v skle objavovať prúžky fialového ryolitu, ktoré postupne nadobúdajú prevahu. Vo vzdialenosti 5–10 m od okraja telesa vystupuje už čistý ryolit. Mikroskopicky uvedené zmeny reprezentuje prechod od skla cez sklo so sférolitmi do sférolitického ryolitu a napokon vo vnútri telesa do felzitického ryolitu. Výšková úroveň tufov j. od telesa nasvedčuje tomu, že prevažná časť dnes odkrytého telesa predstavuje intruzívnu (podpovrchovú) úroveň.

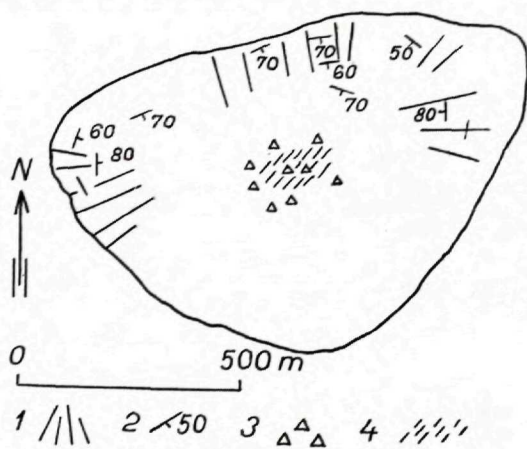


Obr. 2 Teleso „Pustý hrad“

1 – radiálne pukliny; 2 – smer a sklon fluidálnych štruktúr

Fig. 2 The body „Pustý hrad“

1 – radial joints; 2 – strike and dip of fluidal structures



Obr. 3 Teleso „Panská hora“

1 – radiálne pukliny; 2 – smer a sklon fluidálnych štruktúr; 3 – brekciovité štruktúry; 4 – opalizácia

Fig. 3 The body „Panská hora“

1 – radial joints; 2 – strike and dip of fluidal structures; 3 – breccia-like structures; 4 – silicification

Záverom možno zhrnúť, že teleso „Pustý hrad“ predstavuje typický kumulódóm v zmysle H. Williamsa (1932) s vejárovitou vnútornou stavbou (typ Tarumai podľa H. Tanakadataho 1929), dnes erodovaný do intruzívnej úrovne. (Svedčí o tom i neprítomnosť brekcií na povrchu v okolí telesa.)

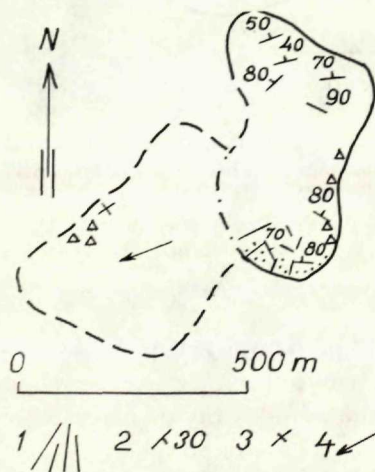
Teleso „Panská hora“ tvorí morfológicky výraznú kopovitú vyvýšeninu s kótou 460,4, 2 km jv. od Hliníka n/H., otvorenú početnými starými i súčasnými kameňolommi. V pôdoryse má oválny tvar s dlhšou osou 900 m v smere V—Z (obr. 1 a 3).

Petrograficky je reprezentované plagioklas-biotitovým ryolitom s akcesorickým zelenohnedým amfibolom. Morfológia, priebeh fluidality a radiálnych puklín poukazujú na priam klastickú kumulodómovú formu s vejárovitou vnútornou stavbou (typ Tarumai podľa H. Tanakadateho 1929).

Početné kameňolomy umožňujú podrobnejšie štúdium vnútornej stavby telesa. Pozoruhodné sú predovšetkým tieto fakty: 1. Výrazná fluidalita s vejárovitým priebehom je vyvinutá len u okrajov telesa. (Fakt zdôrazňujú R. L. Christiansen—P. W. Lipman (1968) a experimentálne ho overujú W. O. Williamson—J. H. Weymouth 1953.) 2. V centrálnej časti telesa v dôsledku akéhosi „roztekania“ sa ešte v závere formovania druhotne vytvára periklinálne (koncentrické) usmernenie pórov horniny. Primárne vertikálne uloženie indikujú polohy brekcií so znakmi spekania. 3. V centrálnej časti ryolit lokálne podľahol intenzívnej silicifikácii sprevádzanej aj formovaním kremenných žiliek. Pravdepodobne ide o produkty hydrotermálnej fázy spojenej s prívodným kanálom telesa.

Miestny výskyt brekciovitých partií na povrchu telesa svedčí o pomerne slabšej erózii.

Teleso „Hlinická hora“ (j. od Hliníka n H.), je nápadné predovšetkým morfológicky, pretože vystupuje osamotene z roviny budovanej vulkanoklastickými horninami (obr. 1 a 4). V pôdoryse má pretiahnutý tvar $0,8 \times 0,3$ km v smere S—J. Na jeho jz. strane vybieha plochý hrebeň pravdepodobného prúdu. Malé množstvo odkryvov neumožňuje urobiť presnejšie závery o jeho



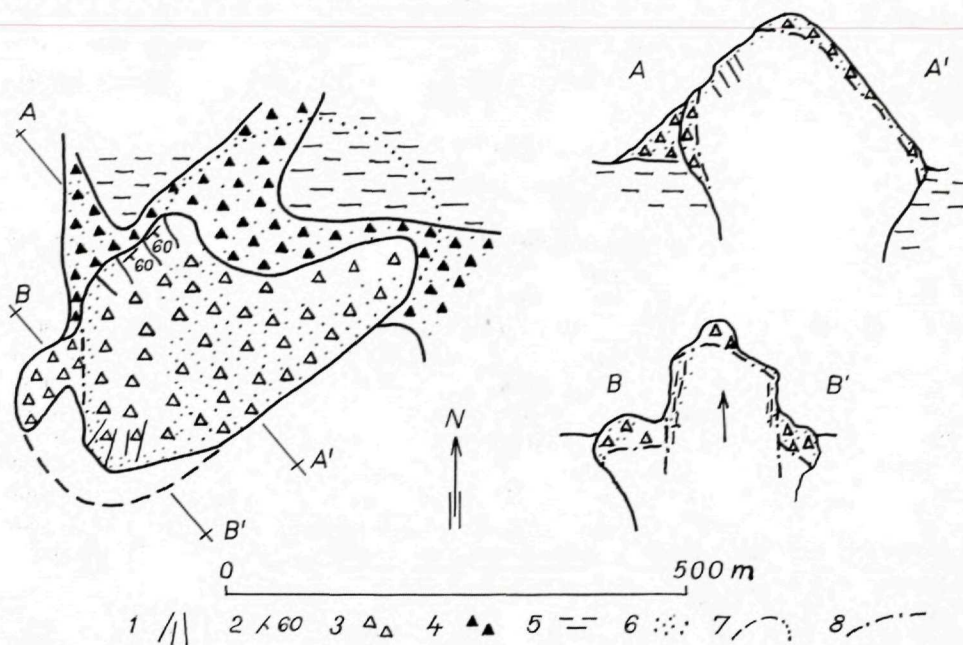
Obr. 4 Teleso „Hlinická hora“

1 - radiálne pukliny; 2 - smer a sklon fluidálnych štruktúr; 3 - subhorizontálne uloženie; 4 - predpokladaný smer tečenia prúdu, 5 - brekciovité štruktúry, 6 - sklovité ryolity

Fig. 4 The body „Hlinická hora“

1 - radial joints; 2 - strike and dip of fluidal structures; 3 - subhorizontal deposition; 4 - supposed direction of flow; 5 - breccia-like structures; 6 - glassy rhyolites

forme, najmä o jeho jz. časti, ktorá podľa morfológie predstavuje prúd. Priebeh fluidality a puklín v. časti telesa poukazuje na intruzívnu alebo extruzívnu formu. V zhode s uvedenou interpretáciou sú i výsledky geofyzikálnych prác, ktoré v oblasti Hliníckej hory indikujú výraznú kladnú anomáliu gravitačného poľa (S. Ďuratný a kol. 1965). Petrograficky je teleso budované ryolitom s veľkým množstvom výrastlíc plagioklasu, sanidínu, kremeňa a biotitu.



Obr. 5 Teleso „Szabova skala“

1 — radiálne pukliny; 2 — smer a sklon fluidálnych štruktúr; 3 — brecciovité ryolity; 4 — ryolitové brekcie s klastickým tmelom; 5 — redeponované ryolitové klastiká; 6 — ryolitové sklá; 7 — predpokladaný rozsah ryolitového telesa, 8 — rozčlenenie telesa

Fig. 5 The body „Szabova skala“

1 — radial joints; 2 — strike and dip of fluidal structures; 3 — breccia-like rhyolites; 4 — rhyolite breccias with clastic matrix; 5 — reworked rhyolite volcanoclastics; 6 — rhyolite glass; 7 — supposed extent of the body; 8 — subdivision of the body

Teleso „Szabova skala“ je azda najznámejšie z uvedeného územia (obr. 1 a 5). Tvorí výrazné bralo, asi 1,5 km vjv. od Hliníka n/H., pri vstupe do skleno-teplíckej doliny. V pôdoryse má oválny tvar s osou 500 m v smere JZ—SV. Relatívna výška dosahuje 100 m. Petrograficky je teleso budované plagioklas-biotitovým ryolitom (sklom) s akcesorickým amfibolom (P. Ončaková 1963).

Sklovitý okraj na celom povrchu, prípadne i s pokryvom extruzívnych brekcií indikuje, že tu máme kompletne zachovanú primárnu formu telesa.

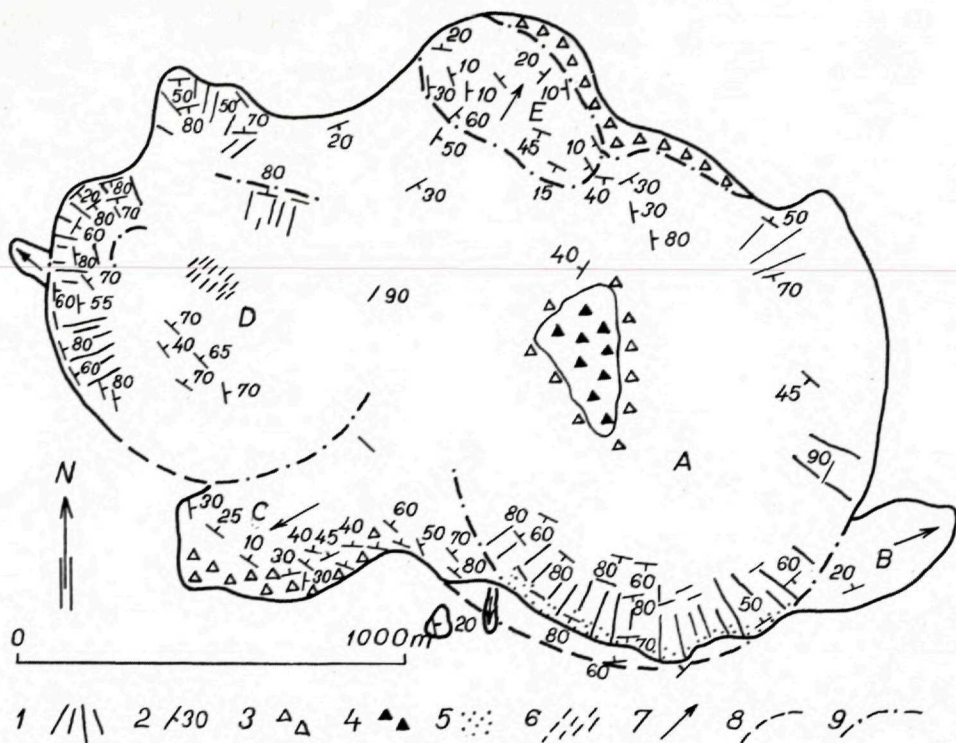
Zachovala sa v dôsledku prekrytia mladšími ryolitovými tufmi a tufitmi, ktoré ju ochránili pred eróziou. V. časť telesa je nimi prekrytá ešte aj dnes — J. Beňo—D. Očenáš 1962. Táto skutočnosť kladie do nového svetla aj otázku vzniku samotného brala. Väčší rozsah telesa v pôdoryse (obr. 5), výskyt brekciovitých ryolitov na povrchu brala a v jeho okolí, ako aj samotná stena brala s výraznou fluidalitou na okrajoch a sklovitým lemom bez brekcií (ktoré všade inde teleso pokrývajú) nasvedčujú tomu, že ide o vytlačenie časti telesa podľa konkávnych fraktúr s amplitúdou výzdvihu približne 50 m. Zachovanie v podstate vertikálnej steny je znakom vysokej viskozity v dobe vytlačania, čo znamená, že to bolo jedno z posledných štádií aktivity dómu. (H. Williams 1932, H. Tanakadate 1929 a niekoľko ďalších autorov uvádzajú, že podobné javy sú charakteristické pre záverečné štádium rastu dómov).

Zachovanie pôvodnej formy umožňuje štúdium okrajových litofácií telesa. Prírodné odkryvy i vrty HV — 1, 2, 3 (J. Beňo—D. Očenáš 1962) potvrdzujú túto schému: Vnútro telesa je tvorené felzitickým, bližšie k okrajom sférolitickým ryolitom. Okraj telesa (mocný 2—5 m) je tvorený ryolitovým sklom, ktoré do ryolitu prechádza postupne. Druhou a častejšou alternatívou je prechod od ryolitov do ryolitových extruzívnych brekcií s lávovým tmelom. Brekie v okrajovej časti nadobúdajú sklovitý charakter. Okraj telesa v tomto prípade nie je možné stanoviť presne, lebo brekie s lávovým tmelom externejšie prechádzajú do sklovitých brekcií ibaže s klastickým tmelom a tvoria okolo vlastného telesa mohutné akumulácie. Perlitizácia brekcií a ryolitových skiel poukazuje na vodné prostredie, a preto je opodstatnený názor, že zohralo podstatnú rolu v procese brekie a redepozície brekcií, a možno ich teda považovať za acidné hyaloklastity v zmysle H. Pichlera (1965). Polohy brekcií v bezprostrednom okolí telies sú typickým znakom kumulodómov (H. Williams 1932).

Teleso „Gráfovská“ je jedno z najväčších ryolitových telies študovanej oblasti (obr. 1 a 6). Tvorí masív j. a jv. od Horných Opatoviec o ploche cca 3 km². Relatívna výška dosahuje 250 m. Teleso je tvorené ryolitom s výrastlicami plagioklasu, biotitu, kremeňa a sanidínu (B. Cambel 1949, O. Belešová a kol. 1963; vlastné pozorovania to potvrdzujú). Forma telesa je značne zložitá. Podľa priebehu fluidality, hlavných puklín, rozsahu brekcií a sklovitých ryolitov možno v rámci masívu vyčleniť 5 častí (označenie A — E na obr. 6).

Vnútná stavba telesa zakrytá kalciami je nejasná. Priebeh fluidality v s. časti však naznačuje vejárovitú stavbu.

Časť A — vlastná Gráfovská je dobre odkrytá na j. strane v mohutných bralách. Koncentrický priebeh prevažne vertikálnej fluidality pri okrajoch s tendenciou k preklápaniu a výrazné radiálne pukliny indikujú vejárovitú stavbu. Okraj telesa je zvýraznený sklovitou zónou o mocnosti 5—10 m. Na V časť A postupne prechádza v prúd (B), ktorý je identifikovaný predovšetkým morfológicky (C. A. Cotton 1952 označuje takéto formy ako „dome-flow“). Erózný zvyšok sklovitých brekcií na povrchu dómu (J. Beňo a kol.



Obr. 6 Teleso „Gráfovská“

1 - radiálne pukliny; 2 - smer a sklon fluidálnych štruktúr; 3 - brekciovitý rhyolit; 4 - rhyolitové brekcie s klastickým tmelom; 5 - rhyolitové sklo; 6 - opalizácia; 7 - predpokladané smery tečenia prúdov; 8 - predpokladaný rozsah telesa; 9 - rozčlenenie telesa

Fig. 6 The body „Gráfovská“

1 - radial joints; 2 - strike and dip of fluidal structures; 3 - breccia-like rhyolites; 4 - rhyolite breccia with clastic matrix; 5 - rhyolite glass; 6 - silicification; 7 - supposed directions of flows; 8 - supposed extent of the body; 9 - subdivision of the body

1965) je znakom pomerne slabej erózie, a teda možnosti uplatniť morfológické hľadisko pri posudzovaní foriem.

Časť C — jej objasnenie je značne problematické. Morfológia naznačuje existenciu mohutného prúdu prekrývajúcu rhyolitové tufty a tufty. Analýza fluidality však nerieši tento problém jednoznačne. Jej priebeh (obr. 6) a mohutný vývin brekcií dovoľujú interpretovať túto časť ako mohutný prúd (dome-flow v zmysle C. A. Cottona 1952) o dĺžke 600 m s priebehom fluidality v zhode s názorom R. Z. Christiansena a P. W. Lipmana (1966), alebo ako preklopenú časť dómu s vejárovitou stavbou a s prekrytím sedimentov maximálne o 250 m.

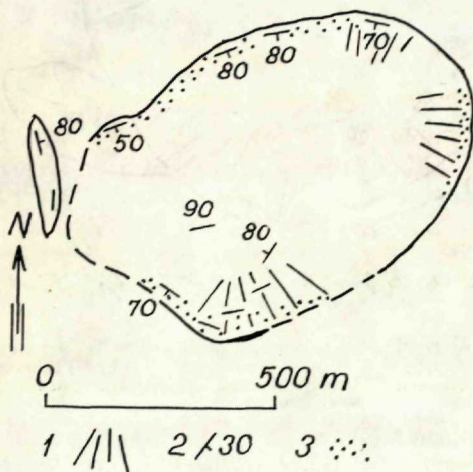
Časť D — podobne ako časť A vyznačuje sa v z. a s. časti výrazným koncentrickým priebehom fluidality, lokálne s dost' značným preklápaním. Prítomné sú aj radiálne trhliny, stavba bude teda tiež vejárovitá. V centrálnej časti individualizujúcej sa formy D sú hojné brekcie tmelené opálom, ktorý je pravdepodobne hydrotermálneho pôvodu.

Časť E — nie je možné vyriešiť jednoznačne, ale priebeh fluidality nasvedčuje tomu, že ide pravdepodobne o prúd (dome-flow).

Veľmi zaujímavá situácia je pri sv. okraji telesa, j. od Horných Opatoviec. Súvrstvie ryolitových tufov a tuftitov je tu prerážajúcim telesom silne vyklenuté a leží so sklonom 30° k SV. Je pravdepodobné, že pri formovaní ryolitového masívu došlo k formovaniu tzv. roofmountain, akú opisujú T. Minakami, T. Ishikava a K. Agi (1951) pri erupcii vulkánu Usu v Japonsku.

Teleso Gráfovská predstavuje teda mohutnú extrúziu zloženú pravdepodobne z dvoch kumulodómov a troch prúdov.

Teleso „Skalka“ sa nachádza j. od Starej Kremničky (obr. 1 a 7). V pôdoryse má oválnu formu s priemerom 800 m. Zvláštnosťou telesa je fakt, že je prefaté (erozívne) dolinou Rudnice. Tvorené je plagioklas-biotitovým ryolitom s kremeňom. Priebeh fluidality a puklín, ako aj rozsah sklovitej fácie poukazuje



Obr. 7 Teleso „Skalka“

1 — radiálne pukliny; 2 — smer a sklon fluidálnych štruktúr; 3 — ryolitové sklo

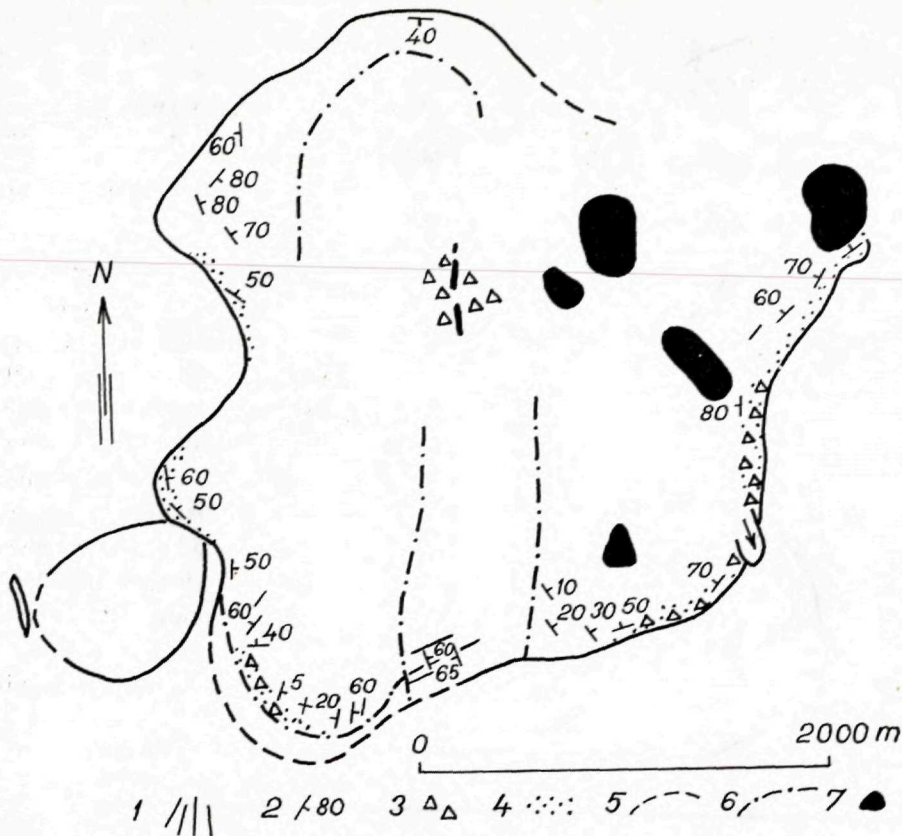
Fig. 7 The body „Skalka“

1 — radial joints; 2 — strike and dip of fluidal structures; 3 — rhyolite glass

na pomerne jednoduchú formu s vejárovitou vnútornou stavbou. Teleso je dnes odkryté v podpovrchovej intruzívnej úrovni. Západne, bezprostredne pri okraji telesa, sa sformovala malá dajka s výraznou vertikálnou fluidalitou.

Na stanici Stará Kremnička je v záreze železnice pekne odkrytý styk telesa s okolitými tuftmi. Jeho okraj o mocnosti 7 m tvorí sklo s postupným prechodom do vlastného ryolitu. Mikroskopicky je tento prechod reprezentovaný prechodom od skla cez sklo s ojedinelými sférolitmi (fluidálne usporiadanými), sféroliticky ryolit do ryolitu felsosférolitického až felzitického.

Teleso „Klinček“ je najrozsiahlejšie v predmetnom území. Zaberá plochu takmer 10 km² v oblasti Stará Kremnička—Pitelová (obr. 1 a 8). Po petrografickej stránke je reprezentované plagioklas-biotitovým ryolitom s akcesorickým amfibolom.



Obr. 8 Teleso „Klinček“

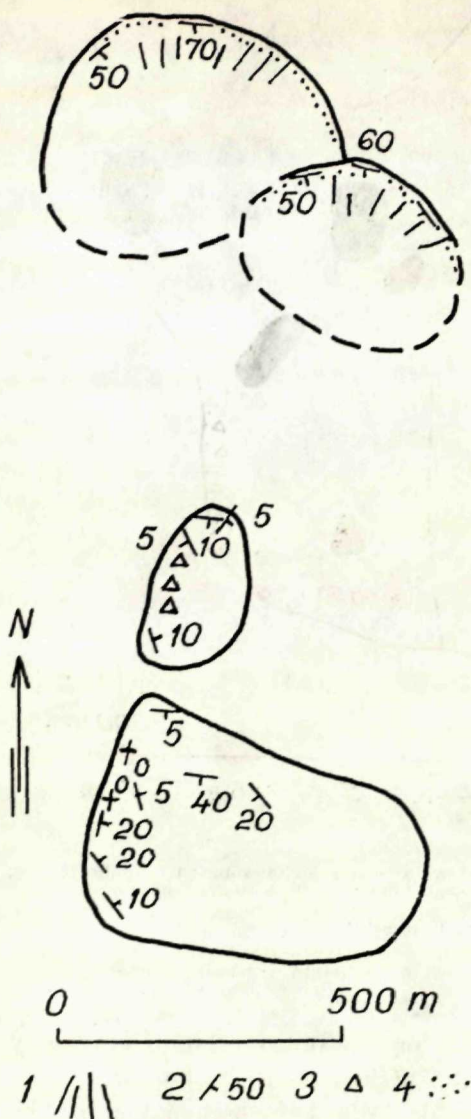
- 1 - radiálne pukliny; 2 - smer a sklon fluidálnych štruktúr; 3 - brekeiovité ryolity; 4 - ryolitové sklo;
5 - predpokladaný rozsah telesa; 6 - rozčlenenie telesa; 7 - bazaltoidné andezity

Fig. 8 The body „Klinček“

- 1 - radial joints; 2 - strike and dip of fluidal structures; 3 - breccia-like rhyolites; 4 - rhyolite glass;
5 - supposed extent of the body; 6 - subdivision of the body; 7 - basaltic andesites

Jeho forma je zložitá. Priebeh fluidality a puklín, odkryté intruzívne styky s tufmi a tufitmi a rozsah sklovitých fácií a brekeií svedčia o komplikovanej intruzívno-extruzívnej forme s lokálnym preklápaním a prechodom do krátkych prúdov (j. od stanice Stará Kremnička). SV od Pitelovej pre veľkú zakrytosť terénu nie je možné stanoviť, či ide o mohutnú dajku alebo o okraj uvedeného telesa. V zhode s intruzívnou povahou telesa je i negatívna anomália gravitačného poľa v mieste jeho výskytu (L. Zbořil a kol. 1968).

Na troch miestach tohto telesa môžeme opäť pozorovať okrajové fácie. V zásade sú zhodné s už hore uvedenými prípadmi. Felzitický ryolit vnútra telesa prechádza cez felsefrolitický a sférolitický ryolit do ryolitového skla so sférolitmi a napokon do čistého ryolitového skla. V opačnom smere rastie intenzita autometamorfných premien plagioklasu



Obr. 9 Telesá „Jastrabá skala“ a „Bartošova Lehôtka“

1 - radiálne pukliny; 2 - smer a sklon fluidálnych štruktúr; 3 - brekciovitý rhyolity; 4 - rhyolitové sklo

Fig. 9 The bodies „Jastrabá skala“ and „Bartošova Lehôtka“

1 - radial joints; 2 - strike and dip of fluidal structures; 3 - breccia-like rhyolites; 4 - rhyolite glass

a biotitu (prípadne amfibolu). Celá okrajová zóna má mocnosť 10–20 cm. Pri intruzívnom styku s tufmi sa lokálne vyvíjajú brekcie malej mocnosti (1–2 m). F. Fiala (1961) uvádza v okolí tohto telesa vykľutenie súvrstvia rhyolitových tufov a pripúšťa pri formovaní telesa možnosť uplatnenia sa „ring“ štruktúr.

Teleso „Jastrabá skala“ tvorí výrazný kopec (kóta 683,4 m) s mohutnou skalnou stenou na Z. Leží 2 km j. od Bartošovej Lehôtky (obr. 1 a 9). Teleso je tvorené sférolitickým, silne oxidovaným plagioklas-biotitovým rhyolitom. Priebeh fluidality v rámci celého telesa jednoznačne indikuje, že ide o mohutný prúd uložený v mierňom koryte so sklonom približne 1–150° k V. Lokálne nameraná strmšia fluidalita so sklonom k Z zodpovedá vnútornej stavbe prúdu podľa R. L. Christiansena a P. W. Lipmana (1966). Podobnú stavbu má aj relikť prúdu asi 500 m s. od Jastrabskej skaly. (Problém vulkanického aparátu, ktorého produktom sú uvedené prúdy, bude riešený ďalej.)

Telesá „Bartošova Lehôtka“ sú nápadné predovšetkým morfológicky (obr. 1 a 9). Na ich s. strane je zachovaný výrazný, eróziou preparovaný sklovitý okraj, lokálne s výraznou fluidalitou, ktorá naznačuje, že telesá sú vlastne dve (o priemere asi 500 m) a že ich vnútorná stavba má pravdepodobne vejárovitý charakter.

V oblasti medzi Bartošovou Lehôtkou a Slaskou bolo identifikovaných niekoľko ďalších telies, avšak značne prekrytých

mladším efuzívnym komplexom, takže ich nemožno presnejšie definovať. Ich rozloženie a približná forma získaná analýzou morfológie a fluidality je znázornená na obr. 1.

Závažným zistením najnovšieho výskumu je fakt, že v oblasti Bartošová Lehôtka—Kopernica—Lutila—Na Potôčku sa vyskytujú efuzívne telesá (prúdy), ktoré sú mladšie ako extruzívne telesá (obr. 1). Neveľké prúdy tvoria ryolit s výrastlicami plagioklasu, biotitu, sanidínu a kremeňa. Jednotlivé prúdy nemajú veľký rozsah. Mocnosť kolíše medzi 10—50 m. Typické je uloženie pod uhlom 10—20°, zvýraznené fluidalitou a markantnou doskovitou odľučnosťou. Na stavbe jednotlivých prúdov sa často podieľajú brekciovité ryolity, ktoré tvoria spodnú a vrchnú časť prúdu. Typický je prúd Dolnej Klapy, u ktorého pri celkovej mocnosti 30 m tvoria spodných a vrchných 10 m.

Už z prvého pohľadu na rozmiestnenie a uloženie prúdov v danej oblasti (obr. 1) je zrejme ich radiálne uloženie s predpokladaným centrom v oblasti „Slobodná“, 2 km z. od Bartošovej Lehôtky. Existenciu vulkanického aparátu s centrom v tejto oblasti potvrdzuje aj koncentrické rozloženie polôh limnokvarcitov a prítomnosť ryolitových brekcií v tejto oblasti (obr. 1).

Prúdy Jastrabskej skaly vzhľadom na svoje úložné pomery patria tiež horeuvedenému vulkanickému aparátu.

Záver

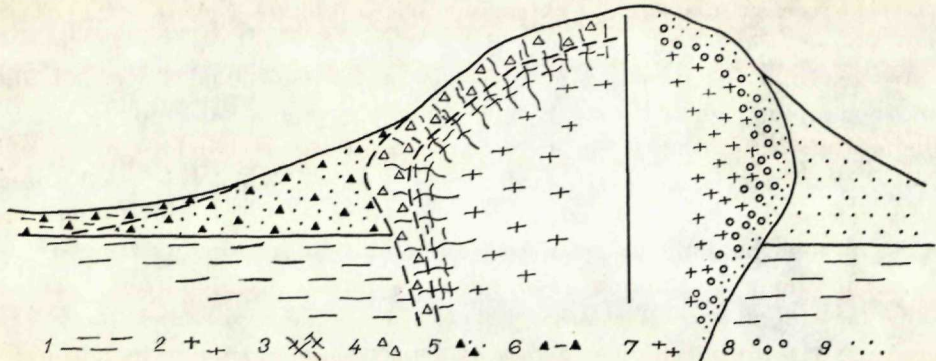
Z hľadiska formy možno ryolitové telesá danej oblasti rozdeliť do dvoch skupín — 1. *extrúzie* (kumulodómy), 2. *prúdy*.

Extrúzie charakterizuje vejárovitá vnútorná stavba, typická pre menšie povrchové telesá (H. Williams 1932). Ani u jedného telesa nebola zistená cibulovitá stavba, typická pre dómy formujúce sa pod povrchom (H. Williams 1932, H. Scholtz 1931), alebo pre veľké povrchové telesá (H. Williams 1932, V. Konečný—L. Dublan 1969). U extrúzií (dómov) je častým javom preklápanie okrajových častí telies cez okolité sedimenty, prípadne až prechod do krátkych mocných prúdov (dome-flow v zmysle C. A. Cottona 1952). Z pomerov v uvedenej oblasti vyplýva, že brekciovité ryolity a brekcie sa v oveľa väčšej miere podieľajú na stavbe takýchto prúdov ako na stavbe vlastného dómu.

Predchádzajúca analýza potvrdzuje aj názor R. L. Christiansena—P. W. Lipmana (1966) a W. O. Williamsona—J. H. Weymoutha (1953), že fluidalita vzniká pri násilnom pretláčaní cez „otvor“ (prívodný kanál), a je preto vyvinutá predovšetkým pri okrajoch telies. V centre telesa pritom môže dochádzať k náznaku koncentrickej stavby (napr. teleso Panská hora) vyznačujúcej sa usmernením pórov. Jej vznik je zrejme podmienený prevládáním tlaku a radiálneho rozpínania nad tečením, podobne ako je tomu

u povrchových alebo väčších telies. Priebeh hlavných puklín je taktiež v zhode s doteraz publikovanými názormi.

Štúdium okrajových častí telies umožnilo vytvoriť takéto schémy ich stavby (obr. 10):



Obr. 10 Schéma stavby okrajov ryolitových dómov

ľavá časť: 1 – ryolitové tufty alebo tuftity; 2 – masívny ryolit; 3 – brekciovite rozpukaný ryolit; 4 – brekcie s lávovým tmelom; 5 – brekcie s klastickým tmelom; 6 – redeponované zvrstvené brekcie s prímiesou cudzieho materiálu;
pravá časť: 7 – felzitický (prípadne mikroaplitický) ryolit; 8 – sférolitický ryolit; 9 – ryolitové sklo (obsidián, perlit, smolek)

Fig. 10 Design of the structure of margins of rhyolite bodies

Left part: 1 – rhyolite tufts or tuffites; 2 – massive rhyolite; 3 – breccia-like rhyolite, 4 – rhyolite breccias with lava-matrix; 5 – rhyolite breccias with clastic matrix; 6 – redeposited stratified breccias with admixture of foreign material; Right part: 7 – felsic rhyolites; 8 – spherulitic rhyolites, 9 – rhyolite glass (obsidian, perlite or pitchstone)

Po litologickej stránke sú okraje extruzívnych telies charakterizované postupným prechodom z fluidálneho ryolitu cez brekciovite rozpukaný ryolit do brekcií s lávovým tmelom. Okrajové brekcie niekedy plynule prechádzajú do brekcií s klastickým tmelom, ktoré môžu tvoriť mohutné polohy bezprostredne priliehajúce k telesu. Sú produktom dezintegrácie telesa pri jeho raste. (Proces brekciácie rozoberá napr. H. Williams 1932, G. H. Curtis 1954, V. Konečný, M. Kuthan 1968).

Intruzívne okraje telies alebo okraje vytlačených častí dómov (spines) sa vyznačujú neprítomnosťou brekcií a výraznou fluidalitou.

Po petrografickej stránke sa okraje telies vyznačujú zmenami základnej hmoty a stupňa premeny minerálov podľa pomerov chladnutia v tom-ktorom smere. Úplný okraj telies tvorí čisté ryolitové sklo, často perlitického charakteru v dôsledku sekundárnej hydratácie. Mocnosť sklovitého okraja dosahuje 2–5 m, niekedy však i 10 m. Takzvanú prechodnú zónu tvorí ryolitové sklo s ojedinelými sférolitmi. Vo vzdialenosti 5–10 m od okraja telesa tvoria základnú hmotu už sférolity. Ďalšou zónou v poradí od okraja telesa je prechodná zóna so základnou hmotou felziticko-sférolitickou (7–15 m). Vlastné

teleso tvoria ryolity so základnou hmotou felzitickou, lokálne s mikroapli-tickým charakterom. Celková mocnosť okrajovej časti telies a jednotlivých zón je zrejme závislá tak od veľkosti telesa, ako aj od jeho uloženia a iných podmienok chladnutia.

Prúdy sa vyznačujú mierne uklonenou lamináciou (len miestne i fluidalitou) s častým vývinom lávových brekcií na spodnom a vrchnom povrchu. Len lokálne sa vyvinula protiklonná fluidalita, ktorá je podľa R. L. Christian-sena—P. W. Lipmana (1966) veľmi častá. Mocnosť prúdov kolíše v roz-medzí od 10—50 m, ich dĺžka od 200 m do 1 km. Po petrografickej stránke je pre ne typický sférolitický ryolit so silne oxidovanými biotitmi.

Záverom ďakujem dr. J. Forgáčovi za uvedenie do terénu a poskytnutie rukopisnej mapy časti územia.

Do tlače odporučil V. Konečný

LITERATÚRA

- [1] Belešová O.—Dávidová Š.—Matherny M., 1963: Príspevok k petrografii a geochemii hornín banskoštiavnickej oblasti. Act. Rer. Natur. Mus. nat. Slov. 9, Bratislava. — [2] Beňo J.—Očenáš D., 1962: Záverečná správa s výpočtom zásob Lehôtka pod Brehy- perlity, predbežný a podrobný prieskum so stavom ku dňu 1. 12. 1962. Manuskript-Geofond, Bratislava. — [3] Beňo J.—Očenáš D.—Barkáč Z., 1965: Záverečná správa a výpočet zásob z vyhľadávacieho prieskumu Hliník nad Hronom-perlity so stavom ku dňu 1. 3. 1965. Manuskript-Geofond, Bratislava. — [4] Cambel B., 1949: Správa o výskume kyslých eruptív v oblasti Hliníka. Manuskript-archív GÚDŠ Bratislava. — [5] Christiansen R. L.—Lipman P. W., 1966: Emplacement and Thermal History of a Rhyolite Lava Flow near Fortymile Canyon, Southern Nevada. Geol. Soc. Am. Bull. vol. 77. — [6] Cotton C. A., 1952: Volcanoes as a landscape forms. Whitcombe & Tombs ed., Christchurch. — [7] Curtis G. H., 1954: Mode of Origin of pyroclastic debris in the Mehrten formation of the Sierra Nevada. Calif. Univ. Publ. Dept. Geol. Sci. Bull. 29/9. — [8] Ďuratný S. a kol., 1964: Geofyzikálny výskum stredoslovenských neovulkanitov, oblasť Banská Štiavnica. Manuskript-archív GÚDŠ, Bratislava. — [9] Fiala F., 1956: Geologické a petrografické pomery širšieho okolí Kremnice. Sborník ÚÚG, XXIII-odd. geol., 2. díl, Praha. — [10] Fiala F., 1961: Zá-věrečná zpráva — Geologicko-petrografický výzkum centrální a jižní části Kremnických hor za léta 1955—1960. Manuskript-archív GÚDŠ, Bratislava. — [11] Forgáč J., 1968: Rukopisná mapa 1:25 000. — [12] Karolus K.—Forgáč J.—Konečný V., 1968: Neovolcanics of the West Carpathians. IGC, 23rd Sess. Guide to Excursion 18 AC, Praha. — [13] Konečný V.—Kuthan M., 1968: Volcanic forms and types of Eruptions of neogene volcanism in central Slovakia. Geol. práce, Správy 44—45, Bratislava. — [14] Konečný V.—Dublan L., 1969: Analýza kumulodómových foriem acidného andezitového vulkanizmu v oblasti B. Štiavnice. Geol. práce, Správy 50, Bratislava. — [15] Lexa J., 1969: Dva typy ryolitov v Stredoslovenských neovulkanitoch, Mineralia Slovaca. Bratislava. — [16] Minakami T.—Ishikawa T.—Yagi K., 1951: The 1944 Eruption of Volcano Usu in Hokaido, Japan. Bull. volc. II/XI. — [17] Ončáková P., 1962: Slovenské perlity. Sborník ved. prác VŠT Košice, ZS II, SVTL, Bratislava. —

[18] Pichler H., 1965: Acid Hyaloclastites. Bull. vol. XXVIII. — [19] Sholtz H., 1931: Die Bedeutung makroskopischer Gefügeuntersuchungen für die Rekonstruktion fossiler Vulkane. Zeit. für vulk. 14/2. — [20] Tanakadate H., 1929: Two Types of Volcanic Dome in Japan. Fourth Pacific Sci. Congress — Batavia, Java. — [21] Williams H., 1932: The History and Charakter of volcanic Domes. Univ. Calif. Publ. Dept. Geol. Bull. vol. 21/5. — [22] Williamson W. O.—Weymouth J. H., 1953: The effects of extrusion and some other processes on the microstructure of Clay. Am. Jour. Sci. vol. 251. — [23] Zbořil a kol., 1968: Geophysikalische Forschung im östlichen Teil des Ipeľ-Beckens. Zborník geol. vied. Západné Karpaty zv. 9, Bratislava.

J. LEXA

FORMS OF THE RHYOLITE BODIES IN THE SURROUNDINGS OF ŽIAR NAD HRONOM

(Summary of the Slovak text)

Products of rhyolite volcanism are the main element in the structure of the area studied. They are represented by rhyolite tuffs and tuffites at the base of the complex and by rhyolite flows and domes. They are of Sarmatian age (K. Karolus—J. For-gáč—V. Konečný 1968).

Exact forms of individual bodies are apparent from an analysis of fluidal structures, joints, morphology and occurrence of glass (Figs. 2—9). Many bodies are typical cumulo-domes in the sense of H. Williams (1932), rarely with transitions to short and thick flows (dome-flows in the sense of C. A. Cotton 1952). Only in the northern part of the area there are many rhyolite flows which are related to the one volcanic centre according to their radial distribution and periclinal deposition (Fig. 1).

The deep erosion makes it possible to study the inner structure, especially the margins of the bodies. Inner structure of the domes is fan-shaped with a pronounced development of fluidal structure, and radial joints along the margins— in the zone of the greatest relative movements and cooling. Rhyolite in the central part is without such structure.

In the flows, the course of the fluidal structure and lamination run parallel with the basis. The lower and upper parts of the flows are made up of flow breccias.

Margins of the cumulo-domes (thickness 10—20 m) are of special lithological and petrographic developments. A massive structure of the inner part passes through breccia-like jointed rhyolites to lava-breccias at the surface. Only rarely do these breccias pass on to breccias with a clastic matrix. The development of such margins is typical of cumulo-domes (H. Williams 1932). (Margins of the bodies at the intrusive level developed without breccias and are in sharp contact with rhyolite tuffs.)

The above-mentioned lithological transitions at the margins are represented, from a petrographical point of view, by transitions from felsic rhyolites through felso-spherulitic, spherulitic and vitro-spherulitic rhyolites to a rhyolite glass (obsidian, perlite or pitchstone). The lithological and petrographical transitions at the margins of bodies are outlined in Fig. 10.

Preložila E. Jassingerová

JÁN SLÁVIK*

**POSTUPNOSŤ NEOGÉNNÉHO MORFOLOGICKÉHO VÝVOJA
VIHORLATSKEJ OBLASTI**

(1 obr. v texte, anglické resumé)

Abstract. The author gives the analysis of the history of morphological changes in the area around Vihorlat Mts. during Neogene-Quaternary period. Morphological history of the region was undermined first of all by accumulations of eruptive masses of subsequent Neogene volcanism, by tectonical regime and destructive processes in the course of volcanic activity, particularly after the end of the latter. The article may be taken for a classical analysis of morphological-paleogeographical evolution of the volcanic massif.

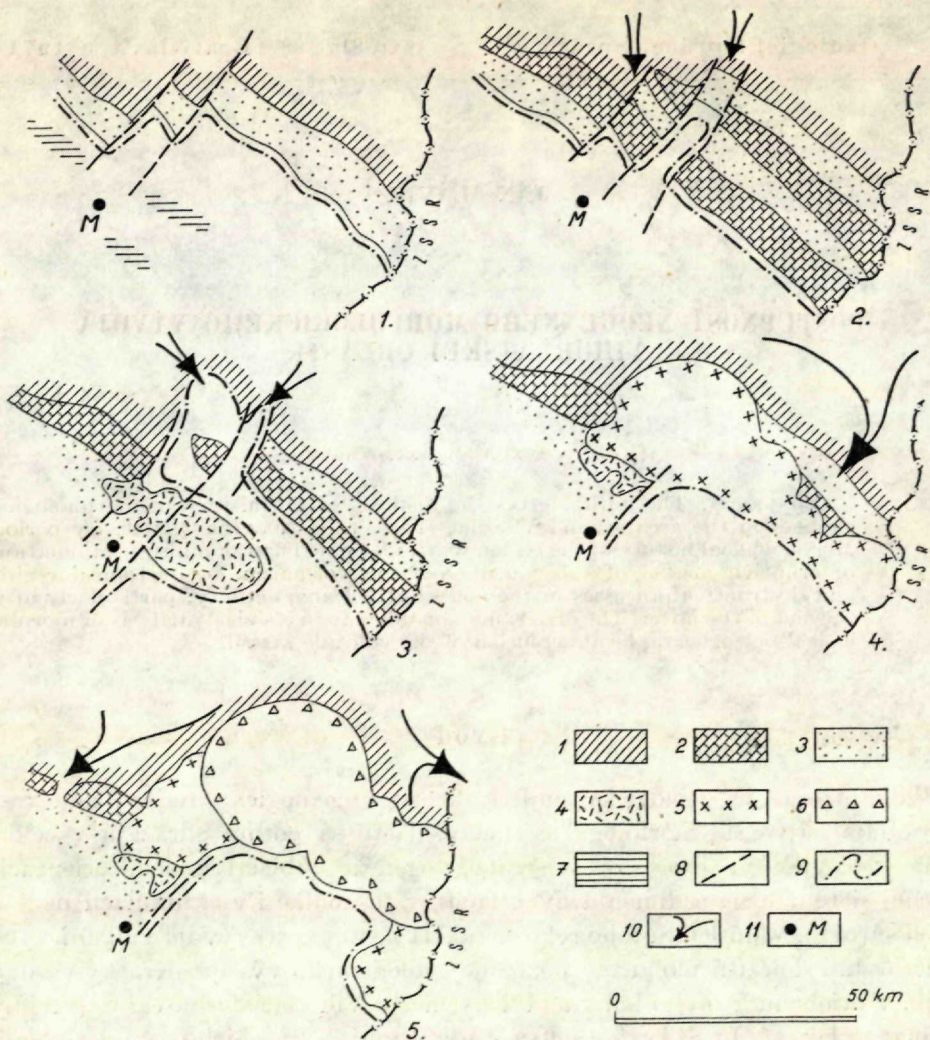
Úvod

Vulkanizmus je geologický činiteľ, ktorý v geologicky najkratšom čase spôsobuje najväčšie morfológické zmeny. Tieto sa potom odrážajú v celom rade geologických procesov v sedimentogénéze (oblasti znosu, orientácia riečnej siete, zmena sedimentárnych facií), v tektonike i v akumulácii nerastných surovín. V dôsledku toho rekonštrukcia postupnosti vývoja vulkanických reliéfov hrá dôležitú úlohu pre poznanie geologického vývoja. Krátky časový úsek, v priebehu ktorého bol vulkanický masív Vihorlat sformovaný, (vrchný sarmat až levant, J. Slávik 1969) a štúdium zmien, ktoré jeho vznik vyvolali, vyžadovali, aby sme pri geologických výskumoch analyzovali aj postupnosť morfológického vývoja. Jej výsledky obsahuje predkladaná práca.

Zmienky o geomorfologickom vývoji Vihorlatu nachádzame hlavne v prácach J. Slávika (1958), E. Ivan (1951), V. Hano—J. Seneš (1954) a V. Baňacký (1968). Všetky sa však týkajú predovšetkým vývoja reliéfu v najmladšom období (najvrchnejší pliocén a kvartér).

Vihorlat vytvára horský hrebeň, ktorý má pravouhlú geografickú dispozíciu. Západná časť smeru JJZ — SSV sa líši od karpatskej orientácie východnej

* Slovenský geologický úrad, Bratislava, Mlynská dolina 1



Postupnosť neogénneho vývoja reliéfu vihorlatskej oblasti

Obr. 1 Konfigurácia v období vrchného tortónu (bolivino-buliminová zóna — baden c);
 Obr. 2 Konfigurácia v období vrchného tortónu (rotaliová zóna, baden d); Obr. 3
 Konfigurácia v období stredného sarmatu (začiatok zóny s *Nonion granosum*); Obr. 4
 Konfigurácia v období stredného pliocénu (pestrý panón); Obr. 5 Konfigurácia vo vrch-
 nom pliocéne (levant)

Vysvetlivky zohľadňujú povrchovú geologickú stavbu v jednotlivých obdobiach: 1. pa-
 leogén a bradlové pásmo; 2. mezozoikum humenského typu; 3. neogénne sedimenty;
 4. amfibol — pyroxén — andezit sarmat; 5. pyroxén — andezit stredný pliocén; 6. py-
 roxén — andezit vrchný pliocén; 7. oblasti tortónskej soľnej sedimentácie; 8. zlomy priečne;
 9. obmedzenie sedimentačného priestoru; 10. orientácia hydrografickej siete; 11. Mi-
 chalovec (M)

časti, ktorá má smer SSZ — JJV. Šírka pohoria sa pohybuje od 20 km (cez centrálnu časť) do 5 km na hranici medzi vlastným masívom Vihorlatu a jeho v. pokračovaním hrebeňom Popričného. Štúdium vývoja oblasti nám dnes umožňuje v základných črtách formulovať nielen stav dnešnej morfolologickej konfigurácie, ale aj postupnosť geologických udalostí, formujúcich reliéf od začiatku tortónu s. s.

Počas eggenburgu bola väčšia časť skúmaného územia súšou, do ktorej zasahoval najskôr od SZ plytký úzky morský záliv. Situovaný bol na tektonicky obzvlášť nepokojnej zóne v nadloží pieninských útesov. K jej úplnému vynoreniu došlo v priebehu otnnangu a po dlhšom období denudácie na plochej súši došlo j. od dnešného Vihorlatu k pelitickej sedimentácii karpatu.

V období spodného tortónu (lanzendorfská séria — baden a, b) oblasť dnešného Vihorlatu zasiahol subsidenčný pohyb, čo podmienilo presun morského prostredia na S.

Na začiatku badenu bola oblasť typicky rovinným územím na brehu plytkého morského bazénu. Hranica súše prebiehala sz. — jv. smerom a s priebehom približne po dnešnom j. okraji pieninského bradlového pásma. Pozvoľná antecedenca brehu sa odohrávala na zlomovom systéme, ktorý obmedzoval s. hranicu miocénnej molasy zakarpatského vnútorného prehybu.

Vznik rozsiahleho ryolitového vulkanizmu v študovanej oblasti umožnili okrajové zlomové systémy. Erupecia nastala vo forme prudkého výbuchu, ktorého produktom je homogénny, jemnozrnný ryolitový tuf, zachovaný v morských sedimentoch na hranici orbulinovej a spirolektaminovej zóny badenu (baden b, c, V. Gašpariková—J. Slávik 1968). Sopečné uloženiny zo súše s. od bradlového pásma boli odplavené. Subakválna depozícia tufu a jeho plochá distribúcia podstatnejšie neovplyvnili morfológiu terénu. O takejto morfolologickej dispozícii svedčí jednak jemne pelitický facies sedimentov orbulinovej zóny lanzendorfskej série (V. Gašpariková—J. Slávik 1968), jednak regionálny vývoj evaporitických sedimentov (J. Slávik 1967), sledovateľný pozdĺž celého s. okraja miocénnej molasy morského badenu c.

Neogene morphological History of Vihorlat Mts

Fig. 1 Configuration during Upper Tortonian (Bolivina-Bulimina zone — Badenian c); Fig. 2 Configuration during Upper Tortonian (Rotalia zone — Badenian d); Fig. 3 Configuration during Middle Sarmatian (the beginning of the zone with Nonion granosum); Fig. 4 Configuration during Middle Pliocene (variegated Pannonian); Fig. 5 Configuration during Upper Pliocene (Levantine)

The explanations convey surficial geological structure during the separate stages: 1. Palaeogene and Klippen Belt; 2. Mesozoic of the Humenné type; 3. Neogene sediments; 4. amphibole-pyroxene-andesite — Sarmatian; 5. pyroxene — andesite — Middle Pliocene; 6. pyroxene — andesite — Upper Pliocene; 7. areas with Tortonian saline sedimentation; 8. transversal faults; 9. confinement of the sedimentation area; 10. orientation of hydrographical network; 11. Michalovec (M).

Morfologicky významné udalosti sa začali odohrávať vo vysladenom vrchnom tortóne (kolčovské súvrstvie, rotaliová zóna) baden d), keď náhle vertikálne tektonické pohyby spôsobili mierne zvrásnenie miocénnych sedimentov, výdvih flyšového sedimentačného priestoru s. od bradlového pásma a vynorenie humensko-užhorodskej hrasti, ktorej časť (Humenské pohorie) odvtedy zostáva trvalou morfológickou dominantou územia. Dokazujú to konglomeratické horizonty vyvinuté v miocénnej molase, v ktorej sa objavujú časté valúny a úlomky centrálnokarpatského mezozoika, pieskoccových a silicitových hornín vonkajšieho flyša.

V spodnom sarmate došlo k priečnemu prelomeniu územia pozdĺž vrbnického zlomového pásma, k zaklesnutiu v. krídla a k vytvoreniu sarmatsko-pliocénneho sedimentačného priestoru (podvihorlatská uhoľná panva). Morfológickým výrazným elementom v tomto období zostalo iba dnešné Humenské pohorie, zatiaľ čo v. od čiar Michalovce—Kaluža—kóta Vihorlat—humensko-užhorodská hrast sa ponorila a vytvorila sa uhoľnosná sedimentačná depresia. Z hľadiska morfológického ďalšou významnou udalosťou, ktorá sa odohrávala v tomto období, bolo posledné stlačenie magurského flyša (B. Leško—J. Slávik 1969) a pravdepodobne aj tektonické vyvlečenie bradlového pásma.

1.) Ďalšiu zmenu morfológickej konfigurácie reliéfu podmienil vulkanizmus amfibolicko-pyroxenických andezitov vo vrchnom sarmate (J. Slávik 1968). K povrchu prenikli kumulodómy Lancoška, Medvedová na sz. okraji zemplínskej Šíravy. Aj z. časť dnes pochovaného pyroklastického komplexu podvihorlatskej uhoľnej panvy (závadský komplex) vyčnievala nad jazernú hladinu. Nevelký plošný rozsah tejto vulkanickej formácie a nízke nadmorské výšky vulkanitov nevyvolali zásadnejšie paleogeografické zmeny.

Orientácia vodnej siete vo vihorlatskej oblasti si zachovala sj. dispozíciu, o čom svedčí proveniencia valúnov v konglomeratickom súvrství — pestré spodné súvrstvie podvihorlatskej panvy.

2.) Ďalšou vulkanickou udalosťou, ktorá sa odrazila v reliéfe vihorlatskej oblasti, bol prenik ryodacitových magiem, vytvárajúcich dómy a kumulodómy v jz. časti územia (Michalovce, Lesné) a v oblasti obce Beňatina, a explozívna aktivita vulkanických centier pokryla oblasť až niekoľko desiat metrov mocnou prikrývkou pyroklastík typu popolových tufov. Túto činnosť zaraďujeme do spodného pliocénu.

3.) Stredný pliocén (pestrý panón, však znamenal významnú andezitovú vulkanickú aktivitu, ktorá značne ovplyvnila morfológicko-paleogeografickú situáciu v oblasti. Striedavá efuzívno-explozívna činnosť vytvorila na z. okraji (kóta Kyjov) vihorlatského masívu a v jz. časti Popričného (Orechová) vysoký vulkanický reliéf. Toto vulkanické pohorie sa vyznačovalo stratovulkanickým usporiadaním s veľkým podielom pyroklastického materiálu. Jeho vznik podmienil preorientovanie hydrografickej siete. Na základe súčasných

pozorovaní môžeme usudzovať, že morfológickými dominantami územia boli stratovulkanické kužele, vyvinuté v oblasti Orechová—Močidlá—Petrovce, ale najmä na z. okraji dnešného Vihorlatu (Kyjov a i.). Predpokladáme, že vulkanický reliéf v sv. časti nesúvisle presahoval hranice dnešného rozsahu vulkanitov a dosahoval čiaru Ruská Bystrá—Inovec, o čom svedčia dnes vypreparované necky andezitov v okolí Inovca, Ruskej Bystrej a v priútesovej zóne medzi Podhoroďou a Beňatinou. Vulkanická prestávka vo vrchnom ponte (a spodnom levante ?) umožnila hlbokú deštrukciu vulkanického reliéfu, ktorú signalizujú regionálne vyvinuté polohy pyroxenicko-andezitových štrkov (podvihorlatské súvrstvie andezitických štrkov) v nadloží sejkovského uhľonosného súvrstvia (J. Slávik 1970). Obnovenie hlavne priečnej zlomovej tektoniky v levante spôsobilo rozbitie vulkanického reliéfu na rad blokov, z ktorých najmä z. blok (oblasť Klokočov) hlboko zaklesol. Táto tektonika súvisí s novým oživením vulkanickej činnosti.

Prvé epizódy, charakteristické explóziami pyroklastík a neskôr výlevmi dacitoandezitových magiem (tmavé hruboporfyrické andezito-dacity) spôsobili postupnú likvidáciu levantských relikto sedimentačného priestoru hlavne v oblasti Popričného. Ďalšie vulkanické komplexy (koňušský a komplex Popričný—Vihorlat) sa sformovali v členitom suchozemskom reliéfe a rejuvinovali eróziou degradovaný starší vulkanický reliéf. Počas tejto činnosti sa sformovala súvislá hradba stratovulkanov dnešného vihorlatského vulkanického masívu. Mladý stratovulkanický reliéf bol neskôr dotvorený rozsiahlymi plošnými výlevmi komplexu Popričný—Holica a Boroľa—Vihorlat—Trestja, ktorý zásadne zvýšil nadmorskú úroveň pohoria. Posledným morfológickým zásahom bolo preniknutie kupol husto-hruboporfýrických pyroxénandezitov do vulkanických centier. Tieto dodnes tvoria morfológické dominanty pohoria. Zdá sa, že valaškovecká depresia a depresia Veľkého Okna vznikli ako kaldera v priebehu tejto vulkanickej činnosti a rozdelené boli až v posledných štádiách vývoja vulkanizmu preniknutím lávového telesa kóty Motrogon k povrchu.

Tento pozitívny vývoj reliéfu, ktorý vytvoril masív Vihorlatu a Popričného, bol v kvartéri prudko zasiahnutý eróznym degradačným pôsobením za súčasného pretvárania tektonických pohybov.

Vytvorenie rozvodnia vihorlatského hrebeňa preorientovalo s.j. disponovanú hydrografickú sieť, odvodňujúcu veľké plochy karpatského flyša na vz. sieť. Veľké vodné toky, hlavne Cirocha, prudko erodovali severné svahy vulkanického masívu, takže jeho pyroklastické formácie, charakterizujúce vonkajšie svahy vulkánu a vzdialenejšiu periférnu zónu, boli odplavené. Zachovali sa len prevažne lávové komplexy, ktoré prudko spadajú do povodia. Južné svahy vihorlatského vulkanického masívu zasahovali len toky, ktoré priamo stekali z vulkanického masívu. Preto sa tu vytvorila vodná sieť radiálneho typu a s hlboko zarezanými potokmi, ktoré oddeľujú ploché, pozvoľna k juhu padajúce chrbty. Táto vodná sieť otvorila aj kráter Vihorlatu a odniesla jeho j. časť, takže dnešná kóta

Vihorlat reprezentuje len s. okraj starej sommy. Späté erózne pôsobenie (Okno) otvorilo v. časť rozdelenej kalderovitej depresie (kotlina Veľkého okna), zatiaľ čo z. časť (valaško-veckú kotlinu) otvoril smerom sz. potok Rika. Tento bipolárny vývoj, spôsobený eróznou činnosťou dnes podstatne ovplyvňuje distribúciu vody v povrchových tokoch. Veľké výškové rozdiely medzi geologicky rýchle vyvinutým vulkanickým masívom a jeho zarovnaným, resp. plochým predhorím spôsobila prudká erózna činnosť. Látková heterogenita vulkanického masívu, kontrolovaná hlavne rozdielmi mechanických vlastností pyroklastík a lávových prúdov vyvolala vznik rozsiahlych zosunov celej vihorlatskej oblasti. Najklasickejšie zosuny sú vyvinuté v centrálnom Vihorlate. Najznámejší je zosun na západnom svahu kotliny Veľkého Okna s typickou zosunovou morfológiou, šupinovitou stavbou, ktorého mocnosť miestami odhadujeme až na niekoľko desiat metrov a ktorý odškrtaním pramennej misy potoka Okna spôsobil vznik jazera Veľké Okno. (J. Slávik 1958). V koreni zosunu leží jazierko Malé Okno. Ďalšie významné zosuny sa nachádzajú na s. strane Motrogonu, pričom čelo zosunu zasahuje až do oblasti Zemplínskych Hámrov. Pri koreni zosunu je vyvinuté známe rašelinisko Hypkania (E. Krippel 1965). V kotline Morského Okna sa dá dešifrovať aj rozsiahly zosun na s. brehu potoka Krivec. Na s. svahu Vihorlatu sa nachádzajú rozsiahle plošné zosuny, sústredené na úpätí kóty Trislak. Výrazné zosunové pohyby boli rozpoznané aj v oblasti pramenných mäs Porubského i Remetského potoka, ale aj v oblasti Kamienky.

Na vývoji reliéfu nie je zanedbateľný ani podiel kvartérnej, resp. najvrhnejšopliocenej tektoniky. Podľa geomorfologickej analýzy možno usudzovať na sekulárnu levantsko-kvartérnu antecedenciu bradlovej zóny a prilahlého magurského flyša na jednej strane a sekulárne zaklesávanie miocenej molasy na strane druhej. Dokazujú to charakteristické, neakumulačné povodia Stežnej a Kolonice, oddelenie podhorodškobeňatinskej kotliny od povodia flyšového (Strežnej) a v neposlednej miere aj situovanie zosunov do oblastí pochovanej útesovej zóny. Depresné pohyby miocenej molasy, hlavne v západnej časti Vihorlatu, boli rozpoznané už dávno (J. Slávik 1958). Ide o zalomenie spádovej krivky potokov, odvodňujúcich z. Vihorlat, pochovanie delúvií pod rašelinité uloženiny v oblasti Čiernej vody a vytvorenie blúdivej vodnej siete na dnes zaplavenej ploche zemplínskej Širavy. Za zmienku stojí antecedentný pohyb petroveckého bloku na jv. strane koromľanského zlomu. Vo vihorlatskej oblasti je výnimočný tým, že vodné toky sa tu nachádzajú v striktno eróznom vývoji na rozdiel od ostatnej časti vihorlatského oblúka, kde okrem pramenných mäs majú potoky akumulačne erózný charakter. Závažným dôkazom depresného pohybu molasy je aj niekoľko desiat metrov mocná poloha kvartéru (až 60 m) V. Baňacký 1965, 1967).

Mladé zlomové pohyby sa dajú sledovať vo flyšovej oblasti. Charakteristické sú napr. visiace ľavostranné prítoky Stežnej od rozvodnia Paportného až po Ruský Hrabovec vytvorené opakovanými pohybmi pozdĺž zlomovej kulisy, sledovateľnej od spodného sarmatu.

Do tlače odporučil V. Konečný

LITERATÚRA

- [1] Baňacký V., 1966: Základný geologický výskum kvartéru Východoslovenskej nížiny. Čiastková správa za rok 1965. Manuskript — archív GÚDŠ, Bratislava. — [2] Baňacký V., 1967: Správa o základnom geologickom výskume kvartéru Východoslovenskej nížiny na listoch M-34-117-C-d (Sobrance), M-34-117-C-c (Iňačovce). Manuskript — archív GÚDŠ, Bratislava. — [3] Gašparíková V.—Slávik J., 1967: Spodný tortón s. l. v sv. časti Vihorlatu (Untertorton s. l. im nordöstlichen Teil von Vihorlat). Geol. práce, Správy 43, Bratislava. — [4] Hano V.—Seneš J., 1953: Predbežná správa o geologickom mapovaní pohoria Popričny a východnej časti pohoria Vihorlat. Geologický zborník SAV IV, Bratislava. — [5] Ivan E., 1951: Poznámky k vihorlatským jazerám. Geologický zborník SAV, Bratislava. — [6] Krippel E., 1965: Vznik a vývoj rašelinísk v pohorí Vihorlat. Sborník Východoslovenského múzea v Košiciach, séria A — geologické vedy, Košice. — [7] Kvitkovič J., 1961: Príspevok k poznaniu netektonických pohybov vo Východoslovenskej nížine a priľahlých oblasti. Geografický časopis 13, 3, Bratislava. — [8] Leško B., 1964: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1:200 000, list Snina. Geofond, Bratislava. — [9] Slávik J., 1956: Poznámky k základným vulkanologickým problémom strednej časti vulkanického pohoria Vihorlat na východnom Slovensku. Geol. práce, Správy 8, Bratislava. — [10] Slávik J., 1958: K otázke vzniku jazera Veľké Okno vo Vihorlate. Geol. práce, Zošit 49, Bratislava. — [11] Slávik J., 1967: Gips und Anhydrit aus den salzföhrenden Formationen des Miozäns der Ostslowakei. Geologický zborník XVIII/1, Bratislava. — [12] Slávik J., 1967: Soľné ložiská východoslovenského miocénu. Sborník geol. vied, ložisková geologie, řada LG, sv. 9, Praha. — [13] Slávik J., 1968: Chronology and Tectonic Background of the Neogene Volcanism in Eastern Slovakia. Geol. práce, Správy 44—45, Bratislava. — [14] Slávik J., 1969: Geologicko-petrografické pomery Vihorlatu vo vzťahu k nerastným surovinám. Kandidátska práca. Manuskript — Geofond, Bratislava.

JÁN SLÁVIK

NEOGENE MORPHOLOGICAL HISTORY OF VIHORLAT MTS

(Summary of the Slovak text)

Geomorphological history of Vihorlat Mts. commenced with the folding of a Flysch geosyncline, simultaneously with the emerging of a Klippen Belt, and with forming of a marine sedimentation area to the south of the klippen. These events took place during Lower Miocene (Burdigalian, Helvetian, Karpatian, Lanzendorfer series — the lower part of Badenian). Volcanic activity during Badenian between the Lanzendorfer series and Tortonian s. s. was morphologically inconspicuous owing to the forming of a flat cone of finegrained rhyolite pyroclastic material. A sudden uplift of the Humenné—Užhorod horst in the upper part of Badenian (between bolivina-bulimina and rotalia zones) represented a morphologically important event. In the Lower Sarmatian (the zone of large elphidia) the Humenné—Užhorod horst was transversally broken along the Vrbnica fault system, approximately following the line Michalovce—Jovsa, and its eastern branch subsided below water level. In the same period the Magura Flysch was compressed into considerably pressed narrow synclinerii. Volcanic relief became more conspicuous as late as Upper Sarmatian on the NW margin of the Zemplínska Šírava lake. There arose domes and cumulodomes of amphibole-pyroxene andesites penetrating

through the pyroclastics proper, the majority of which were buried under Pliocene sediments due to continuous subsidence along the Vrbnica fault system.

Important andesite activity during Middle Pliocene (variegated Pannonian) considerably affected morphological-palaeogeographical situation in the region. A volcanic ridge of NW-SE striking arose with its dominants placed at the elevation points Kyjov (the NW margin of Vihorlat Mts.) and Orechova (western slopes of Popričný Mts.).

The break in volcanic activity was followed by intensive degradation of the volcanic chain lasting up to the Levantinian. Perhaps the present Vihorlat Mts. have practically been formed owing to the important volcanic activity in the commencing Levantinian. The volcanic activity lasted perhaps up to the end of Pliocene. The forming of the Vihorlat ridge caused the transformation of the old hydrographic area of N-S direction. Rivers draining the northern Flysch region met the volcanic barriere and twisted in E-W direction evoking gradual degradation of the northern periphery of volcanoes. Southern water streams were in fact only brooks flowing down from the volcanic massif and furrowing the massif in N-S direction. A volcanotectonic depression of caldera type in the central Vihorlat Mts. was open by the brook Rika from the west, and its eastern part — by the brook Okna from the south.

Important is also quaternary secular movement of the single parts of the mountain-range, e. g. the USSR—ČSSR boundary area is antecedent, and the same antecedent movements may be traced along the Klippen Belt and volcanites resting upon the Belt. Up to the recent period the Neogene molasse area displays subsidence. Thickness of the Quaternary is even 60 m there.

Preložila E. Jassingerová

MIKULÁŠ DLABAČ*

**DVĚ STUDIE O SEDIMENTACI V BADENU (TORTON) VÍDEŇSKÉ PÁNVE
NA SLOVENSKU**

(14 obr. v textu)

Abstract. The author presents two studies on Badenian sedimentation in the Vienna Basin in Slovakia. The first one concerns the beds of a bolivina-bulimina zone on the oil deposit Brodské; the second — sands and lithotamia limestones of an agglutination zone in the Láb region. Basing upon a detail correlation, petrographical and other geological data on the beds quoted, the author deals with the important questions concerning sedimentation environment and gives conclusions about palaeogeography, tectogenesis and stratigraphical reference of the „intermediary“ variegated beds between Sarmatian and Badenian as well as about the lower boundary of the Láb horizon.

Vrstvy bolivino-buliminové zony na naftovém ložisku Brodské

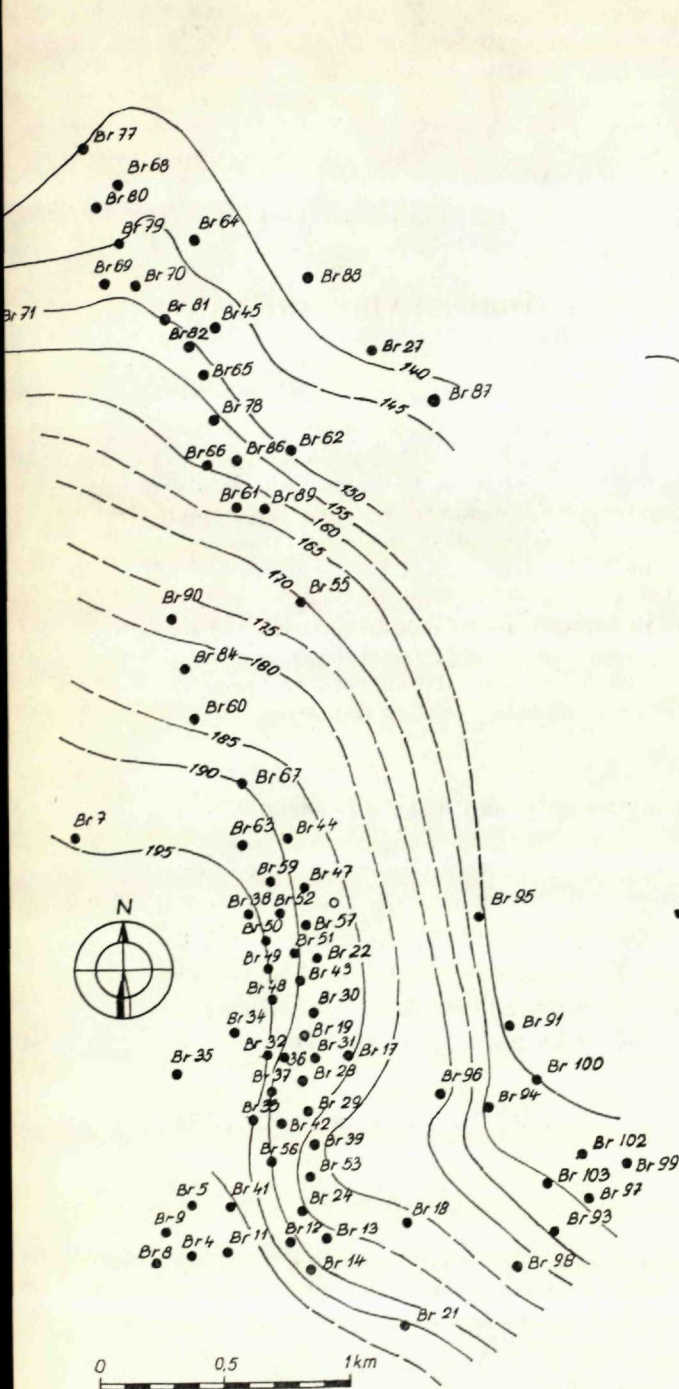
Ve vrtní oblasti Brodské mají vrstvy, řazené k bolivino-buliminové zóně, laterálně poměrně stálý litofaciální vývoj. Celková mocnost vrstev se mění pouze v rozmezí 160—240 m. Elektrokrotáží křivky jednotlivých vrtů lze na celém území velmi dobře korelovat. Dobrá korelovatelnost až do velkých detailů je zvláště u odporové křivky. Výchytky SP vykazují sice místy laterální změny, umožňují však vymezení několika pískových těles na celé ploše.

Stratigrafické zařazení vrstev se provedlo podle mikrofauny a je doloženo v četných rukopisných zprávách K. Bílek (1953, 1955b), M. Mořkovský (1964), J. Hromec (1964, 1965).

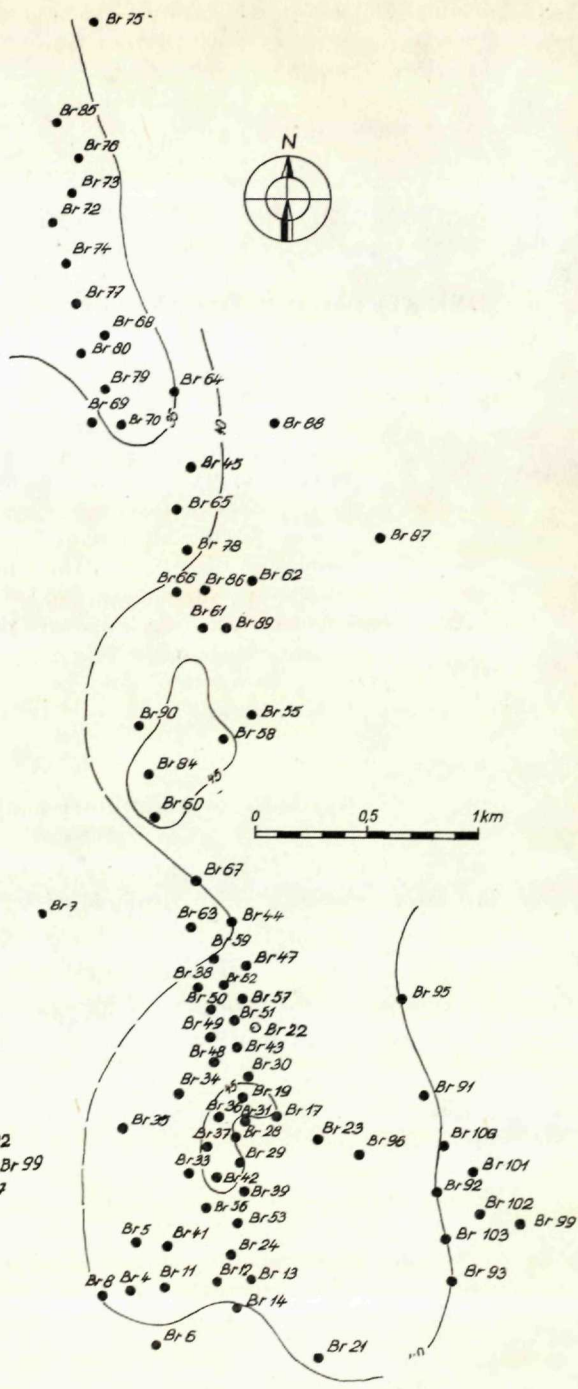
Báze vrstev se jeví výraznou a náhlou změnou mikrofauny v závislosti na poklesu salinity. Výše následují vrstvy brakické sedimentace, označené jako „šedý“ moluskový torton.

Zastupování marinního a silně brakického vývoje se na vrtech oblasti Brodské projevuje ve vyšších částech vrstev. Vrtními jádry zde bylo prokázáno střídání mikropaleontologických ekvivalentů bolivino-buliminové mikrofaunistické asociace a rotaliové

* Ústřední ústav geologický, Praha, pobočka Brno, Mozartova 1



Obr. 1 Mapa mocnosti šedých vrstev zóny bolivino-buliminové oblasti Brodské



Obr. 2 Mapa mocnosti pestrých vrstev zóny bolivino-buliminové oblasti Brodské

fauny (M. Mořkovský 1964). Tento jev se stává výrazný na rozhraní šedých a šedo-zelených hnědě skvrnitých hornin, kde střídání obou litotypů je v přímé závislosti na sedimentačním prostředí. Na prolínání „pestré lagunární a šedé brakické facie“ upozorňuje na podkladě mikropaleontologického rozboru jader na vrtu Kostice-16 také V. Špička (1966).

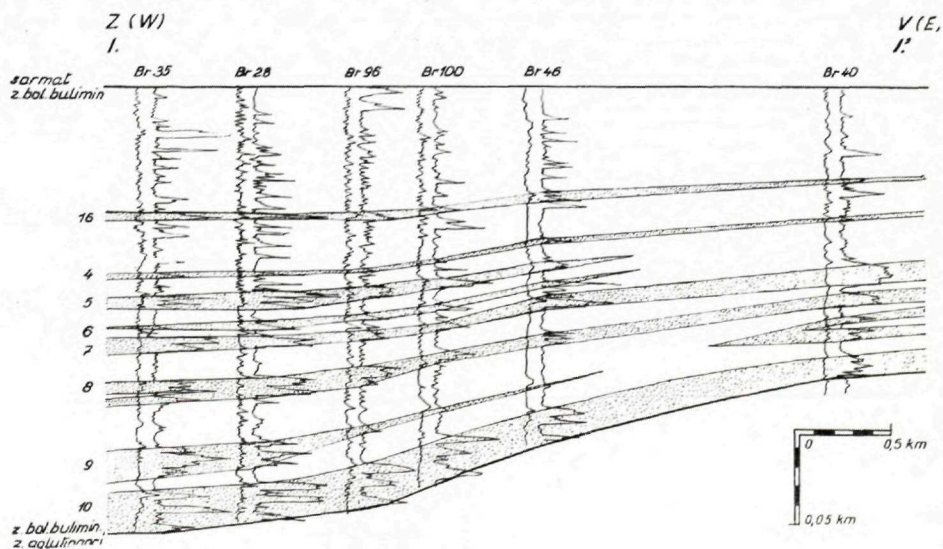
Svrchní hranice vrstev, t. j., rozhraní se sarmatem, se původně kladla na bázi pestře zbarvených hornin (K. Bílek 1953). Tentýž autor (1955 b) píše o pozvolném přechodu z tortonu do sarmatu. Později M. Dlabač (1958 a) zjišťuje, že rozhraní pestrého a šedého vývoje nelze paralelisovat s biostratigrafickou hranicí. Konečně J. Hromec (1965) stanovuje rozhraní mezi stupni pomocí odběru počvových a bočních jader na bázi čtrnáctého písku (staršího místního členění). Při našem zpracování jsme vzali za základ definici hranice J. Hromce (l. c.).

Ve větší části profilu od báze po 1. písek (původní rozhraní torton-sarmat) převládají šedivé horniny. Zelenošedé horniny a hnědě skvrnité horniny jsou v nejvyšší části profilu. Vrstvy šedých vápnných jílu a písků se střídají rytmicky v celém profilu.

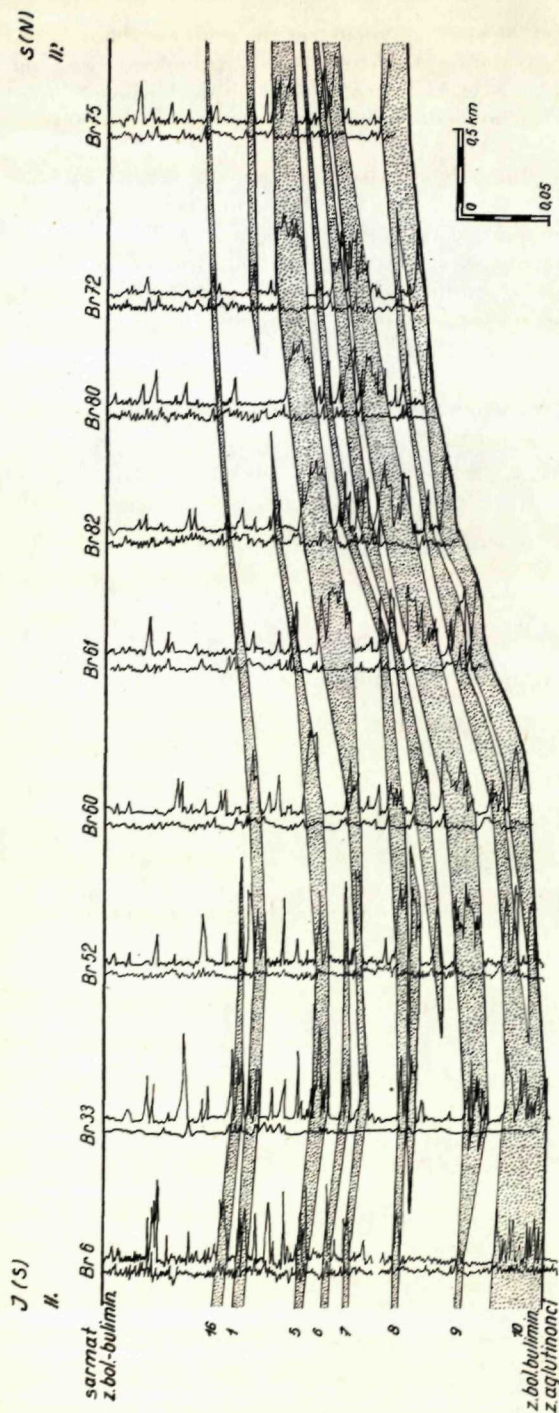
Při rozboru změn mocností v rámci celé zóny je nápadný rozdíl ve vývoji spodních, převážně šedých vrstev (obr. 1) a nejvyšších, hlavně pestrých vrstev (obr. 2).

U šedých vrstev je zachován charakter změny mocnosti podložní zóny aglutinací. Mocnost narůstá v celé oblasti poměrně pravidelně směrem JV a J průměrně o 1 m na vzdálenost 40 m.

V rozsahu oblasti Brodské narůstá mocnost šedých vrstev o 80 m. Jak je patrné z podélného a příčného profilu (obr. 3 a 4) je narůstání rozloženo



Obr. 3 Příčný faciální profil (I.) zónou bolivino-buliminovou oblasti Brodské



stejněměrně v celém profilu. Přitom je nápadné, regionální synsedimentární přibývání mocností převážně u pelitických poloh. Lze to pozorovat například výrazně v pelitické poloze mezi písky 7., 8. a 9. Vedle narůstání pelitů se v místech intenzivnější subsidence včleňují také nové, většinou málo mocné pískové polohy, které ve směru zmenšení mocností vyklíňují. Naopak u stálých pískových komplexů se někdy projevuje zmenšení mocnosti ve směru regionálního naduření celých vrstev. Souměrné ubývání mocnosti celého komplexu lze na našem příkladu tak jasně doložit, že potvrzuje stratigrafickou ekvivalenci několikanásobně mocnějších vrstev v přilehlých oblastech s rozdílnou intenzitou subsidence. Vyšší písky 1–6 (místního členění) shodně směrem k SV vyklíňují se současnými jevy vyslínění.

Dále je zde zachováno pravidlo místy až naprosto shodného litologického vývoje (elektrokarotážních křivek) vrtů, ležících na stejné isolinii mocnosti (např. vrty Br-51, –67, 77–87, 66–86).

Obr. 4 Podélný faciální profil (II.) zónou bolivino-buliminovou oblasti Brodské

V nejsvrchnější části zóny s převahou zelenošedých, hnědě skvrnitých sedimentů, jsou na rozdíl od podložních vrstev změny v mocnosti velmi malé do 10 m a plošně zcela nepravidelně rozložené. Proto, že podle vrtních jader nelze stanovit přímo hranici mezi oběma vrstvami (přechodné vrstvy), nasvědčuje uvedený odlišný vývoj mocností na výraznou paleogeografickou změnu v tomto období. V období sedimentace pestrých vrstev poklesávalo v celé oblasti Brodské dno stejnoměrně. Uvedené rozdíly, spolu se skutečností, že narůstání mocností v šedých vrstvách se projevuje i v jejich nejvyšší části, opodstatňuje přijetí *téze o skryté diskordanci mezi oběma jednotkami*. V celé zóně nebyly nikde na podkladě rozložení mocností a litologického vývoje pozorovány změny, které by mohly poukazovat na syntektonickou zlomovou činnost.

V šedých vrstvách se vyčlenilo 10 (1–10) laterálně poměrně stálých pískových těles. V pestrých vrstvách jsou písková tělesa nepravidelná, čočkovitého charakteru. Číslování pískových těles je do určité míry korelační pomůcka. Při podrobnějším členění je možné vymezit v místech větší mocnosti vrstev až 30 samostatných pískových obzorů. Směrem ubývání mocností se počet písků (SP výchylek) snižuje až na polovinu.

Rozstupy písků v šedých vrstvách nejsou sice vždy stálé, ale celkový ráz sedimentace jeví rytmickou pravidelnost. Nejčastější rozstupy jsou 5 a 10 m.

Mocnost pískových těles (písků) nepřesahuje zpravidla 5 m. Nápadnou výjimku tvoří 7. a 10. písek s mocností do 20 m. Četné jsou naopak polohy písků mocné 1–2 m

V charakteru SP křivky má většina pískových těles ve vertikálním směru symetrický ráz s ubýváním porovitosti jak do podloží tak i do nadloží a s maximem ve středu obzoru. Charakter křivky, který by mohl nasvědčovat na gradační sedimentaci nebo na smytí vyšších částí, jak se to projevuje u písků zóny aglutinancí, se zde zaznamenal jen ojediněle. Ostrá svrchní hranice písku je u některých vrtů u 7. písku a vzácněji u 9. a 10. písku. Náznak negativní gradace s postupným narůstáním výchylky porovitosti směrem do nadloží se místy jeví u 9. písku.

Plošné změny v mocnosti jsem sledoval u čtyř výraznějších pískových těles (obr. 5, 6, 7, 8).

U desátého písku (obr. 8) je rozložení mocností nejpravidelnější a projevuje v gene-relu nejbližší vztah k celkové mocnosti „šedých vrstev“ (obr. 1), resp. k dnešní vrstevní stavbě. V detailu probíhají však isolinie obou map většinou kose. Nápadné, stejně jako u ostatních písků těchto vrstev, jsou poměrně malé, pozvolné změny mocností. Změny nepřesahují většinou 1 m na 50 m vzdálenosti, v četných místech se mění mocnost o 1 m také na vzdálenost 500 m. I když data jsou závislá na výchozích hodnotách, t. j. na vzájemné vzdálenosti vrtů, lze přece soudit, že přes poměrnou stálost v mocnosti, netvoří nikde pravidelné těleso. Obecně přibývá mocnost vrstev směrem J nebo JZ.

U vyššího 8. písku (obr. 7) jsou plošné změny přibližně shodné jako u 10. písku, místy dochází však k naduření o 1 m na vzdálenost 25 m. Pouze v severní části písek pozvolna zcela vyklíňuje. Místa dílčích změn mocností (deprese) jsou od sebe vzdálena 200 až 1000 m.

Plošné změny v mocnosti jsou u 7. pískového tělesa (obr. 5) místy intenzivnější než u podložních a nadložních písků. Jsou zde patrné změny až 1 m na vzdálenost 20 m, průměrná hodnota je 1 m na 50 m. V detailech jsou nápadné místní shody změny mocnosti s hlubšími (8. a 10.) písky.

4. písek (obr. 6) vykazuje rovněž shodný charakter změn mocnosti s hlubšími písky. Nápadný rozdíl je v charakteru vyklínění. Písek je vyvinut pouze v jižní polovině sledované oblasti. Linie vyklínění má nepravidelný průběh, u kterého však lze sledovat úseky orientované S—J a Z—V. Podobně také v jižní části mapy je vyklínění písku orientované Z—V směrem. Vyklínění je velmi pozvolné, cca 1 m na vzdálenost 100 m.

Při porovnání změn mocností jednotlivých písků je patrné, že přes zdánlivou chaotičnost rozložení mocností, lze nalézt některé společné znaky. V generelu jeví celkové změny mocností určitý vztah k tvaru dna sedimentační pánve, jak vyplývá z porovnání schematu celkové mocnosti šedých vrstev se strukturální mapou dnešní stavby. U místních změn mocností jsou nápadné tři prvky. V severní části převládá SZ—JV směr isolinií, dále k jihu je spíše S—J směr a konečně na jižním okraji oblasti je výrazný Z—V směr. V prostoru vrtů Br-63 — Br-36 je téměř na všech mapách patrné výrazné vychýlení isolinií k V. Při porovnání map 10., 7. a 4. písku se jeví někde inverze v tom smyslu, že v místech větších mocností jednoho písku leží místo zmenšené mocnosti vyššího písku.

Návaznost změn mocností jednotlivých písků je tak výrazná, že ji lze vysvětlit jediné opakovanými pohyby dna sedimentační pánve. Jedná se zejména o zmíněný Z—V pruh v místech vrtů Br-63 — Br-36, ve kterém se u všech písků jeví určité naduření a o jižní okraj s rovněž Z—V směrem. V této části se jedná nejspíše o pohyby, související s jižním ukončením hodonínsko-gbelské hrástě, resp. spojené s pozdějším vznikem farského zlomu.

Shodně s mikrofaunistickým obsahem je možné i podle litologicko-sedimentačních kriterií rozlišit nižší vrstvy usazené při hlubším vodním pokryvu a vyšší vrstvy z mělkovodního až lagunárního prostředí.

U nižších vrstev je nejcharakterističtější diagnostický znak, rytmické střídání pelitů a psamitů. V rytmické sedimentaci se střídají většinou dvě složky — vápnatý jíl a písek různého zrna. Ojedinele je přítomná třetí složka, jíl a uhlí.

Rytmy ve shodě s definicemi I. M. Wellera (1939), L. N. Botvinkiny (1953), J. H. Brunna—A. Desprairiese (1965) a j. lze nejlépe vysvětlit orogenní pulsací (kolébavými pohyby). Velmi přílehavě popisuje T. A. Denisova (1962) vznik podobných rytmů (I. a II. řádu) kolébavými pohyby na fonu celkového prohýbání. Ze tří složek R. G. Younga (1957) jsou v našem případě v první řadě zastoupené vápnaté jíly a písky, lagunární usazeniny přistupují jen ojedinele. U cyklothem zde může rozlišit krátkodobou kulminaci pozitivního pohybu — doba usazování písků a déle trávající pokles, kterému odpovídá sedimentace vápnatých jílů.

K jednoznačnému vysvětlení genese písků nám chybí spolehlivé podklady. Ve vrtních jádrech byly písky většinou rozrušené tak, že nelze sledovat rozhodující texturní znaky. Nesporně je vznik písků (pískových těles) spjatý se snížením vodní hladiny, to je s vyzdvižením dna.

Na souvislost vzniku písků v bolivino-buliminové zóně této oblasti se změkčením moře a s častou oscilací hladiny upozorňuje také K. Bílek (1953). Hloubková data z recentních sedimentačních pánví jsou v literatuře často uváděna. G. Müller (1964) zjišťuje hlubinným vzorkováním v Neapolském zálivu sedimentaci písků v hloubkovém rozmezí 10—50 m. Podobně spojuje B. J. Košečkin (1959) vznik jílů a písků Kaspické-

ho moře s kolísáním vodní hladiny. Místy přítomné velké nahromadění schránek fosilií až polohy lumachell, úlomky ústřic, dále ojediněle zjištěné laminy tmavošedého písku v bělavěšedém písku, jsou diagnostické znaky lagunární sedimentace (F. P. Shepard—D. G. Moore 1955). Laminy odlišného materiálu popisuje také D. G. Moore—P. C. Scruton (1957) z texaského pobřeží. Tyto jevy v celkovém prostředí jsou spíše výjimečné a dokládají dočasné výrazné změlčení vody až vynoření dna.

Poměrně vyrovnaná mocnost některých pískových těles s pozvolnými změnami mocnosti a dost stálé zrnitostní poměry, svědčí o malých hloubkových rozdílech dna v době jejich usazení. Morfologické jevy, které by mohly svědčit o pobřežních písčích, jsou ojedinělé. Sem by snad spadalo místní naduření 7. písku a ojedinělé jevy ostré svrchní hranice pískových těles.

Zároveň s krátkodobým změlčením dna souvisí genese písků také s odpovídajícím vyzvednutím přilehlé pevniny (podle L. M. Botvinkiny 1953 o několik desítek metrů). S tímto zvedáním se zvyšuje přínos klastického materiálu z pevniny.

Zmenšení mocnosti pelitů směrem S a SV, např. na vrtu Br-46 (obr. 3, 4) lze vysvětlit polohou v pobřežním pásmu, ve kterém v příslušné době probíhala jen zcela omezená sedimentace. V době poklesu pevniny byl detritický materiál zanášen do pánve pouze vodními přítoky.

U synsedimentárních pohybů dna lze doložit tři samostatné jevy. V první řadě jde o regionální souvislý pokles (fon) zděděný z hlubší zóny aglutinujících foraminifer, který se jeví pravidelným narůstáním mocností k JZ. Dále jsou to rytmické pohyby dna (hladiny), podmiňující střídavý vznik písků a vápnitých siltových jíílů.

Na třetí druh pohybů poukazují pravidelné změny mocností pískových těles na ploše popisované vrtní oblasti. Tyto nejčastěji registrované pohyby (změny mocností na ploše několika 100 m) indikují příčné linie ve vztahu ke směru původního okraje sedimentační pánve. Výše jsme upozornili např. na vztah k jižnímu ukončení hodonínsko-gbelské hrástě. Je samozřejmé, že intenzivnější pohyby tohoto směru se projevují až v pozdějších stupních, zejména v pliocénu.

Pro sedimentační prostředí je dále významné výše zmíněné souvislé zmenšení mocnosti celých vrstev směrem k SV (k okraji pánve). Tento jev se zdá být pro sedimentační prostor typu Vídeňské pánve typický.

Písky a lithothamniové vápence zóny aglutinancí v lábské oblasti

Oblast Láb je v jižní části slovenského podílu Vídeňské pánve. V dnešní poloze a zčásti též v poloze původního sedimentačního prostoru tortonské pánve je sledovaná oblast cca 10 km od jejího východního okraje a od okraje Malých Karpat.

Struktura Láb je součástí lábsko-lakšárské elevace (T. Buday—V. Špička 1959, V. Špička 1966). K Z je ohraničena systémem lábských zlomů, který odděluje zmíněnou elevaci od zohorského příkopu. Vrty zkoumané území je na vysoké kře lábského zlomu.

Lábská oblast je pro zónu aglutinancí a pískové obzory na její bázi do určité míry klasickou. Stratigraficky stálá písková poloha „lábský obzor“ byl T. Budayem (1955) identifikován jako obzor amphistegino-lithothamniových písků podle této oblasti. I když V. Špička (1966) jednotné stratigrafické začlenění obzoru nepovažuje vždy za správné, zůstává jeho mimořádný litofaciální význam v trvalé platnosti.

Jak v archivních zprávách, tak i v publikacích, máme o území Láb hojně podkladů. Lábský obzor se zde vyznačuje větší litofaciální proměnlivostí než v jiných oblastech a také pouze zde jsou v jeho nadloží v SV části Vídeňské pánve známé polohy lithothamniových vápenců.

Stanovení spodní hranice lábského obzoru, resp. jeho rozhraní s lanzendorfskou sérií, je někdy obtížné, vzhledem k stejnému, vesměs silně písčitému faciálnímu vývoji obou stratigrafických jednotek. Shodným litofaciálním vývojem, resp. sedimentačním prostředím, se často i fauna stává netypickou, jak na to upozorňuje L. Lorenc (1964). Stanovení rozhraní ztěžuje také obtížnost korelace karotážních křivek laterálně nestálých pískových poloh. Konečně je v této souvislosti nutné upozornit na přesedimentování klastického materiálu a fauny z lanzendorfské série do svrchního badenu. Obtížnost stanovení rozhraní je spíše lokálního charakteru u jednotlivých vrtů. V celé oblasti je bazální tortonská klastická poloha dobře sledovatelná. Také angulární diskordance mezi lanzendorfskou sérií a sv. badenem je ze srovnání elektrokarotážních křivek hlubinných vrtů někdy dobře patrná.

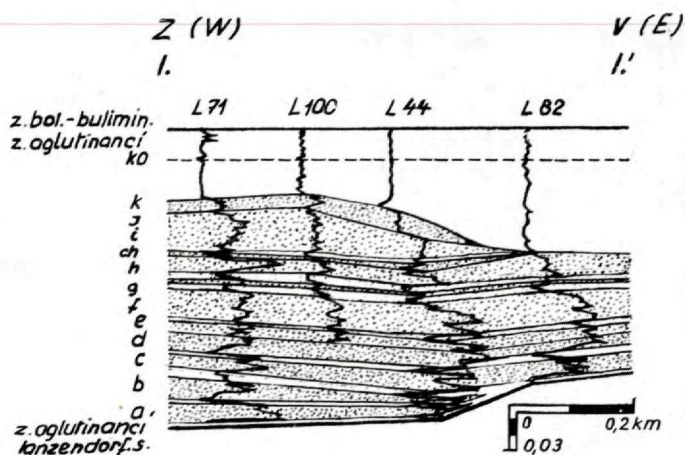
Na litofaciální nestálost a rozmanitost bazálních badenských poloh upozorňuje K. Bílek (1954). Nerozlišuje však „útesy“ lithothamniových vápenců od neútesového vývoje. L. Lorenc (1962) a také později K. Bílek (1964) klade litavské vápence jako ekvivalent pelitů zóny aglutinancí. Správně tento autor v citované zprávě konstatuje, že útesy litavských vápenců leží nad lábským obzorem. Na charakter pohřbených morfologických elevací upozorňuje L. Lorenc (1961). Morfologické elevace interpretuje také v těch místech, kde lábský obzor je v pískovém vývoji.

V lábské oblasti je nutné oddělit vlastní lábský obzor s poměrně konstantní mocností 20 m a útesy vápenců. Lithothamniové vápence dosahují mocnosti přes 120 m.

Vlastní lábský psefiticko psamitický obzor je vzhledem k litologické rozmanitosti laterálně nestálý. Určení poloh písku v elektrokarotážních křivkách je na jednotlivých vrtech těžko proveditelné. Tím vznikl také rozdílný výklad korelace a stavby oblasti u dvou pracovníků (K. Bílek 1964, L. Lorenc 1962, 1964). Pro účel naší studie jsme při podrobném srovnání

v některých částech oblasti mohli vyčlenit dvě polohy označené a) a b). V některých místech, např. kolem vrtu L-110 se pískové těleso štěpí na četné polohy písků mocné 1–2 m, střídající se s vápnitými jíly.

Laterálně stálý se v elektrokarotážních křivkách projevuje lithothamniový komplex v nadloží pískového tělesa. Celý komplex jsme rozčlenili na deset poloh, označených c–k. Charakteristický tvar SP křivky umožňuje jednotlivé polohy v profilech vrtů spolehlivě vyčlenit (obr. 9, 10).



Obr. 9 Příčný faciální profil (I.) zónou aglutinanci oblasti Láb

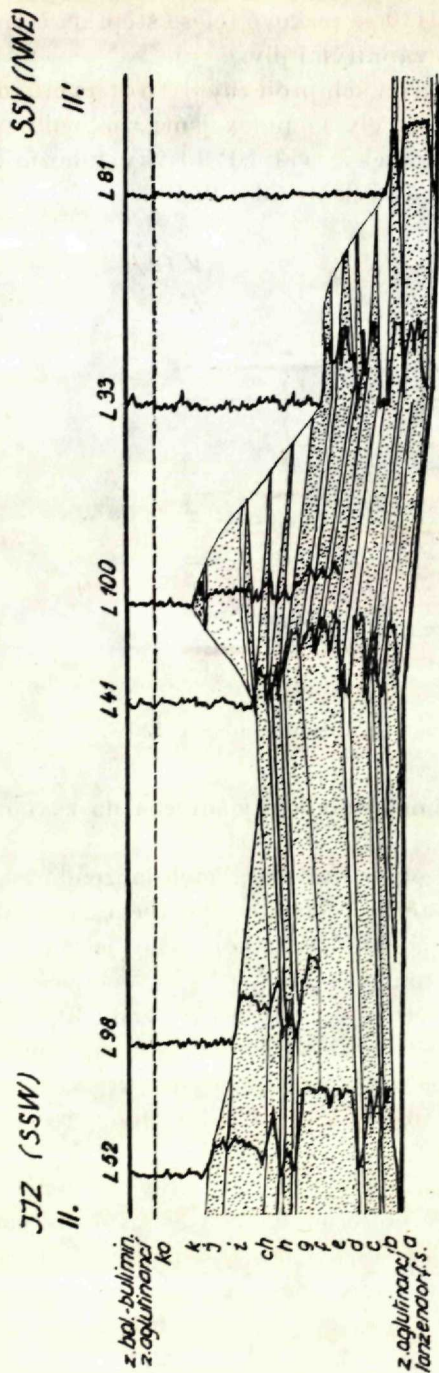
Litologie pískového tělesa a jeho přímého podloží je určena na základě 71 vrtních jader.

Pískové těleso leží v celé zpracovávané oblasti na horninách lanzendorfské série. Jsou to převážně písky, štěrčiky a štěrky, většinou více méně zpevnělé s polymiktním různě opracovaným materiálem. Klastické polohy jsou oddělené polohami více méně písčitých jílu a vápnitých jílu.

Z přímého podloží lábského pískového tělesa se odebralo 16 vrtních jader.

Pro bazální vrstvy badenu jsou charakteristické šedočerné až černé polohy uhelných jílu, mocné 1 m s několika málo (3) cm mocnými vrstvičkami (1–2 cm) lesklého uhlí (L-94, j. č. 6, L-107, j. č. 5). Uhlé jílly v nadloží pískového tělesa jsou vzácné.

Dále jsou zde zastoupené charakteristické vrstvy tmavěšedého a šedého, většinou málo písčitého vápnitého jílu s hojnými úlomky a zachovanými schránkami zkamenělin (L-37, j. č. 8). Tyto polohy se místy střídají v mocnosti 30–50 cm s polohami šedého a šedavě nazelenalého vápnitého písku nebo pískovce. Písek je vždy jemně slídnatý a často je přítomná zuhelnatělá rostlinná dř (řasy).



Nepravidelnými polohami hrubozrného písku s valouny a málo opracovanými kusy krystalinika (L-78, j. č. 2, L-94, j. č. 7 a j.) se tyto horniny přidružují k analogickým pískům nadložního tělesa.

Pískové těleso vlastního lábského obzoru je representováno polohami „a“ a „b“. Rozlišení dvou poloh je možné pouze místně podle SP křivky (obr. 9, 10). Často se oba obzory spojují v jeden komplex. Jak podle vrtních jader tak podle charakteristických výchylek elektrokarotážních křivek, lze pozorovat také časté litofaciální změny a přechody ve vertikálním i horizontálním směru. Místy v oblasti Láb-jih dochází k úplnému vymizení poloh „a“ a „b“ a poloha „c“ ve vývoji lithothamniového vápence zde nasedá přímo na spodní torton. Litologie polohy a—b je stanovena na podkladě 37 vrtních jader.

V pískových polohách a—b lze podle zrnitosti rozlišit čtyři základní litotypy: 1. světlešedý siltový jemně zrnitý jemně slídnatý vápnitý písek až pískovec s vertikálními přechody do vápnitého siltového až jemně písčitého jílu. Ve vrtních jádrech byla tato poloha provrtána v maximální mocnosti 2 m. V písku jsou ojedinělé až hojné schránky a úlomky schránek fosilií (L-87, j. č. 2). 2. Šedý jemně zrnitý slabě slídnatý vápnitý písek až pískovec s hojnými úlomky rostlin (L-102, j. č. 1, L-103, j. č. 1). 3. Světlešedý, světle zelenavěšedý nebo šedý jemně až středně zrnitý, místy slídnatý, více méně zpevnělý nevrstevnatý vápnitý písek, polymiktní. Často jsou v této poloze přítomné hojné, místy dobře zachovalé,

Obr. 10 Podélný faciální profil (II.) zónou aglutinancí oblasti Láb

jinde pouze úlomkové schránky měkkýšů. Většinou přítomné druhy: *Pecten* sp., *Pteromeris* sp., *Corbula* sp., *Leda* sp., *Anomia* sp. Schránky zkamenělin jsou někdy nahromaděné v polohách. Ve středně zrnitých píscích jsou často nepravidelné polohy drobného štěrčku o \varnothing do 5 mm (např. L-65, j. č. 4, L-61, j. č. 1). 4. Další typickou horninou je zelenavěšedý nebo šedý hrubězrnitý písek až štěrčík. Valouny mají střední průměr 2–5 mm. Místy se nalézají také větší valouny do 1–5 cm. Valouny (úlomky) štěrčíku jsou místy dobře oválené (sférického a fazolového tvaru), místy však téměř neopracované, ostrohranné až brekieie (L-97, j. č. 1). Horninový materiál je malokarpatský. Převládá krystalinikum, granodiority, křemité diority, ale jsou často zastoupené valouny sedimentárních hornin, tmavých břidlic, dolomitů a vápenců. U drobných dobře opracovaných valounů je hojný bílý křemen a rohovec. Polohy štěrčíků v píscích jsou většinou mocné do 10 cm. Při nedokonalých ziscích vrtních jader nelze však ani vyloučit mnohem mocnější polohy. Mezi štěrčíky jsou dosti často úlomky schránek zkamenělin. Pískovce bývají nepravidelně zpevnělé ve vápnité pískovce (L-103, j. č. 2, L-95, j. č. 3).

Mezi typem horniny popsané pod bodem 3. a 4. jsou zřejmé přechody a tvoří společně základní horninu obzoru.

Jednotlivé polohy písku (štěrčíku) jsou od sebe oddělené většinou 10 cm mocnými vrstvami pelitů. Převládají světlešedé a šedé jemně písčité siltové vápnité jíly. V celém komplexu se v proplástcích vyskytují také černošedé uhelné jíly, většinou mocné jen do 5 cm, šedé vápnité jíly s hojným uhelným pigmentem (L-103, j. č. 2).

V polohách a–b zde ve vrtních jádrech nebyla zjištěna přítomnost lithothamnií.

Specifický litologický vývoj je u písků a lithothamniových vápenců v oblasti Láč-jih. Lithothamniové vápence se zde zjistily v 19 hlubinných vrtech na ploše cca 5 km². Celkem z tohoto tělesa se odebralo 36 mechanických vrtních jader.

V poloze „c“ (L-42, L-51) se podle zjištění z vrtních jader střídají polohy šedého jemně písčitého slídnatého vápnitého jílu a šedého, většinou jemně až středně zrnitého písku a pískovce. Jak v jílu tak i v písku jsou hojné úlomky lithothamnií s místním přechodem do lithothamniového vápence.

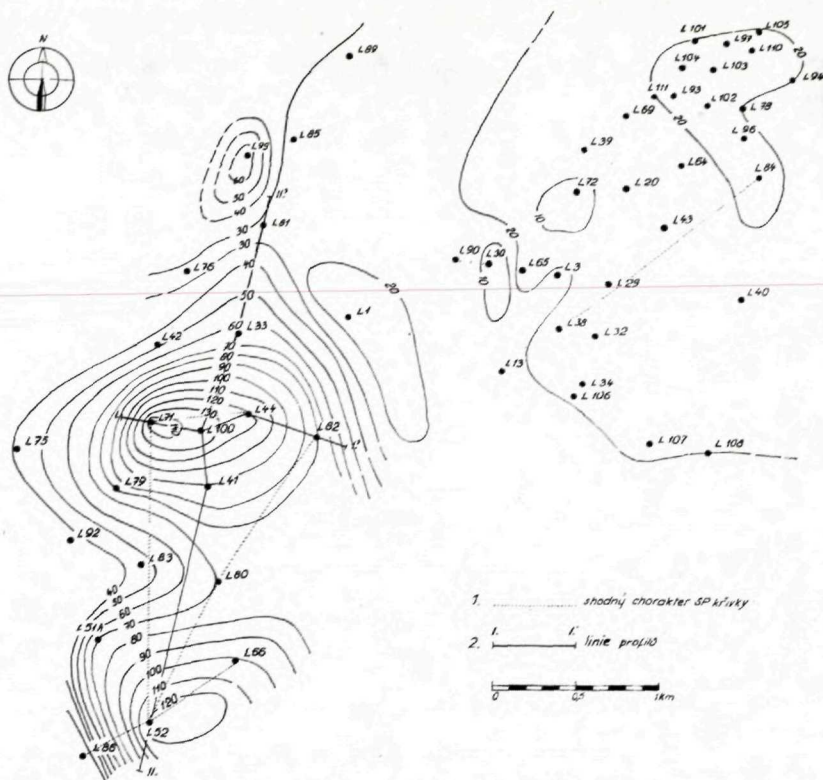
Ve vyšší poloze „d“ byl na bázi v jádře č. 6 (L-41) siltový vápnitý pískovec, přeplněný stélky lithothamnií s přechodem do detritického lithothamniového vápence. Ve střední části polohy „d“ je organodetritický dolomitický vápenec, složený téměř výhradně ze stélek lithothamnií pouze s malou příměsí jemně zrnitého písku a vápnitého jílu. Mimo lithothamnií jsou úlomky lamelibranchiát (*Pecten* sp.).

Stejně horniny skládají také polohu „e“ a „f“ (jádra z vrtu L-44).

Ve vyšší, v elektrokarotážní SP křivce velmi výrazné poloze „g“, je ve spodnější části rovněž detritický lithothamniový vápenec se schránkami fosilií (*Pecten* sp.). Na vrtu L-79, kde poloha „g“ je nejvyšší ve vápencovém tělesu, byl zjištěn zelenošedý polymiktní štěrčík až slepenec s průměrem valounů do 1 cm. Valounky byly většinou dokonale opracované, směrem do nadloží se slepenec stává drobněji zrnitý s přechodem do pískovce. Z komponentů převládá křemen, dále je zastoupen hojně živec a valouny malokarpatského krystalinika. V celé poloze jsou hojné zkameněliny.

Nejvyšší polohy „h“ až „k“ jsou ve většině vrtních jader (L-98, j. č. 4,3 a 5) reprezentované kavernosními lithothamniovými dolomitickými vápenci. Místy, např. v poloze „j“ dochází ke střídání poloh světle bělavě šedého organogenního detritického dolomitického vápence s vrstvičkami tmavěšedého jemně písčitého jílu.

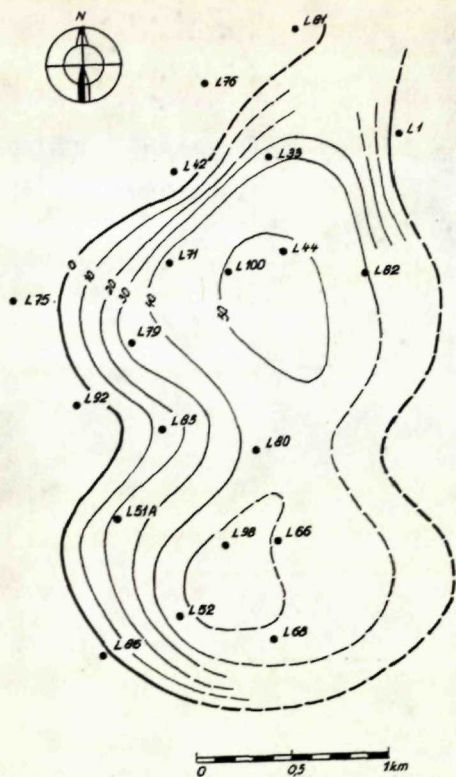
V méně hojných případech se mezi lithothamniovými dolomitickými vápenci zjistily polohy štěrčíku a slepenec stejného charakteru, jak byl výše popsán (s hojnou drťí lithothamnií). U slepenec (vrt L-80) byl místy pozorován pozvolný přechod do lithothamniového vápence.



Obr. 12 Mapa celkové mocnosti bazálních písků a lithotamniových vápenců zóny aglutinací oblasti Láb

ristické místní nadešení, rozložené do tří maxim (obr. 12, 13). V místech největšího středního maxima dosahuje těleso mocnost 120 m nad vlastním lábským obzorem. V rozložení mocností je další charakteristický znak, že u různých vrtů končí do nadloží těleso různými polohami, při čemž rozhraní podle SP křivek je většinou ostré. Ostré rozhraní vůči nadložním pelitům je na různých vrtech v různých polohách. Takto „odřízlé“ jsou např. polohy e, f, g, i, j. Ve většině případů je ostré ukončení na svrchním rozhraní polohy. V některých případech je však také odřízlá vyšší část některé polohy. Při sestrojení profilu pomocí SP křivek (obr. 9, 10) vyplývá stupňovitý terasový povrch tělesa. Pouze u nejvyšších částí tělesa, u poloh „i“ a „k“ se projevuje někdy postupné snižování porovitosti. Jedná se tu o místo, kde přibývá až převládá terigenní složka nad organogenní.

Starý povrch klastických a organodetritických hornin vyplývá z mapy mocností pelitů zóny aglutinací (obr. 14). Je patrné zmenšení mocnosti pelitů v prostoru dnešní elevace Láb-sever. Dále lze z mapy odvodit, že



Obr. 13 Mapa mocností d—h polohy bazálních lithotamniových vápenců zony aglutinancí oblasti Láb — jih

převýšení vrcholu organodetritických hornin proti nejvyšší části vrcholu elevace Láb-sever je v popisovaném prostoru 50 m. Dnešní rozdíl v hloubce pod úrovní mořské hladiny je vlivem pozdějších vertikálních pohybů pouze 10 m. Převládající SSV-JJZ směr je, mimo útesů ve střední části mapy, porušen Z-V složkou. Regionální sklon rozhraní v době před usazením pelitů nepřevyšuje 1° .

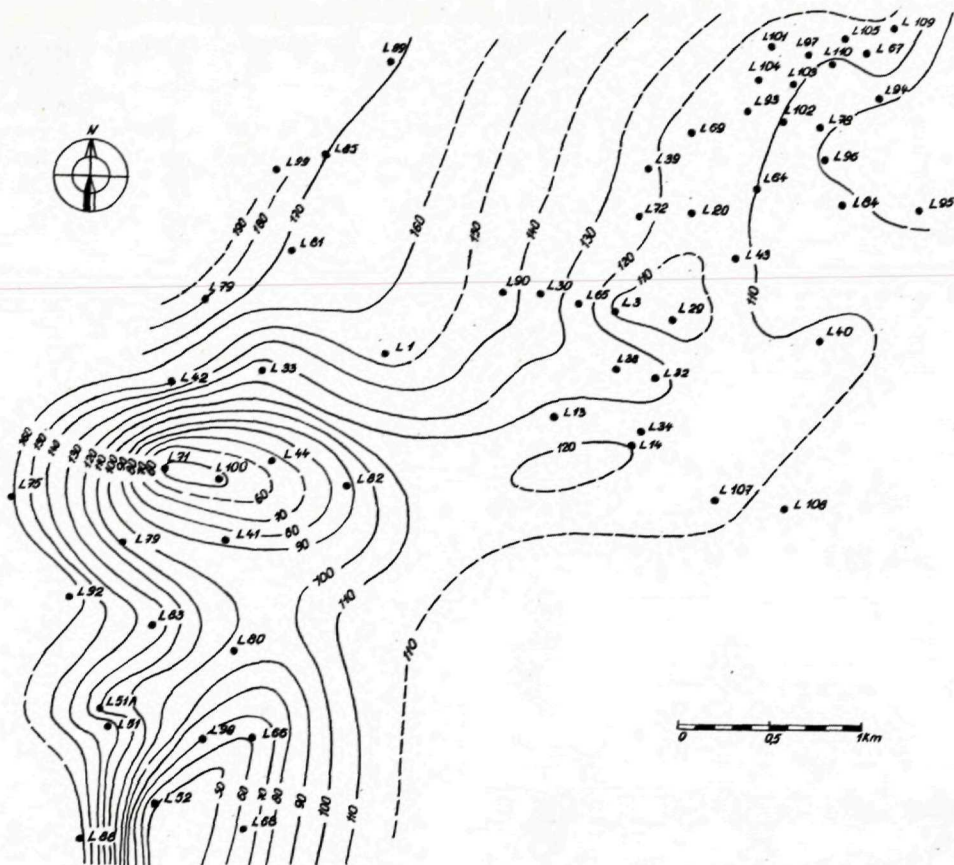
Stálá mocnost pískových poloh a, b poukazuje na sedimentaci na široké příbřežní plošině. Sklon tělesa po usazení pelitů jakubovských vrstev nepřesahoval 1° k Z. V době sedimentace byl sklon nesporně menší. Nikde se nepozorovaly lokální změny mocností, které by indikovaly tvary příbřežních těles.

Bazální polohy tortonu (a, b) lež diskordantně na starších vrstvách. Část klastické složky, zejména písky s dokonale zakulacenými zrnky křemene a dokonale zakulacené valounky, jsou převzaty z lanzendorfské série.

Na podobné případy resedimentace v recentních podmínkách jsem poukázal již výše (H. E. Reineck 1963; Fr. P. Shepard 1964 a j.).

Špatně opracovaná a ostrohranná klastická složka svědčí o primární sedimentaci. Přítomnost, rozměr a malý stupeň opracování malokarpatských hornin dokazuje vysoký horský reliéf pevniny — Malých Karpat — v období intenzivního snosu. Jedná se nejspíše o jevy spojené s mimořádně silnými dešťovými přívaly a vichřicemi. Na podobné jevy v recentních mořích se v literatuře, pokud je mně známo, upozorňuje jedině z Černého moře v kavkazské oblasti (A. A. Aksenov 1965). Podle tohoto autora jsou úlomky hornin a zrnka písku roznášeny vichřicí v pánvi na vzdálenost až desítek km.

Tmavé pelity v přímém podloží pískového tělesa s uhelnými jíly a slojkami hnědého uhlí s celkovým rázem sedimentace „hrušekých vrstev“ (V. Špička 1966) dokládají lagunární prostředí (E. D. Mc Kee 1957). Vzhledem



Obr. 14 Mapa mocností pelitů zony aglutinací oblasti Láb

k plošnému rozšíření uvedené facie a k návaznosti na sedimentaci hruškových vrstev, nelze samostatně aplikovat pojem laguny ve vlastním dnešním geografickém smyslu. Jedná se o velkou plochu severní části pánve, kde po občasném vymoření dna zůstávají reliktní mělké prohlubně.

Střídání čtyř litotypů bazálního pískového tělesa, které se rozlišují hlavně zrnitostí, poukazuje na kolísavé pohyby dna při zachování stejné vzdálenosti od pobřeží. Kolísání hladiny s občasným vymořením dokazují také tenké slojky lesklého uhlí, které jsou mezi polohami písku, aniž by zachovávaly stálou stratigrafickou polohu. Jemnozrnný písek se značnou siltovou složkou odpovídá hlubší vodě, ovšem ještě v rozmezí pobřeží. U dalších typů jsou příznačné časté přechody a zejména u hrubozrnných pískovců jsou charakteristické nepravidelně čoučkovité polohy valounků.

Podobné sedimenty ve vzdálenosti 1–1,5 km od břehu popisuje A. A. Aksenov (1965) z podkavkazského pobřeží Černého moře. Podobnost recentních sedimentů, popisovaných citovaným autorem a řadou jiných pracovníků, např. A. S. Jonin–F. A. Ščerbakov (1961), M. B. Barkovskaja (1961), se sedimenty pískového tělesa poloh a, b lábského obzoru, si zasluhuje bližšího povšimnutí. Shoda je jak v litologii jednotlivých poloh, tak jejich mocnosti a laterálních přechodech. Z žádné jiné oblasti recentních moří nebyly popsány sedimentační podmínky s tak přílehavou analogií. Mimo geotektonické posice sedimentačních prostorů lze z uvedené skutečnosti odvodit závěry o podobnosti konfigurace povrchu Malých Karpat v tortonu s dnešní morfologií Kavkazu. Zmíněnému charakteru sedimentačního prostředí odpovídají rovněž úlomky schránek až lumachellové nahromadění zkamenělin. Dedukce o rovinné snosové oblasti na západní straně pánve (V. Bílovice, Poddvorov) a horském reliéfu na východní straně (Láb) je s určitou tolerancí možno také srovnávat s poměry na východní a západní straně Černého moře (N. M. Strachov 1962).

Pokud místy jsou polohy písků mocné až 10 m, rozštěpují se v S části popisované plochy (L-110) podle SP křivky na větší počet poloh, oddělených pelity. Jedná se tu pravděpodobně o postupně zaplňovanou místní prohlubeň.

Z průběhu SP křivky patrná ostrá rozhraní mezi pískovými polohami s nadložními pelity, soustředěné v určitých místech, lze vysvětlit jediné splavením svrchní části písku před sedimentací pelitických vrstev.

Kupy organodetrítických vápenců jsou uspořádané přibližně na S-J linii, která odpovídá určité hloubce vody.

Tvar tělesa souvisí pouze zčásti s útesovým charakterem, dnešní „reliéf“ je modelován později erosí. O usazení těles v původně souvislých polohách svědčí hlavně možnost spolehlivé paralelisace jednotlivých poloh (c–k) v dnes oddělených kupách. Také přítomnost vrstev písku, štěrčiku a vápnitých jíílů mezi organodetrítickými polohami, dokazuje současné zaplňování okolního sedimentačního prostoru psefiticko-psamitickými horninami. V pelitech, které zakrývají útesy, se nikde v příslušných hloubkách nezjistily laterální přechody. Naopak je na úbočích kup častý ostrý styk organodetrítických vápenců s šedými vápnitými jíily s typickou faunou aglutinovaných foraminifer. Pelity mezi polohami vápenců mají odlišný charakter než pelity nad úbočím útesů.

Uvedené skutečnosti umožňují vyslovit domněnku, že mezi usazením písků a organodetrítických vápenců bylo období snosu, kterému padla za oběť asi 100 m mocná poloha sedimentů. „Svědecké hory“ zpevněných organodetrítických vápenců zůstaly přitom zachovalé.

K tomuto problému přináší zajímavá zjištění V. Molčíková (1961) v rámci ekologického rozboru mikrofauny. Mikrofaunistická společenstva v rozmezí bazálních psefitickopsamitických poloh odpovídají zčásti „sublitorálu“ a „litorálu“ se salinitou kolem 30‰ nebo i se sníženou salinitou. Asociace, poukazující na sníženou salinitu pod 18‰, byly nalezeny i v nejvyšších polohách lithothamniového komplexu (na vrtu L-42). Naproti tomu bohatá společenstva aglutinujících druhů ve vápnitých jílech, často v přímém

nadloží bazálních poloh (a—b), řadí tyto vrstvy do mělkého až hlubšího neritika (hloubka vodního pokryvu přes 100 m), s mořskou salinitou $34^{\circ}/_{\infty}$. Je patrné, že závěry, odvozené z litologických a geologických poznatků se shodují s rozbořem mikrofauny. Zařazení období snosu před poklesem, odpovídajícím sedimentaci jakubovských vrstev, těmto rozborům nikterak neodporuje.

Klidnou sedimentaci nadložních vápničných jílu v hlubším prostředí dokládá monotonní litologický vývoj a dokonalá vrstevnatost hornin.

Dokonalá vrstevnatost je doložena možností korelace nepatrných výchylek v odporové elektrokarotážní křivce na všech vrtech. Drobné výchylky se tvarově místy rytmicky opakují. Mocnosti rytmů jsou kolem 30 m. Z makroskopického popisu vrtních jader nemáme pro vznik drobných výchylek odporové křivky spolehlivě doložené litologické vysvětlení. Jde nejspíše o malé rozdíly ve vápnitosti, podmíněné klimatickými změnami v souvislosti se snosem provenientních hornin.

Veškeré znaky těchto vrstev odpovídají hlubšímu sedimentačnímu prostředí. Velká mocnost vrstev pelitů vyžaduje předpoklad přínosu kalového materiálu do pánve velikými toky (N. M. Strachov 1962) a jeho dokonalé rozmístění po akvatoriích. Rozmístění lze vysvětlit pravděpodobně pouze silným vlněním vlivem větrných bouří (A. A. Aksenov 1965). V popisované oblasti nevyplývá z rozboru mocností výraznější synsedimentární poklesávání dna, i když v celopánevním měřítku jsou pro takové vklesávání četné důkazy.

Do tlače doporučil J. Hromec

LITERATURA

- [1] Aksenov A. A., 1965: Někotoryje rezultaty izučeniya sovremennyh facij pribrežnoj zony morja. *Litol. i polez. iskopajemyje*, No. 2, Moskva. — [2] Barkovskaja M. G., 1961: Zakonomernosti raspredčleniija terigennoho sovětskogo poberežija Černogo morja. *Tr. In-ta okeanol. AN SSSR*, T. 53, Moskva. — [3] Bílek K., 1953: Výpočet zásob zemního plynu a nafty ložiska Brodské k l. 7. 1953. Geofond, Praha. — [4] Bílek K., 1954: Závěrečná geologická zpráva o průzkumné činnosti v oblasti Láb—Vysoká za rok 1952 a 1953. Geofond Praha. — [5] Bílek K., 1955b: Závěrečná geologická zpráva o průzkumné vrtní činnosti v oblasti Brodské za rok 1953 a 1954. Geofond Praha. — [6] Bílek K., 1964: Výpočet zásob plynu a nafty ložiska Láb k l. 1. 1964. Geofond Praha. — [7] Botvinkina L. N., 1953: Uslovija nakoplenija ugljenosnoj tošči v leninskom rajoně Kuzněckogo basejna. *Trudy Insr. geol. nauk SSSR*, Vyp. 1939, Moskva. — [8] Brunn I. H.—Desprairies A., 1965: Etude sédimentologique préliminaire des formations á caractères Flysch et Molassé. *Rev. géogr. phys. et géol. dynam.* 7/4, Paris. — [9] Buday T., 1955: Současný stav stratigrafických výzkumů v spodním a středním miocénu dolnomoravského úvalu. *Věstník ÚÚG*, XXX, Praha. — [10] Buday T.—Špička V., 1959: Geologický vývoj slovenské části Vídeňské pánve ve světle podrobných výzkumů lakšárské elevace. *Rozpravy ČSAV*, 69/9, Praha. — [11] Denisova T. A., 1962: Sloistost dobrotovskoj svity i uslivija jejo obrazovanija. *Izv. vyšš. učebn. zavedenij, Geol. i razvědka*, No. 2, Moskva. — [12] Dlabač M.,

1958 a: Akumulace nafty a plynu v sarmatu a tortonu čsl. části vnitroalpské Vídeňské pánve. Práce Ústavu pro naft. výzkum, publ. 42/XI, Brno. — [13] Hromec J., 1964: Výroční geologická zpráva o výsledcích hlubinného průzkumu, provedeného v roce 1963 v prostoru oblasti Brodské — vysoká kra, Geofond Praha. — [14] Hromec J., 1965: Výroční geologická zpráva o výsledcích hlubinného průzkumu v oblasti Brodské vysoká kra za rok 1964. Geofond Praha. — [15] Jonin A. S.—Ščerbakov L. P., 1961: Sloistost přibřežnomorských otloženij v vostočnoj části Černého morja. Okeanologija, T. 1/5, Moskva. — [16] Kee Mc E. D., 1957: Primary structures in some recent sediments. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 41/8, Tulsa. — [17] Košečkin B. I., 1959: Stratigrafija donnych osadkov Tamanskogo zaliva a jejo svjaz s vnutrivenkovymi kolevanijami klimata. Doklady AN SSSR, T. 127, Moskva. — [18] Lorenc L., 1961: Těžebně geologická studie o zapojení největší ložiskové jednotky na plynové ložisko Láb-jih. Geofond Praha. — [19] Lorenc L., 1962: Nová koncepce naftonosnosti lábského obzoru v prostoru tzv. „lábských meziker“. Geofond Praha. — [20] Lorenc L., 1964: Zhodnocení ověřovacích vrtů na ložisku Láb-sever a I. etapa projektu otvírky tohoto ložiska. Geofond Praha. — [21] Molčíková V., 1961: Ekologická studie v tortonu československých Karpat. Geofond Praha. — [22] Moore D. G.—Scruton P. C., 1957: Minor internal structures of some recent unconsolidated sediments. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., vol. 41, Tulsa. — [23] Mořkovský M., 1964: Analýsa ložiska Brodské. Geofond Praha. — [24] Müller G., 1964: Die Korngrößenverteilung in den rezenten Sedimenten des Golfes von Neapel. Deltaic and Shallow Marine Deposits. Amsterdam—London—New York. — [25] Reineck H. E., 1963: Sedimentgefüge im Bereich der südlichen Nordsee. Abh. Senckenb. Naturf. Ges. 505. Frankfurt a. M. — [26] Shepard F. P., 1964: Criteria in modern sediments useful in recognizing ancient sedimentary environments. Deltaic and Shallow Marine Deposits. Amsterdam—London—New York. — [27] Shepard F. O., Moore D. G., 1955: Central Texas coast sedimentation, characteristics of sedimentary environments, recent history and diagenesis. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., vol. 39, Tulsa. — [28] Strachov N. M., 1962: Osnovy teorii litogeneza. Izd. AN SSSR, T. 1, Moskva. — [29] Špička V., 1966: Paleogeografie a tektogeneze Vídeňské pánve a příspěvek k její naftové geologické problematice. Rozpravy ČSAV, řada MPV, roč. 76/12, Praha. — [30] Weller I. M., 1930: Cyclical sedimentation of the Pennsylvanian period and its significance. Journ. Geol., vol. 38, Chicago. — [31] Young R. G., 1957: Late Cretaceous cyclic deposits, Book Cliffs, Eastern Utah. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., vol. 41, Tulsa.

PAVOL GROSS*

GEOLOGIA ZÁPADNEJ ČASTI LIPTOVskej KOTLINY

(2 obr. v texte, 2 tab. na kriede, anglické resumé)

The author describes the geological structure of the western part of the Liptov depression, emphasizing lithological, tectonical and palaeogeographical aspects. There appeared lithofacies such as have not yet been described in the Liptov depression (claystones of Menilite type and non-Flysch sandstone-conglomerate formation.) In some cases, opinions about the tectonic structure of the depression are different from the existing ones. Basing upon the study of oriented sedimentary structures and upon micropalaeontological examinations, two source zones of the elastics material have been determined.

V rámci základného geologického výskumu paleogénu liptovskej kotliny sme v rokoch 1968—1970 spracovali jej západnú časť. Mapovacie práce boli robené v mierke 1:25 000 na území v. od Ružomberka, približne po líniu Dúbrava—Sokolče—Ižipovce na východe. Stratigrafia bola vypracovaná na základe štúdia mikrofauny (O. Samuel 1970), veľkých foraminifér (E. Köhler 1970), makrofauny (J. Papšová 1970) a peľových zŕn (P. Snopková 1970).

V tomto príspevku uvádzame najnovšie výsledky geologického výskumu predmetnej oblasti, pričom pri stratigrafickom zaraďovaní litofácií sa opierame o výsledky vyššie uvedených paleontológov.

O centrálnokarpatskom paleogéne v západnej časti liptovskej kotliny pojednávajú viacerí autori, ich práce sú však buď úzko špecializované, alebo sa dotýkajú iba menších plošných celkov. Kotlina bola systematicky a komplexne spracovaná pri vypracúvaní generálnych máp ČSSR v mierke 1:200 000 v rokoch 1955—1964. Geologické, petrografické, hydrochemické a geofyzikálne pomery v záp. časti liptovskej kotliny podrobnejšie opísal F. Chmelík (1963) na základe štruktúrneho vrtu Vlachy-1.

V centrálnokarpatskom paleogéne študovanej oblasti sme rozlíšili tieto litologicko-faciálne súvrstvia:

1. Bazálna transgresívna litofácia — a) *konglomeráty* jemnozrnné

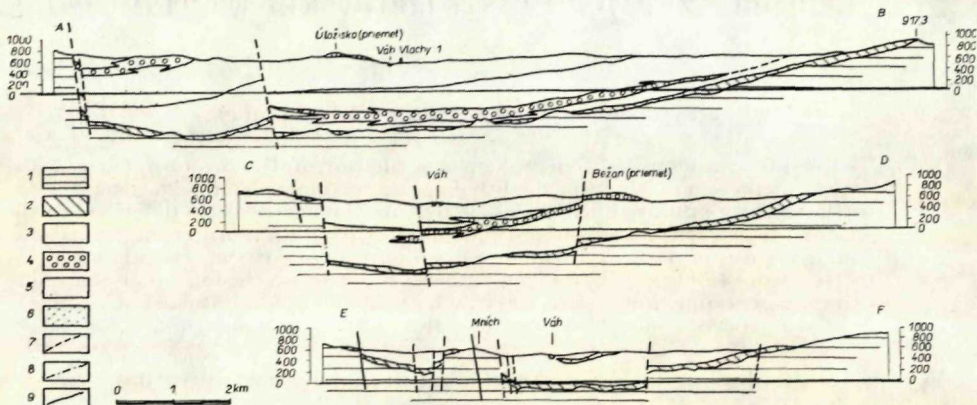
* Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava, Mlynská dolina I

až hrubozrnné, brekie (hruboúlomkovité karbonáty); b) *detritické vápence* (kalkarenity), pieskovec; c) *organodetritické* a *organogénne vápence*.

2. Ílovcová litofácia — a) *vývoj menilitových ílovcov* (lokálne); b) *ílovce* v absolútnej prevahe nad ojedinelými lavicami pieskovec a drobnozrnných zlepcov.

3. Flyš — a) *normálny*, s pomerom P:I od 2:1 do 1:2; b) *s vývojom hrubých pieskovecých lavíc* a pomerom P:I približne 1:1.

4. Neflyšový pieskovecovo-zlepcový vývoj — sedimenty podmorských náplavových kuželov, resp. kanálové uloženie.



Geologické profily západnou časťou Liptovskej kotliny

1 — mezozoikum vcelku; 2 — bazálna transgresívna litofácia; 3 — ílovcová litofácia; 4 — neflyšový, pieskovecovo-zlepcový vývoj; 5 — normálny flyš, pieskovec v rovnováhe s ílovcami; 6 — normálny flyš, s vývojom hrubých pieskovecých lavíc; 7 — zlomy predpokladané, zakryté; 8 — zlomy zistené, zakryté; 9 — zlomy zistené, odkryté

Geological cross-sections through the western part of the Liptov depression

1 — entire Mesozoic; 2 — basal transgressive lithofacies; 3 — claystone lithofacies; 4 — non-Flysch sandstone-conglomerate formation; 5 — normal Flysch, sandstones in balance with claystones; 6 — normal Flysch with a formation of thick sandstone beds; 7 — faults supposed, buried; 8 — faults found, buried; 9 — faults found, exposed

Bazálna transgresívna litofácia

Označujeme ňou sedimenty, ktoré ležia diskordantne na mezozoickom podloží a majú transgresívny, neflyšový charakter.

Predpokladáme, že po laramskej fáze vrásnenia oblasť dnešnej liptovskej kotliny bola až do najvyššej časti stredného eocénu súčasťou „slovenskej pevniny, resp. liptovského polostrova“ (D. Andrusov 1965, R. Marschalko 1968), tektonicky málo aktívneho, kde došlo iba lokálne k sedimentácii kontinentálnych predtransgresívnych uložení. Tieto sedimenty, podobne ako aj v iných územiach (R. Marschalko 1966) vyplňajú nerovnosti predtransgresívneho reliéfu. Pretože sme nezískali z nich faunu ani flóru, predpokladáme,

že tu ide predovšetkým o pokriedové sute pod strmými svahmi. Do tohto typu pričleňujeme niektoré dolomitové brekcie až brekciovité dolomity, ležiace obyčajne v „kapsách“ stredotriasových dolomitov a pod bazálnym súvrstvom s morskou faunou. Na základe ich pozície v panve možno ich chápať ako pokriedové molasové sedimenty.

Hruboklastické a vápnité sedimenty bazálnej litofácie vytvárajú na juhu kotliny viac-menej pravidelnú obrubu Nízkych Tatier, ktorá je len lokálne prerušená popaleogénnou zlomovou tektonikou poklesového charakteru. Pozdĺž týchto zlomov bazálne súvrstvia poklesli, takže sa s mezozoickými horninami Nízkych Tatier miestami stýkajú až nadložné súvrstvia flovcovej litofácie. Menšie a často nesúvislé výskyty bázy nachádzame pri z. ukončení liptovskej kotliny, v úseku hrad Likava—Lisková—Turík, kde je neskoršími tektonickými pohybmi silne vyzdvihnutá. Od obce Turík až po vyústenie Prosieckej doliny, t. j. na s. ohraničení kotliny, bazálne sedimenty už nevystupujú na povrch. Tu pozdĺž podtatransko-chočského zlomu sa stýkajú s mezozoikom už iba vyššie flyšové horizonty. Ojedinelý výskyt bazálneho paleogénu spolu s podložným dolomitom je v malom izolovanom ostrovčeku vo flyši sz. od Prosieka.

Bazálny paleogén je tvorený drobnozrnnými až hrubozrnnými zlepcami; detritickými vápencami (kalkarenitmi), detritickými dolomitmi; pieskovecami; organodetritickými a organogénnymi vápencami. Uvedené sedimenty sú laterálne i vertikálne navzájom spojené postupnými prechodmi (brekcie — zlepence — detritické a organodetritické vápence). Charakteristickým znakom pre bazálny paleogén v celom študovanom území je, že v ani jednom prípade sme v zlepencoch či brekciách nenašli valúny z kryštalinika. Tento nápadný jav vysvetľujeme tým, že v predpokladanej zdrojovej oblasti bazálnych súvrství (rozprestierala sa jz. od štud. oblasti), približne v priestoroch dnešných Nízkych Tatier, neboli vtedy ešte odkryté kryštalinické série, ale iba obal, prípadne vyššie veporidné jednotky.

Ďalšou výraznou črtou bazálnej litofácie je skutočnosť, že kým v najzápadnejšej časti kotliny, od Ružomberka po Sliačanskú dolinu, sú priamym podloží dolomity chočského príkrovu, od Sliačanskej doliny smerom na V plnia túto funkciu slienité vápence a slieňovce neokómu krížňanského príkrovu. Na dolomitoch sa usadili bazálne súvrstvia tvorené prevažne dolomitovými brekciami a zlepcami (takmer bez fauny); na horninách neokómskych zasa v prevažnej miere organodetritické a organogénne vápence s veľmi hojnou a pestrú faunou. Pozorujeme tu priamy vzťah transgredujúceho paleogénu k jeho podložiu. V prípade realizácie hlbších vrto v kotline možno pod organodetritickými bazálnymi súvrstviami očakávať už iba krížňanský príkrov a obalové súvrstvia, avšak pod bázou tvorenou dolomitovými zlepcami a brekciami navyše i rôzne mocné súvrstvia chočského príkrovu.

Najmenšiu mocnosť bázy predpokladáme v osovej časti kotliny (vo vrte Vlachy-1 má hrúbku 54 m — F. Chmelík 1963), maximálnu hrúbku v miestach prechodu kotliny do Nízkych Tatier (cca do 150 m).

Vek bazálnej transgresívnej litofácie bol určovaný rozborom veľkých foraminifér (E. Köhler 1970), pričom tu boli zistené tieto druhy:

Nummulites perforatus (Montfort), *Assilina exponens* (Sowerby), *Nummulites millicaput* Boubée, *Nummulites striatus* (Bruguiere), *Nummulites variolarius* (Lamarck), *Nummulites semicostatus* (Kaufmann), *Nummulites cf. fabianii* (Prever), *Operculina alpina* Douvillé, *Discocyclina pratti* (Michelin) atď.

Asociácie poukazujú na vrchný lutét až priabón, pričom maximum sedimentácie nastalo vo vrchnom eocéne.

Ílovcová litofácia

V nadloží bazálneho súvrstvia je v liptovskej kotline vyvinuté rozľahlé, hrubé a monotónne súvrstvie ílovcov. Hranica medzi bazálnym súvrstvom a ílovcovou litofáciou je takmer všade morfológicky výrazná, pretože obe majú rozdielnu odolnosť voči zvetrávaniu. Ílovcová fácia má na rozdiel od bazálneho paleogénu, vytvárajúceho členitý, strmo stúpajúci reliéf na s. okraji Nízkych Tatier, reliéf pomerne plochý, morfológicky málo výrazný. Hranica medzi ílovcovou litofáciou a nadložným flyšom je morfológicky menej výrazná.

Najspodnejším súvrstvom ílovcovej litofácie je lokálny vývoj ílovcov menilitového typu, vyvinutých nad bazálnymi dolomitovými zlepcami j. od Ružomberka (cca 350—400 m jz. od tehelne).

Vrstvy menilitového typu boli opisované v najbližšom okolí pri s. úpätí prosieckych hôr (D. Andrusov 1931, 1965), v rajeckej kotline (D. Andrusov 1965), v turčianskej kotline (D. Andrusov 1965; N. Kulawczyková 1957 in D. Andrusov 1965), v kotline handlovskej a v šambrónskych vrstvách Spišskej Magury (in Fr. Pícha 1962).

Dosiaľ sme však nenašli v menilitových ílovcoch mikrofaunu. Podľa vystupovania v tesnom nadloží bázy a pod presne stratigraficky doloženými ílovcami ílovcovej litofácie začleňujeme ich do spodného priabónu.

Menilitové ílovce sú čokoládovohnedej farby, sú laminované a neobyčajne tvrdé. Po krátkom navetraní nadobúdajú charakteristickú žltobielu patinu a rozpadávajú sa na tenké ostrohranné úlomky. Takmer v každom úlomku sú prítomné rybie šupiny o priemere do 4 mm. Sú nevápnité. V mikroskope vidno, že ílovce sú tvorené žltouhnedou kremito-ílovitou kryptokryštalickou hmotou s ojedinelými ostrohrannými zrnkami kremeňa (0,06—0,1 mm), tabuľkami muskovitu usporiadanými rovnobežne s bridličnatými plochami. Z akesoríí je prítomný iba zirkón.

V nadloží bazálnej transgresívnej litofácie sa bežne nachádzajú vápnité i nevápnité ílovce s ojedinelými vložkami drobových pieskovecov alebo šošovkovitých drobnozrnných zlepcov. V prirodzených odkryvoch sú to sivožlté, sivobiele až modrasté jemnopiesčité laminové ílovce, bridličnato až lístkovito rozpadavé, s odlučnosťou v polohách 5—150 cm

ubých. Na odľučných plochách je častý, zhodne s bridličnatostou orientovaný muskovit bežné povlaky oxidov Fe a Mn. Dost bežné sú v nich zväzky lamín siltovcov, tiež –10 cm hrubé lavičky jemnozrnných homogénne zvrstvených pieskovecov s čerinovou mináciou. Menej časté sú do 100 cm hrubé lavice homogénne a nepravidelne zvrstvených drobových pieskovecov. V drobozrnných zlepených vložkách sú okrem najčastejších karbonátových valúnov aj valúny z kryštalínika, ktoré sa prvýkrát objavujú až tejto litofácii.

Na základe podrobného geologického mapovania, doplneného technickými prácami sme v z. časti kotliny zistili menšie plošné rozšírenie tejto litofácie, ako uvádza prehľadná geologická mapa ČSSR 1:200 000 (F. Chmelík in M. Maheľ a kol. 1964) a mapa F. Chmelíka z roku 1963 (Opěrná vrtna Vlachy-1). Na týchto mapách ílovcová litofácia vytvára širokú obrubu okolo celej západnej časti liptovskej kotliny od Kvačian cez Liptovskú Teplú, Ružomberok, Liptovské Sliače až Dúbravu. Ako sme zistili, ílovcová litofácia od tektonickej línie Turík—Partizánska Ľupča na SV (t. j. medzi Váhom a Chočským pohorím) už nevystupuje, ale je tu poklesnutá, pričom na povrchu vystupujú už typické nadložné flyšové sedimenty. Tento poznatok je dôležitý pre hľadiska posudzovania hrúbky paleogénnych sedimentov na styku kotliny a Chočským pohorím.

Hrúbka ílovцovej litofácie narastá od s. okraja Nízkyh Tatier smerom do kotliny, pričom predpokladáme jej maximálnu mocnosť 700 až 800 m (vo Vlache Vlachy-1 má hrúbku 580 m).

Vek ílovцovej litofácie bol zisťovaný hlavne štúdiom mikrofauny (O. Samuel 1970). V jej najspodnejších horizontoch bola nájdená asociácia, ktorá dikuje spodnopriabónsky vek (*Globigerina eoceana compacta* Subbotina, *lobigerina aff. linaperta* Finlay, *Globigerapsis aff. index* Finlay, *Turborotaria (A.) rotundimarginata* (Subbotina) atď.). Vo vyšších súvrstviach ílovцovej litofácie bola nájdená asociácia indikujúca vrchnopriabónsky vek (*Globigerina officinalis* Subbotina, *Globanomalina micra* Cole, *Globorotarioides suteri* Bolli, *Globigerina pseudovenezuelana* Banner & Blow atď.). V súlade s tým sú aj výsledky štúdia veľkých foraminifér (E. Köhler 1970), ílofov a spór (P. Snopková 1970).

Flyš

Podľa N. B. Vassojeviča (1960) je flyš charakterizovaný tým, že podiel hrubšie klastických polôh nie je menší ako 3—3,5 %, t. j. 1/30 a nie je väčší ako 66—67 %, t. j. 2/3. V zmysle tejto definície flyša všetky sedimenty ležiace v normálnych postupnostiach nad ílovцovou litofáciou sú typickým flyšom. V rámci veľkých flyšových postupností flyšových facií (S. Dzulyński—A. Y. Smith 1964) sú tzv. „subfacie“, v ktorých prevládajú buď pieskovce, alebo ílovce, prípadne sú v rovnakých mocnostiach. Tieto kolíšu v prie-

store i čase a obvykle sú uložené konkordantne. Pretože v paleogéne z. časti kotliny sú vyvinuté flyšové sedimenty zhruba v pomere 1:1, zaradujeme ich k subfácii normálneho flyša. Do tejto subfácie však zahrňujeme všetky flyšové postupnosti s hraničnými hodnotami pomeru P:I od 1:2 do 2:1.

Podrobnejšie členenie flyša tu nie je možné. Kým na východnom Slovensku v centrálnokarpatskom paleogéne spišskej kotliny, Levočského pohoria, Šarišskej vrchoviny (R. Marschalko—A. Radomski 1960) dochádzalo takmer súčasne k zaplňaniu flyšového bazénu z dvoch až troch zdrojových zón, v dôsledku čoho vznikali rôzne typy flyša, v západnej časti liptovskej kotliny existovala vtedy iba jedna preukázateľná zdrojová oblasť vynorená na JZ od študovaného územia (preukázané meraním orientovaných sedimentárnych textúr).

Vývoje typického drobnorytmického flyša s pomerom P:I 1:1 sú napr. jz. od Lúčok, jv. od Kalamen, s. od Vlašiek atď.

Pre tento vývoj je charakteristické striedanie sa pieskovcov a ílovcov v polohách hrubých 3—20 cm. Pieskovce sú tu najčastejšie strednozrnné a jemnozrnné, homogénne zvrstvené, vápnité. Laminácia v niektorých laviciach býva zvýraznená miestami hojnou uhoľnou drvinou, prípadne rovnožečne usporiadanými tabuľkami muskovitu. Prechod z pieskovcov do ílovcov býva obyčajne ostrý. Ílovce sú takmer vždy vápnité, bridličnato až lístkovito rozpadavé. Bežná je v nich siltová až piesčitá prímes. V niektorých odkryvoch však prevládajú pieskovce nad ílovcami.

Väčšina územia je budovaná flyšom strednorytmickým, s lavicami pieskovcov a ílovcov do 130 cm, v priemere 40—60 cm. Dobré je odkrytý v záreze novej cesty pri obci Likavka, kde sme rozlíšili: *Gradačne zvrstvené pieskovce 25 %, homogénne a nepravidelne zvrstvené pieskovce 66,66 % a konvolútne zvrstvené jemnozrnné pieskovce 8,33 %.*

Pieskovce v tomto vývoji sú premenlivo vápnité, modrosivej farby, po navetraní žltnú až hnednú a stávajú sa rozpadavými. V blízkosti puklín a vrstevných plôch vidno výrazne liesegangové lemvy. Gradačne zvrstvené pieskovce prechádzajú navrchu postupne do ílovcov s dosť častými laminami čierneho lesklého uhlia. V strednozrnných homogénne a nepravidelne zvrstvených pieskovcoch sú časté úlomky paleogénných ílosiltovcov, siltovcov, menej často pieskovcov.

Vývoje strednorytmického až hruborytmického flyša nachádzame v okolí Úložiska k. 741,5 m, Vlašiek a Liptovskej Mary. F. Chmelík (1963) zahrňuje tento flyš podmienčne do prechodného pieskovcového súvrstvia. Štúdiom početných umelých odkryvov (v súvislosti s budovaním vodného diela Liptovská Mara) sme zistili, že flyš vo vyššie vymedzenom území sa ničím podstatným neodlišuje od ostatného flyša v kotline. Striedajú sa tu pieskovce a ílovce v pomere zhruba 1:1, miestami s miernou prevahou pieskovcov. Jedným z rozdielnych znakov od ostatného flyša je výskyt niekoľkých 350—400 cm hrubých pieskovcových lavíc (vystupujú na j. svahoch Úložiska),

ktoré sú príčinou trocha výraznejšieho reliéfu. Ďalším rozlišujúcim znakom je, že tu takmer nevystupujú gradačne zvrstvené pieskovce, ale iba pieskovce homogénne a nepravidelne zvrstvené a tiež že v hrubších polohách ílovcov sú vyvinuté miestami až 10—20 cm hrubé šošovkovité polohy pelokarbonátov Fe (ktoré sú dosť bežné v ílovcovom vývoji). Presné určenie a zaradenie tohto vývoja do niektorej z flyšových subfácií sťažuje ich pomerne malé plošné rozšírenie. Na základe pomeru P:I, ktorý je tu zhruba 1:1, ojedinele 2:1, tvorí pravdepodobne prechodnú časť medzi ílovcovo-pieskovcovým vývojom a typickým prechodným pieskovcovým vývojom v zmysle členenia F. Chmelíka (1958—1960).

V západnej časti liptovskej kotliny sme nenašli litologický ekvivalent najvyššieho pieskovcového súvrstvia, ktorým končí paleogénny sedimentačný cyklus napr. v Levočskom pohorí, v žilinskej alebo rajeckej kotline.

Z poznatkov zo štruktúrneho vrtu Vlachy-1, geologického mapovania a doterajších geofyzikálnych prác vyplýva, že hrúbka flyša v z. časti kotliny postupne narastá od južnej a západnej hranice smerom do stredu panvy, pričom maximálne mocnosti do 650 m predpokladáme medzi obcami Hliník a Ižipovec (vo vrte Vlachy-1 bolo navŕtané 560 m flyša).

Z hľadiska obsahu mikrofauny (určoval O. Samuel 1970) je flyšová litofácia veľmi podobná ílovcovej litofácii. Na základe výskytu druhov *Globigerina officinalis* Subbotina, *Chiloguembelina* cf. *gracillima* (Andreae), *Globigerina pseudovenezuelana* Banner & Blow, *Globigerina praebulloides* Banner & Blow a ojedinelých výskytov *Globigerina officinalis* Subbotina s *Globigerinou postcretacea* Miatliuk vyplýva, že hlavná masa flyšovej litofácie sa usadzovala vo vrchnom priabóne a len jej najvyššia časť s najväčšou pravdepodobnosťou v spodnom oligocéne.

Neflyšový pieskovcovo-zlepenkový vývoj

(Sedimenty podmorských náplavových kuželov; kanálové uloženiiny v zmysle W. R. Normarka—D. J. W. Pipera 1969). V priestoroch s. od Stredného Sliacha, medzi pahorkami Bežan, k. 669,6 m a Kostolnou horou, k. 595,4 m, vystupuje veľmi osobitý, v paleogéne netypický neflyšový pieskovcovo-zlepenkový vývoj.

Starší pracovníci v tejto oblasti, napr. J. Koutek (1930) začlenili tieto silne rozpadavé pieskovce a zlepence spolu s ich nadložnými kvartérnymi sedimentmi do tzv. plošinových štrkov Bežana. Podobne i D. Štúr a B. Maláth (in J. Koutek 1930) poznali tento vývoj a považovali ho za pliocénny „Belvederschotter“, zložený z dobre opracovaných valúnov kremeňa, granitu, melafýrov, permotriasových kremencov, arkóz a pieskovcov. Pretože kvartérne terasové sedimenty tu priamo ležia na silne rozpadavých paleogénnych hrubozrnných pieskovcoch a zlepencoch s veľmi podobným horninovým zložením valúnov, mohlo ľahko dôjsť k ich spoločnému zatriedeniu medzi

kvartérne sedimenty. Podobne ani v generálnej prehľadnej mape ČSSR 1:200 000 nie je tento vývoj zakreslený.

Na základe rozšírenia tejto litofácie, jej typov zvrstvenia, pozície v panve, neprítomnosti vrstevných pelitických sedimentov (okrem intraklastov), petrografického zloženia valúnového materiálu a pieskovecov, iného stupňa diagenézy ako u ostatných paleogénnych sedimentov vyplývajú špecifické podmienky vzniku fácie.

Veľmi podobné sedimenty s tými istými typmi zvrstvenia, rozšírením a prstovitým vклиňovaním sa do okolitých synsedimentárnych litofácií opísal W. R. Normark a D. J. W. Piper v záp. časti USA, v tzv. Dohenny Chanel. Tu je do siltovcov vrchnomiocénného veku vrezaný kanál, vyplnený predovšetkým hrubozrnnými pieskovecami s blokmi flocov a rôznymi „utopenými“ valúmi. Nájdené foraminifery poukazujú na hĺbku cca 600 m. Pre veľkú nestálosť v priestore a rýchle vyклиňovanie, prípadne znova nasadzovanie vrstiev bez akejkoľvek zákonitosti nazvali tieto uloženiny „chaotický facies“. V ich nadloží opisujú tzv. bedded facies (vrstevné fácie), kde jednotlivé vrstvy sa dajú sledovať stovky metrov. Vo v. časti vývoja sa vrstevné fácie vклиňujú do chaotických ácií, čím je preukázaná súčasná depozícia dvoch fácií v tejto oblasti. ■■■■■■ ■

V našom prípade ide o podobný vývoj, lenže v starších sedimentoch. Predpokladáme, že počas sedimentácie paleogénnych súvrství v oblasti dnešnej liptovskej kotliny bola niekde južnejšie (približne v miestach priebehu Nízkyh Tatier) pevnina — nízkotatranský ostrov (resp. moravsko-slovenská pevnina v zmysle D. Andrusova 1965), z ktorého tiekla rieka do paleogénneho mora. Pretože predpokladáme dvíhanie sa dnešných Nízkyh Tatier už počas paleogénu, musela rieka nadobúdať väčší spád a tým aj rýchlejší tok. Prúd rieky pokračoval zotrvačnosťou aj v morskom prostredí, pričom vytrhával zo dna ešte málo spevnené paleogénne sedimenty. Prúd bol v určitom úseku taký rýchly, že v pomerne mäkkých flovitých horninách vyrýl hlboký kanál. V závislosti od jeho rýchlosti (sezónne výkyvy a pod.) bol striedavo niekoľkokrát zaplňaný a erodovaný. Pretože transgresia paleogénneho mora postupovala približne od S — SZ k J, skôr vyhlbené úseky kanála sa dostali do hlbších a vzdialenejších častí mora, kde pri znížených rýchlostiach prúdu dochádzalo k sedimentácii až k úplnému vyplneniu kanála vypádajúcim klastickým materiálom, prípadne až k vzniku podmorského náplavového kužeľa. V pozdĺžnom reze kanálovými sedimentmi vidno zmenšovanie sa rozmerov klastických častíc v smere od predpokladaného ústia rieky do mora. V distálnych častiach podmorského kužeľa (jz. od Liptovského Michala) vidno prstovité vклиňovanie sa do flocovej litofácie, resp. flyša, čo je dôkazom súčasnej sedimentácie až troch litofácií (kým bližšie k okraju panvy sa usadzovala flocová litofácia, vo vzdialenejších častiach súčasne sedimentoval flyš). Dĺžka „prstov“ kanálových uloženín do okolitých hornín je v priamej závislosti od vodnatosti rieky, prípadne rýchlosti prúdu.

Reprezentantom tohto vývoja sú odkryvy j. od Bežana a Kostolnej hory

a s. od Stredného Sliača. Vystupujú tu polymiktné, nevrstevnaté, drobnozrnné zlepenec, v ktorých sú okrem charakteristických intraklastov aj šošovky hrubozrnných pieskocov, alebo opačne, v hrubozrnných, silne rozpadavých nevrstevnatých pieskococh (drobách) sú šošovkovité alebo šmuhovite sa rozplývajúce polohy drobnozrnných zlepenecov (tab. XXI, obr. 1, 2). Na rozdiel od flyšových súvrství, kde možno jednotlivé lavice sledovať stovky metrov, tu je vykliňovanie a šmuhovité zapúšťanie jednej frakcie do druhej také časté a rýchle, že nie je možné nájsť nejaký korelačný horizont alebo lavicu. Pojem „chaotická fácia“ je teda mimoriadne výstižný. Bežné sú prípady, že piesčitejšie polohy sú menej náchylné k zvetrávaniu ako drobnozrnné zlepenec s karbonátovo-ílovitým tmelom, a tak selektívnym zvetrávaním vznikajú bizarné tvary, morfológiu pripomínajúce skalné mestá.

Drobnozrnné zlepenec sú tvorené valúnikmi 0,5–1 cm, max. 3 cm. Sú veľmi dobre opracované a tvorené prevažne kremencami, rohovcami, kremeňom, menej často vápencami, dolomitmi, prípadne kvarcitmi, granitoidnými horninami, sericiticko-chloritickými bridlicami, bazickým horninami, grafitickými bridlicami a i. bližšie neurčiteľnými metamorfovanými horninami. Bežné sú aj úlomky a závalky paleogénnych ílovcov, siltocov, pelokarbonátov Fe, numulitových vápencov a pieskocov o veľkosti do 35 cm. Základnú piesčitú hmotu medzi valúnmi tvorí prevažne kremeň, muskovit, menej často živce, biotit, granát, z akcesórií sú prítomné mikroklín, glaukonit, chlorit, fosfáty, chalcedón, apatit a pyrit. Bežné sú aj zrná vyššie opísaných hornín. Medzi pieskocovými zrnami je častá sericiticko-ílovitá medzerná hmota, prípadne i s karbonátovým tmelom. Na drobných valúnoch kremencov, kremeňa, menej často karbonátov sú miestami veľmi charakteristické lesklé pyritové povlaky, spôsobujúce zlatistý lesk zlepenecov. Valúny s pyritom po krátkom zvetrávaní sfarbujú sa do hrdzavohnedej farby (oxidy a hydroxidy Fe), pričom valún vyzerá akoby obalený púštym lakom.

Najsevernejšo u lokalitou kanálových uloženín s relatívne jemnozrnným typmi hornín je územie medzi obcou Jánošovce a Mníchovom k. 710,2 m. Vystupujú tu gradačne i nepravidelne zvrstvené, silne rozpadavé pieskocce, vo vrchnej časti s prechodom do siltocov. Aj tu sú bežné úlomky ílovcov a paleogénnych pieskocov.

Vo vrte Vlachy-1 bolo v úseku 784,7–1079 m prevrtané prevažne pieskocovo-drobnozlepenecovité súvrstvie, ktoré na základe jeho pozície, hĺbky, typov zvrstvenia a niektorých iných charakteristických znakov *zaraďujeme podmienene k sedimentom distálnej časti kanálových uloženín*. Typy hornín a ich zvrstvenia sa veľmi podobajú vývoju s. od Stredného Sliača, v zlepenecoch nachádzame tiež charakteristické valúny s pyritovými povlakmi. V tomto vrte vystupujú predpokladané kanálové uloženiny v spodnej časti ílovcovej litofácie. F. Chmelík (1963) charakterizuje toto súvrstvie ako vyznievanie hruboklastickej sedimentácie bazálneho súvrstvia; táto alternatíva je však málo pravdepodobná, pretože bazálne zlepenec v týchto miestach usadené na neokóme sú tvorené karbonátovými zlepenecami, kým diskutované sedimenty

predstavujú výborne opracované polymiktné, drobnozrnné zlepenca. Zdrojové zóny u oboch vývojov určite neboli identické.

Či všetky nájdené výskyty sú časťami jedného podmorského kanála (náplavového kužela), alebo viacerých paralelne vyvinutých, nemôžeme presnejšie posúdiť. Ak by išlo o jedno teleso, jeho dĺžka by bola väčšia ako 10 km. Je zaujímavé, že v najjužnejších odkryvoch je teleso tvorené relatívne najhrubozrnnými sedimentmi a na najvzdialenejšej lokalite na severe podstatne jemnozrnnými sedimentmi. Vidno tu zjemňovanie (gradáciu) klastického materiálu v smere slabnutia prúdu. Identifikovať pôvodný prívodný kanál až k pobrežnej čiare dnes už nie je možné, pretože tieto časti plaeogénnych sedimentov boli v neogéne a kvartéri denudované.

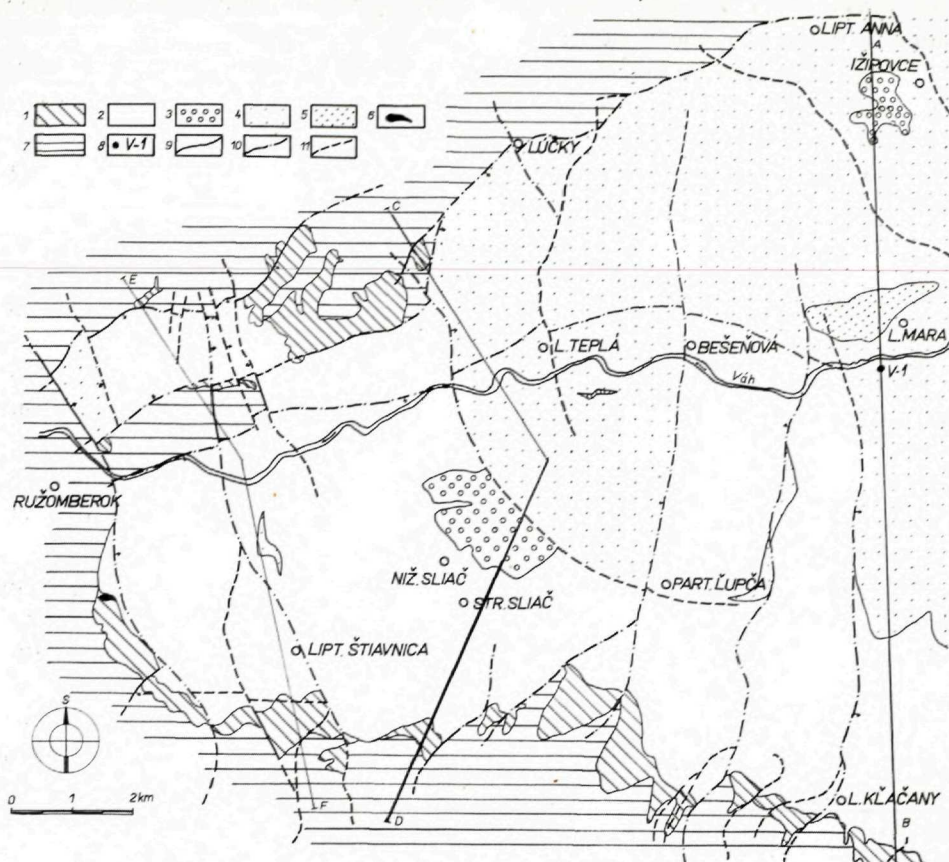
Mapovacími vrtmi LS-1 a LS-2 (P. Gross 1970) a podrobnými mapovacími prácami sme zistili minimálnu hrúbku kanálových uloženín 28 m na juhu územia, pričom k severu ich hrúbka narastá na predpokladaných 200—250 m. Vekove je litofácia zhodná s časťami flocovej litofácie a flyša, v ktorých je uložená. Vo vrte Vlachy-1 (E. Benešová 1963) je to rozhranie stredného až vrchného eocénu, prípadne vo vyšších častiach až vrchný eocén, v ostatných prípadoch bola určená ako vrchný eocén.

Tektonika a paleogeografia

Liptovskú kotlinu ako celok ponímame ako veľké paleogénne synklinórium, pretiahnuté v zv. smere. Súčasne morfológické obmedzenie kotliny nezodpovedá pôvodnej konfigurácii vynorených pevnín, ale je výsledkom terciérnej a kvartérnej tektoniky.

J. Koutek (1936) uvádza, že smery vrstiev v centrálnej časti kotliny sú diagonálne k dnešnej ose synklinória, na základe čoho dochádza k záverom, že pôvodná depresia musela mať iný smer ako dnešná. Vieme však, že smer vrstiev závisí od toho, v ktorej popaleogénne diferencovanej kryhe ho meriame. Závěry na základe merania smerov vrstiev by mohli byť spoľahlivé len vtedy, keby tu nebolo došlo k popaleogénnemu polámaniu pôvodne súvislých sedimentov na kryhy so vzájomnými vertikálnymi i horizontálnymi posunmi.

Dnešná severná hranica liptovskej kotliny s Chočským pohorím pozdĺž podtatransko-chočského zlomu je výsledkom čiastočne paleogénnej, prevažne popaleogénnej tektoniky, z čoho vyplýva, že liptovský paleogén a oravský centrálnokarpatský paleogén v určitom čase vytvárali spoločnú subsidenčnú panvu. O najjužnejšej hranici paleogénneho mora v tejto oblasti môžeme uvažovať niekde v priestoroch medzi kryštalinickými sériami Nízkyh Tatier a dnešným južným okrajom bazálnej transgresívnej litofácie. Dnešný okraj paleogénnych sedimentov z j. strany je výsledkom predovšetkým kvartérnej denudácie.



Tektonická mapa z. časti liptovskej kotliny. Zostavil P. Gross, 1970

Vysvetlivky: 1 – bazálna transgresívna litofácia; 2 – ílovcová litofácia; 3 – neflyšový, pieskovcovo-zlepcový vývoj – kanálové uloženiny; 4 – normálny flyš, pieskovce v rovnováhe s ílovcami; 5 – normálny flyš, s vývojom hrubých pieskovcových lavíc; 6 – ílovce menilitového typu; 7 – mezozoikum vcelku; 8 – štruktúrny vrt Vlchy-1; 9 – zlomy zistené, odkryté; 10 – zlomy zistené, zakryté; 11 – zlomy predpokladané, zakryté

Tectonic map of the western part of the Liptov depression

1 – basal transgressive lithofacies; 2 – claystone lithofacies; 3 – non-Flysch sandstone-conglomerate formation – channel deposits; 4 – normal Flysch, sandstones in balance with claystones; 5 – normal Flysch with a formation of thick sandstone beds; 6 – claystones of the Menilite type; 7 – entire Mesozoic; 8 – structural bore-hole Vlchy-1; 9 – faults found, exposed; 10 – faults found, buried; 11 – faults supposed, buried

Západná časť liptovskej kotliny je tektonicky veľmi exponovaná. Pôvodne súvisle paleogénne sedimenty postihla hlavne v popaleogénnom období germanotypná zlomová tektonika. Na základe meraní smerov a sklonu vrstiev sme zistili, že väčšie kryhy, obyčajne pod vplyvom vlastnej váhy a tlakov, ktoré ich spôsobili, sa na okrajoch mierne zohýbajú, pričom vytvárajú druhotné megiantiklinálne, resp. megasynklinálne štruktúry.

V kotline sme pozorovali dva základné systémy zlomov, s určitou pravdepodobnou časovou následnosťou:

1. *Staršie zlomy majú smer rovnobežný s dnešnou osou kotliny*, t. j. V — Z. Niektoré zlomy tohto systému sa v najzápadnejšej časti (pri Likavke) kotliny stáčajú do smeru ZJZ — VSV.

2. *Mladšie zlomy — priečne sú približne kolmé na predošlé*, generálne S — J, s možnými a podružnými smermi od SV — JZ a SZ — JV.

Zlomy staršie majú väčšinou lineárny priebeh o dĺžke niekoľkých kilometrov. Ich priebeh však nie je súvislý, pretože mladšie zlomy ich lokálne „odhadzovali“ buď trochu na S, alebo na J. Mladšie zlomy — priečne obyčajne nemajú lineárny priebeh, často sa krivia, prípadne navzájom spájajú, alebo rozštepujú. Na styku dvoch zlomových systémov v územiach s menšími mocnosťami paleogénu (pri Ludrovej, Lipt. Štiavnici, Vyšnom Sliači, Bešeňovej a Lúčkach) vyvierajú minerálne vody a usadzujú sa travertíny.

Za tektonicky mimoriadne aktívnu oblasť počas sedimentácie paleogénnych súvrství a po nej považujeme okolie chrpta Mnícha (pri Ružomberku). Predpokladáme, že už počas sedimentácie bazálnych súvrství tu došlo k hrasťovému dvíhaniu podložného mezozoika pozdĺž starších vz. zlomov, čoho dôkazom sú niekoľkometrové bloky starších bazálnych vápencov s valúnmi obklopených o niečo mladšími bazálnymi zlepenkami v kameňolome pod Mníchom (pri železn. stanici). Je pravdepodobné, že bazálne súvrstvia vrchnolutétskeho veku pôvodne ležiace v miestach Mnícha sa následkom dvíhania podložia (v staropyrenejskej — ilýrskej fáze?) dostali do vyšších zón už mimo aktívnej sedimentácie, pričom pod nimi pri dne pokračovala sedimentácia bázy aj v priabóne. Synsedimentárnymi tektonickými šokmi sa vyzdvihnutá časť lutétskych bazálnych sedimentov zošmykovala z dvíhajúceho sa chrpta a znova sa usadzovala vo forme už spevnených ostrohranných blokov (tab. XXII) v priabónskych bazálnych sedimentoch na vtedajšom dne panvy. Dvíhanie územia dnešného Mnícha pokračovalo i počas sedimentácie flyšovej litofácie, na čo poukazujú lavice sklzového charakteru so zmiešanou lutét-priabónskou mikrofaunou a vrásové zohnutie flyšových súvrství s nadložnou uhlovou diskordanciou v blízkosti zlomu (pri Likavke). Pieskovcové lavice v miestach najväčšieho zohnutia vrásky sú celistvé, nepopráskané, bez kalcitových žíliak, čo je argumentom pre ich zohnutie ešte v plastickom stave, t. j. pred usadením sa ďalších flyšových vrstiev, diskordantne uložených v ich nadloží.

Na základe geoelektrických meraní (L. Zbořil, F. Schwarz) sa predpokladá, že mezozoické súvrstvia vystupujúce v hrasti Mnícha môžu pokračovať ako podložná elevácia nehlboko pod dnešným povrchom ešte niekoľko km ďalej na V. Je pravdepodobné, že minerálne vody a travertíny pri Bešeňovej sa vytvorili v miestach tejto elevácie na styku s priečnym zlomom z údolia Lupčianky. Samotnú zlomovú líniu, obmedzujúcu hrasť Mnícha z J, možno

sledovať ďalej v. smerom (pod štrkovými nánosmi Váhu) ešte cca 10 km až do oblasti Vlašiek, kde sa stráca. Zlom je na mnohých miestach popresekávaný priečnymi sj. zlomami, ktoré narušujú jeho lineárny priebeh.

Najvýraznejším pozdĺžnym zlomom, morfológicky obmedzujúcim liptovskú kotlinu je podtatransko-chočský zlom. Oddeľuje strmo stúpajúce svahy Chočského pohoria od pahorkatiny liptovského flyša, pričom jeho priebeh je všade zakrytý prevažne kamenitými suťami.

Podľa názorov J. Koutka—Al. Matějku (1931), Al. Matějku (1935), F. Chmelíka (1958, 1963) a ďalších má podtatransko-chočský zlom prešmykový charakter, pozdĺž ktorého malo dôjsť k výzdvihu a prešmyku mezozoického podložia a hlbších kryštalinických sérif Chočského pohoria, Liptovských hôľ a Vysokých Tatier na juh cez súvrstvia centrálnokarpatského paleogénu. Pri sledovaní literatúry o charaktere tohto zlomu (o sklone) dochádzame k záverom, že o jeho prešmykovom charaktere uvažovali J. Koutek—Al. Matejka (1931) a Al. Matejka (1935) na základe analógie podtatransko-chočského zlomu s tektonickou líniou medzi s. koncom Likavky a s. koncom Lúčiek, ktorá sa im javila ako prešmyková. Ďalší autori neskôr prebrali tento názor ako objektívnu skutočnosť a opisovali zlom ako prešmykovú líniu bez akýchkoľvek ďalších exaktnejších dôkazov.

Na základe doterajších geofyzikálnych prác a meraní otvorených puklín v tesnej blízkosti zlomu dochádzame k predbežným záverom, že zlom je v západnej časti liptovskej kotliny veľmi strmo uklonený k juhu, pričom pozdĺž neho poklesla paleogénna výplň kotliny oproti Chočskému pohoriu, resp. Chočské pohorie bolo vyzdvihnuté oproti kotline. Pohyby pozdĺž zlomu sa začali už po usadení bazálnej litofácie, najväčšie však boli v období popaleogénom. Pravdepodobná výška skoku je max. 1200 m.

Názor na sklon zlomu tu nechceme a nesmieme aplikovať na podtatransko-chočský zlom v celom jeho priebehu. Je viac ako pravdepodobné, že ho tvoria viaceré paralelné alebo subparalelné zlomy, vytvárajúce pásмо premenlivej hrúbky. V miestach jeho priebehu sa nachádzajú pramene vôd prostých i minerálnych, travertíny a recentné syntre. Sklon má vcelku premenlivý, generálne vertikálny s možnými odchýlkami k S i J. V západnej časti kotliny má sklon k juhu. V blízkosti tohto zlomu vo Vysokých Tatrách sú mylonitové zóny (podľa zistení A. Goreka), z ktorých niektoré majú sklon k J, iné k S.

Z priečných zlomov s priebehom naprieč celou kotlinou sú najvýznamnejšie tieto: *Liptovská Štiavnica — Martinček* (pokles smerom do kotliny až 250 m); *Eupčianska dolina — Bešeňová* (obmedzuje podložnú tiažovú eleváciu zo Z); *Liptovské Kľačany — Vlachy* (obmedzujúca eleváciu z vých. strany). Priečne zlomy menšieho významu a dĺžkového dosahu sú v údoliach potokov Turík, Toplianka, Sestrě a v údolí potoka v. od Ižipoviec. Pretože pozdĺž týchto zlomov na oboch krídlach vystupuje tá istá flyšová litofácia, nepredpokladáme výšku skoku väčšiu ako 100 m.

Je možné, že mnohé z opísaných línií sú pôvodne staršie ako paleogén,

prípadne sú paleogénne, avšak v popaleogénnom období dochádzalo na nich k opakovaným spontánnym pohybom, bez ohľadu na ich vzájomné predchádzajúce posunutie. Dnešná podoba z. časti liptovskej kotliny bola dokončená v pliocéne až kvartéri (pohyby pozdĺž niektorých zlomov trvajú dodnes).

Na základe podrobného mikrostratigrafického výskumu (O. Samuel 1970) sa zistilo, že počas vrchného lutétu i spodného priabónu existovali v Západných Karpatoch kordiliery, ktoré boli v priebehu najvyššieho lutétu až priabónu postupne zaplavované. Jednou z takýchto vynorených oblastí je aj územie liptovskej kotliny.

Je zaujímavé, že v z. časti liptovskej kotliny sú sedimenty bazálnej litofácie staršie ako východnejším smerom. Na území v okolí Liskovej a vrchu Konislava vek bazálnej litofácie zodpovedá zóne *Nummulites perforatus*, ktorá vo vrchnom lutéte predstavuje druhú sukcesívnu zónu podľa delenia veľkých foraminifér. Približne od línie Stredný Sliač — Turík na V sú sedimenty bazálneho paleogénu (v predmetnom území) už mladšie a zodpovedajú tretej sukcesívnej zóne s *Nummulites millecaput*.

Diachronický vek bazálnej transgresívnej litofácie na takej malej ploche bol najpravdepodobnejšie podmienený tým, že more sem začalo vnikáť od SZ, pričom len veľmi pomaly postupovalo na JV. Vek sedimentov bázy z. od línie Stredný Sliač — Turík je identický so sedimentmi vyvinutými s. od Chočského pohoria. Predpokladáme, že Chočské pohorie v období vrchného lutétu ešte nebolo vynorené. Na základe rôznych faciesov v nadložných súvrstviach bazálnej litofácie (v súlade s názormi J. Koutka 1935) predpokladáme jeho výzdvih už počas najvyššieho lutétu až priabónu, takže predstavoval podmorský val, od ktorého na S a J sa začala v detailoch rozdielna sedimentácia.

V ílovcovej litofácii sa zistili popri autochtónnych asociáciách aj redeponované stredno-vrchno kriedové formy, v jednom prípade aj strednolutétske (O. Samuel 1970). Podľa celkového charakteru predpokladáme, že pôvod redeponovaných foriem treba hľadať v oblasti dnešného priebehu bradlového pásma, ktoré počas sedimentácie ílovcovej litofácie fungovalo ako zdrojová zóna.

Ako sme už vyššie spomenuli, vo flyšových sedimentoch sme nenašli zatiaľ dôkazy pre existenciu tejto severnej „bradlovej“ zdrojovej zóny. Predpokladáme, že podmorský val v miestach priebehu Chočského pohoria počas sedimentácie flyšových súvrství bol už natoľko vyzdvihnutý, že komunikácia v smere od SZ bola len minimálna alebo žiadna. Preto v tomto období preberá funkciu hlavného dodávateľa klastického materiálu do panvy aktivizujúca sa zdrojová zóna na juhozápade.

Do tlače odporučil O. Samuel

LITERATÚRA

- [1] Andrusov D., 1965: Geológia československých Karpát III. SAV, Bratislava. —
- [2] Benešová E., 1963: Mikrobiostratigrafické zhodnocení vrtby Vlachy-1. Práce výsk. úst. čs. naftových dolů, XX/92, Brno. — [3] Buday T. a kol., 1967: Regionální geologie ČSSR II. Západní Karpaty, svazek 2, Praha. — [4] Dzulynski S. — Smith A. Y., 1964: Flysz jako Facija. Roczn. Pol. tow. geól. XXXIV/1—2, Krakow. — [5] Gross P., 1970: Geológia centrálnokarpatského paleogénu západnej časti Liptovskej kotliny na liste Ružomberok 1:50 000 (s presnosťou 1:25 000). Manuskript-archív GÚDŠ, Bratislava. — [6] Chmelík F., 1958: Závěrečná zpráva o geologických výzkumech centrálně-karpatského paleogénu v oblasti Nízkých a Vysokých Tater, Spišské Magury a Levočského pohorí za rok 1955—57. Manuskript-Geofond, Bratislava. — [7] Chmelík F., 1959: Vysvětlivky k centrálně karpatskému paleogénu v Liptovské kotlině. Manuskript-archív ÚÚG, Praha. — [8] Chmelík F., 1960: Vysvětlivky k centrálně karpatskému paleogénu na listu gen. geol. mapy Vysoké Tatry. Manuskript-archív ÚÚG, Praha. — [9] Chmelík F. a kol., 1963: Opěrná vrtba Vlachy-1. Práce výsk. úst. čs. naftových dolů. XX/92, Brno. — [10] Koutek J., 1931: Geologické studie na severo-západě Nízkých Tater. Sborník Geol. úst. Českoslov. rep., ročn. 1930, sv. IX, Praha. — [11] Koutek J., 1935: Geologická mapa Prosečnianských hor a přilehlých oblastí flyšových. Věstník SGÚ, čl. Republiky. Roč. XI., Praha. — [12] Koutek J.—Matějka A., 1931: La depression du Liptov. KSGÚ, sv. 13 a, Praha. — [13] Köhler E., 1970: Stratigrafia liptovského eocénu na liste Ružomberok (1:50 000) na základe veľkých foraminifer. Manuskript-archív GÚDŠ, Bratislava. — [14] Mahel M. a kol., 1964: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1:200 000, M-34-XXVI, Banská Bystrica. ÚÚG, redakcia Bratislava. — [15] Marschalko R., 1966: Origin and Depositional History of Basal Formation (Central Carpathian Paleogene). Geol. sb., Geologica Carpathica XVII/2, Bratislava. — [16] Marschalko R., 1968: Facies Distributions, Paleocurrents and Paleotectonics of the Paleogene Flysch of Central West-Carpathians. Geol. sb., Geologica Carpathica XIX/1, Bratislava. — [17] Marschalko R.—Radomski A., 1960: Preliminary Results of Investigations of Current Directions in the Flysch Basin of the Central Carpathians. Roczn. Pol. tow. geol. XXX/3, Krakow. — [18] Matějka A., 1935: Geologie okolí lázní Lúček na Slovensku. Věstn. SGÚ Čsl. rep. Ročník XI, Praha. — [19] Normark W. R. — Piper D. J. W., 1969: Deep-Sea Fan-valleys, Past and Present. Geol. Soc. of Am. Bulletin v. 80. — [20] Papšová J., 1970: Závěrečná správa o makrofaune paleogénu liptovskej kotliny na liste Ružomberok 1:50 000. Manuskript-archív GÚDŠ, Bratislava. — [21] Pícha F., 1962: Výsledky sedimentologického výzkumu v paleogénu centrálních Karpat. Sborník geol. vied, rad ZK 2, Bratislava. — [22] Samuel O., 1970: Správa o mikrostratigrafickom vyhodnotení vzoriek z listu Ružomberok (1:50 000). Manuskript-archív GÚDŠ, Bratislava. — [23] Snopková P., 1970: Závěrečná správa o palynologickom výskume západnej časti liptovskej kotliny na liste Ružomberok 1:50 000. Manuskript-archív GÚDŠ, Bratislava. — [24] Vassojevič N. B., 1960: O flyše. Materiály Karpato — balkán. assoc. 3, Kijev.

GEOLOGY OF THE WESTERN PART OF THE LIPTOV DEPRESSION

(Summary of the Slovak text)

Central-Carpathian Palaeogene in the western part of the Liptov depression is formed by the following bed sequences from below:

1. Basal transgressive lithofacies composed of breccia and conglomerates — predominantly carbonate, detrite limestones, organodetrite and organogene limestones. The bed sequences display non-Flysch nature, resting unconformably and transgressively upon the Mesozoic substratum. The maximum depth of the basis is supposed to be 150 m. As for age, the lithofacies is referred to Upper Lutetian and mainly Priabonian.

2. In the overlier there is a claystone lithofacies formed by a monotonous bed sequence of variably calcareous claystones with sporadical beds of sandstones or finegrained conglomerates. On the basis of the lithofacies a local claystone formation of Menilite type has been found for the first time: quartzous-clayey rocks with schistose desintegration, including frequent fish scales. The maximum thickness of the claystone lithofacies is 700—800 m, its age — Priabonian.

3. Higher-up there are sediments of the subfacies of normal Flysch, with the ratio P:I between 2:1 and 1:2. The Flysch beds are predominantly fine-rhythmical and medium-rhythmical, only around the hill Úložisko, to the W of Liptovská Mara, there is a coarse-rhythmical formation with sandstone beds of the maximum thickness 4 m. The maximum thickness of the Flysch may be observed between the villages Hliník and Ižipovce (even 650 m may be supposed). The age of the lithofacies is Upper-Priabonian-Lower Oligocene.

4. Particular non-Flysch sandstone-conglomerate formations have been found on three localities: to the N of Stredný Sliač, to the SW of Liptovský Michal and to the NE of Jánošovce. According to the occurrences (in claystone lithofacies, and also in the Flysch), types of stratification, diagenesis etc. the formation may be referred to sediments of submarine fans, or to channel deposits in W. R. Normark and D. J. W. Piper's (1969) sense. The evolution of the beds is characterized by unstableness in space, quick wedging out or reappearance. As for its age, the lithofacies is identic with the claystone and the lower parts of the Flysch.

The region has been affected predominantly by post-Palaeogene, germanotypical fault tectonics. Earlier faults are approximately E-W striking, parallel to the present-day axis of the depression. The younger ones are perpendicular to the former striking, frequently bending, joining or forking. On the crossings of two fault systems in the region with less thick Palaeogene sequences mineral springs appeared and travertines deposited. Some longitudinal faults as e. g. those confining the Mních elevation near Ružomberok were active as early as during the whole Palaeogene. Such is the situation in the sub-Tatran-Choč fault: its activity may be traced in the course of the sedimentation of the claystone lithofacies. Most probably this most conspicuous fault in the region studied is dipping southwards, not northwards, as it has been supposed till now.

The source zone of the elastic material in the course of the sedimentation of the claystone lithofacies has been found in the place of the present course of the Klippen Belt. During the sedimentation of the overlying Flysch, the source area lost its importance, since a new source area was activated to the SW then.

Preložila E. Jassingerová

AUGUSTÍN BEGAN* — KAROL BORZA**

ROZŠÍRENIE PRUSKEJ SÉRIE V BRADLOVOM PÁSME POVAŽIA

(1 obr. v texte, 1 príl., anglické resumé)

Abstract. In the article authors present detailed lithological characterization of three profiles through the Pruské Series in the Váh Valley. Beside the macrofauna and microfauna also the results of microfacies study were applied for stratigraphical ranging of the individual facies. The position of the Pruské Series within the Pienid geosyncline is also interpreted.

Pruskú sériu vymedzil D. Andrusov (1932) v Podhradskej doline pri Pruskom ako prechodný typ pieninskej série medzi czorsztyńskou a kysuckou sériou. Nazval ju podľa obce Pruské s. od Ilavy na Považí. Vystupuje najviac na Považí medzi Podhradskou dolinou s. od Pruského a údolím Drietomice sz. od Trenčína. Ako jej najzápadnejší výskyt uvádzajú E. Scheibner—J. Zelman (1963) nález liasu v okolí Turej Lúky.

Pruská séria vykazuje značnú podobnosť s *czorsztyńskou sériou*: krinoidové vápence v doggeri, hluznaté vápence v malme a spodnom neokóme a podobný litologický charakter strednej kriedy. Odlišujú sa tým, že v pruskej sérii v malme uprostred hluznatých vápencov vystupuje poloha rádiolaritov. V pieninskej časti bradlového pásma vymedzil K. Birkenmajer (1953) sériu *niedzickú*, ktorá sa javí ekvivalentom pruského vývoja. Na rozdiel od niedzickej série Pienin nie je však v tejto sérii známy turón vo flyšovom vývoji.

Najstaršie známe vrstvy pruskej série — *škvrnité slienité vápence* a sliene vyššieho liasu (mocnosť cca 50 m) zo z. úseku bradlového pásma opísali E. Scheibner—J. Zelman (1963) z okolia Turej Lúky. Ďalším členom pruskej série je *súvrstvie sivých a tmavých slienitých bridlíc* s zložkami sivých alebo žltohnedých krinoidových vápencov, ktoré zastupuje aalen- bajok. Vyššie sú dve polohy červených hluznatých vápencov oddelených od seba

* Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava, Mlynská dolina 1

** Geologický ústav Slovenskej akadémie vied, Bratislava, Štefánikova 41

súvrstvím červených rádiolaritov. Spodná časť hľuznatých vápencov obsahuje (D. Andrusov 1945) *Phylloceras kudernatschi* (Hauer), *Nannolytoceras tripartitum* (Rasp.) a *Stephanoceras rectelobatum* (Hauer) a zastupuje bath; vrchná poloha s *Holcophylloceras polyolcum* (Ben.) a *Holcophylloceras mediterraneum* (Neum.) patrí kimmeridgu, súvrstvie rádiolaritov je teda kelloway-oxfordského veku. Titón-berrias zastupujú svetlé, sivé a ružové vápence s kalpionelami. Alb je zastúpený zelenkastými škvrnitými vápencami, tmavými kremitými vápencami a sivými slienitými bridlicami, v cenomane vystupujú červené vápnité slieňe.

Jednotlivé fácie strednej kriedy boli stratigraficky zaradené na základe makrofauny, resp. mikrofauny. Pretože však makrofauna nie je v študovaných profiloch zachovaná, použili sme metódu mikrofácií. Preskúmané boli tri profily z bradlového pásma stredného Považia, a to z Podhradskej doliny s. od Pruského, z Dolnej Súče a z Hornej Súče.

Profil č. 1 Podhradská dolina (severne od Pruského)

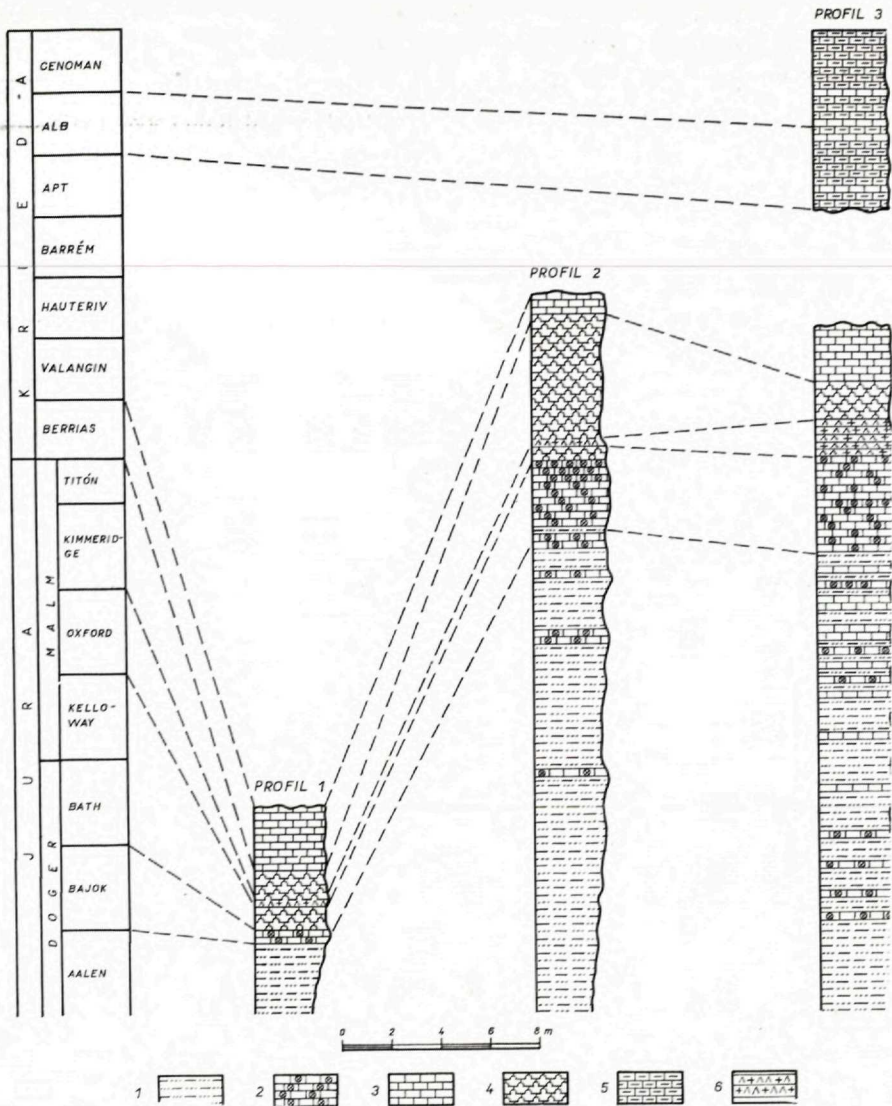
1. Profil sa začína súvrstvím bridličnatých a piesčitých slieňov so sludou a bridlic typu posidoniových vrstiev. V tomto súvrství sú vložky sivých krinoidových vápencov. D. Andrusov (1945) uvádza z nižších polôh *Leioceras opalinum* (Reinecke) a z vyšších polôh *Posidonia alpina* (Gras) a *Otoites sauzei* (d'Orb.). Na základe týchto amonitov možno uvedené súvrstvie (mocnosť asi 5 m) zaradiť do aalen-bajoku.

2. V jeho nadloží vystupuje poloha sivých hrubozrnných, miestami stredozrnných krinoidových vápencov s klastickou prímiesou, ktorú dobre pozorovať už na zvetraných častiach. Vo výbruse majú krinoidové články zachovanú sieťovitú štruktúru. Z ostatných zložiek sa nachádzajú ojedinelé foraminifery, úlomky schránok lamelibranchiát. Z klastických prímies obsahujú krinoidové vápence úlomky dolomitov a zrná kremeňa. Niektoré krinoidové články sú silicifikované. Miestami sa vyskytujú hniezda chaledónu a silicifikované polohy. V krinoidových vápencoch sa nenašla fauna. Podľa pozície v profile zastupujú asi časť bajoku (mocnosť 1 m).

3. Nadložie krinoidových vápencov tvorí spodná poloha červených, červenohnedých a ružovkastých hľuznatých vápencov. Jednotlivé hľuzy predstavujú často vyplnené schránky amonitov. Vápenec je mikritový (biomikrit), preplnený juvenilnými schránkami lamelibranchiát, ďalej obsahuje hojne foraminifery, medzi nimi sú časté „protoglobigeríny“, krinoidové články, globochety a vo vyšších polohách sú veľmi hojné jemné vlákna „filamenty“, takže tu možno hovoriť o „filamentovej“ mikrofácii. D. Andrusov (1945) uvádza z makrofosílií tejto lokality zo spodných hľuznatých vápencov (mocnosť 2 m) tieto formy: *Phylloceras kudernatschi* (Hauer), *Nannolytoceras tripartitum* (Rasp.), *Cadomites rectelobatus* (Hauer); uvedená makrofauna poukazuje na bath-kelloway.

4. V nadloží spodných hľuznatých vápencov je asi 50 cm poloha červených, zelených a ružových kremitých vápencov a rádiolaritov. Vo výbruse pozorovať časti kremitejšie, tvorene prevažne mikrozrnným chaledónom, v ktorom sa vyskytujú sférické prierezy bez presnejšieho obmedzenia. Inak hornina obsahuje mikritový kalcit a klenčeky karbonátov. Vekové zaradenie horizontu je dané ich pozíciou medzi dvoma polohami hľuznatých vápencov na oxford.

5. Vrchné hľuznaté vápence sú tiež červené alebo ružové, hľuzy o veľkosti 0,5–5 cm



Litologické profily pruskou sériou

1 piesčité slieci; 2 krinoidové vápence; 3 vápence; 4 hľuznaté vápence; 5 slieci; 6 rádiolarity

sú tmelené vápnito-flovitou zložkou, ktorá býva výraznejšie sfarbená Fe. Vo výbruse je vrchný hľuznatý vápenc mikritový, miestami mikrosparitový s organickými zvyškami. V spodných polohách hojne obsahuje úlomky *Saccocoma* sp., a úlomky lamelibranchiát; zriedkavé sú *Cadosina lapidosa* Vogler, *Cadosina pulla* (Borza), *Stomiosphaera moluccana* Wanner; ojedinele boli zistené aj úlomky siltového kremeňa.

Vyššie je vápenc preplnený saccocomami, rádioláriami a globochétami, zriedkavejšie sú úlomky schránok lamelibranchiát, *Cadosina lapidosa* Vogler, *Cadosina sublapidosa* Vogler, ojedinele *Cadosina semiradiata* Wanner a *Chitinoidea dobeni* Borza.

Najvyššia časť tohto horizontu je tvorená ružovými hľuznatými vápencami. V mikroskope sa javia ako biomikrity preplnené kalpionelami: veľmi hojne vystupuje *Crassicollaria intermedia* (Durand Delga), často *Calpionella alpina* Lor., zriedkavo *Crassicollaria parvula* Remane, ojedinele *Tintinnopsella carpathica* (Murg. et Filip.) — malé formy, bežné sú *Saccocoma* sp., rádiolárie a globochety. D. Andrusov (1945) z vrchných hľuznatých vápencov Podhradskej doliny udáva túto makrofaunu: *Holcophylloceras polyolcum* (Ben.), *Holcophylloceras mediterraneum* (Neum.), *Protetragonites quadrisulcatum* (d'Orb.), *Perisphinctes* sp., *Lamellaptychus beyrichi* (Opp.) a zaraďuje ich do kimmeridgu. Na základe vyššie uvedených výsledkov mikrofaciálneho štúdia stratigrafické rozpätie vrchných hľuznatých vápencov je kimmeridge — vrchný titón.

6. Svetlosivé a žltkasté stylolitické vápence tvoria nadložie vrchných hľuznatých vápencov. Vo výbruse sú mikritové a obsahujú často *Calpionella alpina* Lor., menej *Tintinnopsella carpathica* (Murg. et Filip.), *Crassicollaria parvula* Remane, *Crassicollaria brevis* Remane, *Crassicollaria massutiniana* (Colom), zriedka *Cadosina fusca* Wanner, *Cadosina lapidosa* Vogler, globochety, rádiolárie, krinoidové články, aptychy, foraminifery, *Saccocoma* sp. Na základe vyššie uvedených druhov možno stylolitické vápence v tomto profile zaradiť do vrchného titónu až beriasu. Mocnosť horizontu je 5—7 m. Mladšie členy v profile pruskej série v Podhradskom potoku na povrch nevystupujú.

Profil č. 2 — (južne od kóty 514 — Dolná Súča)

1. Ako najstaršie vystupuje súvrstvie krinoidových vápencov, tmavých piesčitých bridlic typu posidoniových vrstiev a silicifikovaných slienitých vápencov. Tieto typy hornín budú podrobne charakterizované v profile č. 3 od Hornej Súče.

2. Spodné hľuznaté vápence vystupujúce v nadloží krinoidových vápencov (mocnosť asi 2 m) sú ružové, červenohnedé až hnedé prestúpené žilkami druhotného kalcitu. Vo výbruse sú mikritové, miestami mikrosparitové, organogénne. Obsahujú hojne rádiolárie, často globochety, ojedinele foraminifery (spiriliny, frondikulárie), úlomky schránok lamelibranchiát, krinoidové články, ostrakódy, kadosíny a aptychy. Keďže stratigrafické rozpätie podložných krinoidových vápencov je aalen — kelloway a nadložné rádiolarity sú spravidla oxfordského veku — vek spodného horizontu hľuznatých vápencov je asi vrchný kelloway. V najvyšších polohách horizontu spodných hľuznatých vápencov sa objavujú ojedinelé lavice kremitých vápencov a rádiolaritov, ktoré sú červenohnedasté prestúpené hojne žilkami kalcitu. Vo výbruse pozorovať, že sú tvorené mikrozrným a krátkovláknitým chalcedónom, miestami je vápnito-kremitá hmota premiešaná a v nej výrazne vystupujú rádiolárie tvorené prevažne krátkovláknitým a mikrozrným chalcedónom.

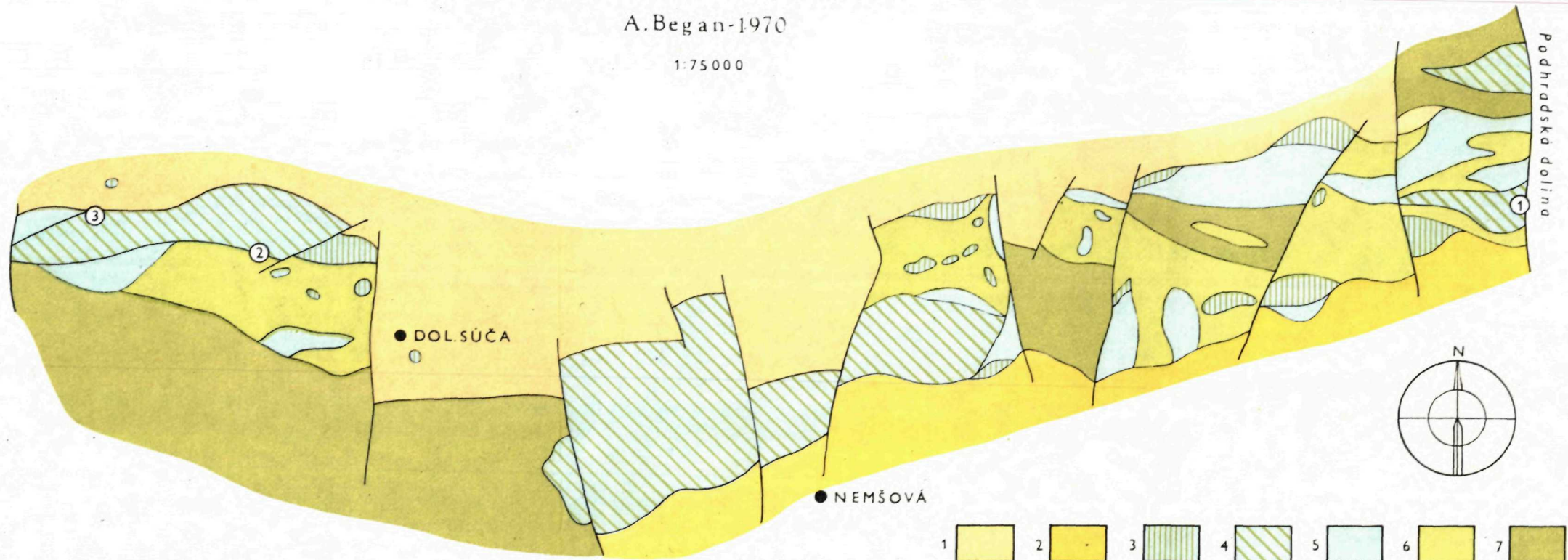
3. Vyššie prevládajú kremité vápence a rádiolarity (mocnosť 70 cm), ojedinele sú v nich lavice hľuznatých vápencov, ktoré majú makroskopicky i mikroskopicky ten istý charakter ako podložné vápence. Hranica medzi spodnými hľuznatými vápencami, kremitými vápencami a rádiolaritmi nie je taká ostrá ako v ostatných profiloch. Pozorovať postupný prechod so vzájomným ubúdaním podložnej zložky a pribúdaním nadložných kremitých vápencov a rádiolaritov tmavočervenej farby prestúpených hojnými žilkami druhotného kalcitu. Medzi lavicami vystupujú tmavšie slienité vložky. Vo výbruse po-

SCHEMATICKÁ TEKTONICKÁ MAPA BRADLOVÉHO PÁSMÁ POVAŽIA
medzi Pruským a Drietomou

A. Began-1970

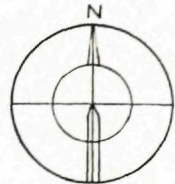
1:75000

● VRŠATECKÉ
PODHRADIE

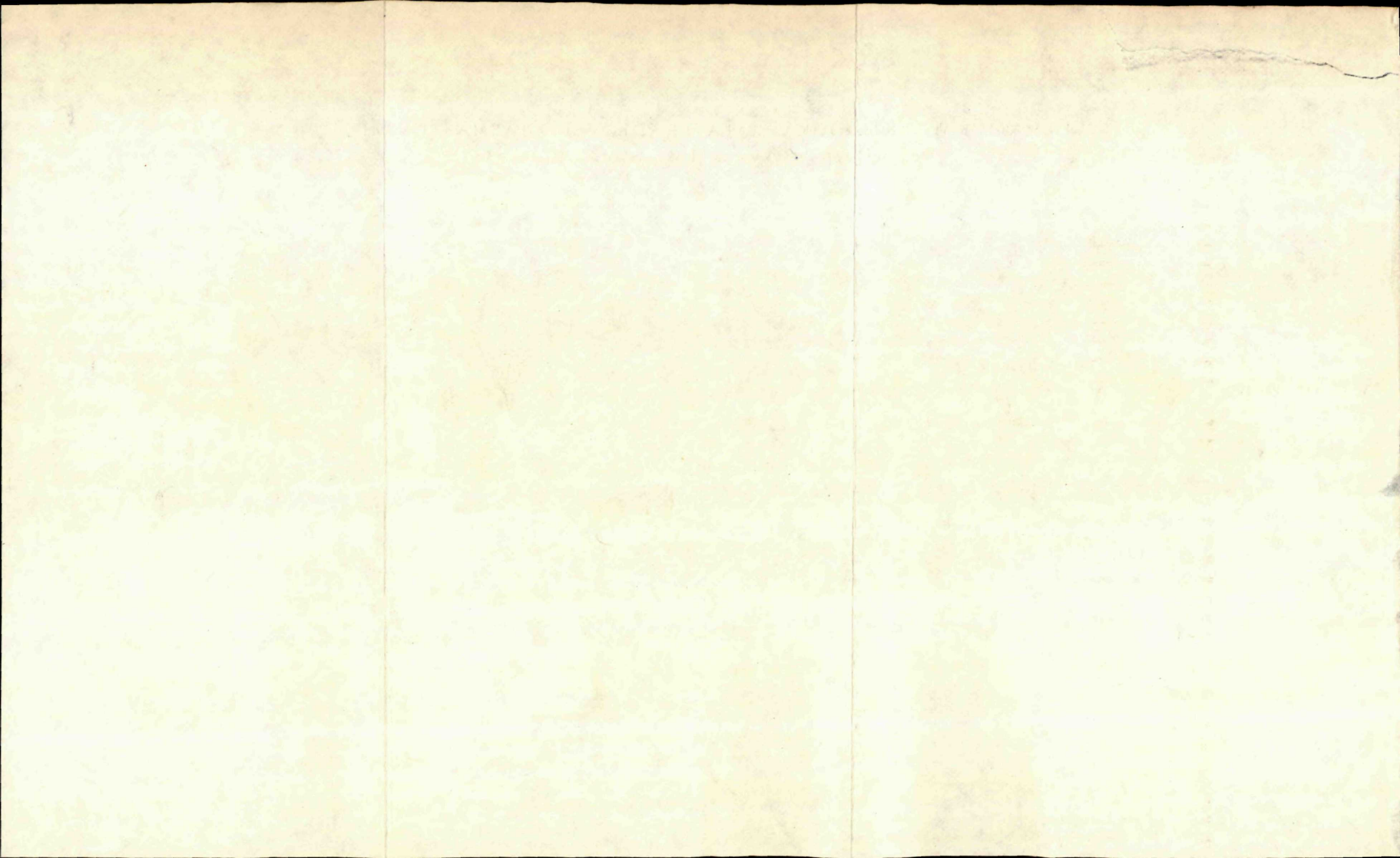


● DOLNÁ SÚČA

● NEMŠOVÁ



1. magurský paleogén, 2. neogén, 3. czorsztyňská séria, 4. pruská séria,
5. kysucká séria, 6. vrchná krieda bradlového pásma, 7. manínska séria



zorovať, že kremité vápence a rádiolarity sú tvorené mikrozrnným a krátkovláknitým chalcedónom s rôznym množstvom karbonátovej prímеси.

4. Hranica medzi horizontom kremitých vápencov a rádiolaritov a vrchnými hľuznatými vápencami je ostrá. Vrchné hľuznaté vápence sú červené alebo červenohnedé. V tomto profile majú nezvyčajne veľkú mocnosť (až 10 m). Uprostred hľúz sú dosť časté polohy väčšej koncentrácie slienitej zložky a hematitového pigmentu. Červenohnedý hľuznatý vápenec tesne v nadloží rádiolaritov je prepĺnený úlomkami juvenilných schránok lamelibranchiát. Medzi nimi je vápenec viac-menej mikrosparitový. Iba ojedinele sa nachádzajú nevýrazné prierezy *Saccocoma*, ďalej sa vyskytujú *Cadosina sublapidosa* Vogler a *Cadosina aff. pulla* (Borza). Táto časť horizontu by mohla zodpovedať spodnej časti kimmeridgeu.

Vo vyšších polohách vystupujú biomikrity prepĺnené úlomkami schránok lamelibranchiát a *Saccocoma* sp. Okrem tejto asociácie nachádzame ešte aptychy, rádiolarie, globochety, krinoidy, foraminifery. Pomerne hojná je *Stomiosphaera moluccana* Wanner, zriedkavejšie sú *Cadosina lapidosa* Vogler, *Cadosina borzai* Nagy, *Cadosina carpathica* (Borza), *Cadosina sublapidosa* Vogler.

Najvyššie časti hľuznatých vápencov obsahujú *Saccocoma* sp. a úlomky schránok lamelibranchiát. Poloha pod kalpionelovými vápencami je tvorená slabo stylolitovým hľuznatým vápencom, vo výbruse mikritovým; obsahuje *Saccocoma* sp., hojne *Crassicollaria intermedia* (Durand Delga), ojedinele *Crassicollaria brevis* Remane a *Crassicollaria parvula* Remane — crassicollariová zóna. Na základe vyššie uvedených druhov vrchný horizont hľuznatých vápencov má stratigrafické rozpätie kimmeridge až vrchný titón. Makrofaunu sme tu nenašli.

5. Nadložie vrchných hľuznatých vápencov tvorí asi 2 m mocná poloha svetlosivých a ružových kalpionelových vápencov s hojnými úlomkami schránok lamelibranchiát. Vo výbruse sú mikritové, organogénne, s hojnou *Calpionella alpina* Lor., ojedinele *Tintinnopsella carpathica* (Murg. et Filip.), *Crassicollaria parvula* Remane, *Cadosina lapidosa* Vogler. Z ostatných organických zvyškov ešte pozorovať v nepatrnom množstve foraminifery, globochety a rádiolarie. Stratigraficky kalpionelové vápence by mohli zastupovať vyšší titón — berrias.

Profil č. 3 pri kóte 525,9 (osada Mitucháci) — Horná Súča

Najstarším zisteným členom v tomto profile je súvrstvie krinoidových vápencov, tmavých piesčitých bridlic a silicifikovaných slienitých vápencov.

Krinoidové vápence sú jemnozrnné až hrubozrnné. Vo výbruse pozorovať, že krinoidové veľké články, ktoré tvoria väčšinu horniny, opticky zhodne dorastajú, sú rekryštalizované, avšak sčasti si zachovali sieťovitú štruktúru. Často sú čiastočne silicifikované. Okrem krinoidov obsahujú zriedkavo machovky, úlomky schránok lamelibranchiát, ihlice húb a foraminifery. Vápenec má nepatrné množstvo klastickej prímеси najmä dolomitu, ktorého úlomky dosahujú až 2,5 mm, a tiež nepatrné množstvo kremeňa. Základný vápenec je mikritový a mikrosparitový. Celkove ide o krinoidový biomikrit až biosparit.

Miestami vystupujú tenšie lavice (do 20 cm) silicifikovaných škvŕnitých vápencov. Vo výbruse sú mikrozrnné (mikrosparitové), obsahujú často organické zvyšky, predovšetkým ihlice húb u ktorých pozorovať centrálny kanálik, okolo ktorého vápenec vytvára radiálnu lúčovitú stavbu. Zriedkavejšie sa vyskytujú foraminifery prevažne miliolidného typu, úlomky schránok lamelibranchiát a ostrakódy.

Klastická prímесь je nepatrná, zastúpená predovšetkým zrnami kremeňa (0,01—

0,03 mm), zriedkavo lupienkami muskovitu a ojedinele zrnami zirkónu. Z epigenetických minerálov sa vyskytuje pyrit.

K tomuto súvrstviu patrí ešte fácia tmavých a tmavosivých bridlíc s nerovným povrchom — ide o typ posidoniových vrstiev kysuckej série. Tvoria buď vložky uprostred krinoidových a škvrnitých vápencov, alebo dosahujú samostatné väčšie mocnosti. Z doterajších pozorovaní možno usudzovať, že smerom na Z v doggeri pruskej série nadobúdajú prívahu krinoidové vápence a bridlice postupne vyznievajú.

Vyššie opísané súvrstvie má v tomto profile väčšie stratigrafické rozpätie ako na typickej lokalite v Podhradskom potoku. V krinoidových vápencoch jz. od kóty 525,9 v záreze cesty sa našli lumachely lamelibranchiát, z ktorých M. Kochanová (1960) určila tieto formy: *Posidonia alpina* (Gras.), *Arca hiersonensis* (d'Arch.), *Nucula aalensis* Opperl, *Tancredia* sp., *Cucullaea*? sp.; zo škvrnitých vápencov v záreze cesty sv. od kóty 561,2 sme získali druh *Holcophylloceras* cf. *zignoii* (d'Orb.). Na základe uvedenej fauny zaradujeme toto súvrstvie do aalen-kellowayu. Mocnosť súvrstvia je značne variabilná a celkove sa pohybuje v rozpätí 50—100 m.

V pruskej sérii spravidla v nadloží krinoidových vápencov vystupujú spodné hľuznaté vápence bath-kellowaya. V okolí Dolnej Súče (v profile č. 2) v nadloží vyššie definovaného súvrstvia vystupuje horizont spodných hľuznatých vápencov. V tomto profile však nebol zistený. Súvrstvie krinoidových vápencov a tmavých bridlíc zaberá teda až kelloway, nie je jasné, či spodné hľuznaté vápence tu chýbajú primárne a boli by zastúpené súvrstviem vápencov a bridlíc v nadloží ktorých ležia rádiolarity, alebo sú tu redukované tektonicky.

Medzi lavicami kremitých vápencov a rádiolaritov sú tenké polohy kremito-flovitých bridlíc. Mikroskopicky z rádiolaríí sa dajú určiť rody *Sphaerzoum* sp., *Stichocapsa* sp. Okrem toho pozorovať prierezy aptychov. Samotné rádiolarie nedostatočne stratifikujú toto súvrstvie. V Podhradskej doline v pruskom vývoji je ich stratigrafické rozpätie určené spodnými a vrchnými hľuznatými vápencami ako oxford.

V tomto profile rádiolarity vystupujú v nadloží krinoidových vápencov aalen-kellowaya a v podloží hľuznatých vápencov, ktorých spodnú hranicu predstavuje vrchný titón. Stratigrafické rozpätie kremitých vápencov a rádiolaritov na tejto lokalite je teda oxford (?) — spodný titón.

V nadloží kremitých vápencov a rádiolaritov vystupuje horizont hľuznatých vápencov. Sú prevažne červenkasté až tmavočervené. Veľmi často sa nachádzajú polohy, v ktorých drobné hľuzy sú uložené v slienitej mase. Inokedy majú charakter červených lavicovitých vápencov. Ich mocnosť nepresahuje spravidla 3 m.

Vo výbruse vidieť, že ide o biomikritový vápenec, ktorý obsahuje hojne kalpionely, a to hlavne *Calpionella alpina* Lor. Zriedkavo vystupuje *Tintinnopsella carpathica* (Murg. et Filip.), *Cadosina lapidosa* Vogler a *Cadosina sublapidosa* Vogler; bežne sú rádiolarie, globochéty, aptychy a foraminifery. Na základe týchto organizmov možno hľuznaté vápence v nadloží rádiolaritov zaradiť do vrchného titónu — spodného berriasu.

Hľuznaté vápence prechádzajú do ružových alebo pleťových stylolitických vápencov, často veľmi husto prestúpených žilkami druhotného kalcitu, niektoré sú pomerne celistvé. Pri osade Mitucháci (kóta 525,9) je v nadloží hľuznatých vápencov tento profil: tesne v ich nadloží sú celistvé ružové stylolitické vápence. Mikroskopicky ide o biomikritový vápenec s hojnými *Cadosina fusca* Wanner, *Tintinnopsella carpathica* (Murgeanu et Filipescu), bežne sa vyskytuje *Calpionellopsis simplex* (Colom), ojedinele *Tintinnopsella longa* (Colom), zriedkavo *Calpionellopsis oblonga* (Cadisch) a ojedinele *Calpio-*

nellites? *dadayi* Knauer. Ďalej pozorovať rádiolárie, globochéty, aptychy, úlomky schránok lamelibranchiát, nanokony, krinoidy a foraminifery.

Vyššie sú ružové celistvé vápence, vo výbruse mikritové, organogénne. Obsahujú hojne *Tintinnopsella carpathica* (Murgeanu et Filipescu), *Calpionellopsis oblonga* (Cadisch), *Calpionellopsis simplex* (Colom), *Calpionella alpina* Lorenz, krinoidové články, rekrystalizované rádiolárie, aptychy, foraminifery, nanokony a *Lorenziella hungarica* Knauer et Nagy.

Najvyššie je vápence pleťovej farby veľmi husto prestúpený žilkami druhotného kalcitu. Vo výbruse je mikritový, zriedkavo obsahuje organické zvyšky, a to *Tintinnopsella carpathica* (Murgeanu et Filipescu), „protoglobigeríny“, rádiolárie, úlomky schránok lamelibranchiát, krinoidy a nanokony. Stratigrafické rozpätie na základe určených mikrofosílií je berrias až hauteriv; mocnosť nepresahuje 5 m.

V nadloží vyššie opísaných vápencov berrias-hauterivu i samostatne v niekoľkých odkryvoch vystupujú tmavé škvrnité kremité vápence, ktoré sa striedajú s tmavými a zelenkastými škvrnitými slieňmi. Tmavosivé kremité vápence sú prestúpené žilkami druhotného kalcitu; vo výbruse sú mikritové organogénne. Obsahujú silicifikované rádiolárie a globigeríny, úlomky schránok silicifikovaných lamelibranchiát. Sliene zo zárezu cesty jz. od kóty 525,9 obsahujú túto mikrofaunu: *Dorothia* sp., *Marginulina* sp., *Gyroidina infracretacea* Morozova, *Anomalina djaffarovi* Agalarova, *Ticinella roberti* (Gandolfi) a sférické rádiolárie. Tmavé a zelenkasté sliene v Hornej Súči v záreze cesty s. od kóty 561,2 poskytli takúto mikrofaunu: *Hormosina ovuloides* (Grzybowski), *Lenticulina* sp., *Fronicularia* sp., *Pleurostomella subnodosa* Reuss, *Gyroidina infracretacea* Morozova, *Anomalina djaffarovi* Agalarova a sférické rádiolárie.

Uvedená mikrofauna udáva stratigrafické rozpätie tohto súvrstvia v rozsahu stredný až najvyšší alb (mocnosť 10–12 m).

Nad súvrstvom albu vystupujú červenkasté až tmavočervené sliene s mikrofaunou: *Ammodiscus incertus* (d'Orb.), *Marssonella oxycona* (Reuss), *Thalmaninella infracretacea* Glaessner, *Thalmaninella brotzeni* Sigal, *Rotalipora apenninica* (Renz), *Rotalipora montsalvensis* Mornod, *Rotalipora reicheli* Mornod, *Praeglobotruncana stephani* (Gandolfi). Červené sliene v pruskom vývoji zastupujú na základe uvedenej mikrofauny spodný a stredný cenoman; ich mocnosť je 5–8 m.

Mladšie členy pruského vývoja na strednom Považí zatiaľ neboli zistené.

Faciálny vzťah prúskej série k ostatným sériám

Pruská séria začína svoj stratigrafický sled podobne ako czorsztyńska séria piesčitými bridlicami aalenu. V czorsztynskej sérii tomu zodpovedajú munchisoniové sliene s pelosideritmi a opalínové sliene a vápence. Vo vyšších polohách, už skôr ako v czorsztynskej sérii, sa začínajú objavovať vložky krinoidových vápencov, ktoré vyššie tvoria samostatný horizont. Na základe analógie s czorsztynskou sériou ako i na základe superpozície možno tieto krinoidové vápence zaradiť do bajoku. V ich nadloží vystupujú spodné červené hľuznaté vápence bath-kellowaya, ktoré sú prejavom postupného prehlbovania sedimentačného priestoru, začínajúceho sa o niečo skôr ako u czorsztynskej série. Horizont kremitých vápencov, rádiolaritov uprostred dvoch polôh hľuznatých vápencov v prúskej sérii znamená maximum prehlbenia sedimentačnej zóny

pruskej série. Stratigraficky však pozorovať rozdiel medzi vekom hľuznatých vápencov czorsztyńskiej a pruskej série. Kým czorsztyńske hľuznaté vápence končia v kimmeridgu, hľuznaté vápence pruskej série zaberajú aj celý titón. Po sedimentácii kremitých vápencov a rádiolaritov dochádza k určitému vyrovnaniu pomerov medzi sedimentačným priestorom czorsztyńskiej a pruskej a napokon i kysuckej série, v dôsledku čoho dochádza vo vrchnom malme (kimmeridge) k sedimentácii jednotnej fácie — hľuznatých vápencov. Berrias-hauterive reprezentujú slienité kalové vápence podobné ako v czorsztyńskiej sérii. Po hauterive pozorujeme v oboch sériách hiát až do albu. V albe sa začína sedimentácia pruskej série bridlicami, škvŕnitými slienitými vápencami a silicitmi a pokračuje v cenomane slienitými bridlicami.

Z tohto litologicko-stratigrafického porovnania oboch sérií vyplývajú určité paleogeografické závery.

Vychádzame z predpokladu, že na s. intrageoantiklinále sedimentovala czorsztyńska séria, ktorá zároveň tvorila s. okraj pienidnej geosynklinály. Ak odhliadneme od strednotriasových dolomitov a škvŕnitých vápencov vyššieho liasu zaradených k tejto sérii problematicky, sedimentačný cyklus sa začína v aalene usadením opalínových a muchisoniových vrstiev. Tieto súvrstvia však vzhľadom na to, že vznikajú v okrajovej zóne, nedosahujú väčšie mocnosti (opalínové vrstvy majú mocnosť do 10 m a muchisoniové vrstvy 15—20 m).

Mocnosti pribúda smerom k J do geosynklinály a v priestore sedimentácie pruskej série v aalene, kde sa usadzovali piesčité bridlice o mocnosti až 50 m. Južnejšie sú ekvivalentom tejto fácie posidoniové vrstvy kysuckej série o mocnosti až 150 m. Ich stratigrafický rozsah siaha až do bathu.

V bajoku a bathe czorsztyńskiej série sedimentujú krinoidové vápence, v pruskej sérii sa objavujú tiež krinoidové vápence, ktoré sú pravdepodobne bajokského veku, v bathe už v dôsledku prehĺbenia sa sedimentačnej oblasti vznikajú hľuznaté vápence spodného horizontu. Kelloway-oxford znamená maximum prehĺbenia pienidnej geosynklinály. V okrajovej oblasti sedimentujú hľuznaté vápence czorsztyńskiej série, ktoré siahajú až do kimmeridgeu, v sedimentačnej oblasti pruskej i kysuckej série sa tvoria rádiolarity a rádioláριοvé vápence. V kimmeridgi dochádza k vyrovnaniu sedimentačných pomerov; na S zostávajú nezmenené, južnejšie sa prejavuje splytčenie — v oboch sériách (pruskej i kysuckej) sedimentujú hľuznaté vápence. Po sedimentácii titónu, resp. titón-neokómu dochádza v czorsztyńskiej a kysuckej sérii účinkom neokimmerských pohybov k prerušeniu sedimentácie.

K. Birkenmajer (1963) predpokladá, že v tom čase nedošlo k vynoreniu severnejších častí pienidnej geosynklinály, a tieto javy pripisuje splytčeniu mora. Ako dôkazy uvádza mangánovo-hematitové povlaky na titónskych vápencoch a značnú redukciu mocností v spodnej a strednej kriede.

O tom, že dno sedimentačnej oblasti czorsztyńskiej a pruskej série nebolo vynorené, svedčí aj charakter strednokriedových facií. Ide o pelagické faciie s foraminiferami (pestré sliene strednej kriedy) otvoreného mora, kým v prípade vynorenia sa oblasti by bol charakter sedimentácie detritický.

Najmladšími, zatiaľ známymi členmi pruskej série sú cenomanské červené sliene, kým sedimentácia v czorsztyńskiej sérii pokračuje vo facií pestrých slienov až do paleogénu. Nedostatok vrhnej kriedy v pruskej sérii možno vysvetliť, buď ako primárny za predpokladu, že mobilný charakter podložia podmienil po strednej kriede vyzdvihnutie niektorých úsekov, čo spôsobilo prerušenie sedimentácie, alebo druhá a pravdepodobnejšia možnosť je tá, že faciálny charakter vrhnej kriedy je podobný ako v czorsztyńskiej sérii a len preto, že sa nám nezachoval súvislý profil až do vrhnej kriedy, pričleňujeme všetky pelitické vrchnokriedové sedimenty k czorsztyńskiej sérii.

Ako vidieť z priložených litologických profilov, stratigrafický rozsah jednotlivých facií je na lokalitách rozdielny, hlavne pokiaľ ide o vrchnú juru, prípadne spodnú kriedu. Túto variabilitu možno vysvetliť tým, že počas mladokimmer-ských pohybov vo vrhnej jure došlo v sedimentačnom priestore pruskej a nakoniec i czorsztyńskiej série k obnoveniu starých zlomov a flexúr, prípadne sa vytvorili nové a sedimentačný priestor sa rozdeľuje na čiastkové hraste a prepadliny. Takto možno vysvetliť aj faciálnu pestrosť spodnej kriedy v czorsztyńskiej sérii (K. Birkenmajer 1963).

Z litologických profilov možno tiež pozorovať, že smerom na Z dochádza aj k zmene v mocnostiach jednotlivých facií. Všeobecne možno konštatovať, že takmer u všetkých faciálnych typov týmto smerom pribúda na mocnosti. Najvýraznejšie sa to prejavuje u faciie piesčitých bridlíc s vložkami krinoidových vápencov. Kým v Podhradskej doline je ich mocnosť asi 5 m, pri Dolnej Súči (profil č. 2) dosahujú 45—50 m. Súčasne badať, že týmto smerom nado-búda v aalene až bajoku prevahu faciia krinoidových vápencov nad súvrstvom piesčitých bridlíc.

Všetky tieto pozorovania nám umožňujú doplniť si v niektorých smeroch predstavu o charaktere sedimentačnej oblasti pruskej série, najmä pokiaľ ide o jej longitudinálny priebeh. Z faciálneho charakteru aalenu až bajoku na jednotlivých lokalitách možno konštatovať, že v tomto období z. časť sedimentačného priestoru pruskej série bola značne plytšia v porovnaní s východnejšou oblasťou.

Z tektonického hľadiska nezohrala pruská séria vzhľadom na svoj priestorove pomerne obmedzený rozsah významnejšiu úlohu. Možno predpokladať, že pri tvorení tektonických jednotiek v j. časti severnej intrageoantiklinály, v intrageosynklinále a južnej intrageoantiklinále v období po spodnom kampani mala podobné postavenie ako czorsztyńska séria. Vyplýva to hlavne z charakteru tektonických foriem pri jej bradlách, ako aj z jej dnešného

priestorového postavenia v zóne bradlového pásma. Z toho možno usudzovať, že pruská séria, podobne ako czorsztyńska, zostala autochtónna až do savských horotvorných pohybov, keď bola odtrhnutá od svojho podložia a vtlačená do mäkších sedimentov, hlavne vrchnokriedových, i keď vzhľadom na to, že pri jej j. okraji vznikali tektonické jednotky, možno predpokladať, že bola čiastočne postihnutá a mohla slúžiť ako podložie pri presúvaní sa južných tektonických jednotiek k severu.

Dnešné priestorové rozšírenie pruskej série do značnej miery zodpovedá jej pozícii v sedimentačnom priestore pienidnej geosynklinály. Vystupuje totiž prevažne pri s. okraji bradlovej zóny, v tektonickom styku s magurským paleogénom.

Tektonické formy bradiel pruskej série v ich dnešnej podobe sú v prevažnej väčšine podobné ako u czorsztyńskiej série. Ide hlavne o tektonické šupiny, často vo forme mierne uklonených krýh a blokov, zoskupené do súvislých pruhov (pozri schematická tektonická mapa), pre ktoré sú význačné priečne posuny po zlomoch, vytvorených až za štýrskych horotvorných pohybov.

Záver

Na základe štúdií a vyššie podanej interpretácie možno získané výsledky zosumarizovať takto:

— Stratigraficky a faciálne litologicky sa preukázalo, že pruská séria predstavuje prechodný typ série medzi czorsztyńskou sériou na S a kysuckou sériou na J pienidnej geosynklinály.

— Stratigrafické rozpätie jednotlivých facií v študovaných profiloch nie je vždy rovnaké. Možno to vysvetliť vertikálnymi pohybmi určitých častí podložia v dôsledku účinkov horotvorných pochodov.

— Medzi spodnou a strednou kriedou bol konštatovaný hiát, keď asi nedošlo k vynoreniu sedimentačnej oblasti, ale len k jej splytčeniu.

— Sedimentačný priestor pruskej série bol v spodnom doggeri v západnej časti značne splytčený, až neskôr došlo k jeho vyrovnaniu.

— Pruská séria bola pravdepodobne autochtónna až do sávských horotvorných pochodov, keď bola odtrhnutá od svojho podložia a vtlačená do plastickejších sedimentov.

Do tlače odporučil O. Samuel

LITERATÚRA

[1] Andrusov D., 1932: Několik výsledků geol. výzk. v bradl. pásma v Považí mezi Vlárrou a Púchovem. VSGÚ VIII, Praha. — [2] Andrusov D., 1938: Geologický výzkum vnitřního bradlového pásma v Západních Karaptech III. Tektonika. Rozpr.

St. geol. úst. IX, Praha. — [3] Andrusov D., 1945: Geologický výskum vnútorného bradlového pásma v Západných Karpatoch, IV., V. Práce Št. geol. ústavu, zoš. 13, Bratislava. — [4] Andrusov D., 1968: Grundriss der Tektonik der Nördlichen Karpaten. SAV, Bratislava. — [5] Began A., 1960: Správa o geologickom mapovaní bradlového pásma medzi Trenčínom a Bošáckou dolinou. Manuskript-archív GÚDŠ, Bratislava. — [6] Began A. 1969: Geologické pomery bradlového pásma na strednom Považí. Záp. Karpaty, zv. 11, Bratislava. — [7] Birkenmajer K., 1958: Przewodnik geologiczny po pieninskim pasie skalkowym, Warszawa. — [8] Birkenmajer K., 1963: Stratygrafia i paleogeografia serii czorsztyńskiej pieninskiego pasa skalkowego. Roczn. Pol. tow. geol. 29/1, Krakow. — [9] Borza K., 1968: Die Mikrofazies und Mikrofossilien des Oberjuras und der Unterkreide der Klippenzone der Westkarpaten, Bratislava. — [10] Máška M.—Zoubek V., 1960: Tektonický vývoj Československa, Praha. — [11] Scheibner E., 1967: Karpatské pásmo bradlové. In Regionální geologie ČSSR, díl II. Západné Karpaty, Praha. — [12] Scheibner E.—Zelman J., 1963: Vysvětlivky k přehledné geologické mapě ČSSR 1:200 000 — list Gottwaldov, Praha.

A. BEGAN — K. BORZA

DISTRIBUTION OF THE PRUSKÉ SERIES IN THE KLIPPEN BELT OF THE VÁH VALLEY

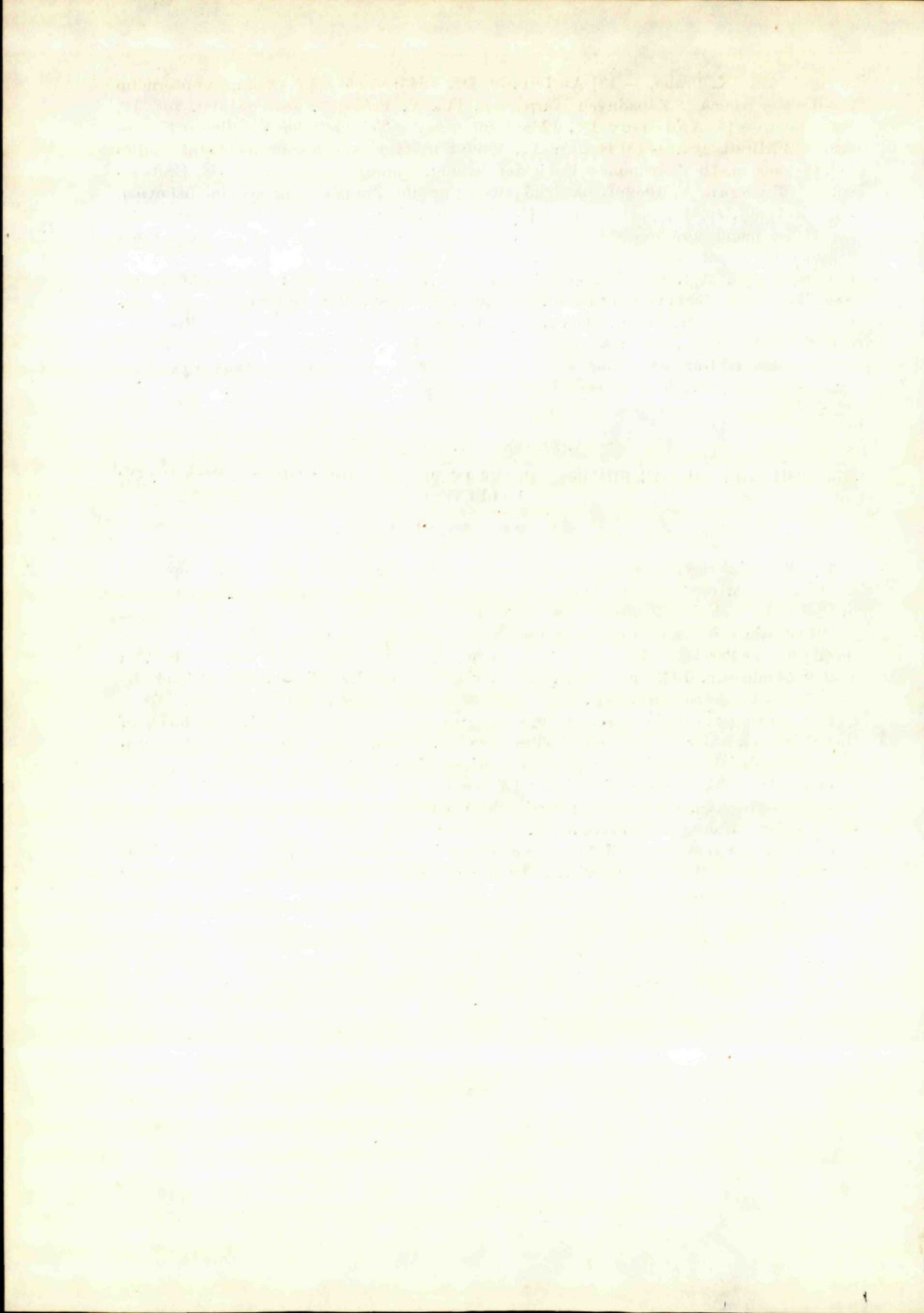
(Summary of the Slovak text)

The Pruské Series represents a transitional series in the Klippen belt, which deposited in the northern part of the Pienid geosyncline and that between the Czorsztyń Series in the north and the Kysuca Series in the south. As a consequence of this position it shows certain features common with the Czorsztyń as well as Kysuca Series. A typical profile of the Pruské Series was described from the surroundings of Pruské in the Váh Valley (Andrusov, 1932) and in the Pieniny section of the Klippen belt Poland the Niedzica Series corresponds to it.

For the purpose of determining the stratigraphical range of the individual facies of this series to a wider extent three profiles have been documented. For the lack of macrofauna microfacial method was applied in stratigraphical ranging. The results of this study show stratigraphical range of individual facies not to be always stable. This may be explained by vertical movements of certain parts of the basement as a consequence of the effects of orogenetic movements.

Between the Lower and Middle Cretaceous a hiatus has been proved. However, it may be supposed that not emersion of the area of sedimentation but only its shallowing was taking place that time.

Preložil J. Pevný



JÁN NEMČOK*

MECHANOGLYFY V BEŇATINSKOM FLYŠI

(1 obr. v texte, 1 tab. na kriede, anglické resumé)

Abstract. Hieroglyphs of mechanical origin are genetically related to the formation of sandstone beds. The origin of organic hieroglyphs is also dependent upon the living environment of organisms forming hieroglyphs. Mechanoglyphs formed at the participation of plants and turbidity currents, named phytomechanoglyphs, occur between Grodin and Remeniny in the Klippen Belt Palaeogene.

The hypothesis about the formation of hieroglyphs has also been supported by an experiment.

T. Fuchs (1895) rozdelil vyčnievajúce stopy na pieskovcových laviciach na *hieroglyfy mechanického pôvodu* (mechanoglyfy) a na *hieroglyfy organického pôvodu* (organoglyfy).

Vo flyši východného Slovenska môžeme pozorovať na pieskovcových laviciach najrozličnejšie formy organických i mechanických hieroglyfov. Pre jednotlivé stratigraficko-litologické súvrstvia, čiastkových faciálno-tektonických jednotiek flyša východného Slovenska sú charakteristické určité súbory hieroglyfov. Pre lupkovskú kriedu dukelskej jednotky a pieskovcový komplex nad belovežskými vrstvami v čerhavskej jednotke je typická prevaha mechanických hieroglyfov. Pre belovežské vrstvy magurskej jednotky a podmenilitové vrstvy dukelskej jednotky sú zas typické rôznorodé typy organických hieroglyfov.

Organické hieroglyfy vo východoslovenskom flyši nachádzame prevažne v prostredí, ktoré bolo pravdepodobne ďaleko od predpokladanej zdrojovej oblasti. Vyskytujú sa na pieskovcoch bez výraznej gradácie. Nenachádzame ich na hrubších laviciach, ktoré len zriedka možno pozorovať v drobnorytmickom súvrství podmenilitových alebo belovežských vrstiev. Práve spomínané hrubšie lavice obsahujú na spodných stranách stopy vytvorené pomocou turbiditných prúdov.

* Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava, Mlynská dolina 1

Hieroglyfy *mechanického pôvodu* sú geneticky späté so vznikom pieskovcových lavíc. V kriede dukelskej jednotky, ako aj v pieskovcových vrstvách stredného eocénu čerhavskej jednotky dominujú prúdové hieroglyfy (flute casts).

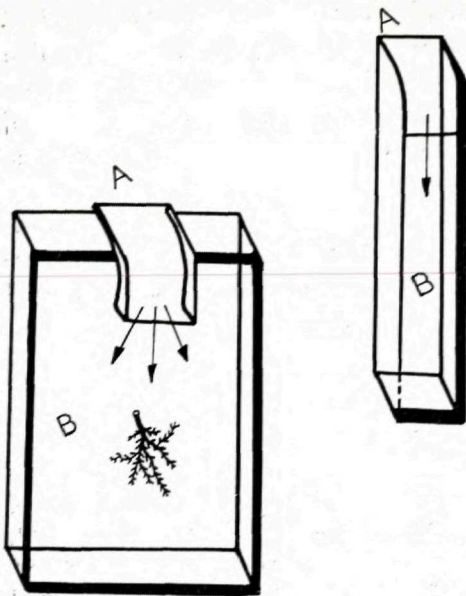
Objasnením genézy rôznych typov hieroglyfov na pieskovcových laviciach, ako aj mechanizmom sedimentácie samotných pieskovcových lavíc sa zaoberá N. V. Vassojevič (1932), C. I. Migliorini (1944–1950), Ph. H. Kuenen (1950–1958), M. Książkiewicz (1952), St. Dzulynsky (1956–1962), St. Dzulynsky–J. E. Sanders (1962) a ďalší. Nie všetky stopy mechanického či organického pôvodu na pieskovcových laviciach sa dajú jednoznačne geneticky objasniť. Genézu niektorých hieroglyfov možno vysvetliť len na základe sústavného štúdia a hľadania novších kritérií podložených experimentálnymi pokusmi. Do tejto skupiny problematických hieroglyfov možno zaradiť aj niektoré typy hieroglyfov bradlového paleogénu.

„Fytomechanoglyfy“ v paleogéne bradlového pásma

Osobitné postavenie paleogénu v bradlovom pásme na východnom Slovensku je zvýraznené nielen stratigraficko-tektonickou pozíciou flyšových sedimentov, ale aj vystupovaním rôznych typov prúdových a organických hieroglyfov. V tejto zóne sz.—jv. smeru sa nepravidelne striedajú lavice pieskovcov so sivými ílovcami. Na niektorých spodných pieskovcových plochách možno pozorovať okrem dvoch hlavných typov hieroglyfov (mechanoglyfy a organoglyfy) aj hieroglyfy, ktoré vznikli spolupôsobením rastlinných zvyškov a kalových prúdov. Sú to zaujímavé mechanoglyfy, ktoré by sme mohli nazvať tiež „*fytomechanoglyfmi*“ (Tab. XXIII, obr. 1, 2). Vyskytujú sa v bradlovom paleogéne neďaleko Hanušoviec vo svahu medzi Grodinom a Remeninami. Mnohé rastlinné zvyšky (dreva, listov) nachádzame často vo flyši východného Slovenska už ako uhoľné reliktory na odlučených plochách pieskovcových lavíc. „Fytomechanoglyfy“ vytvorené pomocou vetvičiek a kalových prúdov mali najpriaznivejšie podmienky neďaleko kordilier. Celé vetvičky neprekonali dlhý transport bez výrazného poškodenia. Priplavené úlomky, vetvičky ba i celé vetvy drevín po nasiaknutí vodou klesali na dno sedimentačného bazénu; na ílovitom dne morského sedimentačného bazénu zanechali dokonalý odtlačok. Emulzný turbiditný prúd oddelil napadané vetvičky od ílovitého podložia a do pripravených odtlačkov vetvičiek sa usadzoval piesčitý materiál novotvoriacej sa pieskovcovej lavice.

Experimentálne vytvorené „fytomechanoglyfy“

Sedimentačné prostredie a spôsob vzniku prúdových hieroglyfov v morských podmienkach sa čiastočne dá napodobniť pomocou nádoby (B) a priloženého nálevníka (A) — obr. 1. Pomocou tohto jednoduchého zariadenia St. Dzulynsky



Obr. 1 Nádoby na vytvorenie experimentálnych mechanoglyfov
 Fig. 1 Tanks for the forming of experimental mechanoglyphs

ski (1960—1962) vytvoril už niekoľko typov prúdových mechanoglyfov, aké nachádzame v prírode na spodných pieskovcových laviciach (pozri tab. XXIII, obr. 3).

Umelé fytomechanoglyfy (tab. XXIII, obr. 3) sa podarilo vytvoriť v špeciálnej nádobe týmto spôsobom: Do pripraveného ťavitého sedimentu na dne nádoby sa vloží vetvička napr. tuje presiaknutá vodou. Prúd sadrovej suspenzie oddelí vetvičku od ťavitého podložia a sadra, nahradzujúca piesčité material v prírodných morských sedimentačných podmienkach, vyplní nerovnosti podložia. Po utužení nájdeme na jej spodnej strane dokonalý pozitív odtlačenej tuje v ťavitom podloží.

Vo flyši východného Slovenska — v bradlovom paleogéne, i v ostatných čiastkových flyšových jednotkách na mnohých vrstevných a odlučných plochách pieskovcových lavíc — je mnoho zuhoľnatených

rastlinných zvyškov. Niekedy pomocou nich možno identifikovať nielen flóru, ale aj smer prúdenia materiálu. Zmysel jeho prúdenia do sedimentačnej oblasti jasnejšie určujú prúdové mechanoglyfy s výraznou morfológiou.

Nie vždy rastlinné zvyšky na pieskovcových laviciach ostanú a premenia sa na uhlie. Niekedy zanechajú na spodných pieskovcových laviciach len svoju pozitívnu podobu. Okrem pozitívnych odtlačkov rastlín, rybích kostí a makrofauny vôbec na pieskovcovej lavici sa niekedy zachovávajú aj pôvodcovia týchto stôp. V tom prípade máme už aj nález makrofauny alebo makroflóry, ktorého rodové resp. druhové určenie je len otázkou dobrého zachovania. Stratigrafické určenie vrstvy zodpovedá stratigrafickému diapazómu nájdeného paleontologického nálezu.

Tak aj mechanoglyfy vytvorené pomocou turbiditných prúdov a organických zvyškov sú pre stratigrafické určenie vrstiev dobrou pomôckou zvlášť v tých súvrstviach, kde je orientačné určenie vrstiev dostačujúce. Vetvičky drevín, ktoré spôsobili vytvorenie fytomechanoglyfov nájdených v bradlovom paleogénnom flyši na východnom Slovensku, zaraďujeme do čelade *Taxodiaceae*. Do tejto skupiny sa zahrnujú stromy so šupinovitými, niekedy i s väčšími ihličnatými až mesiačkovitými listami. *Taxodiaceae* majú rôzne postavenie,

tvar a veľkosť listov. Zrelé šišky sú malé až stredne veľké s drevnatými až kožovitými šupinami. Táto čelaď bola na severnej pologuli už v mezozoiku zastúpená početnými typmi, z ktorých niektoré sú blízke recentným rodom a niektoré sú známe len fosílné. Čelaď *Taxodiacei* mala vrcholný rozvoj v mladšej kriede a v terciéri už žili recentné rody, ktoré boli vtedy rozšírené po severnej pologuli.

Rastlinné zvyšky študovaných „fytomechanoglyfov“ pochádzajú z kordilierovej oblasti. Pomocou prúdových hieroglyfov (flute casts) sa zistilo (J. Nemček—T. Koráb—T. Ďurkovič 1968), že kordiliera dodávajúca materiál do paleogénneho flyšového bazénu bola na juh od neho.

Do tlače odporučil T. Ďurkovič

LITERATÚRA

- [1] Dzulynski St.—Sanders J. E., 1962: Current Marks on Firm Mud Bottoms. Trans. Connecticut Acad. of Arts and Sciences vol. 42, New Haven Connecticut. — [2] Dzulynski St.—Sanders J. E., 1962: O nektórych hieroglyfach prudowych we fliszu. Rocznik P. T. Geologicznego XXXII/2, Kraków. — [3] Dzulynski St.—Słaczka A., 1960: Slady toczenia i uderzenia kosci rybich o dno na spagu piaskowców. Rocznik P. T. Geol. XXX/2, Kraków. — [4] Fuchs T., 1895: Studien ü. Fucoiden ü. Hieroglyphen. K. K. Hof-Staatsdruckerei, Wien. — [5] Książkiewicz M., 1952: Zvrstvenie frakcionované a laminované v karpatskom flyéi. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, tom, XXII/4, Kraków. — [6] Kuenen Ph. H., 1952: Turbidity currents, graded and nograded deposits. J. Sedim. Petrol. vol. 22/2. — [7] Kuenen Ph. H., 1952: Paleogeographic significance of graded bedding and associated features. Proc. Kon. Akad. Wetensch. Ser. B. vol. 55/1, Amsterdam. — [8] Kuenen Ph. H.—Carozzi A., 1953: Turbidity currents and sliding in geosynclinal bassins of the Alps. J. Geol. USA, 61/4. — [9] Kuenen Ph. H.—Migliorini C. J., 1950: Turbidity currents as a cause of graded bedding. J. Geol. vol. 58. — [10] Nemček J.—Koráb T.—Ďurkovič T., 1968: Lithological investigation of conglomerates of Magura flysch in East Slovakia. Geol. práce, Správy, 44—45, Bratislava. — [11] Wassojewiç N. B., 1932: O nekotorych priznakach pozvoljajuščich otličiç oprokinutoje položenie fliševych obrazovanij ot normalnogo. Trudy geol. Inst. Akad. Nauk II, Lvov.

J. NEMČOK

MECHANOGLYPHS FORMS IN THE BEŇATINA FLYSCH

(Summary of the Slovak text)

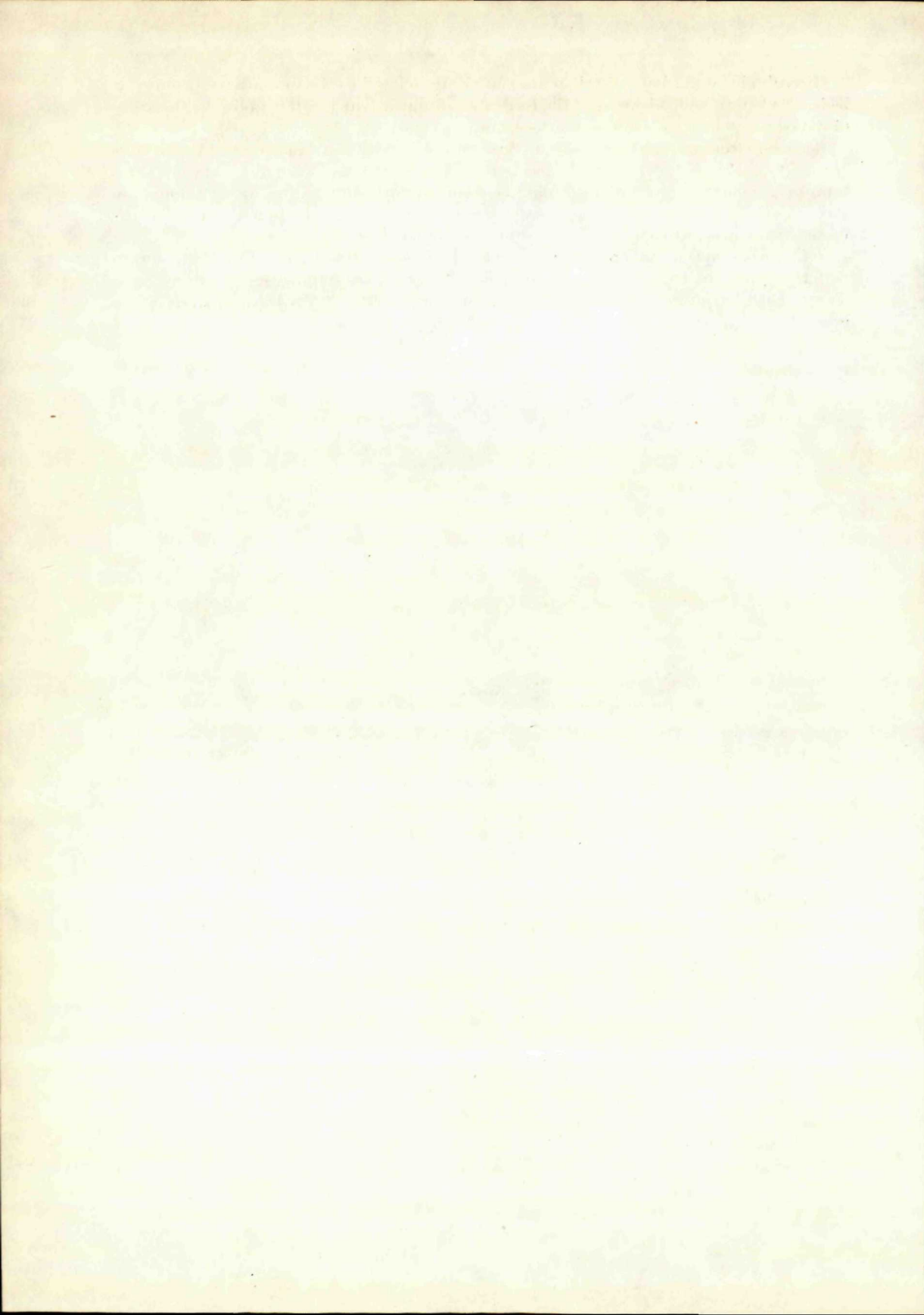
Certain sets of hieroglyphs are characteristic of the separate stratigraphical-lithological horizons of partial tectonic units in the Flysch zone. For the Lupkov Cretaceous of the Dukla unit and for the overlying sandstone complex above the Beloveža beds in the Čerhov unit, most typical is predominance of mechanical hieroglyphs, while the Beloveža beds of the Magura partial units and fine-rhythmical Submenilite beds of the Dukla unit are characterized by the presence of various types of organic hieroglyphs.

Hieroglyphs of mechanical origin are genetically related to the formation of sandstone beds. The length and thickness of the former are frequently depending upon the thickness of the bed on which the current marks occur.

Between Grodino and Remeniny in East-Slovakian Klippen Palaeogene Flysch there are mechanoglyphs formed at the participation of plants and turbidity currents. This type of mechanoglyphs is called phytomechanoglyphs, and has only been found in East-Slovakian Flysch zone, in an area closer to the cordillera. The hypothesis about the formation of these hieroglyphs is also supported by an experiment.

Sometimes phytomechanoglyphs may serve as a basis for the stratigraphical determination of beds. In the present state of stratigraphy, the determination of Flysch beds on the basis of positive plant traces, fish bone traces, or on the basis of macrofauna generally is less accurate than the determination by microforaminifera.

Preložila E. Jassingerová



MARTIN CHOVAN*

ŤAŽKÉ MINERÁLY Z OBLASTI MASÍVU HRONČOK (VEPORIDY)*(4 obr. v texte, anglické resumé)*

Abstract. The author discusses some problems concerning primary gold-scheelite epigenetic mineralization of Veporides. Increased amounts of gold and scheelite appeared in panninge sampled near the Hrončok granite massif. Presented are some results of field and laboratory research. The author tried to determine mineral associations of accessories for separate types of rocks and of minerals of hydrothermal origin.

Geologicko-litologické pomery

Študované územie leží jz. od Čierneho Balogu na strednom Slovensku. Budované je veporským kryštalinikom. V zmysle Zoubkovho delenia veporíd zasahuje do predmetného územia na SZ malá časť krakľovského kryštalinika, pre ktoré je typická diafloreza, v tomto pásme regionálne rozšírená. Jej produktom je mohutný komplex fylonitov, miestami prechádzajúcich do diaforitických svorov. Podstatná časť územia je však budovaná kráľovohoľským kryštalinikom. Na rozdiel od ostatných pásiem veporíd sa pásmo Kráľovej hole vyznačuje veľkou prevahou postkinematických granitoidov nad kryštalickými bridlicami.

Najnovšie toto územie podrobne spracoval E. Krist (1966). V študovanom území vyčlenil tieto celky: — *Metamorfity* pôvodných parasérií s ložnými telesami amfibolitov. Zastúpené sú hlavne kremíťmi pararulami, biotitickými pararulami a amfibolitmi. Na povrchu vystupujú vo forme menších, resp. väčších pruhov. — *Neskoro orogénne granitoidy*. Na predmetnom území z nich vystupuje len malá časť, ktorá je súčasťou veľkého granitoidného masívu. — *Migmatity neskoro orogénnych granitoidov*. V nich rozlišuje: a) migmatity so silnou prevahou neosomu; b) migmatity približne rovnováhou neosomu a paleosomu. Na predmetnom území väčšinu z nich označuje ako diafortity migmatitov svorového charakteru. — *Žula typu Hrončok*. Petrograficky je veľmi podobná veporskému

* Katedra mineralógie, Prírodoved. fak. UK, Bratislava, Gottwaldovo nám.

typu hlavného masívu. Je však leukokrátnejšia a má porfýrovitú textúru. Celý masív je postihnutý intenzívnou mylonitizáciou.

V. Zoubek (1936) predpokladá hercýnsky vek veporidných granitov. Hrončockú žulu považuje za ich kyslejší diferenciát. D. Kubíny (1959) predpokladá, že hrončocká žula intrudovala v čase karpatského orogénneho diania. Na túto intrúziu sa môže viazať tiež zrudnenie v jej širšom okolí (Lubietová, Osrblie, Čierny Balog a iné). J. Kantor (1959) skúmaním vzoriek metódou A/K⁴⁰ stanovil vrchnokriedový vek hrončockého granitu. Pripúšťa však, že môže ísť o chybu, ak počas orogenézy došlo k vypudeniu argónu z granitu, alebo ak došlo ku kontaminácii vzdušného argónu. Vek granitu síhlianskeho typu je podľa menovaného autora hercýnsky. V. Zoubek (in M. Maheľ a kol. 1964) uvádza, že „... doteraz niet jednoznačných dôkazov, ktoré by viedli k vyčleneniu hrončockej intrúzie z tatroveporského intruzívneho komplexu, do ktorého zapadajú svojím pôvodným petrografickým zložením i silnou neoidnou kinematickou premenou.“ J. Kamenický (in M. Maheľ a kol. 1967) ako dôkaz proti alpínskemu veku hrončockého granitu uvádza jeho intenzívnu mylonitizáciu (alpínskeho veku).

Štúdium akcesorických minerálov hornín

Cieľom štúdia asociácie a vývoja akcesorických minerálov bolo zistiť, ktoré minerály prichádzajú do alúvia z hornín prítomného kryštalinika. Okrem toho získané výsledky dávajú lepší prehľad o minerálnom zložení hornín. Pritom nám nejde o riešenie petrogenézy jednotlivých typov hornín na základe štúdia akcesorických minerálov. Podrobnú petrografickú charakteristiku hornín podáva E. Krist (1966). Predkladaná práca obsahuje stručnú petrografickú charakteristiku vzoriek z hornín, v ktorých boli študované akcesorické minerály.

Vzorka č. 1 — bola odobratá v Podtajchovej doline asi 650 m z. k. 643,4, z *diafторitov migmatitov svorového charakteru*. Týmto typom horniny je budovaná podstatná časť predmetného územia. Ide o horniny, ktoré sú produktom retrogradnej metamorfózy. Majú svorovitý vzhľad a sludovité minerály dosahujú až centimetrové rozmery.

Vzorka č. 2 — *migmatity* s prevahou ortozložky. Lokalizácia: kameňolom na sútoku Veľkej strednej doliny a Podtajchovej, k. 605,5. Ide o horniny silne granitizované, takže miestami môžu nadobúdať až charakter granitoidných hornín. Horniny sú zvyčajne strednozrnité, niekedy hrubozrnité, miestami s obsahom výrastlíc až niekoľko cm veľkých.

Vzorka č. 3 — *biotitické pararuly*. Predstavujú slabšie diafторitizované horniny, vystupujúce v pruhoch v oblasti Obrubovanca. Makroskopicky sú to horniny jemnozrné a drobnozrné, výrazne bridličnaté. Vzorka bola odobratá v pravom prítoku Veľkej Strednej doliny (500 m jz. k. 712,3).

Vzorka č. 4 — *kremité pararuly*. Lok.: Veľká stredná dolina, pri k. 682,4. Ide o horniny pomerne jemnozrné, sivej farby. Miestami sú v nich žily ortomateriálu, detailne ptygmatiticky zvrásnené.

Vzorka č. 5 — *amfibolity*. Lok.: Kamenistá dolina, 300 m v. od horárne Čierny potok. Horniny sú zväčša strednozrnité, usmernenej textúry, farby tmavozelenej. Vzorka bola odobratá z páskovaného typu.

Na vyseparovanie akcesorických minerálov hornín sme použili tento pracovný postup: podrvenie 15–20 kg čerstvej horniny, mletie, 12 kg pomletého materiálu o zrnitosti pod 1 mm sme vyšľichovali. Šľich sme ďalej separovali známym postupom opísaným v kapitole Šľichové vzorkovanie. Použitý pracovný postup separácie sa zhruba zhoduje so spôsobom separácie ťažkých minerálov, ktorý podrobne opisuje P. Hvožďara (in D. Hovorka—P. Hvožďara 1965). Kvalitatívne vyhodnotenie sme robili štúdiom práškových preparátov v polarizačnom mikroskope a pod binokulárnou lupou. Práškové preparáty boli zhotovené z diamagnetickej frakcie získanej separáciou pri $I = 0,6$ A a z diamagnetických a paramagnetických frakcií získaných pri $I = 1,0$ A a 2,7 A. Kvantitatívne vyhodnotenie obsahuje tab. 1.

Tabuľka 1

Minerál	Číslo vzorky					granit typ Hrončok *
	1	2	3	4	5	
amfibol		x		x	35	
anatas	x					
apatit	8,2	10,3	15,6	10,2	xxx	11
epidot	1,8	xx	xx	xx	30	10,5
disten						x
granát	70,0	79,2	26	70	15	30,6
hematit	x					
ilmenit	14	2	42	11	8	1
magnetit	x	x	xx	x	1	x
monazit						5
ortit	x	x				
pyrit		2,5	x		8	
rutil				x	xxx	
titanit			x	x		4,2
turmalín	1,5		x			
xenotim						3,3
zirkón	3,5	4,1	7	7,5	xx	10,5
zoizitklorzoizit					2	10,5

Čísla vyjadrujú percentuálne zastúpenie minerálov; x-do 10 zfn, xx-do 100 zfn, xxx-nad 100 zfn;

* vyhodnotenie je prebraté z práce M. Tomášovej (1966).

Pri vyhodnocovaní sme nebrali do úvahy sludovité minerály, ktorých postavenie medzi ťažkými minerálmi je problematické a vyskytujú sa v každej vzorke. Najviac sa od ostatných odlišuje vzorka č. 5, kde je veľa amfibolu a epidotu. Hojný je tu tiež granát a rutil. Typický je nedostatok apatitu a zirkónu. U ostatných vzoriek je zaujímavá neprítomnosť monazitu (okrem vzorky z hrončockého granitu) a veľké obsahy granátov.

Kvantitatívne vyhodnotenie sme doplnili vypočítaním tzv. „indexového čísla“. Udáva váhové percento ťažkých minerálov v hornine.

vzorka č.	indexové č.
1	0,64
2	0,58
3	0,62
4	0,91
5	0,83

Ako vidno, indexové čísla jednotlivých hornín metamorfovaného kryštali-
nika kráľovoholskej zóny sú zhruba rovnaké. Množstvo ťažkých minerálov
v horninách s podobnou genézou sa teda u jednotlivých typov veľmi nemení.

Opis minerálov

Amfibol. Vyskytuje sa v malom množstve vo vz. č. 2 a 4. Je prevládajúcim minerálom
vo vzorke č. 5. Z veľkej časti sa vyskytuje v podobe stĺpcovitých až ihličkovitých, inokedy
tabulkovitých štiepných úlomkov. Väčšie zrná sú čiernozeleňé so skleným leskom, menšie
sú svetlejšie. Povrch štiepných plôch býva ryhovaný. V polarizačnom mikroskope bol
amfibol zo vzorky č. 5 určený ako obecný amfibol.

Anatas (vz. č. 1). Vytvára malé 0,01–0,03 mm tetragonálne dipyramídy. Farba
ocelovomodrá až zelená. Silný polokovový lesk.

Apatit. Vytvára typické stĺpcovité kryštály o veľkosti 0,07–0,5 mm. Väčšina má
krátkostĺpcovitý habitus. Z morfológického hľadiska sú pre študované apatity ty-
pické hexagonálne spojky tvarov {1010} {1011} {0001}. Podľa A. Kucharenka (1961)
sú takéto typy apatitov príznačné pre metamorfiká.

Väčšina autorov, ktorí sa zaoberali štúdiom apatitov, zamerali svoju pozornosť na
uzavreniny v tomto minerále (G. Hoppe 1962, M. Mišík 1955, J. Slávik 1952,
V. Ljachovič—A. Červinskaja 1960, G. Baker 1941, B. Simpson 1933 a iní).
Apatity v granitoidných horninách veporid študoval v poslednom čase P. Hvoždara
(in D. Hovorka—P. Hvoždara 1965).

Číre apatity prizmatického vývoja uvádza G. Hoppe (1962) ako typické pre magma-
tické horniny. Tmavé pleochroické jadrá sú pravdepodobne tvorené množstvom malých
submikroskopických častí tmavých minerálov. Podľa G. Bakera (1941) môže ísť o bio-
tit a amfibol. Predpokladá ich v asimilovaných horninách. Podobný názor majú aj
V. Ljachovič—A. Červinskaja (1960). G. Hoppe (1962) opisuje apatity s čírymi
aj tmavými uzavreninami. Tieto typy sú prítomné v metamorfovaných horninách.

V nami študovaných vzorkách je veľká prevaha apatitov s čírymi aj tmavými uzavre-
ninami. Apatit zo vzorky č. 1 je veľmi bohatý na uzavreniny, nápadné sú priečne rebrá.
Tmavé, nepravidelne usporiadané uzavreniny sú v prevahe nad čírymi, ktoré majú
prednostnú orientáciu. Môže tu ísť o apatit I. Vzorka č. 2 obsahuje dokonalejšie vyvinuté
kryštály apatitu. Zrná sú čistejšie, majú menej uzavrenín tmavých i čírych. Vo vzorke
č. 3 sú apatity pomerne čisté. Uzavreniny sú tmavé, ale väčšinou číre, dvojakého typu:
dlhé — pravdepodobne zirkón I (interferenčné farby, obmedzenie, zhášanie), krátko-
stĺpcovité až izometrické, ktoré zhášajú zhodne s materským zrnom — apatit I. Apatit
vo vzorke č. 4, má číre aj tmavé uzavreniny. Číre sú väčšinou predĺžením orientované
v smere osi „c“ (apatit I). Prítomné sú aj apatity s pleochroickými jadrami. Zrná sú
priečne popraskané — čierne rebrá. Vzorka č. 5 obsahuje apatity menej priečne popraska-
né, prítomné sú pleochroické jadrá. Mnohé sú akoby pozdĺžne ryhované (rovnobežne
s „c“).

Epidot. Je prítomný vo všetkých vzorkách. Nápadný je jeho vysoký obsah vo vzorke

č. 5 (amfibolit). Tvorí bledo zelené, žlté až číre, stĺpčekovité, niekedy pseudo hexagonálne kryštály. Vznikol pri metamorfných procesoch na úkor plagioklasov.

Granát. Je hojne zastúpený vo vzorkách 1, 2, 4, menej vo vzorkách č. 3 a 5. Tvorí nepravidelné úlomky ale často aj dokonale vyvinuté kryštály. Veľkosť 0,03–2 mm. Väčšina granátov má červenú farbu s výkyvmi do bledších i tmavších odtieňov. Niektoré zrná sú bohaté na bližšie neidentifikované uzavreniny.

Hematit. Ojedinelý výskyt vo forme nepravidelných červených tabuliek často spolu s limonitom.

Ilmenit. Je zastúpený vo všetkých vzorkách. Nápadne vysoký je jeho obsah vo vzorke č. 3. Tvorí čierne ostrohranné jemnozrnné agregáty, niekedy čiastočne zagulatené alebo vo forme nedokonalých tabuliek. Lesk kovový, veľkosť 0,02–0,8 mm. Býva leukoxenizovaný.

Magnetit. Vyskytuje sa v malom množstve vo všetkých vzorkách. Tvorí väčšinou úlomky a pekne vyvinuté čierne oktaedre. Veľkosť zŕn je pod 1 mm.

Ortit (vz. č. 1 a 2). Vystupuje vo forme nepravidelných zŕn, ojedinele tvorí krátkostĺpčekovité kryštály. Farba smolnočierna alebo hnedočierna.

Pyrit. Tvorí typické hexaedrické kryštály často s otupenou hranou (111), o veľkosti 0,5–1,5 mm. Býva götitzovaný. Na povrchu je veľmi zreteľné ryhovanie rovnobežné s hranami. Zrasty sú zriedkavé. Vo vzorke č. 5 sa vyskytli nepravidelné ostrohranné úlomky žltej farby.

Rutil (vz. č. 4 a 5). Tvorí nevelké ihličky a nepravidelné úlomky, ktoré sa pri drvení rozlámali. V práškových preparátoch boli pozorované kolienkovité zrasty. Farba jasne červená.

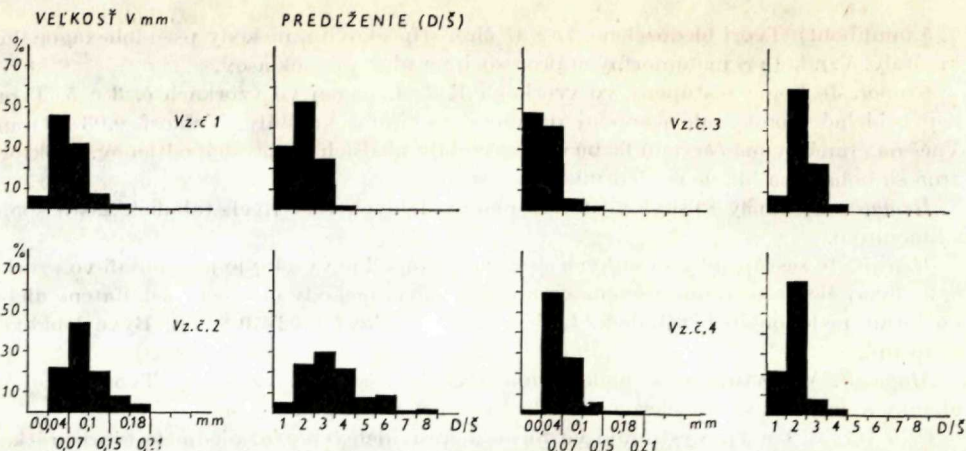
Titanit (vz. č. 3 a 4). Je zriedkavý. Vytvára nedokonalé rombické kryštály, väčšinou však vystupuje v podobe nepravidelných úlomkov. Farba hnedožltá.

Turmalín. Zvýšený obsah je vo vzorke č. 1. Vytvára typické trigonálne stĺpce. Úpravou horniny (drvenie) sú však rozlámajú. Majú priečne pukliny, hladké, pekne vyvinuté plochy, silný sklený lesk. Makroskopicky sú čierne, pod lupou sú priesvitné dymovo-hnedej farby. Časté sú plynné (?) uzavreniny.

Zirkón. Je hojný vo všetkých vzorkách okrem č. 5 (amfibolit). Úpravou vzoriek nie je porušený. Vytvára väčšinou veľmi malé kryštály (0,01–0,1 mm). Niektoré zrná sú číre, väčšinou žltkastej až hnedastej farby. Časté je zakalenie. Metamiktne zirkóny majú zaoblené hrany a rohy, strácajú sklený lesk.

Zirkóny z jednotlivých typov hornín majú svoje charakteristické vlastnosti (morfológia, farba, predĺženie, uzavreniny). Z literatúry sú známe kritériá, podľa ktorých možno na základe vývoja zirkónov predpokladať určitú genézu horniny.

U zirkónov zo vzoriek č. 1, 3, 4 (metamorfované parakryštalikum) prevláda (60–70 %) predĺženie 2. (Pozri histogramy predĺženia a veľkosti zŕn zirkónu, obr. 1). Zirkóny zo spomínaných vzoriek sú krátkostĺpčekovité až oválne. Vzorka č. 3 sa vyznačuje veľmi malými zrnami zirkónu. Vo vzorke č. 1 majú zirkóny obyčajne v centrálnej časti tmavé jadro nepravidelných tvarov. Niekedy sa vyskytujú dve jadrá. Veľmi časté sú číre uzavreniny ihličkovitého tvaru, bez prednostnej orientácie. Zirkóny zo vzorky č. 3 majú pomerne veľa uzavrenín, niekedy len tmavé jadro, inokedy chaoticky usporiadané uzavreniny číre i tmavé. Temer všetky zrná sú oblé, mútne, veľa je metamiktých. Vo vzorke č. 4 sú väčšinou zirkóny s množstvom uzavrenín bez prednostnej orientácie. Mnoho zŕn je však aj čírych s dokonale vyvinutými plochami. Zirkóny tohto typu sú často spomínané aj v literatúre. Metasomaticky vzniknuté migmatity majú maximum predĺženia pod 2 (A. Poldervaart 1956). P. Vitanage (1957) opisuje zirkóny z biotitických kryštalických bridlic, a to zagulatené a krátkostĺpčekovité. P. Hvoždara (in D. Ho-



Obr. 1 Meranie veľkosti a predĺženia zirkónov z niektorých hornín veporidného kryštali-
nika

Fig. 1 Measurements of the size and elongation of zircons of some rocks in the Veporide
crystalline

vorka—P. Hvozďara 1965) uvádza krátkostĺpčekovité zirkóny (predĺženie pod 2) z biotitického granodioritu, na ktorom sa silne odrazili metasomatické pochody. M. Wyatt (1954) označuje zaoblené, číre a čerstvé zirkóny ako „sedimentárne“. S. Saxena (1966) geneticky vyčleňuje 3 typy zirkónov: 1. magmatogénny, 2. sedimentárny a 3. metamorfny. Autigénny zirkón má guľatý a elipsoidálny habitus. V metamorfovaných horninách tie isté zrná majú väčšiu tendenciu tvoriť euhedrické kryštály, bubienkovité tvary s ostrými pyramídami (331) a krátkymi prizmami. Reakciu zirkónu detritického pôvodu v procese metamorfózy je veľmi ťažko sledovať. Pri vysokom stupni metamorfózy zirkón kompletne rekrystalizuje. Pri nízkych teplotách a tlakoch tvoria sa zirkóny iného typu ako v sedimentoch. Zirkón býva často tmavý, zakalený, elipsoidálny habitus bez tendencie euhedrizmu.

Vzorka č. 2 reprezentuje migmatity s prevahou ortozložky. 75 % zirkónov má predĺženie 2, 3, 4, z toho 30 % má predĺženie 3. Okrem toho do 10 % sa vyskytujú zirkóny a predĺženie 5 a 6. (Obr. 1). Stĺpčekovitý zirkón má v tejto vzorke veľkosť prevažne 0,04—0,15 mm. Niektoré zrná sú oblú, iné majú hrany a rohy ostré. Kryštály sú spojkami tvarov {100} {110} {111} {311}. Pomerne veľa zirkónov je čírych, niektoré sú slabožlté a hnedé. Väčšinou sú metamiktne. Časté sú tmavé jadrá a číre uzavreniny. Temer všetky ihličkovité zirkóny majú zonálnu stavbu. V tejto vzorke odrážajú znaky zmiešanej horniny. A. Poldervaart (1956) uvádza takéto zirkóny z hornín, kde granit prenikne do sedimentárnych súvrství a vznikne lit-par-lit alebo migmatity. Tieto horniny obsahujú zaoblené zirkóny zo sedimentov a tiež i ostatné typy, známe z magmatických hornín. M. Wyatt (1954) uvádza dlhostĺpčekovité tvary z kontaminovaných typov hornín. Zonálne zirkóny považuje buď za magmatické, alebo kontaminované. V. Ljachovič (1963) považuje dlhoprizmatické zirkóny za znak nehlbokých podmienok vzniku horniny, prípadne za dôkaz žilnej formy horniny. Podľa neho sú výsledkom rýchleho chladnutia magny.

Zoizit-klinozizit. Je zriedkavý. Vytvára ryhované rombické kryštály, častejšie sa však prezentuje úlomkami. Farba špinavobiela, priehľadné kryštály majú žltý nádych. Klinozizit je veľmi podobný zoizitu. V rezoch podľa (010) zháša šikmo.

Výsledky štúdia akcesorických minerálov hornín

Akcesorické minerály, získané metódou umelých šlichov (pozri nasledujúcu kapitolu) majú znaky získané počas dlhodobého vývinu materských hornín. Vplyvy jednotlivých procesov sa však prejavili aj na asociácii minerálov. Časť rutilu, zirkónu a granátu odvádzame od metamorfítov, časť od magmatogénnych hornín. Metasomaticko-granitizačným procesom možno prisúdiť vznik turmalínu vo vzorke č. 1. Ich odrazom je pravdepodobne tiež dlho-prizmatický vývoj zirkónu. Deštrukčne rekryštalizačné pochody sa odrážajú na skôr vzniknutých mineráloch ich rozlámaním, farebným zákalom. Na tieto pochody môže byť viazaný tiež vznik metamorfných minerálov (epidot, zoizit, leukoxén).

Väčšina študovaných akcesorických minerálov v alúviu má pôvod vo vyššie charakterizovaných horninách. Medzi minerálmi z alúvia a z hornín pozorovali sme aj isté rozdiely. Turmalín z alúvia má prizmatické stĺpce ukončené väčšinou kryštalografickými plochami a zrná sú miestami až 10 mm veľké. Turmalíny diafторitizovaných migmatitov (vz. č. 1) sú oveľa menšie, vždy nepravidelne ukončené, majú dosť uzavrenín, miestami badať zonálnosť. Rutil sa v študovaných vzorkách hornín vyskytuje len ojedinele v podobe malých zrn. Vôbec nebol opísaný nigrín. Vo vzorkách z alúvia sa s ním stretávame často.

Na tvorbu alúvia v predmetnom území má vplyv okrem študovaných hornín aj granit typu Hrončok. Túto horninu z hľadiska akcesorických minerálov študovala M. Tomášová (1966). Kvantitatívne zastúpenie akcesorických minerálov z tohto typu horniny je pre úplnosť uvedené v tabuľke 1.

Ako akcesorické minerály hornín boli opísané: amfibol, anatas, apatit, epidot, granát, hematit (limonit), ilmenit, magnetit, ortit, pyrit, rutil, titanit, turmalín, zirkón, zoizit (klinozoizit). V hrončockom masíve M. Tomášová (1966) opísala aj distén, monazit a xenotím.

Šlichové vzorkovanie

Na tomto území dosiaľ neboli známe žiadne staré banské práce ani výskyty mineralizácie. V roku 1965 sa robilo orientačné šlichové vzorkovanie v rámci zostavovania geologickej mapy list Brezno 1 : 50 000. Ako uvádza P. Hvoždara (1967), na niektorých miestach bol zistený zvýšený obsah zlata (niekoľko zlatiniek v šlichu) a scheelitu (50—100 zrn v šlichu). Neskôr sa vo výskume pokračovalo a dosiahli sa niektoré ďalšie výsledky.

V prvom štádiu sme výskum zamerali na presné lokalizovanie prospekčne významných oblastí a zistenie asociácie ťažkých minerálov. Na ploche asi 30 km² sme odobrali 150 šlichových vzoriek. Pri odbere vzoriek v teréne sme používali metódu, ktorú opisuje J. Slávik (1965). Vysušené šlichy sme sepa-

rovali v bromoforme. Ťažká frakcia bola podrobená elektromagnetickej separácii a semikvantitatívne vyhodnotená pod binokulárnou lupou. Zrná zlata a scheelitu boli spočítané. Niektoré minerály boli určované v polarizačnom mikroskope, spektroskopicky, röntgenometricky, mikrochemicky. Orientačné vyhodnotenie na scheelit sa kvôli usmerneniu niektorých ďalších terénnych prác robilo súbežne s odberom vzoriek presvecovaním šlichov UV lúčmi (lampa Mineralight) a spočítaním zrn scheelitu.

Opis minerálov

Scheelit. Jasne modrá luminiscencia pri osvetení UV lúčmi je typická. Zrná sú často rozlamané a zaoblené o veľkosti 0,2–1,5 mm. Farba mliečnobiela s nádychom do žltá, lesk mastný. Je nepriezračný, nemagnetický. Pod lupou sa bežne nedá odlíšiť od podobných bielych minerálov. Spektrálna analýza aj röntgenometrické určenie boli pozitívne.

Tabuľka 2

100–1 %	1–0,1 %	0,1–0,01 %	0,01–0,001 %
W, Ca	Si, Mg, Mn, Al, Fe, Cu, Bi	V, Pb	Cr, Na, Mo

Spektrálna analýza scheelitu bola urobená na spektrografe PGS-2, spektroskopik: M. Jaroš.

Nízky obsah Mo a tým podmienená jasnomodrá luminiscencia u scheelitu zo študovanej oblasti je v zhode s nízkym obsahom tohto prvku v scheelite z iných lokalít Západných Karpát (J. Kantor 1965).

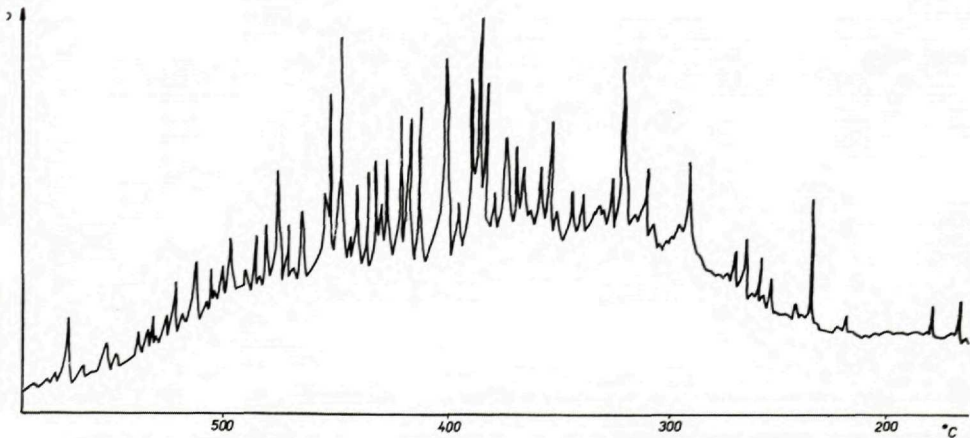
Rtg. určenie bolo urobené pri týchto pracovných údajoch: antikatóda Fe, filter Mn, s GON-3 (tab. 3).

Termometrické skúšky scheelitu robil K. Eliáš metódou dekrepitačne-termovákuovou-impulznou. Podrobný opis metódy je v článku K. Eliáš (1969). Podľa dekrepitačných skúšok sa teplota pri vzniku scheelitu zo študovaného územia pohybuje v rozmedzí 350–500 °C (pozri obr. 2, 3).

Zlato. Vytvára typické nepravidelné pliešky, šupinky, dentrity. Zriedkavé sú zaoblené, nedokonale vyvinuté kryštály. Niekedy sa zlato prerastá s kremeňom. Veľkosť zlatiniek je 0,05–0,5 mm. Na povrchu býva zlato nerovné, rozbrázdnené. Vďaka svojej farbe, vysokému lesku, typickému habitu a nerozpustnosti v HNO₃ možno ho v šlichoch ľahko identifikovať. Vzhľadom na fyzikálne a chemické vlastnosti zlata sa javí šlichová metóda veľmi vhodnou na skúmanie oblastí so zvýšeným obsahom zlata. V delúviu pripúšťa I. M. Ozerov (1959) rozšírenie na 300 m až 1–2 km. Zlato v rozsypoch sa vyskytuje v paragenéze, ktorú nemožno vždy považovať za paragenézu primárnych výskytov zlata.

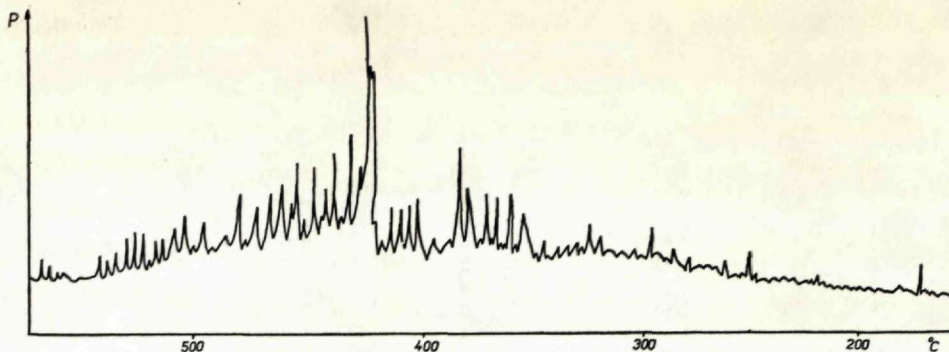
Bizmutový sekundárny minerál. Tvorí nepravidelne obmedzené ostrohranné úlomky, obyčajne krátkostĺpčekovitého tvaru. Farba svetlozelená, na povrchu sú často biele povlaky. Minerál je nepriezračný.

Č.	d	I	d ₁	I ₁
1	4,72	7	4,76	7
2	(3,42)	(3)	(3,40)	(5)
3	3,10	10	3,15	10
4	2,84	7	2,82	5
5	2,61	5	2,608	8
6	(2,53)	2	(2,55)	1
7	2,29	6	2,31	7
8	2,08	3	2,079	3
9	1,989	4	1,989	5
10	1,925	8	1,925	9
11	1,853	5	1,858	7
12	1,684	7	1,685	6
13	1,632	5	1,630	5
14	1,591	8	1,590	9
15	1,550	6	1,549	7
16	1,420	2	1,442	4
17	1,36	4	1,349	6
18	1,249	8	1,250	8
19	1,22	4	1,229	5
20	1,206	5	1,206	5
21	1,189	5		
22	1,170	5	1,174	6



Obr. 2 Scheelit z detailizácie vo Veľkej prostrednej doline. Skúmaných bolo 15 zŕn o veľkosti 0,3–0,6 mm. Dekrepitácia začína asi pri teplote 220 °C. Maximálna intenzita dekrepitácie je medzi 350°–480 °C. Ukončenie dekrepitácie je pri teplote 560 °C.

Fig. 2 Scheelite from detailing in Veľká prostredná dolina valley. 15 grains of the size of 0.3–0.6 mm have been examined. Decrepitation commenced approximately at 220 °C. The maximum intensity of decrepitation is between 350–480 °C. Decrepitation ends at 560 °C.



Obr. 3 Scheelit z detailizácie v Podtajchovej doline. Skúmaných bolo 30 zŕn o veľkosť 0,3–0,6 mm. Dekrepitácia začína pri teplote 220 °C, končí približne pri teplote 580 °C. Maximálna intenzita dekrepitácie je cd 350°–500 °C.

Fig. 3 Scheelite from detailing in Podtajchová dolina valley. 30 grains of the size of 0.3–0.6mm have been examined. Decrepitation commenced at 220°C, ended approx. at 580°C. The maximum intensity of decrepitation is between 350–500 °C.

Tabuľka 4

100–1 %	1–0,1 %	0,1–0,01 %	0,01–0,001 %
Bi	Fe	Si, Pb, Al, Cu	Mg, Sb, V, Ag

Spektrálna analýza bola urobená na spektrografe PGS-2; spektroskopik: J. Chudý.

Zo spektrálnej analýzy (tab. 4) je zrejmé, že ide o minerál Bi. Röntgenometrické určenie (V. Kupčík) neprineslo jednoznačné výsledky. Skúmaný minerál nemožno priradiť k russelitu, pucheritu ani russeweltitu, hoci jeho vzťah k nim je blízky. Ide pravdepodobne o sekundárny bizmutový minerál príbuzný uvedeným minerálom, pri tom nevyklúčujeme možnosť, že ide o zmes niekoľkých sekundárnych minerálov. Presná identifikácia by si vyžadovala väčšie množstvo minerálu a veľmi podrobné štúdium.

Amfibol. V šlichoch nie je hojný. Nápadný je zelenomodrou farbou. Vyskytuje sa v podobe stĺpcovitých, nepravidelne obmedzených štiepných úlomkov.

Anatás. Je vždy vyvinutý v podobe kryštálov. Prevalu tvoria tetragonálne dipyrámidy. Farba ocelovomodrá so zeleným nádychom. Nie je veľmi rozšírený.

Epidot. Obyčajne vytvára bledozelené nepravidelné zrná. Ako minerál epidot-zoizitovej skupiny bol opísaný aj číry. Stĺpčekovité kryštály má pretiahnuté podľa osi „c“. Tvar na priečnom reze je pseudohehexagonálny. Určený bol röntgenometricky, spektrálnou analýzou aj v polarizačnom mikroskope.

Granáty. Farba ružová, žltá a červená. Forma prevažne nepravidelných zŕn, často rozlámaných, inokedy zaoblených do izometrických valúnov. Najčastejšími kryštálovými tvarmi sú rombodekaeder {110} a zväčajšie pentagon-dodekaeder a tetrahexaeder. Veľkosť 0,5–1,5 mm. Pomerne časté sú uzavreniny svetlé (sludy) a tmavé (ilmenit alebo magnetit). Granát tvorí takmer vždy nadpolovičnú väčšinu v šlicu. Takmer všetok pochádza z kryštálických bridlíc.

Č.	Sek. Bi min.		Russeweltit		Pucherit		Russelit	
	d _m	I	d _t	I	d _t	I	d _t	I
1	4,4696	2	3,28	10	4,683	4	3,08	10
2	4,2513	2	3,20	9	4,230	10	2,68	7
3	4,1686	2	3,108	9	3,74	1	2,11	2
4	4,0789	2	3,026	4	3,35	7	1,91	9
5	3,7035	4	2,862	2	3,25	10	1,64	10
6	3,5262	2	2,82	1	3,02	5	1,564	5
7	3,2559	3	2,71	2	2,832	1	1,354	2
8	2,9523	10	2,621	4	2,709	10	1,250	7
9	2,5244	3	2,591	1	2,570	6	1,214	7
10	2,4423	3	2,500	3	2,508	1	1,109	7
11	2,3566	3	2,392	1	2,450	3	1,044	7
12	2,3066	3	2,282	2	(2,310)	6		
13	2,2875	2	2,223	3	2'273	2		
14	2,1308	4	2,191	1	(2,219)	6		
15	2,0430	3	2,128	2	2,188	1		
16	2,0040	3	2,073	3	2,157	1		
17	1,9321	5	1,983	8	2,120	1		
18	1,8542	3	1,913	5	2,094	10		
19	1,8353	2	1,874	2	2,010	10		
20	1,8179	2	1,842	2	1,989	2		
21	1,7549	5	1,804	5	1,938	3		
22	1,7108	4	1,754	2	1,862	1		
23	1,6817	3	1,722	2	1,833	6		
24	1,6127	5	1,682	5	1,810	6		
25	1,5971	3	1,654	1	1,786	2		
26	1,5155	1	1,632	1	1,758	9		
27	1,4843	1	1,610	2	1,743	4		
28	1,4754	4	1,576	7	1,712	1		
29	1,4218	3	1,545	2	1,702	1		
30	1,3695	3	1,452	1	1,663	10		
31	1,3218	2	1,432	1	1,619	9		
32	1,2926	2			(1,597)	4		
33					1,581	9		

Rtg. určenie bolo urobené metódou difrakčného snímkovania. Pracovné údaje: 30 kV, 16 mA, Fe lampa, vstupná clona 0,20 mm, výstupná clona 0,02 mm, posuv 2°/min na 2, citlivosť 0,01, interpretačná konštanta 8 sek.

Ilmenit. Je druhým najrozšírenejším minerálom v šlichoch. Farba čierna, polokovový až kovový lesk. Väčšinou tvorí tabuľkovité úlomky o veľkosti 0,05–2 mm. Často je leukoxenizovaný.

Magnetit. Vytvára najčastejšie oktaedre, inokedy nepravidelné zrná do 0,5 mm. Farba čierna, polokovový lesk.

Monazit. Tvorí hrubé tabuľky alebo stĺpce. Časté sú spojky tvarov {100} {110} {010} {011} {101}. Kryštály majú zaoblené hrany, drsný nerovný povrch. Sú väčšinou matné. Farba medovožltá s nádychom do hnedá alebo do zelena. Je pomerne hojný. V niektorých šlichoch dosahuje vysoké obsahy až 8–10 %.

Pyrit. Veľké zastúpenie má najmä v šlichoch odobratých v okolí hrončockého graniťového masívu. Väčšinou ide o pekne vyvinuté kryštály izometrického habitu. Hexaedre

majú často „zastúpené“ rohy alebo hrany plochami (111) a 210). Pomerne časté sú aj pentagonálne dodekaedre. Zrasty sú časté. Zväčša je limonitizovaný.

Rutil. Je pomerne hojný. Zrná 0,05–1,5 mm veľké majú najčastejšie stĺpcovité habitus a sú pozdĺžne ryhované. Menej časté sú ihličkovité tvary. Len zriedka sú stĺpcovité kryštály zakončené nízkou pyramídou, väčšinou sú kryštály rozlamané. Pomerne časté sú kolienkovité zrasty. Farba je tuhočervená. Vyskytuje sa tiež čierny rutil nigrín.

Sludy. Tvoria nepravidelné lístočky a šupiny svetlej farby. Typické je vrstevné ukončenie zrn. Po pritlačení ihlou sa zrno delí podľa spodovej plochy na mnoho lístočkov.

Turmalín. Je hojný v šlichoch z celého študovaného územia. Pochádza väčšinou z diaforitov migmatitov svorového charakteru, ktoré budujú podstatnú časť predmetného územia. Vytvára typické trigonálne stĺpce, ktoré sú obyčajne rozlamané. Veľkosť ojedinele až 10 mm. Niekedy bývajú stĺpce na jednom póle ukončené pekne vyvinutými trigonálnymi pyramídami. Mnohé jedince sú ohýbané až rozlamané a pukliny sú vyhojené sludnatými minerálmi. Časté sú uzavreniny, a nepravidelné priečne pukliny. Farba je čierna-skoryl. Pod lupou sú kryštály priesvitné, dymovohnedej až zelenkastej farby.

Xenotím. Je zriedkavý a vyskytuje sa spolu s monazitom. Nízke dipyramidálne kryštály sú na povrchu drsné a matné. Farba svetložltá až hnedá.

Zirkón. Vyskytuje sa takmer vo všetkých šlichoch, avšak jeho obsah nebýva veľký. Veľkosť zrn 0,01–0,5 mm. Sú spojkami tvarov {100} {110} {111} {311}. Tvoria krátkostĺpcovité, dlhostĺpcovité až ihličkovité kryštály. Veľkú prevahu tvoria bezfarebné zirkóny často s nádychom do ružova. Známe sú metamiktne zirkóny, hnedé až čierne. Hyacinty sú vzácne.

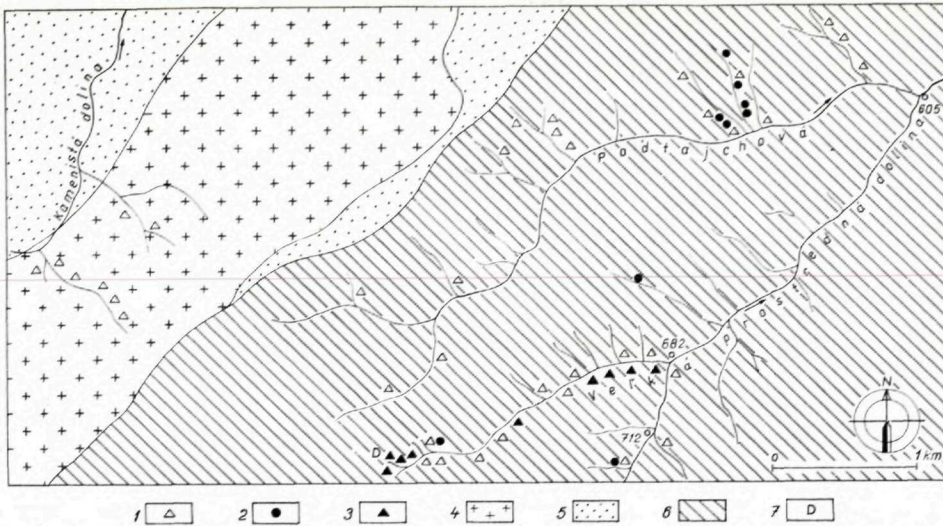
Zoizit. Je v šlichoch častejší ako epidot. Rombické kryštály sú ryhované podľa osi „c“. Kryštály sú prizmatické, často sploštené podľa (100). Farba špinavobiela, priehľadné zrná s nádychom do žltohneda.

Výsledky šlichového vzorkovania

Pri vyhodnotení šlichov na scheelit priamo v teréne ukázal sa vo vzorke v závere Veľkej prostrednej doliny (obr. 4) mimoriadne vysoký obsah scheelitu — 750 zrn. Rozhodli sme sa urobiť detailizáciu delúvia nad touto vzorkou. Zvolili sme pravidelnú štvorcovú sieť kopaných sond (hlbka 50–75 cm) a z nich sme brali asi 50 kg hliny, ktorú sme šlichovali. Tridsiatimi kopanými sondami sme pokryli plochu asi 2000 m². Ukázala sa línia zvýšených obsahov scheelitu (max. obsah 1200 zrn). V tejto časti detailizácie sme kopali 0,5 m hlbokú a 25 m dlhú ryhu. Výsledkom bolo len niekoľko kusov čistého scheelitu do 1,5 cm a jeden kúsok horniny asi 5 × 3 cm veľký. Ide o silne prekremený migmatit, ktorým prechádza kremenná žila na styku s horninou silne impregnovaná scheelitom. Scheelit je tu vyvinutý v podobe zrnitých agregátov. Veľkosť zrn je pod 0,5 mm.

Ďalšia detailizácia bola robená v Podtajhovej doline. Boli tu šlichy so zvýšeným obsahom zlata. 24 šlichov bolo odobratých v hustote 50 m v malých ľavých prítokoch Podtajhovej. Maximálny obsah bol 2 zlatinky v šlichu. Zaujímavý je nízky obsah scheelitu (okolo 10 zrn).

Zaujímavé je všímať si spektrálne analýzy paramagnetickej frakcie. Tu



Obr. 4 Mapa zvýšených obsahov zlata a scheelitu v šlichoch (M = 1:25 000)

Vysvetlivky: 1 – 15–99 zrn scheelitu v šlicu; 2 – zlato v šlicu; 3 – 100 a viac zrn scheelitu v šlicu; 4 – granit typu Hrončok; 5 – filonity; 6 – migmatity s vložkami parametamorfitov; 7 – detailizácia

Fig. 4 The Map of Increased Amounts of Gold and Scheelite in Pannings (M = 1:25 000)

Explanatory notes: 1 – 15–99 scheelite grains in a panning; 2 – gold in a panning; 3 – 100 and more scheelite grains in a panning; 4 – granite of the Hrončok type; 5 – phyllonites; 6 – migmatites with parametamorphite insertions; 7 – detailing

nám okrem W a Bi (obsahy do 0,1 %) vystupujú vo veľmi malých zlomkoch percenta (0,01–0,001 %) prvky Sn, As, Sb. Na aké minerály sú viazané, sa nám nepodarilo zistiť. Časť Bi je viazaná na sekundárny Bi minerál. Najvyššie obsahy Bi sú v detailizácii vo Veľkej prostrednej doline, odkiaľ je opísaný aj sekundárny Bi minerál. Na čo sa viaže W, nevieme, lebo čierne minerály pripomínajúce volframit sme identifikovali ako ilmenit.

Skúmaním šlichov zo študovanej oblasti sa nám podarilo dostať pomerne dobrý obraz o asociácii minerálov vystupujúcich v nich. Lokalizovali sme dve oblasti so zvýšeným obsahom prospekčne významných minerálov (zlato, scheelit). Výsledky šlichovania sú vynesené na šlichevej mape. Ide tu o vyššie spomínané detailizácie vo Veľkej prostrednej doline a v Podtajchovej. Tieto dve oblasti sa od seba čiastočne odlišujú asociáciou minerálov. Vo Veľkej prostrednej doline okrem bežnej asociácie, ktorá je v podstate rovnaká na celom študovanom území, je vysoký obsah scheelitu, pyrit, turmalín, málo zlata, chalkopyritu. V niektorých vzorkách sú zvýšené obsahy minerálov epidot-zoizitovej skupiny. Zaujímavé sú tu zvýšené obsahy prvkov (Bi, Sb, As, Sn, W). V Podtajchovej je nízky obsah scheelitu, zvýšený obsah zlata, pyritu, turmalínu, monazitu a rutilu. Rozdiely v asociácii minerálov v dvoch spomí-

naných oblastiach nie sú veľké a domnievame sa, že nemožno hovoriť o dvoch typoch mineralizácie.

Na študovanom území konštatujeme v šlichoch tieto ťažké minerály: scheelit, zlato, sekundárny Bi-minerál, amfibol, anatás, epidot, granát, ilmenit, magnetit, monazit, pyrit, rutil, sludy, turmalín, xenotím, zirkón, zoizit.

Prehľad a diskusia výsledkov

Medzi asociáciou ťažkých minerálov získaných drvením hornín vystupujúcich na študovanom území a asociáciou minerálov zo šlichov sú isté pozoruhodné rozdiely. V horninách neboli pozorované tieto ťažké minerály: scheelit, zlato, sekundárny bizmutový minerál. Prospekčný význam má aj výskyt turmalínu, rutilu, monazitu a pyritu. Turmalín je v šlichoch pomerne bežný. Dá sa to vysvetliť jeho vysokým obsahom v diaforitoch migmatitov svorového charakteru (vz. č. 1), ktoré budujú prevažnú časť predmetného územia. I tak sme však pozorovali zvýšený obsah a veľké zrná turmalínu v šlichoch so zvýšeným obsahom prospekčne významných minerálov. Monazit v horninách parakryštalínika vôbec nebol opísaný. Vyskytuje sa iba v hrončockom granite (M. Tomášová 1966). Pritom sa však vyskytuje vo veľkom množstve v šlichoch z alúvia, na tvorbu ktorého hrončocký granit nemá vplyv. Najviac ho obsahujú spolu s rutilom šlichy v oblasti detailizácie v Podtajchovej. Podobná závislosť platí aj vo Veľkej prostrednej doline. A. Kucharenko (1961) pripúšťa možnosť vzniku monazitu aj na pneumatolyto-hydrotermálnych zrudneniach. Vzhľadom na vyššie uvedené fakty nie je takáto možnosť v našom prípade vylúčená. *Rutil* ako akcesorický minerál študovaných hornín bol opísaný v oveľa menšom množstve, ako sa vyskytoval v šlichoch. Jeho pomerne vysoký obsah v šlichoch sa dá vysvetliť pneumatolyticko-hydrotermálnymi premenami hornín (H. Schneiderhöhn 1962). *Pyrit* je v šlichoch oveľa hojnejší ako v asociácii minerálov hornín. V šlichoch bol častý pentagonálny dodekaeder, zatiaľ čo v horninách takýto tvar nebol pozorovaný. Podľa A. Kucharenka sú pentagonálne dodekaedre pyritu často viazané na zrudnené zóny.

Nemožno vylúčiť, že časť monazitu, rutilu, turmalínu a pyritu je viazaná na pásma, kde sa uplatnili pneumatoliticko-hydrotermálne roztoky. Predpokladáme, že ich možno považovať spoločne so zlatom, scheelitom, sekundárnym Bi minerálom za minerály viazané na zrudnené zóny.

Vznikom minerálov pri hydrotermálnych premenách sa zaoberá mnoho autorov: H. Schneiderhöhn (1960) uvádza, že pri hydrotermálnej premene hornín dochádza k ich sericitizácii, vybieleniu alebo k silicifikácii, pritom môžu byť ešte viac-menej pyritizované. Chloritizácia a karbonatizácia je rozšírená u báziických hornín. Ovčínikov

(in Smirnov a kol. 1968) v kapitole o plutogénnych ložiskách uvádza z okolorudných premien pre W a Au najmä silicifikáciu, sricitizáciu, pyritizáciu, turmalinizáciu a pre W aj vybielenie.

My sme petrograficky študovali 9 vzoriek hornín, vystupujúcich v detailizácii vo Veľkej prostrednej doline. U všetkých sme pozorovali isté zmeny, ktoré sú pravdepodobne výsledkom hydrotermálnej činnosti v tejto oblasti. Pozorovali sme tieto zmeny: Vybielenie biotitu, albitizácia a zatlačovanie K-živcov, sricitizácia, silicifikácia, vznik novotvoreného apatitu (?). Z poznatkov získaných štúdiom ťažkých minerálov v šlichoch možno tu predpokladať aj turmalinizáciu, pyritizáciu, vznik rutilu. Zaznamenali sme tiež zvýšený obsah slúd v šlichoch z oblasti detailizácie vo Veľkej prostrednej doline.

Z mnohých genetických typov ložísk scheelitu i zlata uvádzaných v literatúre (T. V. Butkevič 1960, H. Schneiderhöhn 1960, Smirnov 1968 a iní) si všimneme tie, v ktorých vystupujú tieto dva minerály spolu.

Zlato-scheelitové pegmatity spolu s Cu sulfidmi

Pneumatolyticky-hydrotermálne ložiská. Súčasne s hydrotermálnym procesom prebieha aj pneumatolýza. Najčastejšie sa ložiská vyskytujú v apikálnych častiach granitoidov a v parametamorfovaných horninách s vyšším obsahom Ca (efuzívne horniny stredného až zásaditého zloženia, vápnité fľovité bridlice, fylity a iné). Veľkú úlohu hrá zmena okolitých hornín. Scheelit sa vyskytuje ako jediný volfrámový minerál spolu so zlatom, turmalínom, aktinolitom, granátom, tremolitom.

Mezotermálne-hydrotermálne ložiská. Kremeň-kalcit-scheelitové a kremeň-scheelitové žily a žilníkovo impregnačné rudy sú geneticky viazané na stredne abysálne kyslé až stredne kyslé intrúzie. Okolité horniny sú kryštalické bridlice, fylity, vápence, adamelity, granodiority a efúziá strednej bážicity. Základným minerálom je kremeň, druhoradými sú scheelit, kalcit, dolomit, pyrit, zriedka zlato, fluorit a sulfidy.

Kontaktne-metasomatické (skarnové) ložiská. Vznikajú „naložením“ hydrotermálneho scheelitu na skarny, vápnito-silikátové alebo kontaktne-metasomatické rohovce. Okolité horniny sú mramoritizované, dolomitizované vápence, vápenato-rohovcovité bridlice a granitoidy. Rozoznávajú sa formácie: scheelitová, scheelit-molybdenitová a scheelit-volframitová. Paragenéza: pyrit, chalkopyrit, molybdenit, sfalerit, galenit, cínovec, pyrotín, zlato.

Ako zdroj zlata nemožno vylúčiť zóny pyritizácie v rôznych metamorfovaných horninách (A. Kucharenko 1961).

Taktiež „hluché“ (F. N. Šachov 1964) kremenné a kremeň-turmalínové žily môžu byť nositeľom mineralizácie scheelitu i zlata.

Opierajúc sa o súčasný stav poznatkov predpokladáme, že v našom prípade ide o pneumatolyticky-hydrotermálnu zlato-scheelitovú epigenetickú mineralizáciu.

Tento typ mineralizácie ako najpravdepodobnejší uviedol na základe asociácie ťažkých minerálov a geologických pomerov už P. Hvožďara (1967). Ďalšie štúdie potvrdzujú tento predpoklad. Dnes máme presnejšie vymedzenú asociáciu prospekčne významných ťažkých minerálov: scheelit, zlato, sekundárny Bi-minerál, pyrit, turmalín, monazit, rutil. Premeny hornín v oblasti so zvýšeným obsahom scheelitu v šlichoch majú hydrotermálny charakter. Dekrepitačné skúšky scheelitu potvrdzujú vysoko termálny hydrotermálny až penumatolytický vznik tohto minerálu (350—550 °C). Vzťah mineralizácie ku geologickým pomerom sa nám taktiež najlepšie zrovnáva s predpokladaným typom (výskyt v parametamorfovaných horninách bohatých na Ca, efuzívne horniny strednej bázicity, fylity). Predpokladáme, že vznik tejto epigenetickej mineralizácie je viazaný na intrúziu hrončockého granitu, príp. na granitizačné pochody v ňom. Mineralizácia je lokalizovaná v migmatitoch, ktoré sú na okolí postihnuté premenami.

Skarnový typ ložísk je na naše podmienky a výsledky ťažko interpretovateľný najmä pre odlišné geologické pomery a inú asociáciu minerálov. Pravdepodobnejšie je porovnanie s mezotermálnym hydrotermálnym typom ložísk. Nebol však opísaný fluorit ani sulfidy. Dekrepitačné skúšky scheelitu poukazujú na vyššie teploty vzniku. Porovnanie so zlato-scheelitovými pegmatitmi znemožňuje chýbanie sulfidov, vysoká teplota vzniku a odlišné geologické pomery.

Podobný typ zlato-scheelitovej mineralizácie opisuje J. Kantor (1965) z lokality Jasenie—Kyslá v Nízkych Tatrách. Žily sa vyskytujú v migmatitoch s vysokou prevahou ortozložky, v blízkosti granitoidného masívu. Na žilách prevláda kremeň, zriedkavý je arzénopyrit a pyrit. Mikroskopicky boli určené: sfalerit, galenit, rýdze zlato, scheelit. Miesta bohatších impregnácií scheelitu sledujú kontakt kremenných žíl s okolitými horninami. Spektrálna analýza aj röntgenografické určenie scheelitu ukazujú príbuznosť so scheelitom z oblasti masívu Hrončok.

Záver

Získané poznatky o výskyte zlato-scheelitovej mineralizácie v oblasti granitovej intrúzie Hrončok, jz. od Čierneho Balogu, možno zhrnúť takto:

Po vyčlenení akcesorických minerálov, ktoré prichádzajú do alúvia z rozrušených hornín, môžeme rozšíriť asociáciu prospekčne významných minerálov: zlato, scheelit, sekundárny Bi-minerál, pyrit, turmalín, monazit, rutil.

Vzhľadom na túto asociáciu možno vyčleniť dve význačné oblasti z hľadiska prospekcie — Veľká prostredná dolina a Podtajchová; okrem toho sú aj v niektorých iných vzorkách vysoké obsahy scheelitu a zlata.

Predpokladáme, že ide o epigenetickú mineralizáciu pneumatolyticko-hydrotermálneho genetického typu, zlato-scheelitovej formácie.

Primárny zdroj mineralizácie je zatiaľ neznámy; predpokladáme, že je viazaná na kremenné žily vyvinuté v migmatitoch (malý úlomok horniny s kremennou žilou, silne impregnovaný scheelitom).

Mineralizácia je lokalizovaná v diafktoritoch migmatitov svorového charakteru, ktoré sú v oblastiach zvýšených obsahov prospekčne významných minerálov hydrotermálne premenené.

Geneticky je mineralizácia pravdepodobne viazaná na hrončockú žulovú intrúziu (alebo na granitizačné pochody, ktoré tu prebiehali).

Do tlače odporučil J. Gubač

LITERATÚRA

- [1] Baker G., 1941: Apatit crystals with colored cores in Victorian granitic rocks. Amer. Min. Vol. 26, No. 6. — [2] Butkevič T. V., 1960: Trebovanija promyšlennosti k kačestvu mineralnogo syrja. Volfram. Vyp 43, Moskva. — [3] Eliáš K., 1969: Dekrepitácia plynokvapalných uzavrení vo vákuu. Geol. práce, Správy 50, Bratislava. — [4] Hoppe G., 1962: Die Formen des Akzesorischen Apatits. Berichte Geol. Gesell. 7/3, Berlin. — [5] Hovorka D.—Hvoždara P., 1965: Akcesorické minerály veporidných hornín I. Acta geologica, Bratislava. — [6] Hvoždara P., 1967: Zlato-scheelitová mineralizácia v strednej časti veporid. Geol. práce, Správy 41, Bratislava. — [7] Kantor J., 1959: Príspevok k poznaniu veporidných granitov podľa A/K⁴⁰ metódy. Geol. práce, Správy 16, Bratislava. — [8] Kantor J., 1965: Tungsten in the West Carpathian Metallogenic Province. Geol. práce, Správy 36, Bratislava. — [9] Krist E., 1966: Záverečná správa o mapovaní na liste Brezno 1:50 000. Manuskript-archív GÚDŠ, Bratislava. — [10] Kubíny D., 1959: Poznámky o tektonickom postavení a veku hrončockej žulovej intrúzie. Geol. práce, Správy 15, Bratislava. — [11] Kucharenko A., 1961: Mineralogija rozsyvej. Gosgeoltechizdat, Moskva. — [12] Ljachovič V. V.—Červinskaja A. D. 1960: O vlijaniji procesov assimilacii na rasprostraneniye akcessornych mineralov v granitoidach. Izv. AN SSSR, ser. geol. No. 5, Moskva. — [13] Ljachovič V. V., 1963: Akcessornyje mineraly kak indikatory geologičeskich procesov. In: Novyje metody v mineralogii i petrografii i rezultaty ich primeneniya. Gosud. naučno-techn. izd. lit. po geologii i ochrane nedr. Moskva. — [14] Maheľ M., 1967: Regionálna geológia ČSSR. ČSAV, II/1, Praha. — [15] Maheľ M., 1964: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1:200 000. List B. Bystrica. ÚÚG, Bratislava. — [16] Mišík M., 1955: Akcesorické minerály malokarpatských žulových masívov. Geol. sbor. VI/3,4, Bratislava. — [17] Ozerov I. M., 1959: Šlichovaja sjomka i analiz šlichov. Gosgeotekhnizdat, Leningrad. — [18] Poldervaart A., 1956: Zirkon in Rocks. 2. Igneous Rocks. Am. J. Sci., 245. No. 9. — [19] Saxena S. K., 1966: Evolution of zircons in sedimentary and metamorphic rocks. Sedimentology 6. — [20] Schneiderhohn H., 1962: Erzlageratätten. VEB G. Fischer Verlag, Jena. — [21] Simpson B., 1933: The dusty apatites of the Eskdale (Cumberland) granite. Geol. Mag. 70. — [22] Slávik J., 1952: Těžké minerály ze zvětralin východní části střeodočeského plutonu. Sborn. ÚÚG, sv. 19, odd. geol. Praha. — [23] Slávik J., 1965: Metodika a niektoré výsledky šlichovania na Vihorlate. Geol. průzkum č. 10, Praha. — [24] Smirnov a kol. 1968: Genezis

endogenných rudných mestoroždenij. Nedra, Moskva. — [25] Šachov F. N., 1964: Geologija žilných mestoroždenij. AN SSSR. Izdat. Nauka, Moskva. — [26] Tomášová M., 1966: Akcesorické minerály granitoidov záp. časti N. Tatier a sz. časti Veporského rudohoria. Diplomová práca. Katedra petrografie PFUK, Bratislava. — [27] Vitana-ge P. V., 1957: Studies of zircon types in Ceylon pre-cambrian complex. The Journ. of geol., 65, 2. — [28] Wyatt M., 1954: Zircons as provenance indicators. Amer. Miner. 39/11—12. — [29] Zoubek V., 1936: Poznámky o kryštalíniku Záp. Karpát. Věstník SGÚ XXII, Praha.

M. CHOVAN

HEAVY MINERALS FROM THE AREA AROUND HRONČOK (VEPORIDES)

(Summary of the Slovak text)

The article deals with the problems concerning primary gold-scheelite epigenetic mineralization in the central part of Veporides. The mineralization has been determined by P. Hvoždara (1967) by means of orientational pan-sampling.

The region studied is situated to the southwest of Čierny Balog in Central Slovakia and is built of the Vepor Crystalline. The substantial part of the region is composed of migmatites of late-orogenic granitoids including strata of metamorphites of paraserries represented by amphibolites, biotite and quartzose paragneisses. Granite of the Hrončok type occurs in the northern part of the region. It is an acid leucocrate granite with porphyrylike texture.

By the examination of accessory minerals gained by the method of artificial rock slices from crushed rocks, mineral associations of accessories for the separate rock types have been found. Petrogenesis of these types of rocks is not dealt with in the present article. Probe Nr. 1 represents diaphthorite of migmatites of a micaschist nature. Probe Nr. 2 — migmatite with orthocomponent predominating. Probe Nr. 3 — biotite paragneiss. Probe Nr. 4 — quartzose paragneiss. Probe Nr. 5 — amphibolite. Quantitative evaluation of accessory minerals of these rocks is given in a table Nr. 1.

In areas where by orientational pan-sampling higher amounts of scheelite and gold have been found, the distance of sampling of the separate pan-samples has been reduced. In the pan-samples the following minerals have been determined: scheelite, gold, secondary Bi-mineral — indetermined accurately, pyrite, chalcopyrite, rutile, tourmaline, monasite, amphibole, anatase, epidote-zoisite, garnet, illmenite, magnetite, xenotime, zircon.

Two areas with the increased volume of Au and scheelite (cf. fig. 4):

1. Velká Prostředná valley — especially increased volumes of scheelite (1200 grains in a pan-sample), less gold, secondary Bi-mineral, tourmaline, monasite, and rutile. By a square net of digged sounds 2000 sqm have been occupied. By digging of 0.5 m deep prospecting furrow the primary occurrence of mineralization could not have been exposed. Only a fragment of a rock (migmatite) with a quartz vein considerably impregnated by finegrained scheelite has been found.

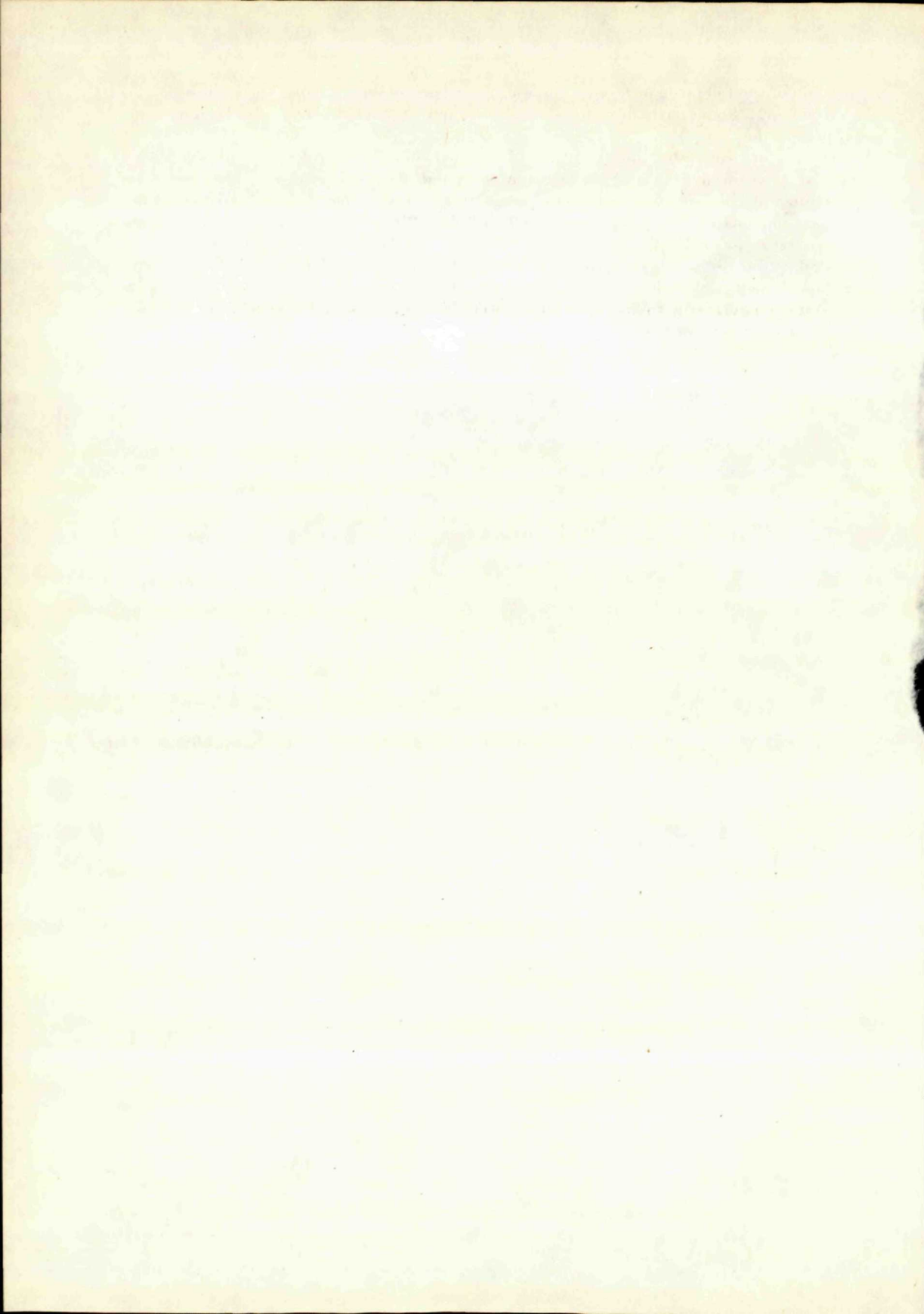
2. Podtajchová valley represents the second important area concerning prospecting. There are increased volumes of gold, lesser volumes of scheelite, monasite, rutile, tourmaline.

A comparison of mineral association of accessories of rocks and mineral association of accessories coming into the alluvium (gained by panning sampling) shows that in the

rocks no of the following accessory minerals have been observed: gold, scheelite, secondary Bi-mineral. Some parts of tourmaline, rutile, pyrite, monasite may also be important for prospection.

The type of mineralization found in this manner, may be considered — in accordance with P. Hvoždara (1967) — a pneumatolytichydrothermal gold-scheelite epigenetic mineralization. Decrepitation tests of scheelite prove the high-thermal, hydrothermal or even pneumatolytic origin (360–500°C) of this mineral (fig. 2 and 3). The relation of mineralization and of the geological situation corresponds to the supposed type of mineralization (occurrences in parametamorphosed rocks rich in Ca, effusive rocks of medium basicity, phyllites). We may suppose that the genesis of the epigenetic mineralization is connected with the intrusion of the Hrončok granite. Mineralization has been localized in migmatites.

Preložila E. Jassingerová



MILOŠ SIBLÍK*

RHYNCHONELLIDNÍ RAMENONOŽCI ANISU SLOVENSKÉHO KRASU*(17 obr. v textu, 2 příl. na křídě, anglické résumé)*

Abstract. The author presents new evaluation of rhynchonellid brachiopods in the Anisian of the Slovak Kars, basing upon the review of old collections completed with fresh findings from this region.

V této práci jsou zpracováni rhynchonellidní ramenonožci anisu Slovenského krasu (jihovýchodní Slovensko). Podkladem pro studium byly především rozsáhlé sběry J. Bystrického, pocházející z jeho několikaletých terénních výzkumů ve Slovenském krasu a uložené dnes ve Slovenském národním muzeu v Bratislavě.**

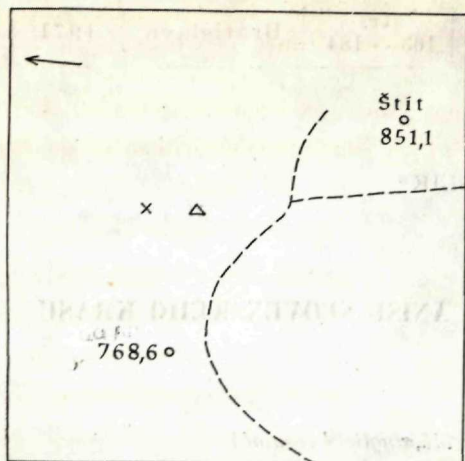
Ramenonožci z těchto sběrů byli předběžně pourčováni J. Bystrickým v jeho monografické práci o Slovenském krasu (1964). Tam je uvedena i podrobnější charakteristika aniských hornin, z nichž nálezy fosilií pocházejí; je tam řešen vzájemný vztah mezi ramenonožcovými a dasycladaceovými zónami a pod. Těmito otázkami se proto v předložené práci znovu nezabývám a odkazuji na výše zmíněnou monografii. Nálezy J. Bystrického jsem rozmnožil svými vlastními sběry na jeho lokalitách Štítník a Zakázané; tento další materiál je uložen v Geologickém ústavu ČSAV v Praze.

Třebaže ramenonožci jsou zdánlivě pěkně zachováni, je třeba říci, že jejich jádra jsou velmi málo způsobilá pro studium vnitřní stavby. Vnitřky jader jsou v naprosté většině překrytá a k získání informací o vnitřní stavbě je třeba brousit větší počet jedinců. Ani tehdy nebývají údaje úplné; většinou se nepodaří zjistit zakončení krur. Poměrně nejlepší zachování je na lokalitě Zakázané.

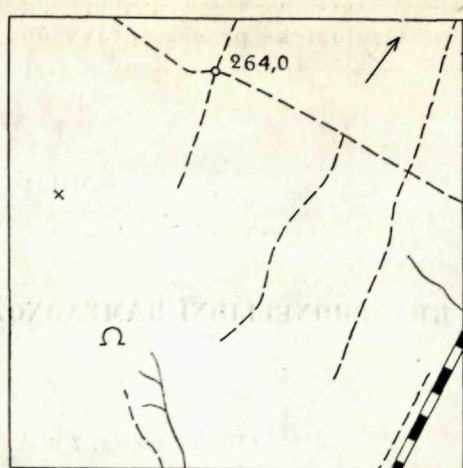
Stratigrafické rozpětí jednotlivých druhů je stanoveno na základě našich

* Geologický ústav ČSAV, Praha

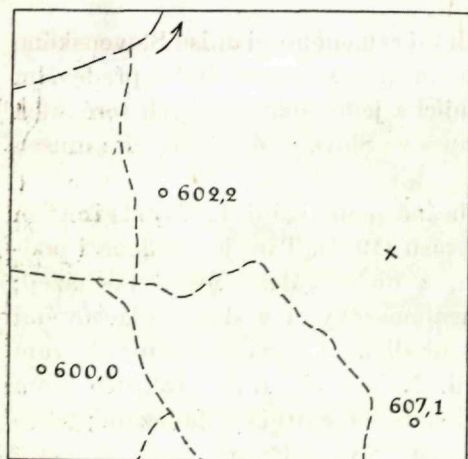
** Dr. J. Bystrickému děkuji nejenom za zapůjčení sbírky ke studiu, ale i za ochotné uvedení do terénu a seznámení s problematikou.



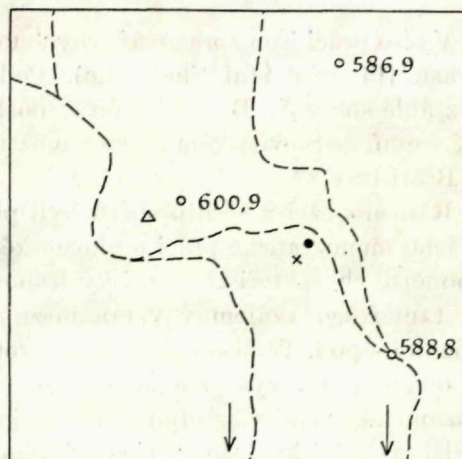
Lokalita 1



Lokalita 2



Lokalita 3



Lokalita 4

Lokalita 1 – Štítník: × – výskyt ramenonožců, Δ – illyr s *Norites apioides* Arth. Šipka ukazuje směr na Štítník, vzdálený 3 km.

Každá strana všech náčrtků se rovná vzdálenosti 1000 m.

Lokalita 2 – Brzotín: × – výskyt ramenonožců. Šipka označuje směr na Brzotín, vzdálený 1,5 km.

Lokalita 3 – Krásnohorská Dlhá Lúka: × – výskyt ramenonožců. Osada je vzdálená 1 km ve směru šipky.

Lokalita 4 – Zakázané: × – výskyt ramenonožců illyru, ● – schreyeralmské vápence s *Flexoptychites flexuosus* (Mojs.), Δ – ladin s „*Rhynchonella*“ *brasoviae* Jekelius. Šipky označují směr do Silice, vzdálené 2 km.

nálezů; starší (většinou neúplné nebo nepřesné) údaje ve světové literatuře není vhodné bez nového přepracování přebírat. Údaje o výskytu druhů zahrnují pro ucelení představy o nálezech v Západních Karpatech nejen lokality Slovenského krasu, ale i další lokality z ostatních slovenských pohoří. Proto jsem revidoval příslušné nálezy, uložené v Geologickém ústavu D. Štúra v Bratislavě (včetně jedinců určovaných J. Pevným 1964); sběry D. Štúra (1868) jsem neměl k dispozici a jeho údaje o výskytu uvádím pouze pro úplnost.

Lokality

1. Štítník — západní svah Plešivecké planiny, východně od Štítníku (J. Bystrický 1964, lok. III). Světlešedé zrnité a krinoidové vápence poskytl lumachely převážně drobných ramenonožců svědčících pro pelson: *Decurtella decurtata* (Gir.), *Decurtella vivida* (Bitt.), *Decurtella* (?) *illyrica* (Bitt.), *Norella* (?) sp. nov., „*Rhynchonella*“ *mentzeli* (Buch), dále pak *Spiriferina fragilis* (Schloth.), *Mentzelia mentzeli* (Dunk.), *Koiveskallina koeveskalyensis* (Štúr), *Neoretzia* (?) *schwageri* (Bitt.), *Tetractinella trigonella* (Schloth.), *Aulacothyris angusta* (Schl.), *Aulacothyris incurvata* Bitt., „*Zeilleria*“ *angustaeformis* (Böckh), *Coenothyris vulgaris* (Schl.).

2. Brzotín — jihozápadně od obce na východním úpatí Plešivecké planiny (J. Bystrický, lok. IV). Nálezy druhů *Piarorhynchia trinodosi* (Bitt.), *Decurtella vivida* (Bitt.), *Decurtella* (?) *illyrica* (Bitt.), „*Rhynchonella*“ *attilina* Bitt., *Caucasorhynchia altaplecta* (Böckh), „*Rhynchonella*“ aff. *mentzeli* (Buch), z ostatních *Spiriferina fragilis* (Schl.), *Spiriferina* cf. *canavarica* Tomm., *Koiveskallina koeveskalyensis* (Štúr), *Tetractinella trigonella* (Schl.), *Anisactinella matutina euplecta* Bitt., *Aulacothyris angusta* (Schl.) ukazují na přítomnost pelsonu až illyru.

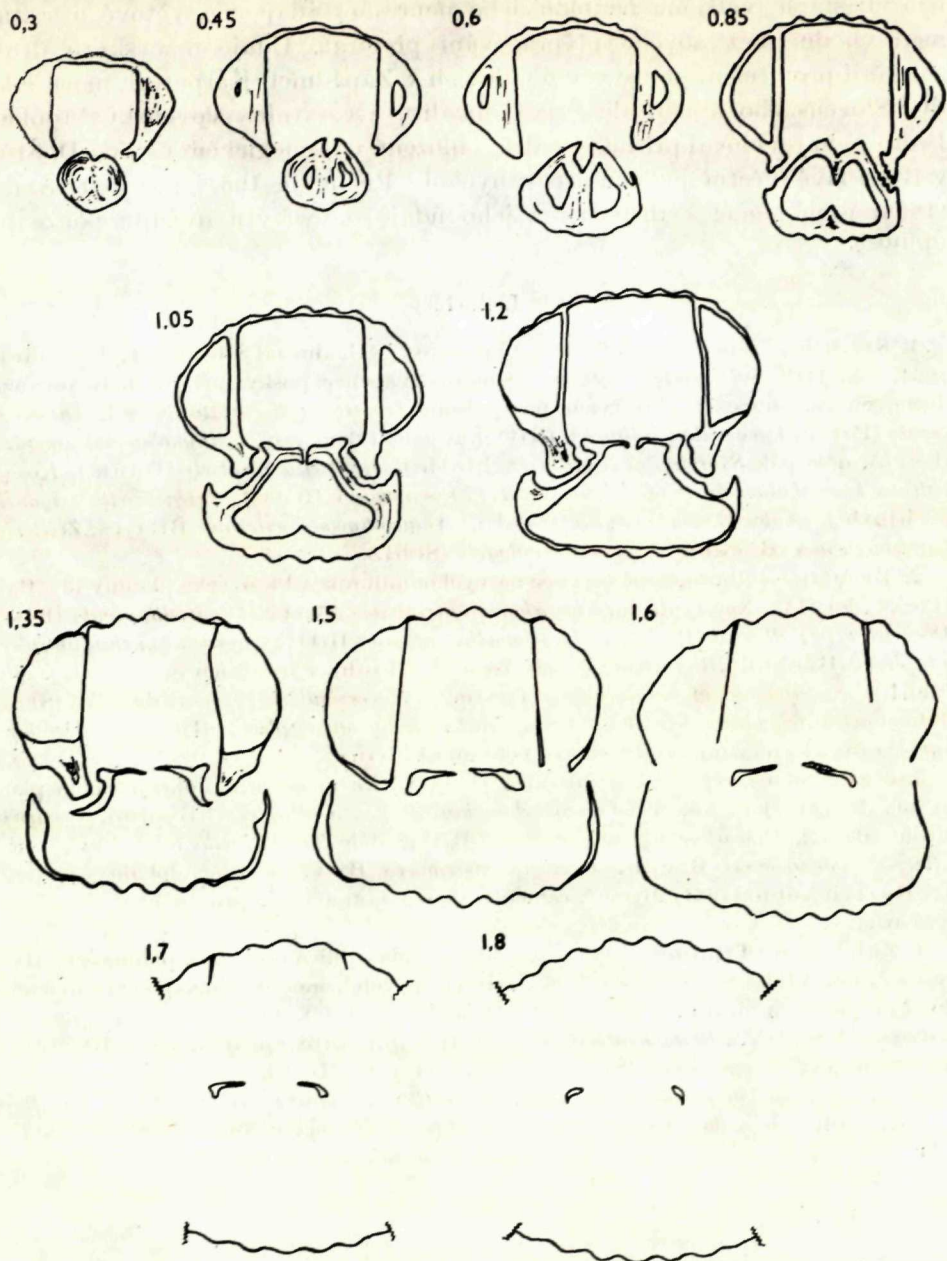
3. Jižně od osady Krásnohorská Dlhá Lúka na severním okraji Silické planiny (J. Bystrický, lok. V): *Caucasorhynchia altaplecta altaplecta* (Böckh), *Decurtella vivida* (Bitt.), *Piarorhynchia* aff. *trinodosi* Bitt.; dále *Tetractinella trigonella* (Schl.), „*Retzia*“ *mojsisovicsi* Böckh, *Pexidella marmorea* Bitt. — Stáří lokality je podle J. Bystrického (1964) illyrské, ramenonožčová fauna však pro to není dostatečně průkazná.

4. Zakázané (Tilalmás), severozápadně od obce Silica na Silické planině (J. Bystrický, lok. VI; lok. 1). Poloha šedých a načervenalých krinoidových vápenců o mocnosti do 2 m poskytla druhy: *Piarorhynchia trinodosi* (Bitt.), *Caucasorhynchia altaplecta acuticostata* Siblík, „*Rhynchonella*“ *mentzeli* (Buch); dále *Spiriferina fragilis* (Schl.), *Koiveskallina koeveskalyensis* (Štúr), *Mentzelia mentzeli* (Dunk.), *Tetractinella trigonella* (Schl.), „*Retzia*“ *mojsisovicsi* Böckh, *Pexidella marmorea* (Bittner), *Aulacothyris angusta* (Schl.) a *Aulacothyris incurvata* Bitt. — Poloha v těsném podloží (2–3 m) schreyeralmských vápenců a výskyt druhu *Piarorhynchia trinodosi* svědčí o illyrském stáří lokality.

Systematický popis

Rhynchonellida Kuhn, 1949

Rhynchonellidae Gray, 1848



Obr. 1 *Decurtella decurtata* (Gir.). Štítník. Seriální příčné řezy jádrem. Délka jedince 6,8 mm. Zvětšeno $\times 14$

Decurtella decurtata (Girard, 1843)

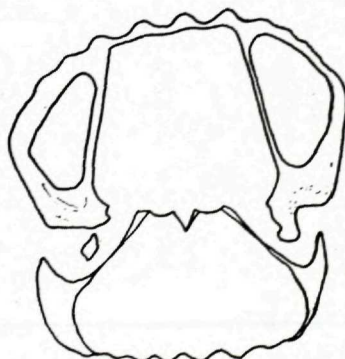
(tab. XIX, obr. 2, 4; text. obr. 1–2)

- 1843 *Terebratulina decurtata* nob. — H. Girard: p. 474, tab. 2, fig. 4.
 1920 *Rhynchonella decurtata* Girard — C. Diener: p. 24 (cum syn.).
 1937 *Rhynchonella decurtata* Girard — P. Assmann: p. 31, tab. 7, fig. 16.
 1958 *Rhynchonella decurtata* Girard — G. Sacchi Vialli & A. Vai: p. 43, tab. 4, fig. 20–8.
 1966 *Decurtella decurtata* (Girard) — M. Gaetani: p. 347, tab. 16, fig. 1–7; text. fig. 1–3.
 1967 *Decurtella decurtata* (Girard) — A. Speciale: p. 1084, tab. 79, fig. 1.

Materiál: 36 jader jedinců, z nichž nejmenší má rozměry $5,5 \times 5,2 \times 2,6$ mm a největší $7,9 \times 7,7 \times 4,7$ mm. Vyobrazení jedinci měří? $6,5 \times 6,6 \times 3,8$ mm (tab. XIX, obr. 2) a $7,6 \times 7,8 \times 4,6$ mm (tab. XIX, obr. 4).

Schránky jsou malých rozměrů s málo vyklenutými miskami a nízkou, ale výraznou plikou. Na bocích schránky většiny jedinců leží nevýrazně omezené planarey. Vrchol břišní misky je vysoký a napřímený. Stvolový otvor je hypothyridní. Žebra jsou v přední části schránky ostrá, a výrazná až k vrcholům misek. Na nízkém valu hřbetní misky se nacházejí nejčastěji 4 žebra — v 19 případech; u 9 jedinců jsou to 3 žebra, ve 2 případech 2 žebra; u zbývajících 3 jedinců není val zřetelně oddělen (u 1 z nich 5 žebere?). Po obou stranách valu leží po 1–2 žebrech.

Vnitřní stavba: Delthyriální dutina má subkvadrátní průřez, postranní vrcholové dutiny jsou většinou úzké, někdy však až polokruhovitěho průřezu. Zubové lišty jsou nejčastěji subparalelní, někdy ventrálně sbíhavé, u 1 jedince jsou těsně při vrcholu misky dorzálně sbíhavé, svírající spolu úhel blízký 60° . Málo krenulátní zuby jsou velmi silné, rozšířené v zubových jamkách. Dentikula jsou nízká a krátká. — Septalium je zřetelné a krátké, ve většině případů však delší než u jedince na text. obr. 1. U jednoho jedince bylo septalium značně široké a hluboké, kdy septaliové destičky svíraly vzájemně úhel 90° . Zámkové destičky jsou vzájemně spojené a po většinu svého průběhu horizontálně orientované. Hřbetní septum silné, ale velmi krátké, rychle vymizující. Zubové jamky jsou široké a hluboké, mají dobře vyvinuté vnější stěny. Krura se



Obr. 2 *Decurtella decurtata* (Gir.) Štítník. Příčný řez jiným jedincem, ukazující zřetelné oddělení septaliových a zámkových destiček.
 × 18

z prvotní horizontální polohy přetáčejí do polohy vertikální. Jejich zakončení se u našich jedinců pro špatné zachování nepodařilo zjistit; podle M. Gaetaniho (1966) jsou preraduliferního typu.

Poznámky: Naši jedinci se zcela shodují s vyobrazením G. Girarda (1843) a dále A. Bittnera (1890), jehož některé nálezy pocházely z původní Girardovy lokality Recoaro. Pro porovnání mi sloužily rovněž početné nálezy tohoto druhu z italských Alp, uložené dnes ve sbírkách Paleontologického ústavu university v Miláně a Pavii. Variabilita italských jedinců není velká a týká se hlavně poměrné výšky schránky a zřetelnosti planarey; počet a charakter žeber je dosti stálý. Těmto poznatkům plně odpovídá i charakter našich jedinců ze Slovenského krasu. Seriální řezy vnitřní stavbou vyobrazené M. Gaetaním (1966) ukazují tytéž základní znaky jako u našich jedinců a liší se jen zřetelnějšími deltidiálními destičkami a výraznějšími dentikuly.

Z dříve popsanych variet spadá var. *meridiana* Bittner, 1892 zcela do rámce variability typického poddruhu *D. decurtata decurtata*. Nejasná je pozice variety „*Rh.*“ *decurtata oxypterus* Frech 1912, popsané po podkladě jediné bříšní misky. Variety „*Rh.*“ *decurtata dalmatina* Bittner 1890 a „*Rh.*“ *decurtata vivida* Bittner, 1890 považují za samostatný druh *Decurtella vivida*.

Stratigrafické rozpětí: Druh *Decurtella decurtata* je považován za vůdčí druh pelsonu. To je podle M. Gaetaniho (ústní sdělení) na základě dosavadních studií potvrzeno alespoň v severní Itálii, kde tento druh tvoří spolu s druhy *Coenothyris vulgaris* a *Tetractinella trigonella* typické společenstvo pelsonu.

Výskyt: Slovenský kras — Štítník; N. Tatry — Demänovská dolina (D. Štúr 1868); V. Fatra — Ulanka (D. Štúr 1868).

Decurtella vivida (Bittner, 1890)

(tab. XIX, obr. 5–6; tab. XX, obr. 4; text. obr. 3–4)

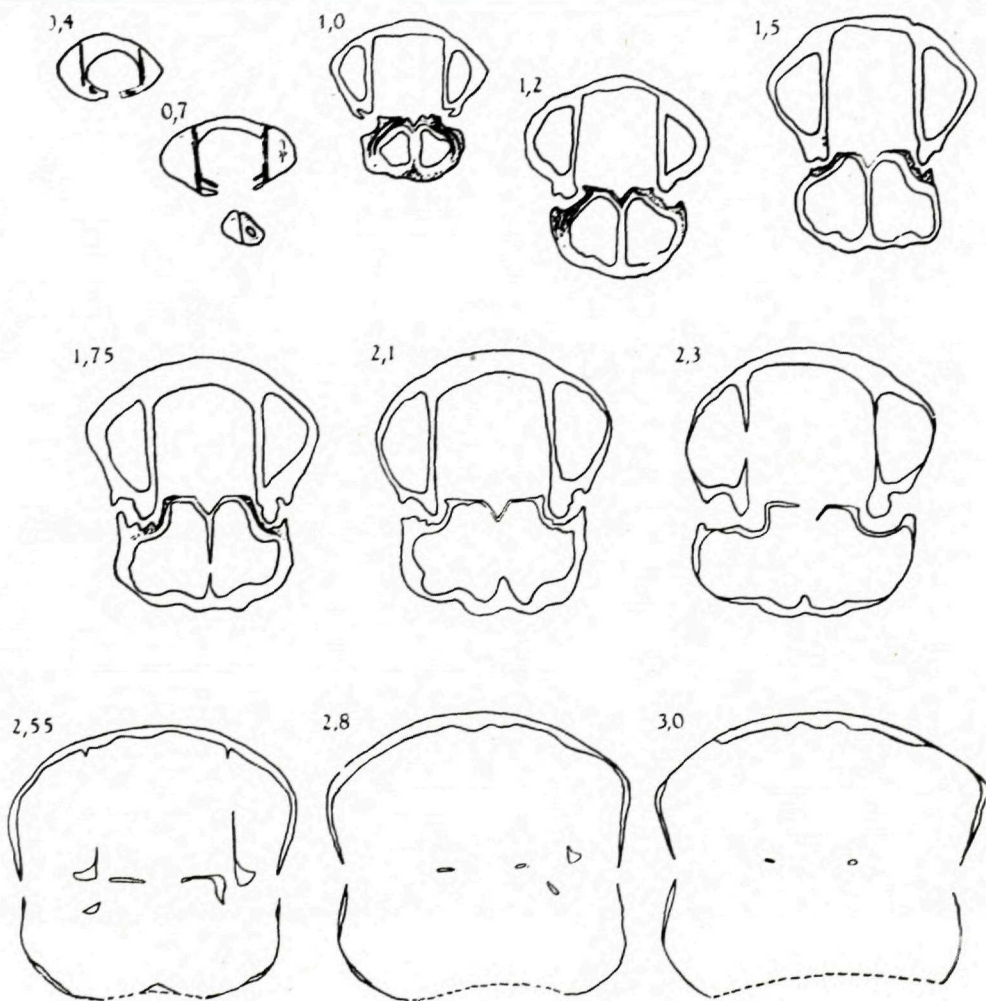
- 1873 *Rhynchonella altaplecta* n. sp. (partim) — J. Böckh: p. 177, tab. 11, fig. 29.
1890 *Rhynchonella decurtata* var. *vivida* m. — A. Bittner: p. 10, tab. 32, fig. 11, 12.
1890 *Rhynchonella decurtata* var. *dalmatina* — A. Bittner: p. 10, tab. 32, fig. 13.
1933 *Rhynchonella decurtata* var. *divida* Bittn. (sic!) — M. Milosavljević: p. 212, tab. 1, fig. 6.
1935 *Rhynchonella decurtata* var. *vivida* Bittn. — M. Milosavljević: p. 270, tab. 1, fig. 1.
1945 *Rhynchonella vivida* Bittner — Z. Bešić: p. 9, tab. 1, fig. 11.
1949 *Rhynchonella vivida* Bittner — Z. Bešić: p. 111, tab. 1, fig. 6.
1964 „*Rhynchonella*“ *vivida* Bittner — J. Pevný: p. 163.

Materiál: 46 jader jedinců částečně poškozených, resp. stlačených. Nejmenší z nich má rozměry 6,6 × 8,5 × 4,1 mm; největší má rozměry 10,6 × 12,4 × 5,8 mm. Vyobrazení jedinci mají rozměry: 8,0 × 10,4 × 5,7 mm (tab. XIX, obr. 5), ? 10,5 × 12,0 × 5,6 mm (tab. XIX, obr. 6) a 8,9 × ? 10,5 × 5,0 mm (tab. XX, obr. 4).

Semikostátní schránky se vyznačují nízkou a plochou nebo až konkávní

břišní miskou a vysokým špičatým a napřímeným vrcholem (charakteristické na bočním pohledu). Mírně zaoblená až otupená žebra jsou patrná přibližně do dvou třetin délky misek. Jejich počet na dobře zřetelném valu hřbetní misky se pohybuje od 2—5 (nejčastější počet je 3—u 33 jedinců, 5 jedinců má 2 žebra, 7 jedinců 4 žebra a 1 jedinec 1 žebro na valu).

Vnitřní stavba: vcelku odpovídá vnitřní stavbě druhu *Decurtella decurtata*. Zubové lišty jsou subparalelní. U některých jedinců byly zjištěny dvojité deltidiální destičky. Dentikula jsou lépe vyvinuta než u druhu *Decurtella*



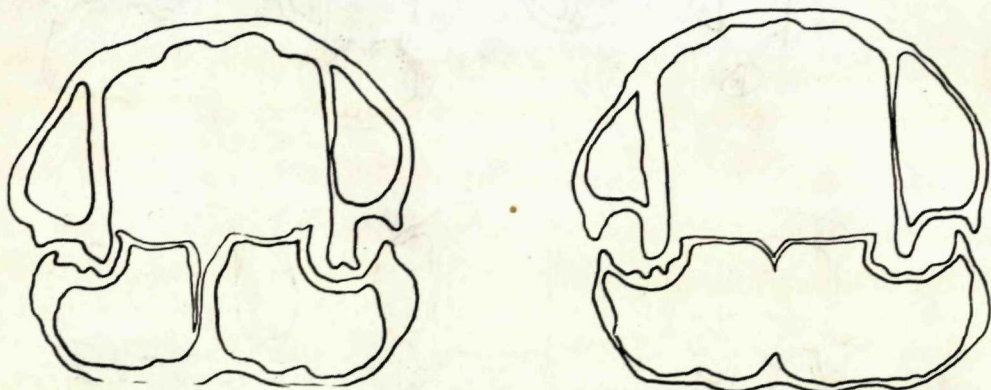
Obr. 3 *Decurtella vivida* (Bittn.). Brzotín. Seriální příčné řezy jádrem. Délka jedince 11,6 mm. $\times 8$

decurtata, rovněž spojení septaliových destiček bez septa je nápadnější. Zakočení krur se pro překrystalování vnitřků schránek nepodařilo zjistit.

Poznámky: Tento druh se odlišuje od druhu *Decurtella decurtata*, k němuž byl dříve jako poddruh přiřazen, dosti značně. Na první pohled např. na bočním pohledu konkávně prohnutou a nízkou břišní miskou, dále zaoblenými a hlavně krátkými žebry. *Rhynchonella decurtata* var. *dalmatina* Bittner, 1890 náleží do zde popisovaného druhu (jde totiž o jedince s 2 žebry na valu hřbetní misky) stejně jako *Rhynchonella decurtata* var. *vivida excavata* Bittner, 1890. Velmi blízkým druhem s vyšším valem hřbetní misky a méně výraznými žebry je *Rhynchonella volitans* Bittner, 1890 z Dinarid.

Stratigrafické rozpětí: pelson — ? illyr.

Výskyt: Slovenský kras — Brzotín (35 jedinců), Štítník (9 jedinců), Krásnohorská Dlhá Lúka (2 jedinci); M. Karpaty — Ostrý vrch (Pevný 1964).



Obr. 4 *Decurtella vivida* (Bittn.). Brzotín. Příčné řezy jiným jedincem. $\times 11$

Decurtella (?) *illyrica* (Bittner, 1903)

(tab. XIX, obr. 3; tab. XX, obr. 6–8; text. obr. 5–11)

1903 *Rhynchonella illyrica* nov. spec. — A. Bittner: p. 505, 524, 563, tab. 23, fig. 1–15.

1906 *Rhynchonella illyrica* Bittn. — A. Martelli: p. 117, tab. 5, fig. 8.

1949 *Rhynchonella illyrica* Bittner — Z. Bešić: p. 112, tab. 1, fig. 9–11.

Materiál: 705 jader jedinců se zbytky misek. Vyobrazení jedinci mají rozměry: $7,2 \times 7,0 \times 4,4$ mm (tab. XIX, obr. 3); $5,9 \times 6,3 \times 3,7$ mm (tab. XX, obr. 7); $5,8 \times 5,6 \times 3,7$ mm (tab. XX, obr. 8); $5,8 \times 5,6 \times 3,2$ mm (tab. XX, obr. 6).

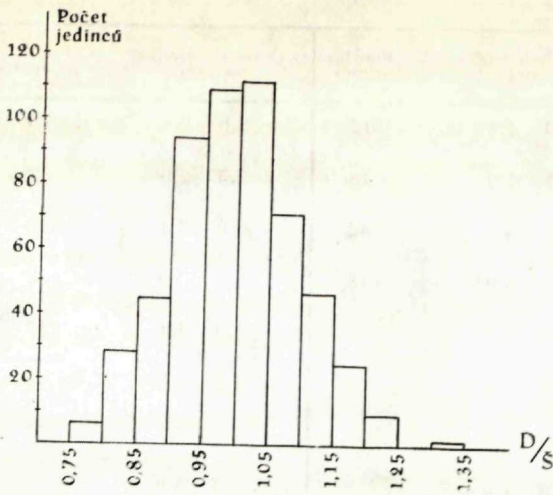
Velikostní poměry jedinců ze Štítníku jsou zachyceny v následujících tabulkách a na textových obrázcích 5–9 (zahrnutí jsou všichni měřitelní jedinci včetně možných nedospělých kusů. *D* znamená délku jedince v mm, *Š* a *V* znamenají šířku, resp. výšku).

Délka schránky v mm	Počet jedinců	Šířka schránky v mm	Počet jedinců	Výška schránky v mm	Počet jedinců
4,0—4,4	16	4,0—4,4	12	2,0—2,4	10
4,5—4,9	56	4,5—4,9	48	2,5—2,9	32
5,0—5,4	148	5,0—5,4	132	3,0—3,4	125
5,5—5,9	123	5,5—5,9	143	3,5—3,9	163
6,0—6,4	134	6,0—6,4	104	4,0—4,4	137
6,5—6,9	50	6,5—6,9	70	4,5—4,9	63
7,0—7,4	18	7,0—7,4	31	5,0—5,4	17
7,5—7,9	3	7,5—7,9	8	5,5—5,9	3
celkově	548	8,0—8,4	2	celkově	550
		8,5—8,9	1		
		celkově	551		

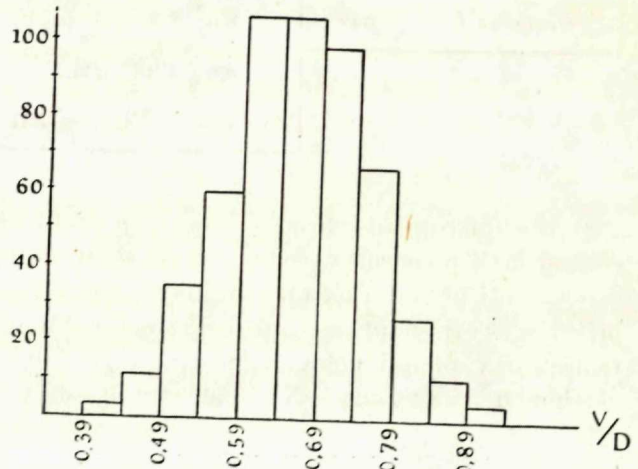
Malé semikostátní schránky nejčastěji zaobleně pětibokého až kruhovitěho obrysu mají poměrně vysokou, náhle se zvedající pliku, ale jen velmi nízký a pouze při předním okraji schránky patrný val hřbetní misky. Malý vrchol břišní misky je napřímen, příp. jen málo zahnutý. Žebra jsou krátká a zřetelná jen v přední polovině misek, u předního okraje schránky jsou však většinou ostrá a výrazná. Na každé straně valu je po 1, vzácněji po 2 žebírkách.

Počet žebírek na valu hřbetní misky:	2	3	4	5	6	celkem
Počet jedinců (Štítník)	59	467	62	13	3	604

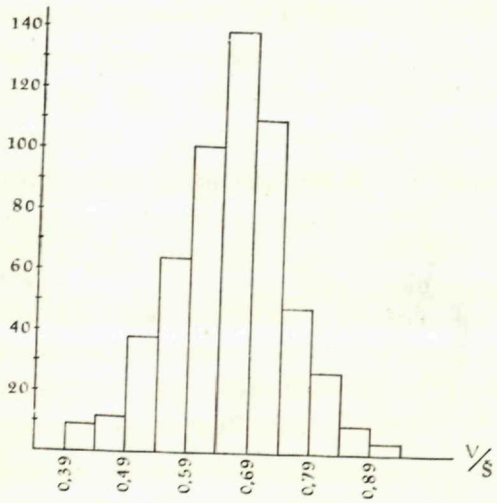
Vnitřní stavba: Střední delthyriální dutina je oddělena od postranních vrcholových dutin trojbokého průřezu subparalelními nebo ventrálně poněkud sbíhavými zubovými lištami. Zuby jsou poměrně silné, málo krenulátní. Dentikula jsou dobře vyvinuta. Stvolový prstenec nebyl zjištěn. Zámkové destičky probíhají horizontálně a jsou zřetelně odděleny jak od septaliových destiček, tak od vnitřních stěn zubových jamek. Septalium je dobře vyvinuto; septaliové destičky jsou dlouho vzájemně spojeny, zatímco hřbetní septum vymizí. Zubové jamky jsou široké s krenulátním povrchem. Krura



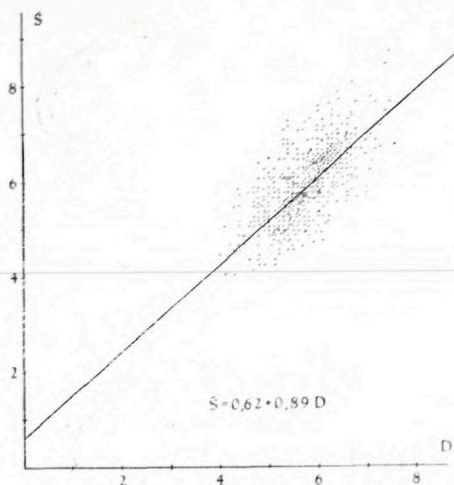
Obr. 5 *Decurtella (?) illyrica*
(Bittn.). Štítník



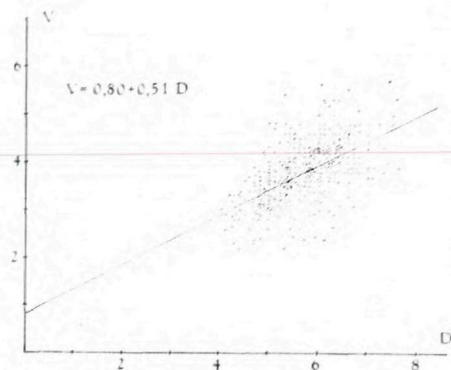
Obr. 6 *Decurtella (?) illyrica*
(Bittn.). Štítník



Obr. 7 *Decurtella (?) illyrica*
(Bittn.). Štítník



Obr. 8 *Decurtella* (?) *illyrica* (Bittn.).
Štítník



Obr. 9 *Decurtella* (?) *illyrica* (Bittn.).
Štítník

mají nejbližší typu radulifernímu resp. prefalcifernímu; pro překrystalování vnitřků schránek se nepodařilo jejich celkový průběh potvrdit u více jedinců. Terminálně se krura stěhují více do oblasti vnitřní misky.

Poznámky: Velký počet jedinců umožnil sledovat proměnlivost některých znaků. Ta je zvláště nápadná u délky a charakteru žeber a relativní výšky jader. V extrémních případech jsou žebra zřetelná až téměř k vrcholu misek. Jsou většinou ostrá, jindy však zaoblená a málo výrazná. M. Gaetani (1966) zařadil tento druh provizorně ke svému novému rodu *Decurtella*, jehož typický druh *D. decurtata* (Gir.) má ostrá žebra, zasahující až k vrcholům misek, a poněkud odchýlnou vnitřní stavbu. K popisovanému druhu přiřazují i jedince označené J. Bystrickým (1964) jako *Rhynchonella* cf. *carinthiaca* Bittn. a *Rhynchonella* sp. nov.

Stratigrafické rozpětí: pelson-?illyr (na lokalitách A. Bittnera (1890) byla doprovázena druhem *Decurtella decurtata*).

Výskyt: Slovenský kras — Štítník (664 jedinců), Brzotín (41 jedinců).

Piarorhynchia Buckman, 1918

Piarorhynchia trinodosi (Bittner, 1890)

(tab. XX, obr. 2–3)

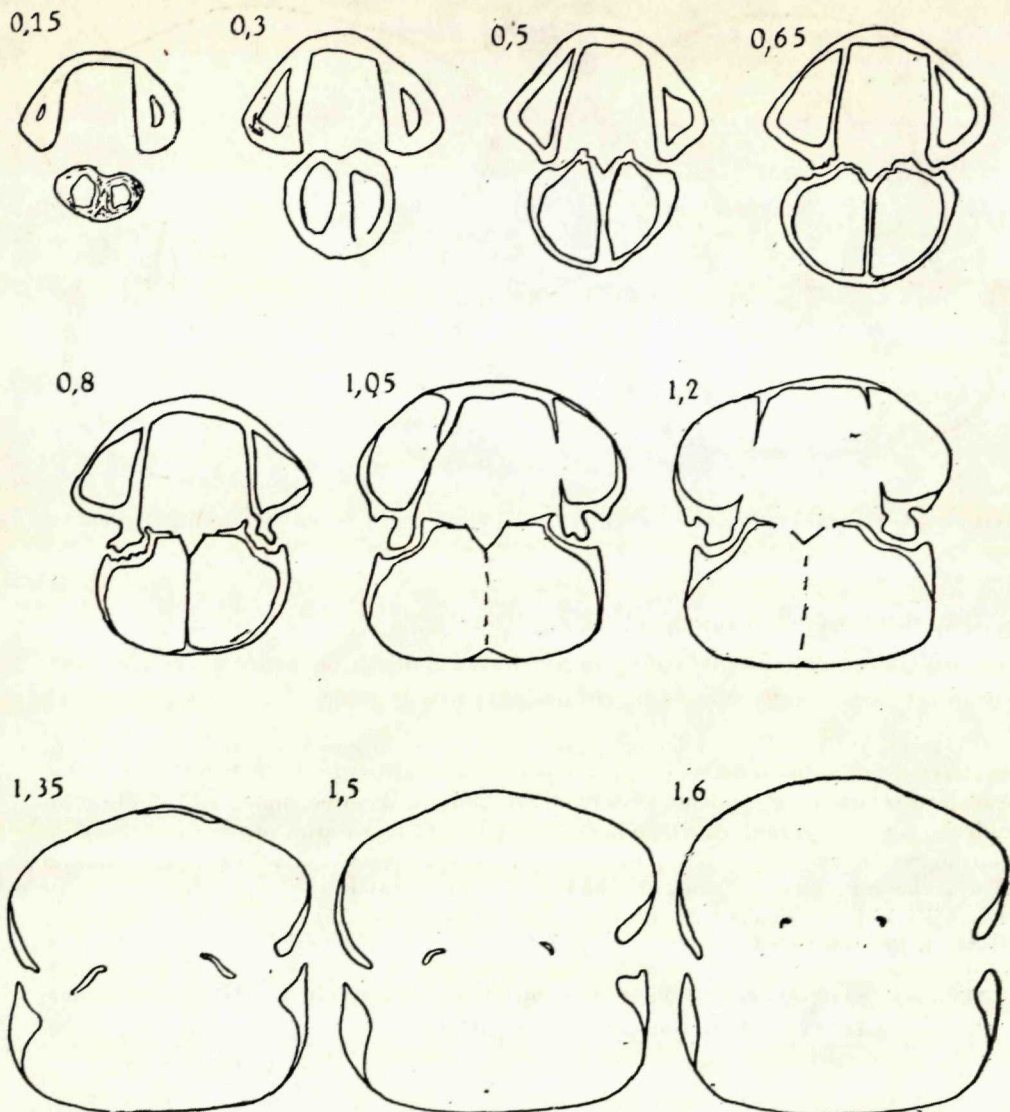
1890 *Rhynchonella trinodosi* nov. spec. — A. Bittner: p. 13, tab. 32, fig. 17–30, 31–32, 33–34.

1920 *Rhynchonella trinodosi* Bittner — C. Diener: p. 34 (cum. syn.).

1933 *Rhynchonella trinodosi* Bittn. — M. Milosavljevič: p. 211, tab. 1, fig. 5.

1938 *Rhynchonella trinodosi* Bittn. — D. Andrusov: p. 8.

1956 *Rhynchonella trinodosi* Bittner — M. Enčeva — Kynčeva: p. 193, tab. 1, fig. 1.



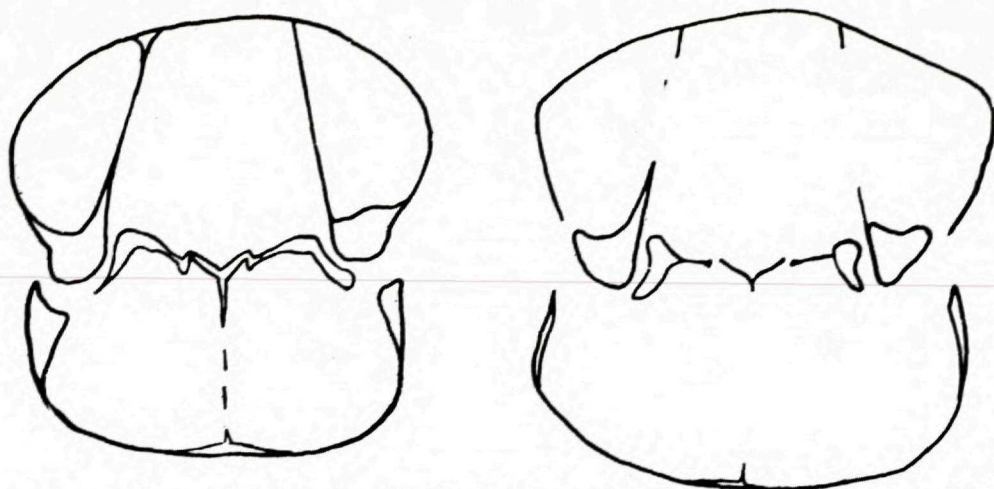
Obr. 10 *Decurtella* (?) *illyrica* (Bittner). Štítník. Seriální příčné řezy jádrem. Délka jedince 5,8 mm. $\times 14$

1963 „*Rhynchonella*“ *trinodosi* Bittner—R. Assereto: p. 24, tab. 1, fig. 1.

1967 *Piarorhynchia* ? *trinodosi* (Bittner) — P. Casati & M. Gnaccolini: p. 123, tab. 9, fig. 5—6.

1967 *Piarorhynchia* ? *trinodosi* (Bittner) — A. Speciale: p. 1085, tab. 79, fig. 2—3.

1969 *Piarorhynchia* *trinodosi* (Bittner)—M. Gaetani: p. 499, tab. 33, fig. 8—9; tab. 34, fig. 1—7; textfig. 6—7.



Obr. 11 *Decurtella* (?) *illyrica* (Bittn.). Štítník. Příčné řezy jiným jedincem. $\times 20$

non

1964 *Rhynchonella trinodosi* Bittn.—S. Maksimčev & N. Laušević: tab. 2, fig. 3.

non

1965 *Rhynchonella trinodosi* Bittner—Ting Pei-chen: p. 271, tab. 4, fig. 1—2.

Materiál: 26 jader jedinců se zbytky misek. Největší mělo rozměry $7,0 \times 7,0 \times 3,6$ mm (Brzotín), nejmenší $4,1 \times 3,9 \times 2,9$ mm (Zakázané). Vyobrazení jedinci mají rozměry $6,4 \times 5,9 \times 4,2$ mm (tab. XX, obr. 2) a $4,1 \times 3,9 \times 2,9$ mm (tab. XX, obr. 3).

Schránky malých rozměrů s miskami přibližně stejně vyklenutými. Vrchol břišní misky je nízký a zahnutý. Plikace vysoká, val hřbetní misky je vyznačen jen při předním okraji schránky. Na valu leží 2 (v 1 případě 3) žebírka, zřetelná rovněž jen těsně u předního okraje schránky. Většina povrchu misek je hladká.

Vnitřní stavba je charakterizována subparalelními anebo dorzálně rozbíhavými zubovými lištami, velmi mělkým septaliem, ventrálně sbíhavými zámkovými destičkami a poměrně dlouhým septem. Tvar krur nemohl být pro překrytí vnitřků schránek zjištěn. Od seriových řezů vyobrazených M. Gaetaním (1969) se naši jedinci odlišují tlustším dorzálním septem.

Poznámky: Většina našich jedinců odpovídá obrysem Bittnerovým vyobrazením bikostátních jedinců, příp. je o něco relativně užší. Z území Slovenského krasu neznáme vysoce plikátní jedince větších rozměrů, které vyobrazil A. Bittner na tab. 32, obr. 26—28; to platí i o většině dalších slovenských lokalit (velké jedince však např. našel J. Bystrický (1969—nepublikováno) v rohovecových vápencích záp. od Hurtovice u Plav. Mikuláše). Z lokality Zakázané u Silice máme velmi malé, zřejmě nedospělé jedince, shodné s těmi, které vyobrazil A. Bittner na tab. 32, obr. 33—5 jako variety

Rhynchonella trinodosi var. *minor*, příp. var. *minutula*. Nejistý vztah má popisovaný druh ke druhu *Rhynchonella toblachensis* Loretz, 1875, jehož variabilita nebyla v literatuře popsána. Charakter schránky je u něho blízký tvarům popisovaného druhu, má však menší výšku a nízkou pliku. V případě, že by se prokázalo, že jde jen o variabilitu jedinců téhož druhu, byl by pro ně nomenklatoricky platným starší název Loretzův.

Stratigrafické rozpětí: Popisovaný druh je většinou autorů považován za vůdčí prvek illyru (zóny s *Paraceratites trinodosus*). Stratigrafickému rozpětí tohoto druhu byla v posledních letech věnována velká pozornost v Itálii, kde byla sledována řada klasických lokalit Bittnerových i lokalit novějších. Ukázalo se, že *Piarorhynchia trinodosi* se nachází téměř vždy nad faunistickým společenstvem pelsonu (zóna s *Paraceratites binodosus*); pouze na dvou místech bylo nalezeno několik menších jedinců popisovaného druhu zároveň s druhy *Mentzelia mentzeli*; *Tetractinella trigonella* a *Decurtella devota*, které se normálně vyskytují v pelsonské poloze „Banco a Brachiopodi“. (M. Gaetani 1969).

Výskyt: Slovenský kras — Brzotín (15 jedinců), Zakázané (11 jedinců); N. Tatry—Jasenná (D. Andrusov 1938), Predajná (Z. Roth 1939), Horná Lehota, Liptovský Ján; Galmus—Slovinská skála (vše sbírky GÚDŠ); Malé Karpaty—záp. od Hurtovice (nepublikovaný nález J. Bystrického 1969), Plavecké Podhradie (sbírky GÚDŠ).

Piarorhynchia aff. *trinodosi* (Bittner, 1890)

Materiál: 1 jádro bez vrcholu břišní misky o rozměrech $7,0 \times 8,1 \times 4,8$ mm.

Poznámky: Jedinec značně připomíná druh *Piarorhynchia trinodosi* (Bittner, 1890), ale odlišuje se nižším valem hřbetní misky a charakterem žebírek (2 na valu hřbetní misky). Ta nejsou zaostřena, ale zaoblena, což je dobře patrné i z průběhu pliky na předním okraji schránky. Průběh hřbetního septa je patrný v zadní třetině jádra.

Výskyt: Krásnohorská Dlhá lúka.

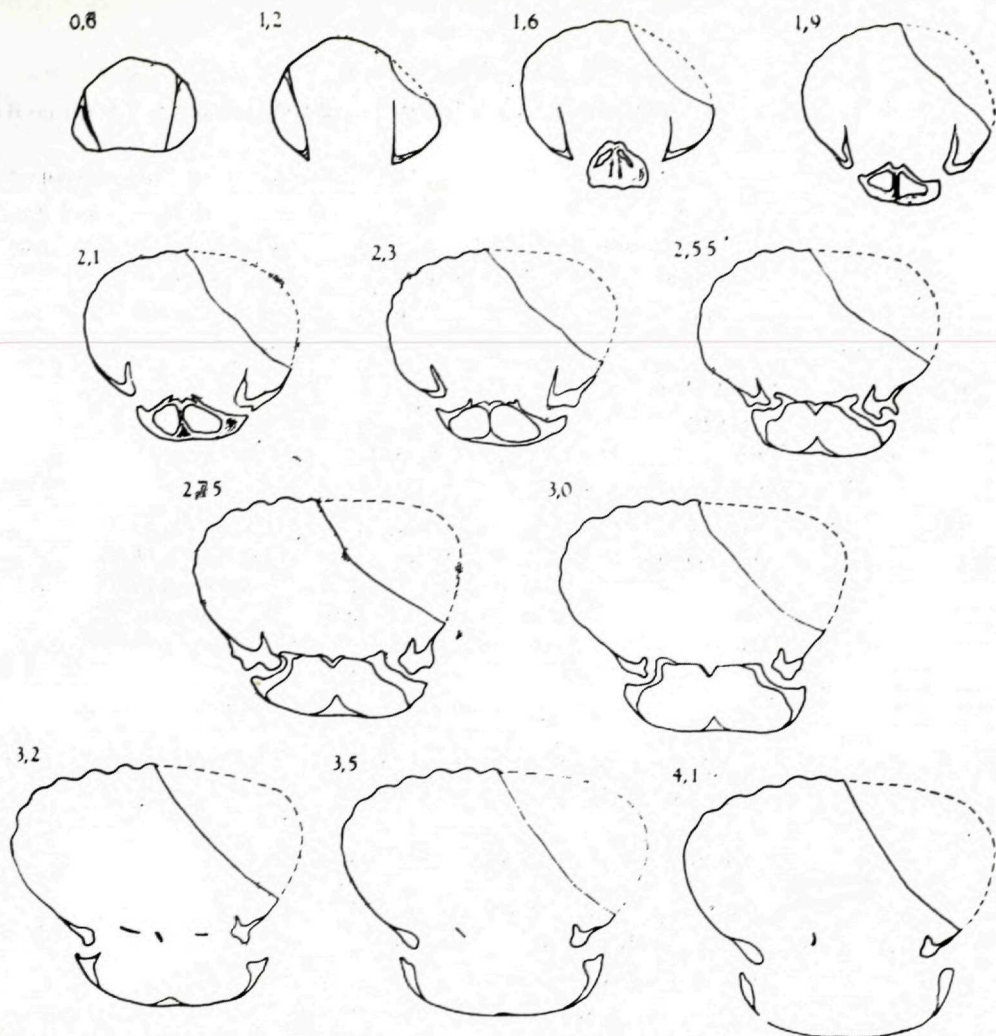
Rhynchonella Fischer, 1809 s. l.

„*Rhynchonella*“ *mentzeli* (Buch, 1843)

(tab. XIX, obr. 1, tab. XX, obr. 9; text. obr. 12)

- 1843 *Terebratula Mentzelii* — L. v. Buch: p. 253, tab. 2; fig. 1.
- 1920 *Rhynchonella Mentzelii* v. Buch—C. Diener: p. 28 (cum syn.).
- 1935 *Rhynchonella Mentzelii* Buch—M. Milosavljević: p. 271, tab. 1, fig. 2.
- 1937 *Rhynchonella mentzelii* v. Buch—P. Assmann: p. 31, tab. 7, fig. 12.
- 1949 *Rhynchonella Mentzelii* Buch—Z. Bešić: p. 111, tab. 1, fig. 8.
- 1958 *Rhynchonella mentzelii* Buch—S. Pantić: p. 69, tab. 2, fig. 5.

Materiál: 18 většinou fragmentárních jader se zbytky misek. Největší z nich měří $13,8 \times 16,8 \times 9,2$ mm, nejmenší $8,9 \times 10,0 \times 4,9$ mm. Vyobra-



Obr. 12 „*Rhynchonella*“ *mentzeli* (Buch). Štitník. Seriální příčné řezy jádrem. Délka jedince cca 13,5 mm. $\times 5$

zení jedinci mají rozměry $10,4 \times 12,2 \times 7,5$ mm (tab. XIX, obr. 1) a $9,8 \times 11,5 \times 6,1$ mm (tab. XX, obr. 9).

Do šířky protáhlé schránky s výraznou plikou přední vazby, ale s nízkým valem na hřbetní misce. V zadní části boků umístěné planarey jsou mělké a poměrně úzké. Vrchol břišní misky je málo zahnutý; u některých jedinců je téměř napříměn. Žebra jsou silná a ostrá (typ „*tetrahedra*“ sensu D. V. Ager 1956) v přední polovině schránky, směrem k vrcholu misek ztrácejí rychle na výraznosti. Nejčastější počet žebor na valu hřbetní misky dobře zachova-

ných kusů je 5 (u 7 jedinců); 1 jedinec měl 4 a 1 jedinec 6 valových žeber. Postranní žebra byla u 5 jedinců 3, u 4 jedinců 4, u 2 jedinců 5 a u 1 jedince 6 na každé straně valu.

Vnitřní stavba: Zubové lišty jsou velmi krátké a probíhají subparalelně nebo jsou ventrálně rozbíhavé. Zuby jsou široké a silné, dentikula velmi výrazná. Stvolový prstenec nebyl zpozorován. Zámkové destičky probíhají horizontálně a jsou zřetelně odděleny jak od septaliových destiček, tak i od vnitřních stěn zubových jamek. Septalium je malé, septaliové destičky zůstávají jen velmi krátce ve styku s hřbetním septem. To rychle mizí a zanechává po sobě jen poměrně krátký euseptoid. Zubové jamky jsou velmi široké, nepříliš hluboké a jen nevýrazně krenulátní. Krura mají nejbližše prefalcifernímu typu; ze subhorizontální polohy se natáčejí do polohy téměř vertikální a poněkud se prohýbají.

Poznámky: Většina našich jedinců má výšku misek a vzájemný poměr jejich klenutosti přibližně stejné (obdobně jako jedinec z Kőveskály vyobrazený A. Bittnerem 1890, na tab. 32, obr. 16). Jen u dvou našich jedinců je nápadný rozdíl mezi miskami, kdy hřbetní miska je více než 2 × vyšší než poměrně plochá břišní miska (obdobně Bittnerův jedinec vyobrazený tamtéž na tab. 32, obr. 15). Nedospělí jedinci mají menší relativní výšku schránky a jejich plikace je pouze nízká, znenáhla se zvedající.

Stratigrafické rozpětí: pelson — illyr.

Výskyt: Slovenský kras — Štítník (17 jedinců), Zakázané (1 jedinec); Nízké Tatry — Demänovská dolina (D. Štúr 1868).

„*Rhynchonella*“ aff. *mentzeli* (Buch, 1843)

Materiál: 1 neúplné jádro o rozměrech cca 12,0 × ? × 8,4 mm.

Jedinec má obě misky přibližně stejně vyklenuty, na jejich bocích se nacházejí mělké planarey. Val hřbetní misky je zřetelný v přední polovině schránky. Výraznosti žeber (4 žebra na valu hřbetní misky a po každé straně valu další 2) rychle ubývá směrem od předního okraje, ale přesto zřetelně dosahují téměř až k vrcholům misek.

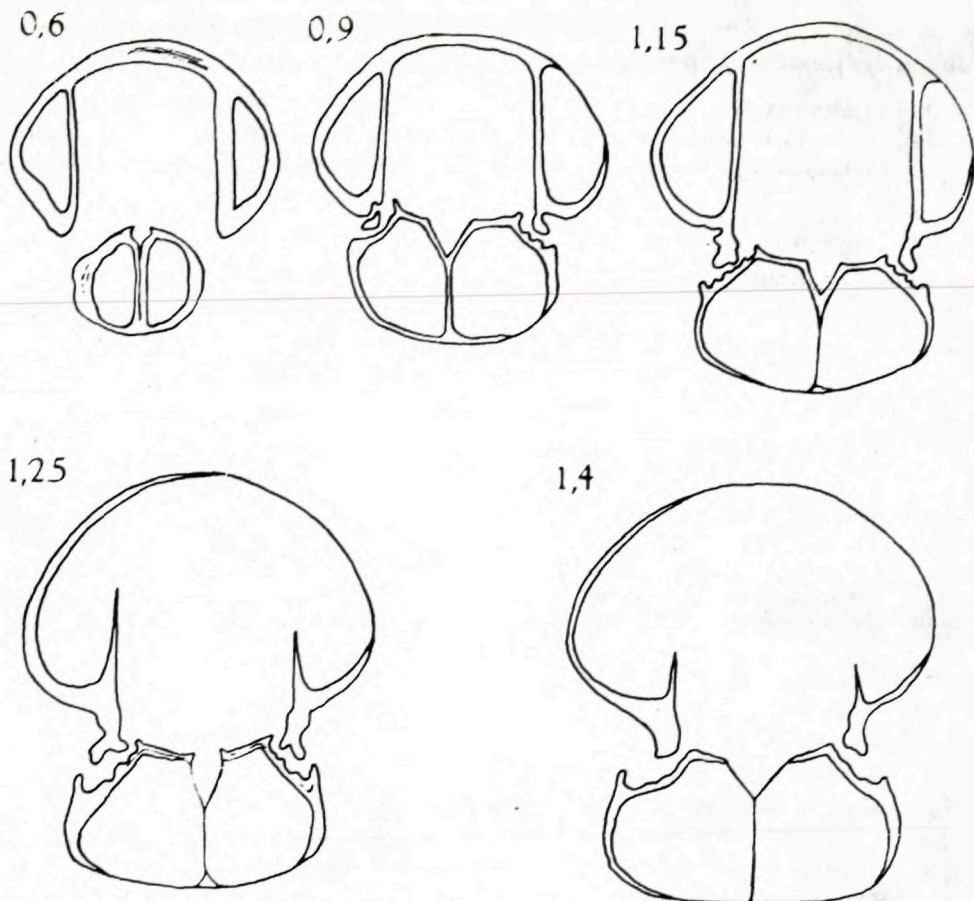
Poznámky: Vyšší plikací a silnějšími a ostřejšími žebry se liší popisovaný jedinec od druhu „*Rhynchonella*“ *mentzeli* (Buch, 1843) a připomíná spíše liasové rhynchonelly typu „*Rhynchonella variabilis*“ (Schloth., 1813), dnes většinou řazené do rodu *Cirpa* di Gregorio, 1930.

Výskyt: Brzotín.

„*Rhynchonella*“ *attilina* Bittner, 1890

(tab. XX, obr. 1; text. obr. 13)

1890 *Rhynchonella Attilina* nov. spec. — A. Bittner: p. 16, tab. 37, fig. 1—8.
1933 *Rhynchonella Attilina* Bittn.— M. Milosavljević: p. 210, tab. 1, fig. 9.



Obr. 13 „*Rhynchonella*“ *attilina* Bittn. Brzotín. Seriální příčné řezy jádrem. Délka jedince 8,0 mm. $\times 23$

Materiál: 7 částečně poškozených jader. Vyobrazený jedinec má rozměry $6,4 \times 5,8 \times 4,0$ mm.

Malé schránky trojbokého obrysu mají jen velmi nízkou nebo zcela žádnou pliku na přední vazbě misek. Hřbetní miska má více či méně výraznou brázdu. Zaoblená žebírka (5–7 na hřbetní misce) jsou zřetelná v přední polovině misek, zadní část misek je hladká.

Vnitřní stavbu se nepodařilo zachytit v celém průběhu, což bylo způsobeno překrystalováním vnitřků nabroušených jedinců. Zubové lišty jsou poměrně krátké; těsně při vrcholu misky mohou být ventrálně rozbíhavé, ve větší části svého průběhu jsou však subparalelní či slabě ventrálně sbíhavé. Zuby jsou přímé, dentikula nebyla zpozorována. — Septalium je velké,

dorzální septum dlouhé (je zřetelné na povrchu jádra asi do poloviny jeho celkové délky). Zubové jamky jsou široké a poměrně mělké, krenulátní. Jejich vnější stěny jsou mohutněji vyvinuty než stěny vnitřní.

Poznámky: Naši jedinci se odlišují od exemplářů, vyobrazených A. Bittnerem (1890), i dalších, uložených ve sbírkách Geologického ústavu v Budapešti (z lokality Felső—Örs), výraznější brázdou hřbetní misky a více zdůrazněným trojbokým obrysem schránky.

Stratigrafické rozpětí: pelson — illyr.

Výskyt: Brzotín.

Wellerellidae Licharev, 1956

Caucasorhynchia Dagys, 1963

Caucasorhynchia altaplecta altaplecta (Böckh, 1873)

(tab. XX, obr. 5)

1873 *Rhynchonella altaplecta* n. sp. — J. Böckh: p. 117, tab. 11, fig. 28 (non fig 29 = *Decurtella vivida*).

1890 *Rhynchonella alteplecta* Böckh—A. Bittner: p. 11, tab. 37, fig. 9—15.

non 1914 *Rhynchonella altaplecta* Böckh—J. P. Smith: p. 146, tab. 94, fig. 15—16.

Materiál: 6 poškozených jader s měřitelnými rozměry $10,9 \times 12,0 \times 8,8$ mm; $10,0 \times 12,9 \times 7,0$ mm; $9,9 \times ?11,5 \times 6,3$ mm (vyobraz.) a 1 jádro hřbetní misky s rozměry $11,2 \times ?11,0$ mm.

Schránky mají subtrigonální obrys a přibližně stejně vyklenuté misky. Na valu hřbetní misky leží 3 (ve 2 případech 4) otupená žebra, nedosahující až k vrcholu. V zadní části misek dochází někdy k málo zřetelnému rozvětvení žeber. Po každé straně valu se nachází jedno velmi silné a zaoblené žebro, omezující zároveň širokou boční planareu. Přívrcholové části obou misek jsou hladké, vrchol břišní misky nízký a zahnutý.

Poznámky: Holotyp je uložen ve sbírkách Geologického ústavu v Budapešti pod č. T 858 (byl znovu vyobrazen A. Bittnerem, 1890, na tab. 37, obr. 9). Pochází z lokality Felső—Örs (Fórrashegy, Királykútvölgy) a jeho rozměry jsou $13,2 \times 13,9 \times 7,6$ mm. Ve skutečnosti je více trojboký, než by se zdálo z vyobrazení Böckhova; Bittnerovo vyobrazení odpovídá skutečnému stavu. Poškození střední části hřbetní misky, které je dobře znatelné na holotypu, není zachyceno ani jedním ze jmenovaných autorů. Böckhova poznámka (1873, str. 178) o případech, kdy po stranách hřbetního valu se může vyvinout po 2—3 žebírkách, se vztahuje s největší pravděpodobností na jedince vyobrazeného v téže práci na tab. 11, obr. 29, který však ve skutečnosti náleží druhu *Decurtella vivida* (plochá břišní miska s přímým vrcholem!). Charakteristickým rysem rodu *Caucasorhynchia* je větvení žeber na celém povrchu misek. V rámci tohoto svého rodu popsal A. S. Dagys (1963) dva nové druhy ze svrchního triasu Kavkazu, odlišující se od zde popisovaného druhu většími rozměry a velkým počtem žeber. Z již dříve známých druhů zařadil A. S. Dagys k rodu *Caucasorhynchia* Bittnerův druh

Rhynchonella baliana z tureckého svrchního triasu, u něhož se žebra větví jen v přivrcholové části schránky.

K popisovanému druhu náleží podle mého názoru i jedinec určený J. Bystrickým (1964, str. 45) jako *Rh. teutonica* Bitt.

Stratigrafické rozpětí: druh byl popsán z pelsonu (vápence typu „Recoaro”).

Výskyt: Brzotín (5 jedinců), Krásnoh. Dlhá Lúka (1 jedinec).

Caucasorhynchia altaplecta acuticostata Siblík 1971

1971 *Caucasorhynchia altaplecta acuticostata* ssp. n. — M. Siblík: p. 159, tab. 1, fig. 1–3; tab. 2, fig. 1–4; text. fig. 1–8.

Materiál: 248 jedinců.

Poznámky: Tento poddruh se liší od typického poddruhu větším počtem ostřejších žebírek, jejich častým větvením na celém povrchu misek a dobře vyvinutými planareami.

Stratigrafické rozpětí: illyr.

Výskyt: Slovenský kras — Zakázané; Galmus — Slovinky (sbírky GÚDŠ).

Dimerellidae Buckman, 1918

Norella Bittner, 1890

Norella (?) sp. nov.

(tab. XIX, obr. 7)

Materiál: 2 jádra o rozměrech $6,2 \times 5,9 \times 3,8$ mm a $5,8 \times 4,9 \times 3,3$ mm (vyobraz.).

Malé intraplikátní schránky subtrigonálního obrysu mají na hřbetní misce trojbokou brázdu dosahující až k vrcholu misky. Při předním okraji schránky má tato brázda velmi krátké vložené žebírko. Vrchol břišní misky je málo zahnutý. Povrch schránky je hladký.

Poznámky: Obdobné intraplikátní formy nejsou z triasu známy. Druhy řazené k rodu *Norella* jsou většinou hladké a jsou vždy více či méně výrazně sulkátní. Jediný druh připomínající poněkud naše jedince je *Norella rosaliae* Salomon, 1895 z ladinu Marmolaty, který se odlišuje téměř kruhovým obrysem schránky, odchýlným čelním pohledem a přítomností 2 krátkých žebírek v brázdě hřbetní misky.

Výskyt: Štítník.

Do tlače doporučila M. Kochanová

LITERATURA

[1] Andrusov D., 1938: Sur quelques fossiles triasiques des Carpathes occidentales. — Věstník Král. čes. spol. nauk, mat. přír. tř., 1937/1–20. — [2] Assereto R., 1963:

Il trias in Lombardia. 4. Fossili dell'Anisico superiore della Val Camonica. — Rivista ital. Paleont. e Stratigr., 69:3—123, Milano. — [3] Assmann P., 1915: Die Brachiopoden und Lamellibranchiaten der oberschlesischen Trias.- Jahrb. der kön. Preuss. Geol. Landesanst., 36/1:586—638, Berlin. — [4] Assmann P., 1937: Revision der Fauna der Wirbellosen der oberschlesischen Trias. — Abh. Preuss. Geol. Landes., N. S. 170: 1—134, Berlin. — [5] Bešić Z., 1945: Fauna srednjega trijasa sa Crvenoga Ždrijela na planini Ljubišnji. — Glasnik državnog muzeja (NS) 1:5—19, Sarajevo. — [6] Bešić Z., 1949: La Faune à Brachiopodes du Trias aux environs du village Seljani dans la Piva (Monténégro). — Ann. Géol. Pén. Balkan., 17:105—122, Beograd. — [7] Bittner A., 1890: Brachiopoden der alpinen Trias. — Abhandl. der k. k. geol. Reichsanstalt, 14:1—325, Wien. — [8] Bittner A., 1892: Brachiopoden der alpinen Trias. Nachtrag I. — *ibid.*, 17/2:1—39. — [9] Bittner A., 1903: Brachiopoden und Lamellibranchiaten aus der Trias von Bosnien, Dalmatien und Venetien. — Jb. k. k. geol. Reichsanst., 52:495—643, Wien. — [10] Böckh J., 1873: Die geologischen Verhältnisse des südlichen Theiles des Bakony. — I. Mitteilungen aus dem Jahrb. der kön. ungar. geol. Anstalt, 2:27—180, Pest. — [11] Buch L. v., 1843: Über Terebratula Mentzelii im Tarnowitzer Muschelkalke. — N. Jb. f. Min., Geogn., Geol. u. Petref.: 253—6, Stuttgart. — [12] Bystrický J., 1964: Slovenský kras. Stratigrafia a Dasycladaceae mezozoika Slovenského krasu. 1—204, Bratislava. — [13] Casati P. & Gnaccolini M., 1967: Geologia delle Alpi Orobic occidentali. — Rivista ital. di Paleont. e Stratigr., 73:25—162, Milano. — [14] Dagys A. S., 1963: Věrehnětriasovyje brachiopody juga SSSR. — Akad. Nauk: 1—238, Moskva. — [15] De Toni A., 1912: Brachiopodi della zona a Ceratites trinodosus di Monte Rite in Cadore. — Memorie dell'Ist. geol. Univ. di Padova, 1:319—51, Padova. — [16] Diener C., 1920: Brachiopoda triadica. Fossilium Catalogus. I. Animalia, 10:1—108, Berlin. — [17] Enčeva—Kynčeva M., 1956: Paläofaunistische Untersuchungen der Trias vom Zentralen Balkan. — Godišnik na upravl. za geološki i minni proučvanija (A), 6 (1954): 189—209, Sofia. — [18] Gaetani M., 1966: Il trias in Lombardia. XVI. Decurtella, nuovo genere triassico di Rhynchonellida. — Riv. ital. Paleont. Stratigr., 72:343—56, Milano. — [19] Gaetani M., 1969: Osservazioni paleontologiche e stratigrafiche sull'Anisico delle Giudicarie (Trento). — Riv. ital. Paleont. e Strat., 75:469—546, Milano. — [20] Girard H., 1843: Reise zur Naturforscher-Versammlung in Padua; mineralogische Verhandlungen daselbst: erratische Blöcke, Gletscher, Gryphäen; — Sammlung von Petrefakten zu Padua aus Muschelkalk, Oolithen und Kreide, Beschreibung derselben. — N. Jb. f. Min., Geogn. u. Petref.: 469—479. — [21] Jekelius E., 1936: Der Weisse Triaskalk von Brasov und seine Fauna. — Anuarul Institutului Geol. al României, 17:1—106, Bucuresti. — [22] Kirchner H., 1934: Die Fossilien des Würzburger Trias. — N. Jb. f. Min., Geol. und Pal. (B.—B.) 71:88—138, Stuttgart. — [23] Maheľ M., 1957: Geológia Stratsenskej hornatiny. — Geol. práce, Zošit 48a: 1—201, Bratislava. — [24] Maksimčev S. & Laušević N., 1964: Prilog poznavanju starosti terena između Tomine i Kukavice kod Sanskog Mosta. — Geol. glasnik, 9:47—54, Sarajevo. — [25] Martelli A., 1906: Contributo al Muschelkalk superiore del Montenegro. — Palaeontographia italica, 12:97—154, Pisa. — [26] Milosavljević M., 1933: Le Trias moyen de la Montagne de Jadovnik. — Ann. Géol. Pén. Balkan., 11:206—213, Beograd. — [27] Milosavljević M., 1935: Le Trias moyen du plateau Žara (Stará Raška). — Annales géologiques de la Péninsule Balkanique, 12:270—4, Beograd. — [28] Pevný J., 1964: Brachiopódy severnej časti Malých Karpát. — Geologické práce, Správy 33: 157—171, Bratislava. — [29] Reis O. M., 1926: Eine Fauna des Wettersteinkalkes. — Geogr. Jahreshäfte, 39:87—138, München. — [30] Sacchi Vialli G. & Vai A., 1958: Revisione della

fauna triassica bresciana: La Fauna dell'Anisico. — Atti dell'Istituto geol. della Univ. di Pavia, 8:41—91, Pavia. — [31] Salomon W., 1895: Geologische und palaeontologische Studien über die Marmolata. — Palaentographica, 42:1—210, Stuttgart. — [32] Selli R., 1938: Faune dell'Anisico inferiore della Vallarsa (Trentino). — Giornale di Geol., 12 (1937): 1—84, Bologna. — [33] Siblík M., 1971: New Anisian Rhynchonellid from Slovakia. — Geolog. sborník (v tisku), Bratislava. — [34] Simionescu I., 1910: Studii geologice si paleontologice din Dobrogea. IV. Fauna triasică din Insula Popina. — Publicat. fondului V. Adamachi, 4:496—524, Boucaresst. — [35] Smith J. P., 1914: The middle Triassic marine invertebrate faunas of North America. — Professional Paper U. S. Geol. Survey, 83:1—148, Washington. — [36] Speciale A., 1967: Il Trias in Lombardia. XXI. Fossili del Trias medio delle valli Trompia e Sabbia. — Rivista ital. Pal. e Strat., 73:1055—1131, Milano. — [37] Štúr D., 1865: Über die Formationen des bunten Sandsteines und des Muschelkalkes in Ober-Schlesien und ihre Versteinerungen von Herrn Dr. Phil. H. Eck. — Verhandl. k. k. geol. Reichsanst., 15:242—8, Wien. — [38] Taddei Ruggiero E., 1968: Brachiopodi triassici della Pietra Maura (Lucania). — Boll. Soc. Natur. in Napoli, 77:349—392, Napoli. — [39] Ting Pei-chen, 1965: The Permian and Triassic brachiopods from Yangkang Valley. — Acta palaeont. sinica, 13: 260—90, Peiking. — [40] Tommasi A., 1911: I fossili della lumachella triassica di Ghegna in Valsecca presso Roncobello. — Palaentographia italica, 17: 1—36, Pisa. — [41] Vinassa de Regny P., 1903: Fossili del Montenegro I. Fauna dei calcari rossi e grigi del Sutorman. — Memorie della R. Accad. delle Sc. dell'Ist. di Bologna, (5), 10:447—470, Bologna.

MILOŠ SIBLÍK

ANISIAN RHYNCHONELLIDS FROM THE SLOVAK KARS REGION

(Summary of the Czech text)

¶ In the Anisian of the Slovak Kars (Southern Slovakia) the following species have been determined:

Decurtella decurtata (Gir.), *Decurtella vivida* (Bitt.), *Decurtella* (?) *illyrica* (Bitt.), *Piarorhynchia trinodosi* (Bitt.), *Piarorhynchia* aff. *trinodosi* (Bitt.), „*Rhynchonella*” *mentzeli* (Buch), „*Rhynchonella*” aff. *mentzeli* (Buch), „*Rhynchonella*” *attilina* Bitt., *Caucasorhynchia altaplecta altaplecta* (Böckh), *Caucasorhynchia altaplecta acuticostata* Siblík, *Norella* (?) sp. n.

The specimens are well preserved as external moulds but they are internally recrystallized. The elements of the internal structure could be differentiated only rarely when a great number of specimens was available.

Decurtella decurtata (Girard) — The subquadrate delthyrial cavity is separated by mostly parallel dental plates from the narrow or sometimes nearly semicircular lateral cavities. The very strong hinge-teeth are expanded in the sockets and crenulated. The blunt denticula are low. The septalium is small and short, but in 1 specimen a very large septalium was ascertained. The posteriorly fused hinge-plates are horizontal in position. A dorsal septum is very strong but short. The large sockets with well developed outer socket-ridges are present. The crura terminate with a dorsoventral orientation.

Decurtella vivida (Bittner) — The general character of the internal structure is analogous with that of *D. decurtata*. The double deltidial plates were ascertained in some specimens. Denticula are better developed when compared with those of *D. decurtata*.

Decurtella (?) *illyrica* (Bittner) — The delthyrial cavity is separated by nearly parallel

or ventrally converging dental lamellae from the subtrigonal lateral umbonal cavities. The strong hinge-teeth are only slightly crenulated; denticula well developed. A pedicle collar was not observed. The hinge-plates are of horizontal orientation. They are well delimited both from the septalial plates and from the inner socket-ridges. The sockets are large and crenulated. The septalial plates are connected with the dorsal septum for only a short distance from the umbo. The autor was not successful in sectioning the complete crura; they seem to be close to the radulifer or prefalcifer type.

Piarorhynchia trinodosi (Bittner) — There are the parallel or ventrally converging dental lamellae, the very shallow septalium, the long dorsal septum, and the hinge-plates converging ventrally present in our specimens.

„*Rhynchonella*” *mentzeli* (Buch) — The parallel or dorsally converging dental lamellae are very short. Both the hinge-teeth and denticula are strongly developed. A pedicle collar was not ascertained. The horizontal hinge-plates are clearly delimited both from the septalial plates and from the inner socket-ridges. The septalium is small, the septalial plates being connected with the dorsal septum only very shortly. The dorsal septum is short and remains as a low ridge in the posterior third of the length of the valve. The sockets are very broad, but shallow and only indistinctly crenulated. The crura are close to the prefalcifer type, they terminate with a dorsoventral orientation and become slightly curved.

„*Rhynchonella*” *atitlina* Bittner — All internal characters could not be ascertained due to the bad preservation and to the lack of suitable specimens. The dental lamellae are comparatively short and almost parallel. The hinge-teeth are straight; denticula were not observed. The large septalium is well developed but usually short. The dorsal septum is long and is well to be seen also from the exterior of the brachial valve. The crenulated sockets are broad but shallow with the outer socket-ridges better developed than the inner.

Preložil autor

ZOLTÁN SCHMIDT*

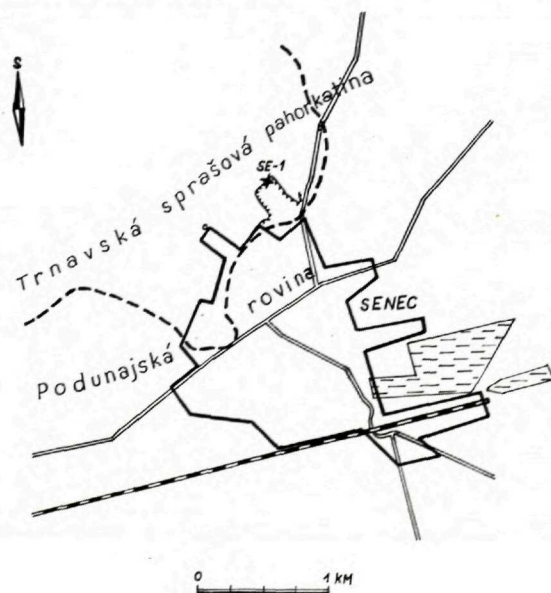
KVARTÉRNE MÄKKÝŠE SPRAŠÍ V SENCI (TRNAVSKÁ PAHORKATINA)

(3 obr. v texte, 4. tab. na kriede, nemecké resumé)

Abstract. The results of palaeontological research in the loam pit of the Senec brick-yard on the contact of Trnava loess hilly country with the Danubian plain, are presented. In addition to information about Quaternary malacofauna (Fig. 2), the article represents a contribution to the reconstruction of geographical environment in local and regional sense (biotope, climatic conditions). On the basis of the index fauna of fossil molluscs, of their thermophilous and hydrophilous requirements as for environment, the age of some beds has been determined as well as the course of climatic oscillations.

Sondážny profil SE-1, v ktorom sa odobrali vzorky na vyplavenie kvartérnej fauny fosílnych mäkkýšov, situoval R. Halouzka (sondážne práce v r. 1968) v stene sprašového profilu v tehelni v Senci. Tehelňa sa nachádza na s. okraji obce a je založená v sprašových a hlinitých vrstvách j. okraja Trnavskej pahorkatiny, ktorá sa na j. okraji tehelne stýka s rozsiahlou Podunajskou rovinou (J. Hromádka 1956). Sonda SE-1 sa nachádza v s. časti hliniska.

Povrch bezprostredného okolia lokality je na Trnavskej pahorkatine mierne zvlnený s max. výškou asi 140 m n. m. (pôvodný povrch terénu v mies-



Obr. 1 Lokalizácia sondážneho profilu SE-1 v Senci

Fig. 1 Localization of the pit profile SE-1 in Senec

* Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava, Mlynská dolina 1

tach študovanej časti ťažobnej steny) až po vrchol pahorku s kótou 167,3 m n. m. (na SZ od Senca). Na J od tehelne (sídelná plocha Senca) sa rozprestiera plochý povrch Podunajskej nížiny vo výškach cca 124—125 m n. m.

Vlastné a okolité územie sprašového profilu Senec-tehelňa budujú terciérne (neogén) a kvartérne sedimenty. Neogénne sedimenty (V. Mátlová—A. Šob 1958) predstavujú íly rôznej farby (sivé, bielosivé, žltosivé, svetlohnedé, žltohrdzavé), vápnité až slienité, prachovité až jemne piesčité, sľudnaté s ojedinelým obsahom vápnitých (CaCO_3) konkrécií. Íly prestupujú polohy pieskov žltých, sivých až sivohnedých, prachovitých, jemnozrnných. Piesky obsahujú medzivrstvičky štrčíkov, miestami sú stmelené v pieskovce. Napriek ojedinelému výskytu ostrakód rodu *Candona* a *Paracandona* vo vrtnom jadre (V. Mátlová—A. Šob 1958) je stratigrafická pozícia mladotretohorných sedimentov pre všeobecnú sterilitu mikropaleontologických vzoriek problematická (A. Prutká 1966). Pravdepodobne patria spodnému až vyššiemu (?) pliocénu — pontu až levantu (T. Buday a kol. 1962). Sú produktom sedimentačného cyklu vo vysladenej jazernej panve pliocénu (relikt miocénneho vnútorného mora), v ktorej sa prerušovane ukladali polohy ílov a pieskov pobrežnej fácie.

Po ukončení predkvartérneho sedimentačného cyklu boli neogénne sedimenty vystavené účinkom erózie a denudácie (podľa nepubl. názoru R. Halouzku približne koncom pliocénu alebo začiatkom pleistocénu), ktoré spôsobili (vytvorením hlbokých erózných rýh a údolí) značnú členitosť morfológie neogénneho podložia pleistocénnych útvarov (V. Mátlová—A. Šob 1958; A. Prutká 1966).

Do vrstevného sledu pleistocénu v priestore seneckej tehelne a jej bezprostredného okolia (podľa zistenia R. Halouzku — nepubl. názor) je potrebné zaradiť už spodnú sériu striedavých vrstiev ílovitých hlín (hnedočervené až červenohnedé alebo hrdzavohnedé) a svetlých prachovitých vápnitých hlín rôznych odtieňov (najmä zelenkastých) sivohnedej farby; vrstvy uvedenej spodnej série, najmä vo vyšších polohách, obsahujú značné množstvo veľkých vápnitých konkrécií. Táto séria bola zistená a preštudovaná až poslednými sondážnymi prácami (profil SE-1) v rámci základného geologického výskumu kvartéru okolia Bratislavy v r. 1968 (R. Halouzka). Bola do nej vhlbená prieskumná šachtica (7 m), prehĺbená ručným vrtom (zemný vrták G-10) o ďalších 5 metrov — malakofauna z vrtného úseku profilu SE-1 odobratá nebola. Objem získanej vzorky bol pre plavenie fauny nedostatočný. Podľa litologických vlastností (paleopedologickej charakteristiky), superpozície sedimentov uvedenej spodnej série a podľa celkovej geologickej stavby kvartéru a reliéfu povrchu širšej oblasti j. okrajov Trnavskej pahorkatiny — zaraďuje ich R. Halouzka (nepubl. názor) do starého až najstaršieho pleistocénu.

Vrebná pleistocéna séria (objekt ťažby) na študovanej lokalite a jej okolí predstavuje potom súvrstvie eolického pôvodu (sprašové vrstvy) s príznakmi pôdotvorných procesov (v strede) i soliflukcie (piesčitá vrstvička na báze) a uložené diskordantne na výraznom a mocnom fosilnom pôdnom horizonte spodnej série profilu (červenohnedé ílovité hliny). Tieto eolické sedimenty (spraše), odkryté v stene tehelne, zaraďuje R. Halouzka (nepubl. názor) na základe predbežného štúdia profilu v Seneci do mladého pleistocénu-würmu. Nasvedčuje tomu aj nález zvyškov mamuta (E. Činčurová 1963) a výsledky nášho vlastného výskumu malakofauny, ktoré v tomto článku predkladáme. Na povrchu spraší je súčasný pôdny horizont (holocén) čiernohnedých hĺn.

Na južnom okolí Senca je kvartérny pokrov tvorený fluviálnymi sedimentmi tzv. seneckej roviny (termín J. Hromádka 1935), ktoré predstavujú postglaciálne (holocénne) piesčito-hlinité nivné sedimenty, uložené na mocnom komplexe piesčitých štrkov, mladopleistocénneho veku a dunajského pôvodu (R. Halouzka — nepubl. názor).

Údaje o kvartérnych vrstvách v priestore a bezprostrednom okolí lokality Senec-tehelňa sú reprezentatívne v podstate i pre širšie okolie Senca (oblasť styku Trnavskej pahorkatiny s južnejšou Podunajskou rovinou).

Vzorky na získanie kvartérnej malakofauny v profile SE-1 (Senec-tehelňa) záviseli od charakteru a priebehu sedimentov sprašového profilu s. steny hliniska. Stena v miestach profilu má smer JZ—SV. V profile odkryvu rozlíšil R. Halouzka (1968) na základe mikrolitologického vyhodnotenia takýto sled vrstiev:

0,00—0,60 m hlina čiernohnedá (pôdny horizont) — s prechodom až do 0,80 m. 0,60 (0,80) — cca 3,90 m spraš svetlá sivožltá, prachovitá (typická). Cca 3,90 — (4,30) m hlina prachovitá, svetlá sivožltá s hnedastým odtieňom — prechádzajúca s náznakmi zvrstvenia (asi až po 4,50—4,70 m ?) do podložných spraší (fosilna pedogenéza). (4,30) — — 5,35 m spraš svetlá sivožltá, prachovitá až slabo ulahnutá (pod asi 5,10 m obsah jemnozrnného práškovitého piesku). 5,35—5,45 m piesky (prevažne strednozrnné) s obsahom prachovitých svetlých hĺn (sivastohnedožltá) a drobných štrkových valúnikov (až do 1 cm); zvrstvená až zvrtená vrstva (do podložia). Soliflukčný horizont. 5,45—6,50 m hlina pomerne ílovitá červenohnedá (fosilny pôdny horizont). 6,50—7,25 m spraš (hlina prachovitá), svetlá sivozelenkastohnedá, ulahnutá. 7,25—10,00 m spraš dtto; hojný obsah (polohy) veľkých vápnitých konkrécií až Ca-horizontov. (Spraš až sprašovitá hliny.) 10,00—10,20 m hlina slabo čokoládovohnedá (= podložie) s jemnozrnným až strednozrnným pieskom. 10,20—10,50 m hlina rovnakej farby, ílovitoprachovitá. 10,50—11,00 m hlina pomerne ílovitá, výrazne čokoládovohnedá až červenkastohnedá. (Fosilna pôda ?) 11,00—13,70 m spraš (hlina prachovitá až ílovito-prachovitá), svetlá sivastohnedá (do zelenkasta); hojný obsah (polohy, hniezda) veľkých vápnitých konkrécií. (Spraš až sprašovitá hliny.)

Predbežný opis vrstevného sledu profilu SE-1 sa týka iba úseku odberu

malakofauny v profile, t. j. úseku odkryvu (ryhy — do 6,70 m v stene) a prieskumnej šachtice (do 13,70 m).

Kvalitatívno-kvantitatívna analýza mäkkýšov

Zo sondážneho profilu SE-1 lokality Senec-tehelňa sa získalo dovedna 4098 kusov rôzne zachovaných jedincov, juvenilných i dospelých. Z nich bolo určených 20 druhov fosílnych mäkkýšov:

Druh	Počet kusov	%
1. <i>Columella columella</i> (Mart.)	39	0,9
2. <i>Pupilla triplicata</i> (Stud.)	248	6,0
3. <i>Pupilla muscorum</i> (L.)	219	5,3
4. <i>Pupilla muscorum densegyrata</i> Lžk.	47	1,1
5. <i>Pupilla sterri</i> (Vth.)	1472	35,9
6. <i>Pupilla loessica</i> Lžk.	211	5,1
7. <i>Vallonia pulchella</i> (Müll.)	5	0,1
8. <i>Vallonia tenuilabris</i> (A. Br.)	533	13,0
9. <i>Succinea oblonga</i> Drap.	1090	26,5
10. <i>Catinella arenaria</i> (B.—Ch.)	1	0,02
11. <i>Oxychilus inopinatus</i> (Uličný)	1	0,02
12. <i>Ceciloides acicula</i> (Müll.)	20	0,4
13. <i>Helicidae</i> sp.	1	0,02
14. <i>Helicopsis striata</i> (Müll.)	19	0,4
15. Cf. <i>Monachoides</i> sp. (?)	1	0,02
16. Cf. <i>Perforatella bidentata</i> (Gm.)	2	0,04
17. <i>Trichia striolata</i> (C. Pf.)	100	2,4
18. <i>Trichia hispida</i> (L.)	86	2,0
19. <i>Trichia</i> sp.	1	0,02
20. Cf. <i>Arianta arbustorum</i> (L.)	1	0,02

Rozbor paleontologického materiálu z odobratých vzoriek sondážneho profilu SE-1 v seneckej tehelni uvádzam kvôli prehľadu na priloženej tabuľke (obr. 2), ktorá ilustruje druhové i početné zastúpenie mäkkýšov vo všetkých vrstvách obsahujúcich konchýlie.

Ekologické vyhodnotenie fosílnych mäkkýšov

Pri vyhodnocovaní vzťahov a závislostí medzi určitým druhom fosílnych mäkkýšov alebo asociáciou a ich prírodným prostredím vychádzali sme z kritérií, ktoré vo svojich prácach zhrňuje V. Ložek (1955; 1956; 1964). Osobitne ich aplikujeme pri každom zistenom druhu (charakteristika biotopu) na tabuľke malakozoologických nálezov z odberov vzoriek v profile SE-1 v Senci (obr. 2) Predstavu o celkovom charaktere biotopu, a v širšom zmysle oblastnom charaktere podnebia, dostaneme zo syntézy analyzovaných kritérií percentuál-

SE-1 SENEČ (TEHELŇA)		Označenie sondy	
		Číselné označenie vzorky	
		Hĺbka v m	
		Počet zistených druhov	
BIOTOP			
1	0,0 - 0,60		
2	0,80 - 1,00		
3	1,00 - 1,50		
4	1,50 - 2,00		
5	2,00 - 2,50		
6	2,50 - 3,00		
7	3,00 - 3,50		
8	3,50 - 4,00		
9	4,00 - 4,30		
10	4,30 - 4,70		
11	4,70 - 5,00		
12	5,00 - 5,35		
13	5,35 - 5,45		
14	5,45 - 6,00		
15	6,00 - 6,50		
16	6,50 - 6,70		
17	6,70 - 8,20		
18	8,20 - 9,60		
19	9,60 - 10,50		
20	10,50 - 10,80		
21	10,80 - 12,20		
22	12,20 - 12,60		
23			
24			
Spolu			
1			
2			
3			
4			
5			
6			
7			
8			
9			
10			
11			
12			
13			
14			
15			
16			
17			
18			
19			
20			
21			
22			
23			
24			
Spolu			
1			
2			
3			
4			
5			
6			
7			
8			
9			
10			
11			
12			
13			
14			
15			
16			
17			
18			
19			
20			
Spolu			
1			
2			
3			
4			
5			
6			
7			
8			
9			
10			
11			
12			
13			
14			
15			
16			
17			
18			
19			
20			
Spolu			
1			
2			
3			
4			
5			
6			
7			
8			
9			
10			
11			
12			
13			
14			
15			
16			
17			
18			
19			
20			
Spolu			
1			
2			
3			
4			
5			
6			
7			
8			
9			
10			
11			
12			
13			
14			
15			
16			
17			
18			
19			
20			
Spolu			
1			
2			
3			
4			
5			
6			
7			
8			
9			
10			
11			
12			
13			
14			
15			
16			
17			
18			
19			
20			
Spolu			
1			
2			
3			
4			
5			
6			
7			
8			
9			
10			
11			
12			
13			
14			
15			
16			
17			
18			
19			
20			
Spolu			
1			
2			
3			
4			
5			
6			
7			
8			
9			
10			
11			
12			
13			
14			
15			
16			
17			
18			
19			
20			
Spolu			
1			
2			
3			
4			
5			
6			
7			
8			
9			
10			
11			
12			
13			
14			
15			
16			
17			
18			
19			
20			
Spolu			
1			
2			
3			
4			
5			
6			
7			
8			
9			
10			
11			
12			
13			
14			
15			
16			
17			
18			
19			
20			
Spolu			
1			
2			
3			
4			
5			
6			
7			
8			
9			
10			
11			
12			
13			
14			
15			
16			
17			
18			
19			
20			
Spolu			
1			
2			
3			
4			
5			
6			
7			
8			
9			
10			
11			
12			
13			
14			
15			
16			
17			
18			
19			
20			
Spolu			
1			
2			
3			
4			
5			
6			
7			
8			
9			
10			
11			
12			
13			
14			
15			
16			
17			
18			
19			
20			
Spolu			
1			
2			
3			
4			
5			
6			
7			
8			
9			
10			
11			
12			
13			
14			
15			
16			
17			
18			
19			
20			
Spolu			
1			
2			
3			
4			
5			
6			
7			
8			
9			
10			
11			
12			
13			
14			
15			
16			
17			
18			
19			
20			
Spolu			
1			
2			
3			
4			
5			
6			
7			
8			
9			
10			
11			
12			
13			
14			
15			
16			
17			
18			
19			
20			
Spolu			
1			
2			
3			
4			
5			
6			
7			
8			
9			
10			
11			
12			
13			
14			
15			
16			
17			
18			
19			
20			
Spolu			
1			
2			
3			
4			
5			
6			
7			
8			
9			
10			
11			
12			
13			
14			
15			
16			
17			
18			
19	</		

densegyrata Lžk. a *Pupilla loessica* Lžk.; potom *Vallonia tenuilabris* (A. Br.) a *Catinella arenaria* (B. Ch.).

Z vlhkomilných druhov (V) uvedieme druh *Succinea oblonga* Drap.

K mezofilným (M) prvkom, prípadne k lesným (L, Lv) druhom zaradujeme trichie *Trichia hispida* (L.), *Trichia striolata* (C. Pf.), druhy cf. *Arianta arbustum* (L.) a cf. *Perforatella bidentata* (Gm.).

Vo veľmi vlhkom až mokrom biotope (B) žil druh cf. *Monachoides* sp. (?).

Na suchú teplú klímu kultúrnej stepi poukazujú terikolné druhy *Ceciloides acicula* (Müll.) a *Oxychilus inopinatus* (Uličný) v recentnom pôdnom horizonte čiernohnedých hĺn na povrchu spraší. Vyskytujú sa vo vrchných vrstvách pôdy na suchých biotopoch spolu s význačným polostepným druhom *Vallonia pulchella* (Müll.) a neurčiteľnými úloškami druhov z čelade *Helicidae* sp.

Celý vrchný komplex spraší (0,60—5,35 m) s výnimkou slabo vyvinutého fosilneho pôdneho horizontu (R. Halouzka 1968) vznikol v podmienkach sprašovej stepi s málo, alebo viacej výraznými výkyvmi teploty a vlhkosti v jednotlivých horizontoch. Na xerothermný ráz biotopov nasvedčuje prevaha stepných prvkov (*Pupilla triplicata*, *Pupilla sterri*) a prvkov otvorených stanovísk bez drevín (*Columella columella*, *Pupilla muscorum*, *Pupilla muscorum densegyrata*, *Pupilla loessica*, *Vallonia tenuilabris*). Prítomnosť vedúcich chladných elementov (*Columella columella*, *Vallonia tenuilabris*, *Pupilla muscorum densegyrata*, *Pupilla loessica*, *Pupilla sterri*) jednoznačne nasvedčuje na celkový chladný ráz podnebia v období vývoja vrchného komplexu spraší. Len v najvyšších polohách vrchného komplexu spraší (vz. 4) môžeme hovoriť o mierne teplej sprašovej stepi v okolí sondážneho profilu v príslušnom časovom úseku (postupné vyznievanie chladnej klímy glaciálneho obdobia) a azda i lokálnom zvlhčení — *Succinea oblonga* Drap., ktoré zapríčinila blízkosť údolnej nivy. Na mierne chladné (otepovanie) podnebie, veľmi mierne vlhkej sprašovej stepi poukazuje aj zloženie druhov a ich percentuálne zastúpenie vo vzorke 5 (1,50—2,00 m).

Konštantnejšie v percentuálnom zastúpení prítomných vedúcich druhov sa javia horizonty v odberoch 6—9 (2,00—3,80 m). Najvrhnejší (2,00—2,50 m) poukazuje síce na chladnejšiu klímu, ako sme predpokladali vo vzorke 5, ale percentuálnou prevahou vlhkejších elementov ako *Succinea oblonga* Drap., trichiovej fauny — *Trichia striolata* (C. Pf.) a *Trichia hispida* (L.) naznačujú vyznievanie chladnej klímy, mierne až stredne vlhkej (vz. 7). Maximum výrazne chladnej klímy, mierne až stredne vlhkých sprašových stepí vrcholí vo vzorkách 8—9 (3,00—3,80 m).

Nápadnú osciláciu indikuje kolumelová fauna (*Columella columella*) vo vzorke 10 (3,80—4,00 m) a výrazná prevaha chladných prvkov pupilovej

fauny (*Pupilla muscorum densegyrata* a *Pupilla loessica*) a sibírskeho elementu *Vallonia tenuilabris* (A. Br.) s pozoruhodným vyvrcholením percentuálneho zastúpenia vlhkomilných prvkov *Succinea oblonga* Drap. a *Trichia striolata* (C. Pf.). Nepochybne môžeme hovoriť o výrazne chladnej klíme, stredne až výrazne vlhkej sprašovej (subarktickej) stepi. Na výrazne chladné podnebie, stredne vlhkú sprašovú step poukazuje aj zloženie asociácie fosílnych mäkkýšov vo vzorke 11 (4,00—4,30 m). V horizontoch tohto odberu sa už kolumelová fauna nevyskytla. Zreteľne menšie je aj percentuálne zastúpenie (26,4 %) vlhkomilného prvku *Succinea oblonga* Drap. a neprítomnosť trichiovej fauny. Vo vzorke 12 je spoločenstvo podobné, poukazuje na chladnú a mierne vlhkú klímu.

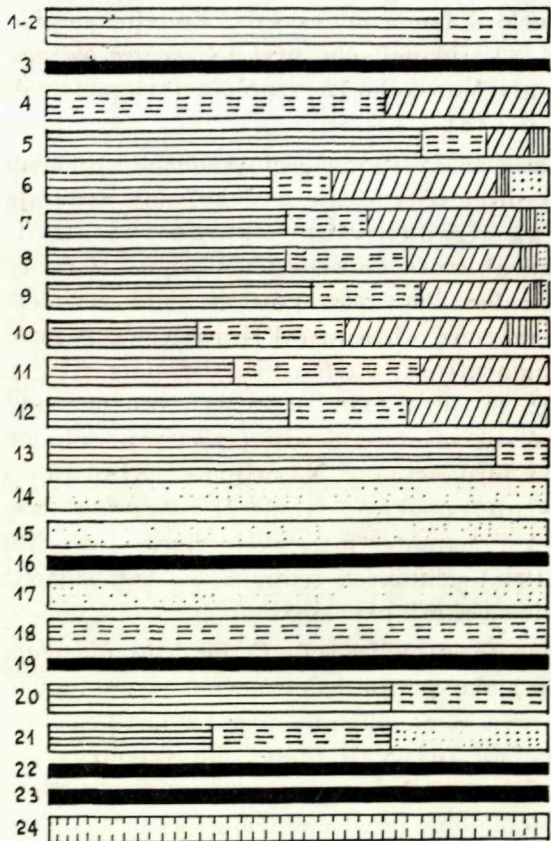
Rapídny pokles počtu jedincov asociácie v spodnejších polohách vrchného komplexu spraší (4,30—4,70 m) a druhové zloženie malakofauny indikuje stále chladnú klímu, mierne až stredne vlhkej sprašovej stepi. Až zo vzorky 13 môžeme na základe absolútneho zastúpenia pupilovej fauny (a iba ojedinelého výskytu výrazne chladných prvkov) usúdiť, že ide o zmierenie chladného rázu podnebia, o mierne chladnú klímu a extrémne suchú sprašovú step. Tri fragmenty cf. *Perforatella bidentata* (Gm.), nájdené naspodku vrchného komplexu spraší (5,00—5,35 m) v profile sondy SE-1, naznačujú mierne chladnú až mierne teplú (?) klímu, lokálne zvlhčeného prostredia (lesostep?) v blízkosti nivy. Na mierne chladnú (?) klímu a vlhšie prostredie (lesostep?) poukazuje aj cf. *Arianta arbustorum* (L.) vo vzorke 15 (5,35—5,45 m). Ani charakter materského horizontu tohto druhu — podľa R. Halouzku (1968) soliflukčný sediment — jednoznačne nevyučuje pomerne vlhké prostredie na okraji pahorkatiny.

Akokoľvek nepresvedčivý fragmentárny nález cf. *Perforatella bidentata* (Gm.) vo vzorke 17 (6,00—6,50 m) ako prvku jednoznačne eurytermného neindikuje priamo teplé obdobie (pre ktoré napokon nie je ani zvlášť typický). Poukazuje však na prostredie vlhkých lužných lesov, ktoré podľa doterajších poznatkov charakterizujú v kvartéri Podunajskej nížiny pravdepodobne okrajové fázy už interglaciálneho obdobia (podľa pozície našej vzorky fázu počiatočnú), pričom nie je vylúčená ani možnosť vlhkého chladného výkyvu v interglaciáli. V žiadnom prípade však nezodpovedá životnému prostrediu tohto druhu obdobie suchého vrcholného glaciálu.

Nález fragmentu konchýlie vo vzorke 17 naznačuje teda existenciu vlhkých lužných lesov. Podľa celkového charakteru nálezovej vrstvy (výrazne interglaciálny fosíly a pôdny horizont červenohnedého sfarbenia) možno však usúdiť, že ide o polohu s časove obmedzeným lokálnym vplyvom takéhoto prostredia (nasvedčuje tomu prítomnosť čiastočne odlišných medzivrstvičiek a polôh najmä v spodnejšej časti fosilnej pôdy). Celé obdobie tvorby červenohnedej

fosilnej pôdy poukazuje totiž na pôdotvorné procesy typické pre teplé podnebie vcelku mierne vlhkej až mierne suchej lesostepi.

Nálezy sprašových druhov *Vallonia tenuilabris* (A. Br.) a *Pupilla muscorum* (L.) vo vzorke 18 (6,50—6,70 m) patria vrchnému horizontu spodného sprašového komplexu v profile sondy SE-1 v hlinisku seneckej tehelne. Ide o výrazne chladnú klímu suchej sprašovej stepi. Rovnaké klimatické a ekologické podmienky presvedčivo naznačuje početnejšia asociácia fosilných mäkkýšov na báze tohto sprašového horizontu (vzorka 20; 9,10—9,60 m).



Obr. 3 Percentuálne zastúpenie prvkov zhodných biotopov v jednotlivých vzorkách profilu SE-1 v Seneci. (Z. Schmidt, 1969)

Fig. 3 Percentual representation of elements of identical biotopes in the separate samples of the profile SE-1 in Senec

Prevalu má striátová fauna s *Helicopsis striata* (Müll.) nad chladným prvkom *Vallonia tenuilabris* (A. Br.) a pupilovou faunou: *Pupilla muscorum* (L.), *Pupilla triplicata* (Stud.).

Na pomerne výrazný teplotný výkyv v strednej polohe červenohnedých ílovitých hlín (odber 10,20—10,50 m) poukazujú aj ojedinelé výskyty *Catinella arenaria* (B. Ch.), *Pupilla triplicata* (Stud.) a cf. *Trichia* sp. *Catinella arenaria* sa neviažu na vodu. Obýva mierne vlhké až suché stanovištia. *Pupilla triplicata* (Stud.) je prvok teplých slnečných strání. Trichiová fauna sa vyskytuje vo vlhšom prostredí, zväčša listnatých lesov. Je teda veľmi pravdepodobné, že uvedený sediment vznikol v podmienkach teplej (?) klímy, mierne vlhkej až suchej lesostepi.

Napriek ojedinelému a fragmentárnemu výskytu cf. *Mognachoides* sp. (?) môžeme poukázať na chladnú klímu, zamokrené prostredie sprašovej stepi až v blízkosti tundry.

Stratigrafické vyhodnotenie fosílnych mäkkýšov

V celom profile sondy SE-1 v hlinisku seneckej tehelne môžeme makrolitologicky rozlíšiť celkovo dva sprašové komplexy (série), ktoré predeľuje výrazný interglaciálny fosílny pôdny horizont (hlina pomerne ílovitá a červenohnedá). Na povrchu spraší je vyvinutý súčasný pôdny horizont čiernohnedých hlín (odber 1—2 od 0,00—0,60 m). Výskyty *Cecilioides acicula* (Müll.), ktorý žije terikolne v neodvápnených pôdach stepných strání, obýva rizosféru do hĺbky cca 40 cm (V. Ložek 1955, 1956). Na území Západných Karpát bol zistený v sedimentoch mladého holocénu — až recentu (V. Ložek 1964). V súvislosti s týmto druhom cit. autor upozorňuje, že v československom pleistocéne nebol nateraz nikde bezpečne doložený, rovnako ako karpatsko-balkánsky element *Oxychilus inopinatus* (Uličný), terikolný druh obývajúcí vrchné vrstvy pôdy na stepných biotopoch. To potvrdzuje ich hodnotu ako vedúcich fosilií holocénu u nás. Aj *Vallonia puchella* (Müll.) je v československom pleistocéne pomerne vzácna (V. Ložek 1964), no v holocéne je bežná, až veľmi hojná.

Vzorky 3—14 (0,60—5,35 m) predstavujú vzorky vrchného komplexu spraší s makrolitologicky odlišiteľným vrchným a spodným horizontom, ktoré v úseku cca 3,90 — (4,30) m oddeľuje hlina prachovitá, svetlá sivožltá s hnedým odtieňom. Ide teda o slabo vyvinutý fosílny pôdny horizont (R. Halouzka 1968). Celý vrchný komplex spraší obsahuje typické spoločensvá fosílnych mäkkýšov mladého pleistocénu — würmu, s prevahou pupilovej fauny v jednotlivých asociáciách. Z nich najmä *Pupilla sterri* (Vth.) sa objavuje v nápadnom množstve, takže tvorí význačnú (percentuálne prevládajúcu) zložku v pupilových horizontoch mladého pleistocénu vrchného komplexu spraší. Paleontologický materiál seneckej lokality potvrdzuje teda všeobecný názor, že *Pupilla sterri* (Vth.) mala v pleistocéne hojnejší výskyt i väčší a súvislejší areál ako v súčasnej dobe (V. Ložek 1955). Na základe rôznych zmien percentuálneho zastúpenia významných vyhynutých sprašových druhov pupilovej fauny — *Pupilla loessica* Lžk. a *Pupilla muscorum densegyrata* Lžk., valónií, menovite sibírskeho elementu *Vallonia tenuilabris* (A. Br.) a v zmenách percentuálneho zastúpenia vlhkomilných druhov — *Succinea oblonga* Drap., *Columella columella* (Mart.), resp. mezofilných druhov, najmä trichií — *Trichia striolata* (C. Pf.), *Trichia hispida* (L.), alebo hoci fragmentárne prítomných konchýlií cf. *Perforatella bidentata* (Gm.) cf. *Arianta arbustorum* (L.) môžeme s určitou istotou uvažovať o klimatických osciláciách v uvedených polohách.

Nápadný výskyt kolumelovej fauny na rozhraní stredných a vyšších polôh vrchného komplexu spraší dovoľuje v zmysle doterajších výskytov v sprašiach Podunajskej nížiny (V. Ložek 1955, 1964) predpokladať datovanie sedimentov vzorky 10 v odbere v časovom rozpätí mladšieho würmu (W 2 až W 3).^{*} Vcelku určitý „zlom“ faunistických spoločensiev mäkkýšov vrchného sprašového komplexu vo vzorke 10 a v jej podloží podľa vyjadrenia V. Ložeka (1964) zodpovedá najpravdepodobnejšie vrchno-würmskému interštádiálu (Stillfried B, fosílna pôda PK I), ktorého horizont tu bol zrejme zväčša

* t. j. podľa stratigrafickej škály V. Ložeka (1964) zodpovedajúceho strednému würmu (MW).

odnesený a rozplavený (častý úkaz na viacerých lokalitách). *Columella columella* (Mart.) sa v oblasti Podunajskej nížiny pokladá za vedúcu fosíliu pre W 3. Je však typická aj pre interštadiál W 2—3, resp. pre mladšie polohy W 2 (V. Ložek 1955, 1964).

Z ekologickej interpretácie malakofauny vrchného komplexu spraší vyplýva určitá postupnosť zmien nárokov študovaných spoločenstiev na teplo a vlhkosť životného prostredia v rámci celkového biotopu sprašových stepí. Tieto zmeny sú zrejme výsledkom klimatických zmien. V tomto zmysle môžeme konštatovať nasledovný vývoj klimatických zmien obdobia usadzovania vrchného komplexu spraší (usudzujeme tak podľa analýzy vzoriek 14-báza komplexu až 3-povrch komplexu spraší).

Z úlomkovitých zvyškov cf. *Perforatella bidentata* (Gm.) na báze sprašového komplexu (vz. 14) sa zdá pravdepodobná existencia lesostepi v prostredí mierne chladnej až mierne teplej (?) klímy, lokálne zvlhčenej (lužné lesy). Tento poznatok neindikuje ani obdobie maximálne chladných, ani obdobie maximálne teplých oscilácií klímy v rámci glaciálneho obdobia (najskôr prechodná fáza).

Prvé príznaky chladného výkyvu klímy glaciálneho obdobia (t. j. klímy štadiálnej) pozorujeme od vzorky 13. Maximum chladnej klímy je v polohách vzoriek 9—8. Nasvedčuje tomu percentuálna prevaha extrémne chladných prvkov, najmä *Vallonia tenuilabris* (A. Br.), *Pupilla loessica* Lžk. a *Pupilla muscorum densegyrata* Lžk. Ešte predtým, v polohách vzoriek 12 a najmä 11 a 10, pozorujeme výrazne zvlhčenie podnebia — prevaha vlhkomilnej *Succinea oblonga* Drap. a *Trichia striolata* (C. Pf.). Výsledkom výkyvu bol zrejme vznik slabovyvinutého pôdneho horizontu (R. Halouzka 1968). Tieto skutočnosti nevyklučujú možnosť interštadiálnej oscilácie klímy v danom časovom rozpätí.

Počnúc polohou vzorky 7 až po vzorku 4, zistené spoločenstvá malakofauny poukazujú na mierne, postupné oteplenie podnebia s nepodstatnými osciláciami humidnosti klímy. Charakter chladnej sprašovej stepi zostáva. Najmä v najvrhnejšej polohe (vzorka 4) môžeme konštatovať postupné vyznievanie chladnej klímy glaciálneho obdobia.

Na báze vrchného komplexu spraší (vz. 15) úlomkovitý výskyt malakofauny (cf. *Arianta arbustorum* L.) poukazuje najpravdepodobnejšie na lesostepné prostredie mierne chladného podnebia; s prihliadnutím na charakter sedimentu (R. Halouzka 1968) tiež značne vlhkého. Stratigraficky možno toto zistenie považovať za indikátor klímy príznačnej pre koniec interštadiálnej alebo začiatok štadiálnej oscilácie klímy glaciálneho obdobia.

Nález *Mammonteus primigenius* Blumenbach (E. Činčurová 1963) v profile vo v. časti steny hliniska patrí pravdepodobne do tejto vrstevnej polohy (alebo polohy jej blízkej) a potvrdzuje príslušnosť vrstvy do obdobia glaciálneho.

Existenciu staršieho interglaciálneho fosilného pôdneho horizontu (R. Halouzka 1968) v úseku 5,45-6,50 m potvrdzuje aj ojedinelý nález fragmentu obvyklého holocénneho a v pleistocéne najmä interglaciálneho druhu cf. *Perforatella bidentata* (Gm.) v spodnejších polohách tejto vrstvy (hlina pomerne ílovitá, červenohnedá). Na území Západných Karpát z interglaciálnych horizontov slovenského pleistocénu ju uvádza V. Ložek (1964) v sedimentoch interglaciálov mladého až starého pleistocénu (Eem — Cromerian). Nálezová vrstva v Senci zodpovedá obdobiu výrazne teplého, mierne vlhkého až suchšieho podnebia lesostepného biotopu.

Vzorky 18—24 (6,50—12,60 m) predstavujú materiál spodného komplexu sprašového, s makrolitologicky odlišiteľným vrchným a spodným horizontom, ktoré v úseku cca 10,00—11,00 m oddeľuje vrstva červenohnedých a ílovitých hlín (podľa R. Halouzku 1968 fosilny pôdny horizont až pôdny sediment).

V strednej polohe spomenutej deliacej vrstvy červenohnedých ílovitých hlín (vz. 21 v hĺbke profilu 10,20—10,50 m) sú prítomné prvky *Catinella arenaria* (B. Ch.), *Pupilla triplicata* (Stud.) a cf. *Trichia* sp., ktoré poukazujú na pomerne výrazný teplotný výkyv, pravdepodobne niektorého staršieho interglaciálu. *Catinella arenaria* (B. Ch.) sa podľa V. Ložeka (1964) a Z. Schmidta (1967) vyskytuje v glaciálnych a interglaciálnych sedimentoch až stredného i starého pleistocénu západokarpatskej oblasti a jej okrajových depresií. Najmä jej prítomnosť spolu s litologickým charakterom vrstvy nasvedčuje na teplú klímu a mierne xerothermné prvky (*Pupilla triplicata*, *Trichia* sp.), pravdepodobne lesostepného až stepného prostredia.

Vzorka 18 (6,50—6,70 m) vykazuje menšie spoločenstvo mäkkýšov podobného charakteru a v zhodnom sedimente (zrejme vyznievanie glaciálneho obdobia) ako vz. 20 (pričom vz. 19 je sterilná). Vo vzorke 20 (na báze vyššieho sprašového horizontu študovaného komplexu vrstiev) nálezy prevládajúceho druhu striatovej fauny *Helicopsis striata* (Müll.) so sibírsnym elementom *Vallonia tenuilabris* (A. Br.) a obligátnou pupilovou faunou *Pupilla muscorum* (L.) a *Pupilla triplicata* (Stud.) poukazujú na výrazne chladné glaciálne obdobie najskôr stredného alebo starého pleistocénu (V. Ložek 1964). V Senci ide o faunu a sediment charakteristické pre suchú a chladnú sprašovú step (vz. 18 a 20).

Úlomkovité zastúpenie cf. *Monachoides* sp. (s prihliadnutím na sediment nálezovej vrstvy) vo vzorke 24 (nižší sprašový horizont spodného komplexu vrstiev odberového profilu) do určitej miery naznačuje chladnejšie subarktické prostredie sprašovej stepi (tundru nevylučujúce), s jasnými prvkami zamokreného prostredia.

Do tlače odporučil V. Ložek

LITERATÚRA

- [1] Buday T. a kol., 1962: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1:200 000 M-33-XXXV Wien—Bratislava, Bratislava. — [2] Činčurová E., 1963: Nález kostry mamuta v seneckej tehelni. Sbor. Slov. národ. múzea, 57. Prírodné vedy 9, Bratislava. — [3] Halouzka R., 1968: In Schmidt Z., 1969: Paleontologické vyhodnotenie kvartérnych mäkkýšov profilu SE-1 v Seneci. Manuscript — archív Geofondu, Bratislava. — [4] Hromádka J., 1935: Zemepis okresu Bratislavského a Malackého. Vlastivedný sborník okresu Bratislavského a Malackého II, Bratislava. — [5] Hromádka J., 1956: Orografické triedení Československej republiky. Sborník Čs. spol. zeměpisní LXI/3, 4, Praha. — [6] Ložek V., 1955: Měkkýši československého kvartéru. ÚÚG, Praha. — [7] Ložek V., 1956: Klíč československých měkkýšů. Vyd. SAV, Bratislava. — [8] Ložek V., 1964: Quartermollusken der Tschechoslowakei. ÚÚG, Praha. — [9] Mátlová.—Šob A., 1958: Průzkum cihlářských hlin ČSR 1958 Senec. Manuskript-archív Geofondu, Bratislava. — [10] Minář J., 1954: Průzkum cihlářských hlin v ČSR Senec. Manuskript-archív Geofondu, Bratislava. — [11] Prutká A., 1966: Cihlářské hlíny 1966 — Senec. Manuskript-archív Geofondu, Bratislava. — [12] Schmidt Z., 1967: Fauna fosilných mäkkýšov sprašového komplexu v Búči (údolie Dunaja) a z vrto v DŽ-2 Svodín (Hronská pahorkatina) a DP-4 Dolinka (Ipeľská kotlina). Manuskript-archív Geofondu, Bratislava. — [13] Šob A., 1955: Průzkum cihlářských hlin — 1955 Senec. Manuskript-archív Geofondu, Bratislava.

Z. SCHMIDT

QUARTÄR-MOLLUSKEN AUS DER LÖSS-SERIE IN SENEC (TRNAVA—HÜGELLAND)

(Zusammenfassung des slowakischen Textes)

Die Arbeit fasst die Ergebnisse der paläontologischen Untersuchung von Quartär-Schichten des Sondage-Profiles SE-1 in der Lehmgrube der Ziegelei von Senec zusammen. Bei der malakologischen Untersuchung wurden 4098 Individuen von fossilen Mollusken gefunden, wovon 21 Arten bestimmt wurden. Bei ihrer ökologischen und stratigraphischen Auswertung gelangten wir zur Ansicht, dass in der Umgebung des Profils SE-1 eine Sedimentation von Lössen in zwei besonderen Komplexen (oberer und unterer) stattfand, im ganzen unter den Bedingungen eines kalten und in verschiedenem Masse feuchten Klimas der Löss-Steppe (oberer Komplex der Lössse). Diese Ansicht wird durch das Vorkommen von xerothermen Malakofauna-Assoziationen in den einzelnen Horizonten des oberen Löss-Komplexes eindeutig bestätigt. In ihrer Vergesellschaftung bemerken wir eine ungleiche prozentuelle Vertretung von feuchtliebenden Elementen — besonders der Art *Succinea oblonga* Drap. Auf Grund des gegenseitigen Verhältnisses der ausgeprägten xerothermen und der ausgeprägten feuchtliebenden Populationen in den Assoziationen der fossilen Mollusken, konnten wir auch den Verlauf der Oszillationen (acht deutliche Schwankungen der Temperatur und Feuchtigkeit mit 1. Maximum des ariden Klimas an der Basis des oberen Komplexes der Lössse und 2. Maximum der Aridität des Klimas in der Probe Nr. 5; weiter mit einem Maximum des humiden Klimas in der Probe 10) im oberen Komplex der Lössse andeuten. Der ganze obere Komplex der Lössse ist durch eine auffällig grosse Anzahl der Populationen von *Pupilla sterri* (Vth.) gekennzeichnet, welche eine bedeutsame Komponente in den Horizonten der Pupilla-Fauna in diesem Löss bildet.

Unter unterschiedlichen klimatischen und ökologischen Bedingungen verlief die Entwicklung im unteren Löss-Komplex. Von der Pupilla-Fauna kommt schon *Pupilla sterri* (Vth.) überhaupt nicht vor. In grösserer Anzahl kam die Striata-Fauna vor mit *Helicopsis striata* (Müll.) und anwesend ist auch ein ausgeprägtes kaltliebendes Element *Vallonia tenuilabris* (A. Br.). Dies ermöglicht eindeutig auf ausgeprägt kalte klimatische Bedingungen der trockenen Löss-Steppe zu schliessen (siehe Proben Nr. 18 und 20).

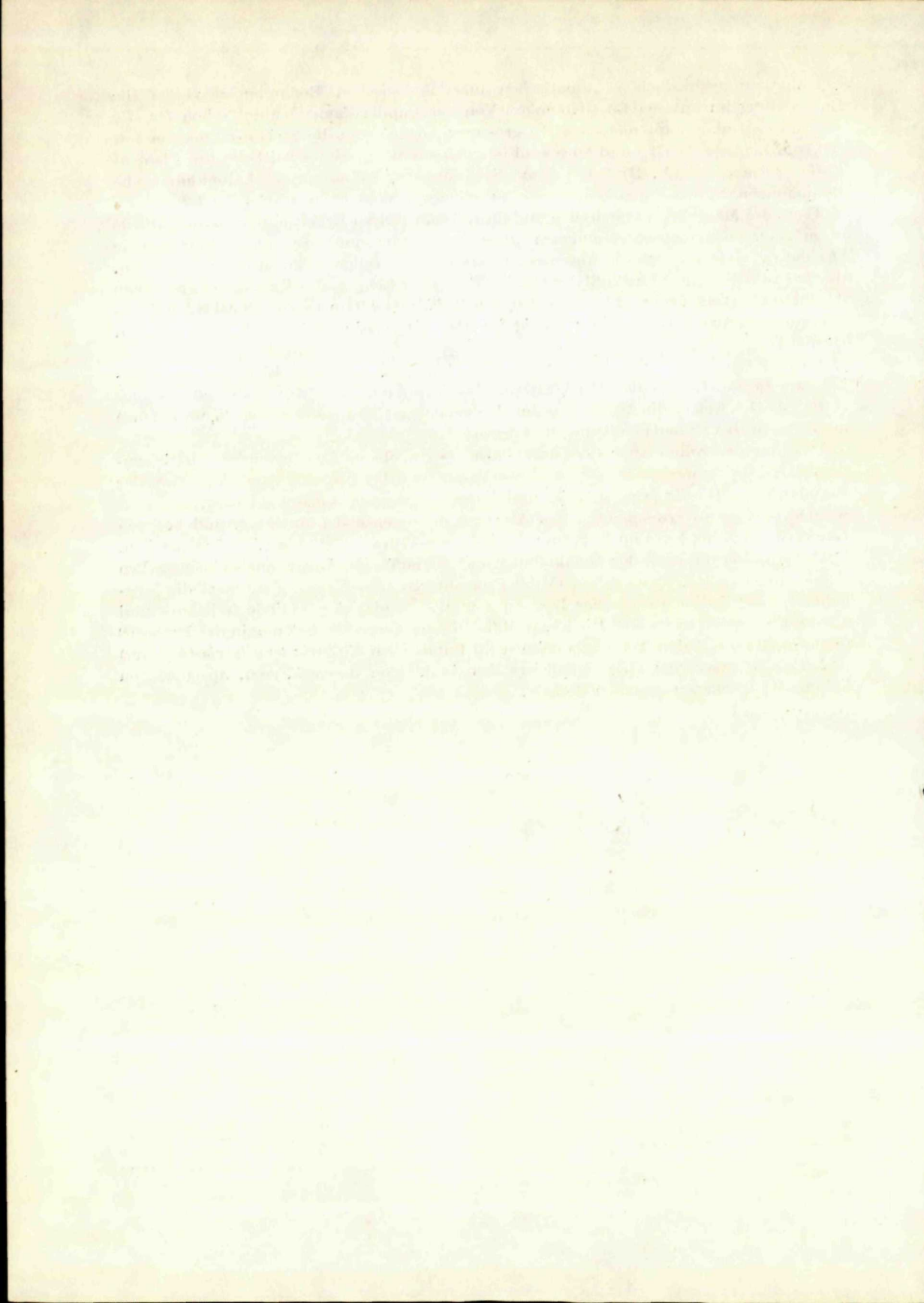
Trotz des Mangels an Conchylien und ihres fragmentären Erhaltungszustandes wurde es möglich nach den aufgefundenen Arten, nicht nur eine ausgeprägte interstadiale Oszillation, sondern auch die Anwesenheit eines interglazialen Sedimentes zu bestätigen, die den Löss-Komplex im Profil der Sonde SE-1 in der Lehmgrube der Ziegelei von Senec durchstreift. Die Anwesenheit von cf. *Perforatella bidentata* (Gm.) weist höchstwahrscheinlich auf ein warmes Klima einer mässig feuchten bis mässig trockenen Waldsteppe hin, (Probe 17).

Von stratigraphischer Bedeutung waren die leitenden holozanen Elemente der Malakofauna *Cecilioides acicula* (Müll.), *Oxychilus inopinatus* (Uličný) und *Vallonia pulchella* (Müll.), welche die Altersdatierung der Schichte an der Lössoberfläche (0,00—0,60m) als Holozän (bis Rezent) eindeutig bestätigen.

Das jungpleistozäne Alter — Würm-Glazial — des oberen Löss-Komplexes ist besonders durch die Anwesenheit der Columella-Fauna und der ausgestorbenen Elemente der Pupilla-Fauna *Pipilla loessica* Lžk. und *Pupilla muscorum densegyrata* Lžk. bestätigt worden, welche es ermöglichten das Alter an der Grenze der mittleren und höheren Lagen dieses Komplexes im Zeitraum des jüngeren Würms (W 2 bis W 3) festzustellen.

Der Fossilierungsgrad der Malakofauna und die auffällige Anwesenheit einer starken Population von *Helicopsis striata* (Müll.) im unteren Löss-Komplex schliesst die Möglichkeit einer Sedimentation der Lössse in der älteren glazialen Periode (mittleres und älteres Pleistozän) nicht aus. Die kleine Malakofauna-Vergesellschaftung in der Probe 18 (6,50—6,70 m) mit den Arten aus offenen (0) Fundstellen *Vallonia tenuilabris* (A. Br.) und *Pupilla muscorum* (L.) signalisiert das Ausklingen dieser älteren, ausgeprägten kalten und trockenen glazialen Periode.

Preložil J. Pevný



EVA PLANDEROVÁ*

**CONTRIBUTION À L'ÉTUDE PALYNOLOGIQUE DES SÉDIMENTS
TERTIAIRES DE LA TUNISIE**

(avec 14 planches)

Sommaire. — La note contient les résultats d'une étude palynologique minutieuse des échantillons prélevés dans une couche de charbon à la localité Emfida. La comparaison de cette très riche association avec les flores tertiaires de la région méditerranéenne et de l'Europe centrale a montré que les sédiments étudiés appartiennent au Miocène moyen (Badenien supérieur**). Dans la littérature on ne trouve que très peu de données sur la flore fossile africaine, et il m'a semblé utile de présenter un aperçu systématique détaillé et des figures de sporomorphes fossiles.

Les échantillons de la localité d'Emfida m'ont été fournis par le Service géologique tunisien. Parmi le grand nombre d'échantillons, provenant pour la plupart de grès et de calcaires à lumachelles, les plus riches étaient ceux qu'on a prélevés dans les schistes à charbon. Les autres ne contenaient que très peu de sporomorphes se prêtant à une étude palynologique. Les échantillons ont été traités par H_2O_2 et KOH, méthode qu'on emploie pour la macération du charbon.

Résultats de l'étude palynologique

Les échantillons provenant de l'affleurement E — 286 étaient particulièrement riches en sporomorphes. Les Angiospermes prédominent sur les végétaux à spores. Les conifères ne constituent qu'un faible pourcentage. Ils sont représentés uniquement par les genres *Picea*, *Pinus* et *Ephedra*. Parmi les végétaux à spores ce sont les fougères des familles *Schizeaceae*, *Cyatheaceae* qui abondent. On a constaté aussi des restes de champignons et des débris d'algues. Il m'a été impossible de déterminer une spore d'après les atlas que j'ai à ma disposition. Je suppose qu'il s'agit d'une espèce endémique inconnue

* Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava, Mlynská dolina 1

** Badenien = Tortonien

dans le Miocène de l'Europe. Les sporomorphes appartenant morphologiquement aux pollens tricolporates constituent un grand groupe. Particulièrement nombreux sont les représentants de la famille des *Myricaceae*, des genres *Corylus*, *Ostrya*, parfois de *Betula*, *Engelhardtia* et *Carya*. Dans plusieurs cas les pollens n'ont pu être déterminés que d'après la classification dite „morphographique“. Les formes de *Myricipites* prédominent de beaucoup sur les autres formes triporates. Quant aux autres *Angiospermes* ce sont les *Chenopodiaceae* qui abondent. Une détermination minutieuse a montré qu'on pourrait parfois avoir affaire aux genres *Salsola*, *Haloxylon*, *Sweeda*. On observe aussi *Galium* cf. *viscosum*, *Compositae* et *Ceratonia siliqua*. Les pollens triporates appartiennent aux représentants des familles *Lauraceae*, *Oleaceae* et du genre *Pistacia*.

Les *Tricolporopollenites* constituent un grand groupe; certains d'entre eux sont indéterminables d'après le système naturel. Dans quelques cas il s'agit du genre *Castanea*, des familles *Araliaceae*, *Aquifoliaceae* (*Ilex*), *Capparidaceae*, *Cornaceae*, *Cyrillaceae*, cf. *Euphorbiaceae*, *Umbeliferae*. En fait de monocolpates on a constaté le palmier *Sabal*, de *monoporates* les *Graminae* et le genre *Sambucus*.

Ce riche spectre pollinique montre que la flore miocène de l'Afrique du Nord ressemble, dans une certaine mesure, à notre flore miocène. Certaines espèces végétales ont été constatées dans le Miocène des Etats africains voisins, d'autres sont les mêmes qu'en Europe centrale.

Remarques sur la paléoécologie

Puisqu'au Miocène les conditions paléogéographiques étaient à peu près les mêmes qu'en Europe centrale et dans la région méditerranéenne on peut tenter d'établir une corrélation. L'état actuel de nos connaissances sur la flore fossile de l'Afrique du Nord n'est pas suffisant pour qu'on puisse préciser l'extension stratigraphique de certains genres et familles. Je me sers donc des données sur les conditions paléoécologiques de l'Europe centrale, conditions qui étaient partiellement semblables à celles de l'Afrique du Nord, et des données de la littérature sur la région méditerranéenne et l'Afrique du Nord.

Mme M. Van Campo et comp. (1967) distinguent dans la flore pléistocène du Hoggar plusieurs types d'éléments d'après la température et l'humidité qu'exigent les végétaux. La flore que j'ai étudiée de la localité d'Emfida m'a permis de faire des constatations semblables. On reconnaît:

a) les éléments tropicaux à subtropicaux: *Euphorbiaceae*, *Anacardiaceae*, *Sapotaceae*;

b) les éléments montagnards: *Corylus*, *Betula*;

c) les éléments méditerranéens: *Pinus*, *Oleaceae*, *Cupuliferae*, *Pistacia*, *Capparidaceae*, *Aquifoliaceae*, *Lauraceae*;

d) les éléments subméditerranéens: *Ephedra*, *Umbeliferae*, *Caryophyllaceae*, *Compositae*, *Chenopodiaceae*.

La présence des genres cités ci-dessus permet de conclure que le Miocène africain contenait des espèces semblables à celles de notre Miocène, ainsi que des espèces qui persistèrent jusqu'au Pléistocène. Il est évident que la glaciation en Europe a eu une certaine influence sur la composition de la flore africaine — on y trouve, dans les dépôts récents, des espèces inconnues au Miocène. Au Quaternaire, la composition de la flore de l'Europe centrale devient très différente de celle de l'Afrique du Nord.

Beaucoup de données sur la flore miocène sont contenues dans la littérature, en particulier dans les travaux de Mme M. Van Campo. Parmi les espèces qui existaient en Afrique au Miocène, mais ne se rencontrent plus actuellement l'auteur cite, par exemple, les représentants du genre *Betula* (M. Van Campo (1967)). Dans notre spectre pollinique les éléments méditerranéens et subméditerranéens prédominent sur les éléments tropicaux. A côté de cette comparaison, j'ai utilisé aussi le critère mentionné plus haut — la grande ressemblance des flores tertiaires de l'Europe centrale et méridionale avec celle de l'Afrique du Nord, ressemblance établie d'après les sporomorphes. Tout le groupe des *Myricipites*, *Tripoporollenites*, *Polypodiaceae*, *Pinaceae* et certaines espèces de *Tricolporopollenites* se rencontrent dans les dépôts du Miocène moyen de l'Europe centrale. On peut donc supposer que le climat était subtropical et que la flore contenait passablement d'éléments méditerranéens. Des genres et des familles de végétaux des lieux humides, par exemple les familles des *Myricaceae* et des *Sapotaceae*, les genres *Carya* et *Sabal* sont également représentés. La présence de fougères montre que l'humidité était assez grande. On peut par conséquent admettre que le relief était découpé. Je suppose que la région des marécages — domaine de la formation de la houille — était peu étendue, car l'association typique des lieux marécageux telle que les *Taxodiaceae* et la *Sequoia* est peu développée. Ces végétaux ont contribué, en Afrique comme en Europe centrale, à la formation des bassins houillers. D'après le diagramme pollinique j'admets qu'à Emfida la houille se formait aux dépens des plantes ligneuses, en particulier des *Myricaceae* et des *Carya* qui exigeaient un sol humide. Les autres végétaux qui ont pu être déterminés d'après le système naturel ne croissent pas dans les lieux humides. Certains sont mésophytes, d'autres nettement xérophiles.

Je suppose donc que, du point de vue géomorphologique, il existait une basse contrée avec végétation marécageuse, des lieux humides et une haute contrée avec végétaux plus ou moins xérophiles.

A mon avis, la comparaison de la localité d'Emfida avec les régions méditer-

ranéenne, sud-européenne et africaine a une importance capitale. Je veux donc tenter de comparer la flore miocène d'Emfida avec celles de la région méditerranéenne, de l'Europe méridionale et centrale. N. Pantić (1956) présente quelques données sur le climat du Miocène moyen: à l'Helvétien — Tortonien climat subtropical humide, abondants éléments de la flore méditerranéenne (*Cinnamomum* et *Lauraceae*), très rares éléments de la flore froide de Tourgal.

D. Anić (1959) indique pour le Miocène moyen de la Yougoslavie un climat subtropical humide alternant avec un climat sec.

Mme M. Van Campo et comp. (1967) signalent une flore pléistocène en Afrique du Nord. Ces auteurs notent que la végétation a subi ici l'influence des flores irano-caucasienne, méditerranéenne, saharienne et tropicale. Cet ouvrage permet très bien de comparer la flore du Miocène avec celle du Pléistocène. Comme on l'a dit plus haut, cette comparaison fait bien ressortir le nombre d'espèces miocènes qui ont subsisté jusqu'au Pléistocène.

D'après les sporomorphes représentés dans les échantillons étudiés on peut conclure qu'il s'agit de sédiments du Miocène moyen. Par analogie avec les spectres polliniques fournis par les dépôts de l'Europe centrale, où les éléments tropicaux de la flore sont relativement peu abondants, j'estime qu'on a affaire au Miocène moyen. J'avais remarqué plus haut que dans le Miocène africain il n'y a pratiquement pas de matériel utilisable pour la comparaison. Afin d'établir l'âge des échantillons étudiés j'ai pris en considération les analyses polliniques des sédiments miocènes de l'Europe centrale et méridionale qui contiennent des végétaux dont beaucoup de genres sont les mêmes qu'en Afrique du Nord.

Conclusion

L'analyse pollinique de l'échantillon E 286 me permet de faire les conclusions suivantes:

1. Le climat était subtropical, chaud, humide — l'abondance des représentants de la famille des *Myricaceae*, du genre *Carya* et des fougères le prouve.

2. Le relief du terrain était accidenté. La preuve en est donnée par la présence de végétaux de plaine et de végétaux typiques pour les versants, supposition faite que le matériel est autochtone.

3. Les sédiments des échantillons étudiés sont d'âge badenien supérieur — conclusion qui découle de différents critères et de la corrélation.

SYSTÉMATIQUE

SPORITES

Pteridophyta

Laevigatosporites Ibrahim 1933

***Laevigatosporites nutidus* (Mamczar 1960) cf. *nutidus* W. Kr. 1967**

Pl. I, fig. 1—3

Dimension de la spore: 58—60 μ . Forme de fève. Exine lisse de 3 n d'épaisseur. De près tous les caractères systématiques peut on considérer cette espèce comme forme décrite en 1967 par W. Krutzsch sous le nom de *L. subsp. nutidus*. La taille de notre exemplaire est toutefois de 10 μ plus grande. Fréquent. Localité: Emfida, Tunisie, prép. No 286
Appartenance botanique: *Polypodiaceae*.

***Laevigatosporites haardti* (R. Pot. et Ven.) (1934) Th. et Pf. 1953**

Pl. I, fig. 4—6

Abondant à la localité Emfida 286 en Tunisie.

Appartenance botanique: *Polypodiaceae*

Leiotriletes (Naumova 1939) R. Pot. et Krp. 1954

***Leiotriletes* sp. R. Pot. et Krp. 1954**

Pl. II, fig. 10—11

Dimension: 42 μ . Exine mince, 2 couches. Sculpture lisse. La marque en Y s'étend sur les 4/5 du corps de la spore.

Appartenance botanique: peut-être *Cyatheaceae*. Rare.

***Leiotriletes regularis* (Pf. 1953) W. Kr. 1959**

Pl. II, fig. 1—9

Dimension: 40—50 μ . Exine lisse, mince. La marque en Y s'étend sur les 4/5 du corps de la spore. Sculpture lisse ou finement granulaire. Fréquent.

Appartenance botanique: probablement *Cyatheaceae*.

Spore indéterminable

Pl. III, fig. 1—4

Spore de forme arrondie. Dimension: 55 μ . Exine composée de plusieurs couches bien nettes, intergranulaire; large espace entre l'ectexine et l'endexine.

Sculpture intergranulaire bien prononcée. La marque en Y s'étend sur les 1/3 du corps de la spore. L'exine étant bien marquée je ne puis attribuer cette spore à un genre connu. Peut-être s'agit-il d'une spore appartenant à un genre endémique de l'Afrique. Sporadique.

Appartenance botanique: inconnue.

Cyathea sp.

Pl. III, fig. 5—8

Spore trilète. Dimension: 45 μ . Exine lisse composée de plusieurs couches. La marque en Y, un peu sinueuse, s'étend sur les 5/5 du corps de la spore. Sculpture lisse ou légèrement ondulée. L'espèce décrite ressemble à *Cyathea glauca* Bory figurée dans l'ouvrage de M.-L. Tardieu-Blot (1966, pl. IX, fig. 6—7). Rare.

POLLENITES

Gymnospermae

Abietaceae

Pinoidae

Pinus type *diploxylon*

Pl. IV, fig. 3—4

Assez fréquent

Picea sp.

Pl. IV, fig. 1, 2

Se rencontre parfois à la localité étudiée.

Ephedripites Bolch. 1953 ex R. Pot. 1958

Ephedripites sp. W. Kr. 1961

Pl. IV, fig. 5, 6, 7

Dimension: 57 μ \times 24 μ . Forme elliptique. Exine lisse, 8—9 raies larges d'environ 1 1/2 μ passent d'un pôle à l'autre.

Angiospermae

Dicotylaedonae

Triporopollenites Pflug et Th. 1953

Triporopollenites megagranifer (R. Pot. 1934) Pf. et Th. 1953

Pl. V, fig. 1-3

La forme du grain de pollen est subtriangulaire convexe. Dimension: 40 μ . Exine intrabaculée. Pores arrondis sans annulus. Sculpture visiblement granulaire. L'exine a deux couches bien nettes. L'endexine est aussi épaisse que l'ectexine. Fréquent.

Appartenance botanique, d'après Thomson et Pflug (1953), probablement famille des *Betulaceae*.

Triporopollenites coryloides Pflug 1953

Pl. V, fig. 4, 5, 10, 11, 12

Forme moyenne

Forme subtriangulaire, presque circulaire, convexe. Mince exine à deux couches. Les pores sont grands, sans annulus. Dimension: 36-40 μ . Fréquent.

Appartenance botanique: *Corylus* sp.

Pl. V, fig. 6-9

Petite forme

Ressemble par sa configuration et les autres caractères systématiques à la forme moyenne, ne se distingue que par la taille.

Appartenance botanique: *Corylus* sp.

Triporopollenites sp.

Pl. V, fig. 7, 8

Forme subtriangulaire convexe. Structure presque gemmate. On observe un annulus moyen. Les pores sont grands, allongés. Sculpture granulaire. L'exine comprend deux couches bien nettes. Rare.

Appartenance botanique: inconnue.

Ostryapollenites R. Pot. 1951

Ostryapollenites sp.

Syn: *Triatriopollenites coryphacus* subsp. *microcoryphaeus* (R. Pot.) Pf. et Th. 1953

La forme du grain de pollen est subtriangulaire convexe. Dimension: 40 μ . Exine à deux couches. L'endexine est décollée de l'ectexine. Un petit annulus est développé près du pore. Structure lisse. Sculpture fine, mais nettement granulaire.

Engelhardtoidites (R. Pot., Thoms. et Thierg. 1950) R. Pot. 1960

Engelhardtoidites microcoryphaeus (R. Pot. 1931) R. Pot. 1960

Pl. VII, fig. 11, 12

Forme presque circulaire-subtriangulaire. Structure finement granulaire. Assez fréquent.

Appartenance botanique: *Engelhardtia*

Myricipites Wodehouse 1933

Myricipites rurensis (Pf. et Th. 1953) Nagy E. 1969

Pl. VI, fig. 4-9; Pl. VIII, fig. 4-6

Syn.: *Triatriopollenites rurensis* Pf. et Th. 1953

La forme du grain de pollen est subtriangulaire convexe. Dimension: 35 μ . On distingue un atrium, un annulus et un petit labrum. Structure intrabaculée. Sculpture granulaire bien prononcée. Très fréquent.

Appartenance botanique: probablement *Myricaceae*.

Myricipites sp. 1

Pl. VI, fig. 10, 11, 12; Pl. VII, fig. 4, 5, 6

Dimension: 34 μ . La forme est presque subtriangulaire — circulaire. Epaisse exine formée de trois couches, intrabaculée. Sculpture granulaire. Se distingue de l'espèce précédente par l'appareil germinatif comprenant un pore qui entre dans l'atrium séparé très nettement par l'exine la plus interne. Annulus assez fort, mais pas de labrum. Fréquent.

Appartenance botanique: une des espèces du genre *Myrica*.

Myricipites sp. 2

Pl. VII, fig. 1, 2, 3

Dimension: 35 μ . Forme subtriangulaire convexe. Exine lisse, trois couches. L'appareil germinatif comprend un labrum, un petit annulus et un atrium. Structure intrabaculée. Sculpture granulaire bien apparente. L'atrium est grand, net. Fréquent.

Appartenance botanique: probablement *Myricaceae*.

Myricipites sp. 3

Pl. VII, fig. 8, 9, 10

Dimension: 38 μ . Forme subtriangulaire, arrondie. Exine composée de trois couches bien distinctes. On voit un annulus très bien développé et un labrum. L'appareil germinatif est puissant. Structure intrabaculée. Sculpture granulaire. L'interloculum est bien net.

Myricipites sp. 4

Pl. VIII, fig. 1, 2, 3

Syn.: *Triatriopollenites aroboratus* Pf. et Th. 1953

Dimension: 40 μ . Forme subtriangulaire allongée. Exine intrabaculée formée de 2—3 couches. Sculpture granulaire prononcée. L'appareil germinatif se distingue un peu de celui du type précédent. Pas d'annulus ni de labrum. L'atrium est nettement marqué. Assez rare.

Appartenance botanique: *Myricaceae*.

Myricipites sp. 5

Pl. VIII, fig. 7, 8, 9

La forme est à peu près celle d'un large triangle. Dimension: 42 μ . Exine intergranulaire à deux couches. Sculpture granulaire. L'appareil germinatif comprend un labrum bien développé et un atrium nettement visible, sans annulus. Assez fréquent.

Appartenance botanique: *Myricaceae*.

Myricipites sp. 6

Pl. VIII, fig. 10, 11, 12

Forme subtriangulaire convexe. Exine mince, deux couches, intrabaculée. Sculpture grossièrement granulaire. Appareil germinatif très typique et puissant avec un fort labrum, un petit annulus et un atrium très net. Assez fréquent.

Appartenance botanique: probablement *Myricaceae*.

Myricipites sp. 7

Pl. IX, fig. 1, 2, 3

Syn.: *Triatriopollenites plicatus* R. Pot. 1934

Forme subtriangulaire. Dimension: 32 μ . Exine à deux couches, épaisse, intrabaculée. Sculpture finement granulaire. L'appareil germinatif comprend un pore, un atrium, un annulus et un très faible labrum. Au milieu du grain de pollen on observe des plicae. Assez fréquent.

Appartenance botanique: *Myricaceae*.

Myricipites sp. 8

Pl. IX, fig. 4, 5, 6

Syn.: *Triatriopollenites rurobituitus* Pf. 1953

Forme subtriangulaire convexe. Dimension: 40—41 μ . On distingue un labrum, un vestibulum et un faible annulus. Exine à deux couches, intrabaculée. Sculpture granulaire. Fréquent.

Appartenance botanique: *Myricaceae*.

Myricipites sp. 9

Pl. IX, fig. 9, 10, 11

Dimension: 33 μ . Forme subtriangulaire. Exine baculée, très épaisse, formée de plusieurs couches. Sculpture grossièrement granulaire. Appareil germinatif puissamment développé. Les pores sont grands. Un annulus bien distinct et un fort labrum — traits caractéristiques de ce grain de pollen — déterminent un grand atrium.

Rappelle l'espèce *Triatriopollenites pseudovestibulum* Pf. (1953). Rare.

Appartenance botanique: *Myricaceae*.

Caryapollenites Raatz 1937

Caryapollenites simplex (R. Pot. 1931) R. Pot. 1960

Pl. X, fig. 1, 2

Syn.: *Subtriporopollenites simplex* Th. et Pf. 1953

Sporadique

Appartenance botanique: *Carya* sp.

Tricolporopollenites Pf. et Th. 1953

Tricolporopollenites asper (Pf. et Th. 1953) W. Kr. 1966

Pl. X, fig. 3, 4, 5

Syn.: *Tricolporopollenites asper* Pf. et Th. 1953

Appartenance botanique: *Cupuliferae*

Tricolporopollenites henrici (R. Pot. 1931) W. Kr. 1966

Pl. X, fig. 6, 7, 8

Dimension du grain de pollen: 38 μ . Elliptique, un peu renflé dans le plan de l'équateur. Pores assez nets. Rare.

Appartenance botanique: probablement *Quercus*.

Tricolporopollenites baculoferus Pf. 1953

Pl. X, fig. 9, 10, 11

Forme elliptique. Sculpture baculée. Colpus bien apparents, grands pores.

Sporadique.

Appartenance botanique: douteuse.

Ilexpollenites (Thiergart 1938) R. Pot. 1960

Ilexpollenites iliacus (R. Pot. 1931) R. Pot. 1960

Pl. X, fig. 12, 13, 14

forme medius

Dimension: 30 μ . Structure clavate.

Pl. X, fig. 15, 16

forme minor

Dimension: 25 μ . Forme d'ellipse allongée.

Appartenance botanique: *Ilex* sp.

Tricolporopollenites microhenrici (R. Pot. 1931) W. Kr. 1966

Pl. XI, fig. 1-4

Dimension du grain de pollen: 25 μ . Structure baculée. Sculpture granulaire. Assez fréquent.

Appartenance botanique: probablement *Quercus*.

Tricolporopollenites macrodurensis Pf. et Th. 1953

Pl. XI, fig. 5, 6, 7

Dimension du grain de pollen: 37 μ . Forme elliptique, arrondie aux pôles. Structure baculée. Sculpture granulaire. Pores circulaires.

Les colpus s'étendent visiblement d'un pôle à l'autre. Rare.

Appartenance botanique: peut-être *Parthenocissus*.

Nissaceae

Nyssapollenites Thiergart 1938

Nyssapollenites kruschi R. Pot. 1934

Pl. XI, fig. 8, 9, 10

Syn.: *Tricolporopollenites kruschi* Pf. et Th. 1953

Dimension: 38 μ . Forme d'ellipse arrondie. Rare.

Appartenance botanique: *Nyssaceae* — *Mastixiaceae*.

Tricolporopollenites cingulum (R. Pot. 1931) Thoms, et Pf. 1953

Pl. XI, fig. 11, 12, 13

Rare.

Appartenance botanique: *Castanea* sp.

Tricolporopollenites grandis n. sp.

Pl. XI, fig. 14, 15, 16

Holotype: spécimen de la localité Emfida E — 286. Prép. No 1.

Locus typicus: Emfida, Tunisie.

Stratum typicum: Helvétien — Tortonien.

Le nom est dérivé de la grandeur du grain de pollen. Diagnose: Forme elliptique, „pointue“ aux pôles. Dimension: 55 μ . Structure intrabaculée. Sculpture granulaire. Grands pores circulaires. On voit nettement les colpus

passer d'un pôle à l'autre. Par sa structure et sa dimension cette espèce rappelle beaucoup les représentants de la famille des Euphorbiaceae décrits par E. Köhler (1965). Toutefois les dimensions des pores sont différentes. L'espèce *Thecocorys gymnogyne*, avec laquelle je compare la nôtre, a de grands pores et une structure manifestement réticulée, celle que je décris présente des pores plus petits et une structure granulaire. Rare.

Appartenance botanique: peut-être *Euphorbiaceae*.

Cyrillaceapollenites (Mürr. Pf. 1951) R. Pot. 1960

Cyrillaceae

Cyrillaceapollenites megaexactus (R. Pot. 1941) R. Pot. 1960

Pl. XII, fig. 1, 2, 3

Assez fréquent.

Appartenance botanique: probablement *Cyrilla*.

Cornales Araliaceae

Araliaceoipollenites R. Pot. 1951

Araliaceoipollenites edmundi (R. Pot. 1931) R. Pot. 1960

Pl. XII, fig. 4, 5, 6

Dimension: 30 μ . Forme presque circulaire. Assez fréquent.

Appartenance botanique: *Araliaceae*.

Umbeliflorae

Umbeliflorae

Pl. XII, fig. 7, 8

Assez fréquent.

Laeguminosae

Ceratonia siliqua L.

Pl. XII, fig. 9–11

Dimension: 32 μ . Forme presque circulaire en plan équatorial. Structure intrabaculée. Sculpture granulaire. Sporadique.

Ebenales Sapotaceae

Sapotaceiodaepollenites (R. Pot.) -Th. et Thiery. 1950

Sapotaceiodaepollenites sp.

Pl. XII, fig. 12, 13, 14, 15

Dimension: 41 μ . Forme elliptique régulière. Quatre pores de 4 μ . Les colpus traversent visiblement les pores. Sporadique.

Appartenance botanique: *Sapotaceae*.

Chenopodiaceae

Chenopodipollenites W. Kr. 1966

Chenopodipollenites multiplex (Wey. et Pf. 1957) W. Kr. 1966

Pl. XIII, fig. 1-6

Dimension: 25-27 μ . Les grains de pollen ont une forme arrondie. Petits pores entre lesquels la sculpture du grain de pollen est granulaire. Fréquent.

Chenopodipollenites cf. neogenicus Nagy E. 1969

Pl. XIII, fig. 7-10

Les grains de pollen ressemblent beaucoup, surtout par leurs pores et leur structure, à ceux de l'espèce décrite par E. Nagy (1969). La différence apparaît dans la taille: nos grains de pollen sont plus petits — 26-27 μ , ceux de l'espèce avec laquelle je fais la comparaison mesurent 31 μ . Assez fréquent.

Chenopodipollenites maximus Nagy E. 1969

Pl. XIII, fig. 11-19

La dimension du grain de pollen atteint jusqu'à 38-40 μ . Ressemble à l'espèce décrite par E. Nagy (1969). Très fréquent.

Type A

Pl. XIV, fig. 1-3

Le grain de pollen ne peut être attribué à aucun genre connu. L'état de sa conservation n'étant pas parfait, je ne puis le décrire comme un nouveau genre et n'en fais qu'un type. Il mesure 40 μ , a une forme ovale. L'exine, formée de plusieurs couches, est verruqueuse. En vue polaire, on distingue au milieu du grain de pollen un colpus avec des pores. Sporadique.

Anacardiaceae

Pistacia L.

Pistacia sp.

Pl. XIV, fig. 4—6

Le grain de pollen mesure 35 μ , a une exine baculée, une sculpture granulaire. En vue équatoriale, on distingue bien sous l'exine de grands pores. Sporadique.

Compositae

Compositae sp.

Pl. XIV, fig. 7, 8, 9

Assez fréquent.

Monocotylaedonae

Spadiciflorae

Palmae

Sabalpollenites (Thierg. 1938) R. Pot. 1968

Sabalpollenites sp.

Pl. XIV, fig. 10—13

Rare.

Liliiflorae

Liliaceae

Liliaceae sp.

Pl. XIV, fig. 14, 15, 16

Dimension du grain de pollen 60 μ . Exine hyaline. Rare.

Do tlače odporučil E. Krippel
Preložila V. Andrusová

BIBLIOGRAPHIE

- [1] Andreánsky G. et Kovács E., 1955: A hazai fiatalabb harmadidőszaki flórák tagolódása és ökológiája. A Magyar állami földtani intézet Évkönyve XLIV, 1. Budapest.
- [2] Anić D., 1959: Karakter flore i klime tercijara na područjeju FNRJ. Geol. vjestnik, 12, Zagreb.
- [3] Cerceau M. T., 1959: Clé de détermination d'ombellifères de France et d'Afrique du Nord d'après leurs grains de pollen. Pollen et Spores 1.2, Paris.
- [4] Campo M. V. et Hallé N., 1959: Les pollens des Hippocratéacées d'Afrique de l'Ouest. Pollen et Spores 1, 2, Paris.
- [5] Campo M. V. — Guinet Ph. — Cohen Y. — Dutil P., 1967: Contribution à l'étude du peuplement végétal quaternaire des montagnes Sahariennes. Pollen et Spores IX, 1, Paris.
- [6] Ibrahim A., 1933: Sporomorphen des Aegirhorizonts des Ruhr-Reviers. Würzburg.
- [7] Hallé N., 1960: Essai de clé pour la détermination des pollens der Hippocratéacées ouest-africaines. Pollen et Spores II. 1, Paris.
- [8] Chosh A. K. and Bauerjee D., 1963: Pteridophytic spores from the Tertiary of Assaru, India. Pollen et Spores V. 2, Paris.
- [9] Köhler E., 1965: Die Pollenmorphologie der Biovulaten Euphorbiaceae und ihre Bedeutung für die Taxonomie. Grana Palynologica 6, 1. Stockholm.
- [10] Krutzsch W., 1959: Mikropaläontologische (sporen-paläontologische) Untersuchungen in der Braunkohle des Geiseltales. Geologie, Beih. 21—22, pp. 1—424, Taf. 49. Berlin.
- [11] Krutzsch W., 1961a: Über Funde von „ephedroidem“ Pollen im deutschen Tertiär. Geologie, 10. Jhg. Beih. 22, pp. 15—53, Berlin.
- [12] Krutzsch W., 1966: Zur Kenntnis der präquartären periporaten Pollenformen. Geologie 15. Beiheft 55, pp. 16—71, Berlin.
- [13] Nagy E., 1969: A Mecsek hegység miocén rétegeinek palynologiai vizsgálatá. A Magyar Állami földtani intézet Évkönyve, LII, 2, Budapest.
- [14] Pantic N. K., 1956: Biostratigrafija tercijarne flore Srbije. Doktarsko dizertacijo. Univercitet, Beograd.
- [15] Potonié R., 1934: Zur Morphologie der Fossilen Pollen und Sporen. Arb. Inst. für Paläobot. und Petr. der Brennsteine, pp. 1—125, Taf. 8, Berlin.
- [16] Potonié R.: Synopsis der Gattungen der Sporae dispersae. I—III. Beih. Geol. Jh. Berlin; I. H. 23, 1956, pp. 1—103, Taf. 11; II. H. 31, 1958, pp. 1—114, Taf. 11; III. H. 39, 1960, pp. 1—189, Taf. 9.
- [17] Potonié R. — Thomson P. W. — Thiergart F., 1950: Zur Nomenklatur und Klassifikation der neogenen Sporomorphae (Pollen und Sporen). Geol. Jhb. 65, für das Jahr 1949, pp. 35—69, Taf. 3.
- [18] Potonié R. et Kremp G., 1954: Die Gattungen der palaeozoischen Sporae dispersae und ihre Stratigraphie. Geol. Jb. 69, pp. 111—194, Taf. 17, Hannover.
- [19] Potonié R., 1966: Synopsis der Gattungen der Sporae dispersae IV. Beiheft zum Geologischen Jahrbuch 72, Hannover.
- [20] Romanujam C. G. K., 1966: Palynologie of the miocene lignite from south Arcot District, Madras India. Pollen et Spores VIII/1, Paris.
- [21] Thiergart F., 1938: Die Pollenflora, der Niederlausitzer Braunkohle, besonders im Profil der Grube Marga bei Senftenberg. Jb. der Preuss. Geol. L. A. 58, pp. 282—351, Taf. 5, Berlin.
- [22] Thomson P. W. — Pflug H., 1953: Pollen und Sporen des Mitteleuropäischen Tertiärs. Palaeontographica, 94, B. pp. 1—138, Taf. 15, Stuttgart.
- [23] Wodehouse R. P., 1933: Tertiary Pollen II. The oil shales of the Eocene Green River formation. Bull. of the Torrey Bot. Club. 60/7, New York.
- [24] Wodehouse R. P., 1935: Pollen grains. pp. 1—574, New York.
- [25] Tardieu-Blot M. L. 1966: Sur les spores de fougères Malgaches: Filicales, Martiales, Ophioglossales. Pollen et Spores VIII/1, Paris.
- [26] Krutzsch W., 1967: Atlas der mittel- und jungtertiären dispersen Sporen- und Pollen-sorxie der Mikropaläontformen des nördlichen Mitteleuropas. Lief. IV/V. Abb. 3 VEB G. Fischer Verl., Jena.

Légende des planches I-XIV*

Pl. I

Fig. 1, 2 *Laevigatosporites nutidus* (Mameczar 1960) cf. *nutidus* W. Kr. 1967; Fig. 3-6 *Laevigatosporites haardti* (R. Pot. et Ven. 1934) Th. et Pf. 1953; Fig. 7, 8 *Triplanosporites* sp. Pflug 1953; Fig. 9 cf. Restes de champignons

Pl. II

Fig. 1-9 *Leiotriletes regularis* (Pf. 1953) W. Kr. 1959, Fig. 10-11 *Leiotriletes* sp. R. Pot. et Krp. 1954

Pl. III

Fig. 1-4 Spore indéterminable; Fig. 5-8 *Cyathea* sp.

Pl. IV

Fig. 1, 2 *Picea* sp.; Fig. 3, 4 *Pinus type diploxylon*; Fig. 5-7 *Ephedripites* sp. W. Kr. 1961

Pl. V

Fig. 1-3 *Tripoporollenites megagraniifer* (R. Pot. 1934) Pf. et Th. 1953; Fig. 4, 5 *Tripoporollenites coryloides* Pflug 1953 (Forme moyenne); Fig. 6-9 *Tripoporollenites coryloides* Pflug 1953 (Petite forme); Fig. 7, 8 *Tripoporollenites* sp. Fig. 10-12 *Tripoporollenites coryloides* Pflug 1953

Pl. VI

Fig. 1-3 *Ostryoipollenites* sp.; Fig. 4-9 *Myricipites rurensis* (Pf. et Th. 1953) Nagy E. 1969; Fig. 10-12 *Myricipites* sp. 1

Pl. VII

Fig. 1-3 *Myricipites* sp. 2; Fig. 4-7 *Myricipites* sp. 1; Fig. 8-10 *Myricipites* sp. 3; Fig. 11, 12 *Engelhardtioipollenites* R. Pot. 1951

Pl. VIII

Fig. 1-3 *Myricipites* sp. 4; Fig. 4-6 *Myricipites rurensis* (Pf. et Th. 1953) Nagy E. 1969; Fig. 7-9 *Myricipites* sp. 5; Fig. 10-12 *Myricipites* sp. 6

Pl. IX

Fig. 1-3 *Myricipites* sp. 7; Fig. 4-6 *Myricipites* sp. 8; Fig. 7, 8 *Ostryoipollenites* sp., Fig. 9-11 *Myricipites* sp. 9; Fig. 12-14 *Tripoporollenites coryloides* Pf. 1953

Pl. X

Fig. 1, 2 *Caryapollenites simplex* (R. Pot. 1931) R. Pot. 1960; Fig. 3-5 *Tricolporopollenites asper* Pf. et Th. 1953 W. Kr. 1966; Fig. 6-8 *Tricolporopollenites henrici* (R. Pot. 1931) W. Kr. 1966; Fig. 9, 10, 11 *Tricolporopollenites baculoferus* Pf. 1953; Fig. 12-14 *Ilexpollenites iliacus* (R. Pot. 1931) R. Pot. 1960

* Grossi 1000x; pl. II, figs. 10-11 500x; pl. III, fig. 4 1500x; pl. IV, figs. 1-2 50

Pl. XI

Fig. 1-4 *Tricolporopollenites microhenrici* (R. Pot. 1931) W. Kr. 1960; Fig. 5-7 *Tricolporopollenites marcodurensis* Pf. et Th. 1953; Fig. 8-10 *Nyssapollenites kruschi* R. Pot. 1934; Fig. 11-13 *Tricolporopollenites cingulum* (R. Pot. 1931) Thoms. et Pf. 1953; Fig. 14-16 *Tricolporopollenites grandis* n. sp.

Pl. XII

Fig. 1-3 *Cyrtaceapollenites megaexactus* (R. Pot. 1931), R. Pot. 1960; Fig. 4-6 *Araliaceapollenites edmundi* (R. Pot. 1931) R. Pot. 1960; Fig. 7, 8 *Umbeliferae*; Fig. 9-11 cf. *Ceratonia siliqua* L.; Fig. 12-15 *Sapotaceoidapollenites* sp.

Pl. XIII

Fig. 1-8 *Chenopodipollenites multiplex* (Weyl. et Pf. 1957) W. Kr. 1966; Fig. 9-10 *Chenopodipollenites* cf. *neogenicus* Nagy E. 1969; Fig. 11-19 *Chenopodipollenites maximus* Nagy E. 1969

Pl. XIV

Fig. 1-3 *Type A*; Fig. 4-6 *Compositae*; Fig. 7-9 *Pistacia* sp.; Fig. 10-13 *Sabalpollenites* (Thierg. 1938) R. Pot. 1966; Fig. 14-16 *Liliaceae*

MILADA HORÁKOVÁ*

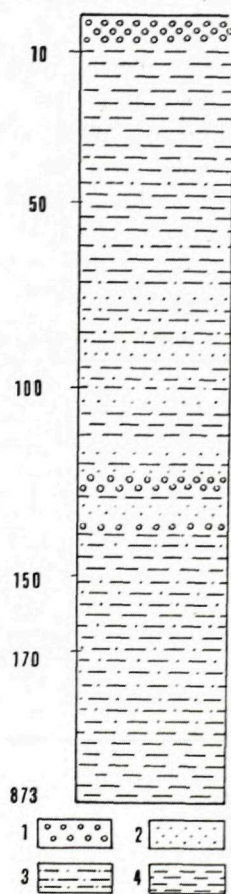
VÝSKYT MIKROTEKTITŮ V SEDIMENTECH TURČIANSKÉ KOTLINY

(1 obr. v texte, 1 příl. na kriede, anglické resumé)

Ve 4. čísle Geologického průzkumu 1970 byl uveřejněn článek RNDr. K. Žebery o výskytu mikrometeoritů — tektitů v kvartérních sedimentech na území českého masivu. Mimo jiné se autor zmiňuje i o tom, že výskyt mikrotektitů v třetihorních jezerech a mořích je problematický právě z důvodu malé pravděpodobnosti nálezu. Dovolují si proto následující zprávou upozornit na přítomnost mikrotektitů i v neogenních sedimentech Turčianské kotliny.

Při studiu těžkých minerálů vrtu BJ-2, který byl umístěn při okraji města Martina v severní části Turčianské kotliny, se v některých vzorcích nacházejí nápadně pravidelné — vysoce lesklé kuličky, jež jsou magnetické. Že by šlo o materiál vulkanického původu, jak o podobném nálezu z vrtu na jižní Moravě uvažuje R. Rost (1969), je málo pravděpodobné, neboť v sedimentech celého vrtu se objevuje přelavený materiál z vulkanitů Kremnického pohoří. Bylo by náhodné, kdyby se magnetitové kuličky soustřeďovaly pouze do jednoho pásma, jak je tomu v tomto případě.

Tektity se tu nacházejí pouze mezi 90—136 m, ačkoliv vrt má hloubku 873 m. Byly nalezeny mezi těžkými minerály v zrnitostních podílech o velikosti 0,10—



Grafické znázornění výskytu tektitů v profilu vrtu BJ-2 (M = 1:1000) Hĺbka 90—140 m = oblast výskytu tektitů
Vysvětlivky: 1 — valouny, šterk; 2 — písek, pískovec; 3 — písčité jíly; 4 — jíly

* Turčianske múzeum Andreja Kmeťa, Martin, Engelsova 4

0,05 mm. Největší množství — 7 ks bylo v hloubce 129 m. Podobnost mikrotektitů s materiálem popílku z lokomotiv, jak uvádí J. Pokorný (1950) z vrtů na jižní Moravě (in R. Rost 1969), je možná pouze v případech struskovitých a sklovitých tělísek, v našem případě však jde o magnetitové.

Vrt je vedený martinskými vrstvami (T. Buday 1960). Vrchní část souvrství — zhruba do 140 m patří štěrkovito-jílovité facii (T. Buday 1960, která je vyvinutá převážně jako vápnitý jíl. Toto monotonní — takřka 100-metrové souvrství jílu je vystřídáno asi 50 m mocným souvrstvím často se střídajících poloh pískovců, jílu, písků a štěrků. Pod tímto souvrstvím opět pokračují vápnité jíly — místy s proměnlivým obsahem písčité složky až do hloubky 873 m.

Období nástupu štěrkovito-jílovité facie martinských vrstev předpokládal T. Buday (1960) někde v hloubce 100—150 m, což se vrtem potvrdilo. Toto období klade na rozmezí sarmatu a panonu. V okolních kotlinách je provázeno hiátem. Zde, v severní části Turč. kotliny se mohou do tohoto období datovat různorodé sedimenty mezi 90—140 m, které charakterizují nejprve změlčení pánve a potom její opětné prohloubení, dokumentované vrstvou štěrků a 100-metrovým souvrstvím sedimentů v jejich nadloží. Prudké střídání zrnitosti sedimentů, geomorfologické důkazy, jakož i výsledky studia těžkých minerálů potvrzují vyzdvihnutí okolních pohoří — tedy tektonickou činnost tohoto období.

Není tedy zřejmě náhodou, že právě pouze v sedimentech tohoto pásma s neklidnou sedimentací a dokázanou tektonickou činností — mezi 90—136 m se tektity nacházejí.

Skoro všechny jsou magnetitové, pouze 3 měly struskový charakter a jeden z nich kapkovitý tvar. Velikost tektitů se pohybuje v rozmezí 0,188—0,253 mm.

Je nutné brát do úvahy i skutečnost, že třebaže se tyto mikrotektity nacházejí ve zvodnělých horizontech silně alkalickou minerální vodou „Fatra“, není jejich povrch vůbec narušen, zatím co ostatní přítomné kysličníky Fe jsou silně limonitizovány. Podobný jev — nenarušení povrchu mikrotektitů ani mořskou vodou cituje R. Rost (1969) z nálezů v Indickém oceánu.

Domnívám se, že tento výskyt mikrotektitů, vázaný jen na období tektonické činnosti má svůj význam.

Současně si dovoluji upozornit, že mikrotektity jsou nápadné hlavně svým tvarem a leskem pouze při stereomikroskopickém pozorování. V polarizačním mikroskopu snadno uniknou pozornosti.

Do tlače doporučil O. Samuel

LITERATÚRA

[1] Rost R., 1969: Mikrotektity. Vesmír, Praha. — [2] Žebera K., 1970: Na začátku nové etapy rozvoje geologických věd. Geol. průzkum, Praha. — [3] Buday T., 1960: Neogén Turčianské kotliny. Sborník ÚÚG, Praha. — [4] Horáková M., 1970: Příspěvek k poznání neogenních sedimentů severní části Turč. kotliny. Sborník Kmetianum II, Martin.

THE FIND OF THE TECTITES IN SEDIMENTARY ROCKS OF TURČIANSKA KOTLINA

Summary of the Czech text

The first find of the microtectites in sedimentary rocks of Neogéne — Miocene i Turčianska kotlina (Slovakia) is described in this article. They are founded in the stratums on the border of two sedimentary cycles, where a tectonical activity was demonstrated. The magnitude of microtectites is from 0,188 to 0, 253 mm. They are magnetic.

1877
The first of the year was a very dry one, and the crops were much injured. The weather was very hot, and the ground was very hard. The crops were much injured, and the yield was very small. The weather was very hot, and the ground was very hard. The crops were much injured, and the yield was very small.

THE HISTORY OF THE UNITED STATES

The history of the United States is a long and interesting one. It begins with the first settlers in 1607, and continues to the present day. The United States has been a great power in the world, and has played a leading role in many of the most important events of modern history. The United States has been a great power in the world, and has played a leading role in many of the most important events of modern history.

ALBÍN KLINEC* — JOZEF VOZÁR*

**DISKUSIA K TEKTONIKE VEPORIDNÉHO KRYŠTALINIKA,
CHOŠKEJ JEDNOTKY A TZV. HELPIANSKEHO MEZOZOIKA**

V rokoch 1969—1970 robili pracovníci GÚDŠ (in lit.) komplexný geologický výskum za účelom zostavenia podrobnej geologickej mapy na liste Heľpa (M — 1:25 000). V rámci tejto úlohy sme študovali tektonickú stavbu kryštalinika, mladšieho paleozoika i mezozoika, a to aj na susedných listoch (Pohorelá, Polomka). Niektoré tektonické prvky, tektonické plochy, zistené v poslednom období vo vlastnom kryštaliniku, ako aj výskyty šupín permu s bázickými efuzívami v tektonickom podloží metamorfovaného mezozoika tzv. heľpianskeho ostrova, to sú poznatky, v zmysle ktorých treba prehodnotiť tektonickú stavbu územia v okolí Heľpy.

Kryštalinikum v mapovanom území je zastúpené kryštalickými bridlicami (Hronský komplex) a v menšej miere granitoidmi (kráľovoholský komplex). Plocha ich tektonického styku j. od Hrona je na určitom úseku totožná s pohorelskou líniou v zmysle V. Zoubka (1956). V inom úseku má táto tektonická plocha voči pohorelskej línii na povrchu odlišný priebeh (A. Klinec 1968).

Hronský komplex predstavuje spodnú tektonickú jednotku. Budujú ho prevažne rôzne typy svorov, amfibolitov, menej vložky rúl, migmatitov a tenké pruhy hornín ortorulového charakteru, ojedinele aj bázické horniny. Časť uvádzaných kryštalických bridlíc má znaky diaktorézy. Horniny hronského komplexu sú intenzívne zvrásnené. Majú výrazne až dokonale vyvinutú bridličnatosť, ktorá sa prevažne kryje s usmernením polôh ložných amfibolitových telies. Južne od Hrona buduje hronský komplex antiklinálu, ktorej os sa ponára smerom k V až VSV.

Severne od Hrona vystupuje hronský komplex v odlišnom vývine. Na rozdiel od monotónneho, v podstate len svormi budovaného celku j. od Hrona,

* Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dol. 1, Bratislava

severný pruh tvoria svory, pararuly, amfibolity a „ortoruly“, ktoré sa často striedajú. V území medzi dolinou Saksová na Z a Priehyba na V je hronský komplex ako štruktúrny celok uklonený zhruba monoklinálne k J pod sklonom 25° – 50° . Tieto údaje boli zistené len v území medzi ústím potokov Ďurbačka, Úplaz až po ich pramennú oblasť. Hrebeň Nízkych Tatier (okolie Oravcovej) budujú horniny hronského komplexu, ktorý je tu v tektonickej pozícii. Údaje o jeho úložných pomeroch: smer JZ — SV, sklon 35° – 40° k SZ. V nadloží tejto šupiny hronského komplexu vystupujú perm a mezozoikum série Veľkého Boku, vyvinuté už na s. svahoch Nízkych Tatier. V smere od V na Z je hronský komplex s. od Hrona rozčlenený poruchami smeru SZ — JV s náznakmi mierneho nasunutia (od V k Z). Tento systém porúch je zvlášť výrazne vyvinutý v okolí doliny Priehyb a v jej sedle. Intenzita porušenia hornín dosahuje tu taký stupeň, pri ktorom došlo k zotretiu staršieho systému bridličnatosti.

Izolovaný výskyt hornín hronského komplexu vystupujúci východne od priehybského pásma (oblasť j. od Veľ. Vápenice) sa vyznačuje všesmerným usporiadaním štruktúrnych prvkov.

Pri porovnaní hornín hronského komplexu j. od Hrona a severných výskytov sú zjavné rozdiely v ich štruktúrnom usporiadaní i v zastúpení typov hornín. Z uvedených údajov vyplýva, že údolím Hrona v generálnom smere V — Z prebieha významná tektonická porucha aktivovaná v rôznych obdobiach.

Kráľovoholský komplex v zmysle A. Klinca (1966) leží tektonicky na zvrásnenom hronskom komplexe. Je to vyššia tektonická jednotka zastúpená v našom území prevažne len granitoidmi, ktoré sú variabilnou intenzitou dynamometamorfované. Ich pozícia na kryštallických bridliciach j. od Hrona je známa. Severne od Hrona sa styčná plocha medzi granitoidmi a kryštallickými bridlicami sygmoidálne stáča k S až SZ, takže v oblasti Veľ. Vápenice budujú granitoidy vrcholovú časť hrebeňa Nízkych Tatier. Smerom na Z po prerušení tejto štruktúry priehybským poruchovým pásmom tvoria granitoidy kráľovoholského komplexu izolovanú tektonickú šupinu (čiapku) na hrebene Nízkych Tatier (K. Kolesárová). Uvedené granitoidy sú v Prehľadnej geologickej mape ČSSR, list Banská Bystrica M — 1:200 000, označené ako permské mikrogranity.

V okolí Helpy vystupujú ešte dva ďalšie výskyt granitoidov kráľovoholského komplexu: Výskyt pri vyústení Saksovej doliny sv. od Polomky, po petrografickej stránke budovaný nápadnými rulami a výskyt pri vyústení dolín Belušová—Pálenica sz. od Helpy, budovaný nevýrazne porfyrickým granitom — granodioritom. Oba výskyt vystupujú na krídle hronskej synklinály nad hronským komplexom a pod permskými, resp. mezozoickými horninami.

Mladšie paleozoikum na Horehroní v okolí Helpy študoval V. Zoubek

(1935), V. Zoubek—A. Gorek (1952), D. Kubíny (1958) a A. Biely (1960). Podľa uvedených autorov ide o drobovo-arkózové súvrstvie obalového permu j. od Hrona v nadloží kryštalinika krakovskej subzóny v zmysle V. Zoubka (1956, 1961). A. Biely (1960) považuje tento perm za nedeliteľnú súčasť tzv. helpianskeho ostrova, ktorý podľa jeho poznatkov tektonicky prislúcha sérii Veľkého Boku.

Výskumy z rokov 1969—70 potvrdili existenciu permu v južnej časti údolia Hrona v takmer súvislom pruhu medzi Helpou (Hájnica), Závadkou n. Hronom (Slatvinský potok) a Polomkou (dol. Volchovo). Zároveň boli zistené nové, zväčša šošovkovité, izolované výskyty permských hornín v severnej časti údolia Hrona (j. svah Štolby, medzi dolinami Úplaz a Priehyba a i.).

Polícia permu v severnej i v južnej časti údolia Hrona:

1. perm leží v bezprostrednom nadloží kryštalinika hronského komplexu;
2. štruktúrne prvky na styku kryštalinika a permu sú v oboch celkoch zhodné (bridličnatosť, lineácia, „b“ os);

3. v tektonickom nadloží permu je mezozoikum tzv. helpianskeho ostrova. Toto mezozoikum má vo vzťahu k permu a kryštaliniku odlišné hodnoty bridličnatosti (s_1 $340^\circ - 10^\circ / 20^\circ - 40^\circ$) a „b“ osi. Lokálne v niektorých profiloch možno pozorovať určitú zhodu medzi bridličnatosťou s_2 meranou v perme a vrstevnou bridličnatosťou spodného triasu. V každom prípade sú však odlišné hodnoty medzi s_1 v perme, resp. kryštaliniku a vrstevnou bridličnatosťou v mezozoiku.

Perm na Horehroní v okolí Helpy je zastúpený sedimentmi a vulkanitmi. Zo sedimentov sú najhojnejšie zastúpené drobnozrnne a strednozrnne droby, drobové pieskovce, drobové bridlice a kremité droby, podstatne podradnejšie sú zastúpené fylitické bridlice a chlorit — epidotické bridlice. Arkózy a porfyroidy, opísané staršími autormi, neboli pozorované. Okrem uvedených sedimentov v súvrství permu vystupujú 2—3 tenké polohy piesčítých a brekciovitých vápencov. (Klasifikácia sedimentov v zmysle J. Petránka 1963).

Vulkanické horniny v perme zastupujú zväčša efuzívne melafýry, melafýr-porfyrity až porfyrity, ktoré budujú niekoľko väčších telies (Sigma pri Závadke n. Hronom — údolie Hrona z. od železn. stanice Helpa, v. svah Hájnice a i.). Pre nedostatočne odkrytý terén nemožno jednoznačne zistiť efuzívnu, resp. plytkointruzívnu žilnú povahu všetkých výskytov vulkanických hornín.

Spolu s efuzívnymi formami boli predovšetkým v súvrství permu v doline Volchovo, v Slatvinskom potoku a v profile s. od Úplazu zistené pyroklastiká. Sú to bázičné tufy a tufity zväčša laminované s dokonalou bridličnatosťou zhodnou s celým súvrstvím permu.

Študovaný perm na Horehroní v okolí Helpy je svojím cha-

rakterom príbuzný permu chočskej jednotky, ako ho poznáme z profilov na s. svahoch Nízkyh Tatier. Možno korelovať predovšetkým vulkanické horniny, ale aj sedimenty.

Opisovaný výskyt mladšieho paleozoika chočskej jednotky v oblasti veporidného kryštalinika nie je ojedinelý. Podľa niektorých autorov (A. Biely—O. Fusán 1967, J. Vozár 1967) patrí chočskej jednotke aj sivé bridličnaté súvrstvie so žilnými dioritovými porfyrmi v podloží muránskeho mezozoika. Mladopaleozoický sedimentárno-vulkanický komplex hornín v okolí Helpy považujeme za súčasť chočskej jednotky na základe preukázanej charakteristiky sedimentov a vulkanitov. Toto má taktiež prispieť k riešeniu tektoniky a paleogeografie v oblasti veporidného kryštalinika.

Mezozoikum bolo v minulosti (V. Zoubek—A. Gorek 1952) považované za trias obalovej série kryštalinika krakovskej subzóny, avšak A. Biely (1960) stanovuje vekové rozpätie tohože mezozoika trias — neokóm a tektonicky ho považuje za súčasť série Veľkého Boku.

Pozíciu mezozoika sme len stručne objasnili v súvislosti s charakteristikou mladšieho paleozoika. Na tomto mieste chceme zdôrazniť:

1. štruktúrne prvky (vrstevnatosť, bridličnatosť, lineácia, „b“ os) permu a mezozoika sú rozdielne;

2. styk mezozoika s podložným permom je výrazne tektonický — násunová línia, pozdĺž ktorej možno pozorovať tektonickú redukciu seissu, niekde i kampilu.

Mezozoikum tzv. helpianskeho ostrova litologicky i metamorfne pripomína sériu foederata, ako ju poznáme z doliny dobšinského potoka a v profile na Šajbách sz. od Dobšinej. Medzi oboma oblasťami možno dobre korelovať epimetamorfované súvrstvie kremencov a kremitých pieskocov seissu, pestré bridličnaté súvrstvie kampilu i karbonáty stredného triasu.

V študovaných profiloch mezozoika pri Helpe možno v nadloží seisských epikvarcitov a kremitých metapieskocov pozorovať pestré súvrstvie ílovito-piesčitých a fylitických bridlíc s vložkami kremitých a drobových pieskocov; podobný výskyt s vložkami slabometamorfovaných bridličnatých slienitých vápencov je aj v najvrchnejších partiách. V nadloží tohoto súvrstvia je mohutná masa karbonátov — sivé vápence, dolomitické vápence miestami dokonale zbridličnatené. Na niekoľkých miestach boli pozorované vložky lunzských vrstiev. Masa karbonátov má charakter šupinovitej stavby s viacerými vložkami karbonátových bridlíc, hlavne v oblasti Holého vrchu. Pravdepodobne tieto opakované výskyty karbonátových bridlíc a lunzských vrstiev považoval A. Biely (1960) za lunzské vrstvy, keuperské bridlice, príp. i lias. Na základe našich štúdií pridržame sa skôr názoru V. Zoubka—A. Goreka (1952) o stratigrafickom zaradení tzv. helpianskeho mezozoika len

k triasu. Tým viac, že doposiaľ nebol získaný spoľahlivý paleontologický materiál, ktorý by vekové zaradenie jednotlivých vrstiev len upresnil. Na tomto mieste chceme upozorniť ešte na výskyt sivoružovkastých až sivobielych, dokonale bridličnatých vápencov v oblasti s. od Holého vrchu. Vápence sú mramorizované a v niektorých partiách majú pomerne veľké množstvo tenkých (1–5 cm) vložiek relatívne tmavších bridlíc. Svojimi vlastnosťami sa podobajú vápencom zo série foederata v profile na Šajbách, ktoré opísal A. Biely (1956).

Dosiahnuté poznatky o stavbe územia v okolí Heľpy na Horehroní sú pre tektoniku závažné. Touto diskusiou chceme prispieť k riešeniu niektorých problémov v tektonickej stavbe samotného kryštalinika. Zároveň si týmto dovoľujeme upozorniť na výskyt a pozíciu mladšieho paleozoika chočskej jednotky v severnej časti veporíd. Rozšírenie zvyškov chočskej jednotky v oblasti veporidného kryštalinika je dôležitým faktorom pri riešení priestoru pôvodnej sedimentačnej zóny (na jej rozsah sme už upozornili in lit.). Tektonická pozícia tzv. heľpianskeho mezozoika (ktoré je litologicky i metamorfne podobné sérii foederata) v nadloží permu chočskej jednotky odporuje doterajším úvahám o jednotnom obale veporidného kryštalinika.

Riešením tejto problematiky, štúdiom mladšieho paleozoika a mezozoika tiež vo vzťahu k veporidnému kryštaliniku, sa naďalej zaoberáme. Na doplnenie informácií o stavbe predmetného územia odkazujeme na Vysvetlivky ku geologickej mape, list Heľpa (M-1:25 000) s kompletným dokumentačným materiálom.

LITERATÚRA

- [1] Biely A., 1956: Príspevky ku geológii okolia Dobšinej. Geol. práce, Správy 5, Bratislava. — [2] Biely A., 1960: Poznámky ku geológii „koreňových“ zón veporíd. Geol. práce, Správy 21, Bratislava. — [3] Fusán O., 1967: Zum Problem der Wurzelzonen der Subtatischen Decken. Geol. práce, Správy 42, Bratislava. — [4] Klinec A., 1966: K problémom stavby a vzniku veporského kryštalinika. Zborník geol. vied, Západné Karpaty zv. 6, Bratislava. — [5] Klinec A., 1968: Poznámky ku priebehu pohorelskej línie. Geol. práce, Správy 46, Bratislava. — [6] Klinec A. a kol., 1971: Vysvetlivky ku geologickej mape, list Heľpa (M – 1:25 000). Manuskript-archív GÚDŠ, Bratislava. — [7] Kubíny D., 1958: Poznámky o geológii tektonike a metamorfizme veporíd južne od Hrona. Geol. práce, Správy 12, Bratislava. — [8] Petráněk J., 1963: Usazené horniny. ČSAV, Praha. — [9] Vozár J., 1965: Metamorfované mezozoikum západnej časti veporíd. Geol. práce, Správy 35, Bratislava. — [9a] Vozár J., 1967: Der permische Vulkanismus in der Choč-Decke (Westkarpaten). Geol. práce, Správy 42, Bratislava. — [10] Vozár J., 1971: Zlomky a ich vzťah k permskému vulkanizmu chočskej jednotky Západných Karpát. Geol. práce, Správy 57, Bratislava. — (In Press). — [11] Zoubek V., 1936: Poznámky o krystaliniku Západných Karpát.

Věstník SGÚ XIII, Praha. — [12] Zoubek V., 1956: Hranice gemeríd s veporidami. Geol. práce, Zoš. 46, Bratislava. — [13] Zoubek V.—Gorek A., 1952: Zpráva o výzkume mezozoika u Helpy. Zprávy o geol. výsk. v r. 1951, ÚÚG, Praha. — [14] Zoubek V. — Máška M., 1961: Tektonický vývoj Československa. ČSAV, Praha. — [15] Zoubek V., 1955: Tektonika Horehronia a její vztahy k vývěrum minerálních zřidel. Věst. SGÚ, Praha.

Sympóziu Spojených národov v Pise o rozvoji a využití geotermálnych zdrojov

V dňoch 21. IX.—2. X. 1970 sa konalo v Pise „United Nations symposium on the development and utilization of geothermal resources.“ Bolo to v poradí druhé sympóziu Spojených národov zaoberajúce sa touto problematikou. Prvé zasadanie pod názvom „Konferencia spojených národov o nových zdrojoch energie“ (The united nations conference on new sources of energy) sa konalo v Ríme v dňoch 21.—31. augusta 1961. Prejednávali sa nielen otázky geotermálnej energie, ale aj energie slnečnej a veternej.

Vzhľadom na množstvo problémov spojených s rozvojom a využitím geotermálnych zdrojov bolo sympóziu v Pise venované iba tomuto druhu energie. Sympóziu zabezpečoval organizačný výbor, menovaný Ministerstvom zahraničných vecí Talianska. Predsedom bol prof. Ezio Tongiorgi, riaditeľ Medzinárodného ústavu pre geotermický výskum v Pise. Riadiaci výbor tvorili J. Barnea (Director) z OSN v New Yorku, E. Tongiorgi (Co — director) a G. R. Robson (Technical secretary) z OSN v New Yorku.

Náplň sympózia bola rozdelená do 11-tich sekcií. Zasadania boli organizované systémom tzv. blokovej (panelovej) diskusie. Znamená to, že vedúci jednotlivých sekcií (spravodajcovia) vypracovali zo všetkých zaslaných referátov súborné referáty (Rapporteur's report) doplnené myšlienkami, úvahami a hlavne zovšeobecneniami spravodajcov. Na zasadnutiach sekcií boli potom prednesené len referáty vedúcich sekcií (panelové referáty), ku ktorým sa diskutovalo. Diskusia bola veľmi živá a bezprostredná, často mala formu replík. Takto odpadlo formálne prednesenie a počítvanie všetkých referátov, pretože ako podklad pre diskusiu stačilo vopred si preštudovať, prípadne na zasadnutí vypočítať hlavný referát. Ďalšou organizačnou zvláštnosťou sympózia boli zasadania sekcií v jednotlivé dni za sebou, takže sa každý účastník mohol zúčastniť na práci vo všetkých sekciách a zoznámiť sa s príbuznými problémami. Zasadania sa konali dopoludnia od 9,00 do 12,00 hod. a popoludní od 15,00 do 18,00 hod. Okrem autora tejto informácie sa na sympóziu zúčastnil P. Tkáčik zo Slovenského geologického úradu v Bratislave, V. Struňák z IGHP, n. p. Žilina, B. Řezáč z Vodných zdrojov, n. p. Praha a V. Zýka z Ústavu nerastných surovín v Kutnej Hore.

Do všetkých 11-tich sekcií bolo zaslané 180 referátov, pričom vo väčšine z nich bola súčasne obsiahnutá náplň viacerých sekcií.

Náplňou I. sekcie, ktorú viedol E. Tongiorgi, boli „geotermálne systémy“. Geotermálny systém charakterizoval ako geohydrologickú (u nás používame termín „hydrogeologickú“) jednotku spolu so všetkými charakteristikami, ktoré možno odvodiť zo skutočnosti, že je táto jednotka viazaná na horúce horniny.

V II. sekcií, ktorú viedol G. Facca z USA sa preberal „stav svetového geotermálneho rozvoja“. Okrem iného upozornil hlavne na existenciu dlhého obdobia (5 rokov i viac) medzi zaistením geotermálnej energie a jej využitím vo všetkých geotermálnych projektoch. Poukázal na veľké perspektívne možnosti využívania termálnych vôd s teplotou pod bodom varu pre rôzne účely vo svetovom meradle, čo sa bude rovnať ročne spotrebe niekoľkých miliónov ton bežného paliva v každej krajine.

V III. sekcií, ktorú viedol J. Mc. Nitt z OSN v New Yorku, sa prejednávali problémy zhrnuté pod názvom „Geologické prostredie geotermálnych polí ako sprievodca prieskumu“. V predloženej klasifikácii geotermálnych polí vyčlenil 3 hlavné skupiny a 5 podskupín. Sú to:

- I. Polia späté s kvartérnymi vulkanickými centrami a) v štruktúrach podmienených vulkanickými procesmi, ako napr. kaldejrami a periférnymi zlomami vulkanických

dómov; b) v štruktúrach podmienených tektonickými procesmi, ako napr. zlomovými kryhami a regionálnymi trhlinami.

II. Polia späté s trefohornými tektonickými pochodmi a) v zázemných (hinterland) zlomových kryhových štruktúrach; b) v riftových zónach; c) v zázemných panvách (kotlinách).

III. Polia v predpolí (foreland) a platformných oblastiach.

Územie Slovenska s výskytom termálnych vôd môžeme takto začleniť do skupiny IIa a IIc. Ďalej sa diskutovalo o tom, či je možné vypočítať teoretický počet termálnych systémov na jednotku oblasti v zázemných územiach, kde nie sú žiadne intruzívne telesá a samotný vysoký stupeň vodivosti môže dodávať potrebné teplo; o prijateľnom mechanizme pre zber a koncentráciu potrebného tepla do príslušných polí v týchto oblastiach; o tom, aké metódy možno navrhnúť na základe dnešných vedomostí o rozšírení geotermálnych oblastí pre vypracovanie plánov budúcich zásob geotermálnych zdrojov, o množstve potrebných prieskumných alebo orientačných („wildcat“) vrtov v geotermálnej prospekcii a o priemernom počte požadovaných zhodnocujúcich vrtov pred vstupom do štádia produktívneho vrtania. Pisateľ tejto informácie predložil do tejto sekcie referát na tému „Význam poznania hydrogeologických štruktúr a geotermálnych pomerov s ohľadom na získanie nových zdrojov termálnych vôd s nízkou entalpiou na Slovensku.“

Na zasadaní IV. sekcie, ktorú viedol J. C. Banwell z Nového Zélandu sa preberali problémy „Geofyziky v geotermálnom prieskume.“ Diskutovalo sa o fyzikálnom modeli geotermálneho poľa a rezervoáru a ich využití pre plánovanie geofyzikálneho prieskumu a o tom, ako môže geofyzika pomôcť nielen použitím bežných metód, ale aj pri hodnotení potenciálneho výkonu poľa, jeho doplňovaní, resp. nedoplňovaní a zásob.

V V. sekcii, ktorú viedol D. E. White z USA sa prejednávali problémy „Geochemie, aplikovanej na vyhľadávanie, výpočet a ťažbu zdrojov geotermálnej energie“. V referáte rozdelil geotermálne systémy na dva základné typy, a to: 1. horúco-vodný systém (hot-water system) a 2. systém, v ktorom prevláda para (vapor-dominated system).

Poukázalo sa na to, že Cl, SiO₂, Na, K, Ca, B, a CO₂ sú najvhodnejšie zložky pre včasné ohodnotenie horúco-vodného systému a obsahy SiO₂ a pomer Na/K pre úspešné stanovenie teploty rezervoárov týchto systémov. Konštatovalo sa, že podľa doterajších skúseností horúco-vodné systémy sú oveľa hojnejšie ako systémy s prevládajúcou parou, a to aspoň v pomere 20/1. Upozornilo sa na význam B, NH₄, CO₂ a Hg pri prieskume systémov s prevládajúcou parou, ako aj na to, že tieto systémy nemajú spoľahlivé metódy pre geotermické stanovenie rezervoárovej teploty. Pre tento cieľ sa najužitočnejšími stávajú obsahy C¹³ spoluehistujúceho CO₂ a CH₄. Poukázalo sa na to, že celkový obsah plynu v pare a podiely jednotlivých plynov pomáhajú rozluštiť zmeny, ktoré prebiehajú v ťažebných horúco-vodných rezervoároch. Poukázalo sa aj na význam geochemie v ťažobných problémoch, ako sú napr. ocenenie zásob rezervoárovej energie, vyprázdňovanie rezervoára, plán elektrárne, korózia, tvorba kotolného kameňa a kontrola výtoku.

Náplň VI. sekcie, ktorú viedol A. Giovannoni z Talianska, bola „Vrtná technika“. Diskutovalo sa o plánovaní vrtania, vrtných súpravách a zariadeniach, o problémoch paženia, cementu a cementácie, vrtnom výplachu a strate cirkulácie.

Náplňou VII. sekcie, ktorú viedol R. James z Nového Zélandu bola „Fyzika rezervoára a riadenie ťažby“. Diskutovalo sa hlavne o určení rozmerov rezervoárov a stanovení výkonu poľa počas ťažby a využití odpadovej horúcej vody a jej reinjektáží do zeme.

Náplňou VIII. sekcie, ktorú opäť viedol R. James, bolo „Zachytávanie a rozvod

geotermálnych roztokov“. Diskutovalo sa hlavne o optimálnom vrtnom priemere v jednotlivých poliach, o možnostiach zvyšovať výdatnosť vrto, rozvode zmesi para — voda nadzemnými potrubiami, o ich vhodnosti, bezpečnosti a kontrole, o faktoroch určujúcich zanášanie potrubí, vrtných pažníc a perforácie.

V IX. sekcii, ktorú viedol H. Armstead z Anglicka sa prejednávalo „Využitie pary a termálnej vody s vysokou entalpiou (pre elektrárne a iné účely)“. Diskutovalo sa hlavne o turbínach, možnostiach použitia stlačenej horúcej vody pre plynový ejektor, o výbere optimálnych pracovných tlakov a vákua, použití vedľajších pracovných roztokov pre geotermálny výrobný cyklus, použití nekondenzačných geotermických turbín a o použití horúcej vody pre výrobné-extrakčné ciele.

V X. sekcii, ktorú viedol S. S. Einarsson z Islandu, prejednávalo sa „Využitie termálnej vody s nízkou entalpiou pre vykurovanie, priemysel, poľnohospodárstvo a iné použitie“. Diskutovalo sa o použití termo-čerpadiel pre priestorové vykurovanie, o použití geotermálnej energie na klimatizáciu s priemyslovou aplikáciou, extrakcii chemikálií z termálnych oblastí, o kombinovaných schémach pre použitie geotermálnej energie a o použití cyklov s tepelnými nosičmi o nízkom bode varu na výrobu elektrickej energie. Z ekonomického hľadiska bolo zasadenie tejto komisie najzaujímavejšie, pretože na Slovensku máme a v budúcnosti môžeme získať len termálne vody s nízkou entalpiou. V súčasnej dobe sa tepelná energia týchto vôd využíva v širokej miere na celom svete. Tak napr. v Maďarsku sa v prvom polroku 1969 termálnou vodou s teplotou do 100 °C vykurovalo asi 480 000 m³ priestoru domových jednotiek a verejných budov. Priemerný vrt hlboký 1800—2000 m s výdatnosťou 20—25 l/s vody teplej 85—95 °C stačí vykurovať 1200 bytov a prislúchajúcich verejných budov, plaveckých bazénov atď. a zásobovať domácnosti teplou vodou. Voda sa získava z neogénnych piesčitých horizontov. Celková cena vykurovania 1200 bytových jednotiek dosiahla 3 \$/Gcal v porovnaní s 11 \$/Gcal pri vykurovaní uhlím. Na Islande boli v r. 1969 termálnou vodou vykurované byty a prislúšné verejné budovy pre 80 000 obyvateľov. V oblasti Olafsjordul sa od r. 1944 využíva na vykurovanie voda teplá 48—56 °C s použitím mimoriadne širokých radiátorov. V Japonsku sa používajú vykurovacie systémy využívajúce vodu o teplote 40—70 °C, Podobne sa využívajú termálne vody na Novom Zélande a v Sov. zväze. Termálne vody sa využívajú na vykurovanie skleníkov, chlievov, sušenie obilia, vyhrievanie pôdy na jar a v jeseni, vysušovanie diatomitov, v metalurgii, chemickom priemysle atď. V Taliansku vypracovali štúdiu na výrobu elektrickej energie s použitím vody teplej do 100 °C (40, 60, 80 °C). Má sa použiť gravitačný cyklus a pracovný roztok s nízkym bodom varu.

Náplňou XI. sekcie, ktorú viedol J. J. C. Bradbury z OSN v New Yorku, bola „Ekonomika geotermálnej energie“. Diskutovalo sa o faktoroch, ktoré ovplyvňujú ceny vŕtania, o porovnaní ekonomiky používania úzkoprofilovej techniky s veľkou produkčnou vrtnosťou pre ťažbu, odhade skutočných amortizačných období a faktoroch ovplyvňujúcich ich výber, o možnostiach prijatia jednotnejšej metodiky odhadovania cien geotermálnych projektov pre uľahčenie medzinárodného porovnávania, efekty mnohoúčelového použitia celkovej ekonomiky geotermálnej ťažby, o ekonomických možnostiach použitia vedľajších roztokov v geotermálnych procesoch, hospodárskych opatreniach potrebných na ochranu prostredia pred znečistením geotermálnymi výtokmi atď.

Okrem zasadání sekcii konali sa ešte tri špeciálne zasadania. Prvé sa venovalo činnosti Spojených národov na poli geotermálneho rozvoja, druhé vyhliadkam rozvoja geotermálnych zdrojov v rozvojových krajinách a tretie mnohoúčelovému využitiu geotermálnych zdrojov.

V štvrtý deň sympózia bola usporiadaná exkurzia na geotermálne pole Larderello, kde sa elektrická energia vyrába na báze prírodnej pary.

V závere tejto informácie si treba želať, aby sa aj u nás konečne prikróčilo k energetickému využitiu tepla termálnych vôd s nízkou entalpiou. Táto problematika síce nespadá do geologickej profesie, je však našou povinnosťou upozorňovať na tieto reálne možnosti. Našou úlohou je na báze základného výskumu priestorového rozšírenia zemského tepla a hydrogeologických štruktúr vyhľadávať pre toto využitie nové zdroje termálnych vôd. Podľa ideového projektu vypracovaného na GÚDŠ v Bratislave sa k týmto prácam systematicky pristupuje od roku 1971.

Ondrej Franko,
Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava

V. hydrogeologická konferencia v Gottwaldove

V dňoch 3.—5. novembra 1970 sa konala v Gottwaldove V. hydrogeologická konferencia. Usporiadala ju odborná skupina hydrogeológie pri Českej spoločnosti pre mineralógiu a geológiu a Slovenskej geologickej spoločnosti spolu s Geotestom, n. p. Brno.

I. hydrogeologická konferencia, ktorá sa konala v Karlových Varoch r. 1961, bola venovaná problémom riešenia ochranných pásiem a opatrení podkrušnohorských minerálnych vôd. II. konferencia r. 1962 v Ostrave bola venovaná hlavne problémom spojeným s degazáciou a odvodnením ostravsko-karvinského kamenouhoľného revíru. Na III. hydrogeologickej konferencii r. 1964 v Žiline boli účastníci oboznámení s hydrogeologickými výsledkami získanými pri výskume a prieskume krasových, neogénnych a kvartérnych podzemných vôd, termálnych a minerálnych vôd a ložiskových vôd Slovenska. Po týchto troch regionálnych konferenciách sa konala r. 1965 IV. hydrogeologická konferencia v Jevanoch pri Prahe, ktorá bola venovaná metodike hydrogeologického výskumu a prieskumu. Na V. hydrogeologickej konferencii sa venovala pozornosť otázkam tematickým:

1. *Príprava hydrogeologických podkladov pre použitie počítačov.* — Zasadanie organizoval a viedol dr. I. Mucha z katedry Inžinierskej geológie a hydrogeológie PF UK v Bratislave.

2. *Účelové hydrogeologické mapy;* — Organizoval a viedol Ing. E. Kullman, GÚDŠ, Bratislava.

3. *Režim podzemných vôd s voľnou a napätou hladinou;* — Organizoval a viedol dr. O. Franko, GÚDŠ, Bratislava.

Jednotlivé témy sa prejednávali sympoziálnou formou. Na prvú tému boli prednesené tri referáty, a to „*Počítacie stroje v hydrogeológii*“ (E. Krištofovič), „*Príprava hydrogeologických podkladov pre samočinný počítač*“ (M. Loupanec) a „*Výpočet hydraulických parametrov a zásob podzemnej vody na samočinnom počítači Minsk 22*“ (F. Mašek). Autori príspevkov zoznámili účastníkov tak s teoretickými základmi, ako i s praktickým použitím počítačov. Pre hydrogeológov je najdôležitejšie vedieť, aké podklady treba získať, aby sa určitý problém mohol riešiť na samočinnom počítači. Pripravené je viacero programov, treba ich len využívať.

V rámci 2. témy bolo prednesených niekoľko (6) aktuálnych príspevkov, pretože účelové hydrogeologické mapy nadobúdajú v hydrogeológii stále väčší význam. Autori J. Krásny a J. Jetel poukázali na možnosti mapového vyjadrenia rôznych filtračných parametrov a iných prvkov v mapách. E. Kullman poukázal na princípy zostavenia vodohospodársko-hydrogeologickej mapy na príklade Záhorskej nížiny, V. Böhm—

K. Hyánková—R. Ondrašík poukázali na problémy vznikajúce pri spracovaní hydrogeologických údajov pre inžiniersko-hydrogeologické mapy, L. Škvarka poukázal na princípy zostavenia banskej hydrogeologickej mapy nováckych uhoľných baní a J. Jetel—E. Kullman zoznámili účastníkov s koncepciou základnej hydrogeologickej mapy ČSSR 1:200 000.

Na tretiu tému odznelo najviac (14) príspevkov. Prvá časť rokovania bola venovaná režimu podzemných vôd s voľnou hladinou. Úvodný referát na túto tému predniesol V. Zajíček. Vyčlenil rôzne typy režimu podzemných vôd s voľnou hladinou a poukázal na hodnotenie jednotlivých typov. H. Daňková zoznámila prítomných s pozorovaním podzemných vôd, P. Urbánek s hydrologickými charakteristikami režimu podzemných vôd, M. Zaňko uviedol poznatky o režime hladiny podzemnej vody a výdatnosti prameňov na Slovensku, P. Pospíšil—J. Takáčová poukázali na niektoré možnosti využitia štatistického spracovania režimových pozorovaní pri posudzovaní hydrogeologickej štruktúry, J. Chrobok—M. Loupanec—Z. Pospíšil zoznámili prítomných s režimom podzemných vôd bytčianskej kotliny a jeho ovplyvnením Vážskou deriváciou. Č. Brázda na základe vyhodnotenia režimu podzemných vôd v hornej časti povodia Jihlavy poukázal na ich podiel na celkovom riečnom odtoku, V. Hanzel—S. Gazda zoznámili prítomných s režimom prameňov puklinovo-krasových vôd sv. svahov N. Tattier a L. Melioris—J. Tomlain uviedli príspevok k riešeniu problematiky režimu podzemných vôd v Liptovských Tatrách.

Druhá časť prednáwanej témy bola venovaná režimu podzemných vôd s napätou hladinou. Úvodný referát predniesol I. Mucha, ktorý na základe geologického prostredia podal klasifikáciu typov režimu podzemných vôd s napätou hladinou. Poukázal na rôzne činitele ovplyvňujúce tento režim a na spôsob jeho hodnotenia podľa výsledkov získaných čerpacími a stúpacími skúškami. O. Franko—E. Kullman zoznámili prítomných so vzťahom zrážok k režimu studených a termálnych krasových vôd v Západných Karpatoch, J. Krásny poukázal na problematiku napätých zvodnených vrstiev s príkladom hodnotenia režimu na Podebradsku, H. Kříž analyzoval výsledky 70-ročného pozorovania podzemnej vody vo vrte V-12 v ťažobnom území brnenského vodovodu a R. Květ zoznámil prítomných s hydrogeochémiou a režimom podzemných vôd sedimentárnych oblastí.

K jednotlivým témam a predneseným referátom bola bohatá diskusia, v ktorej najčastejšie vystupoval, zaujímal stanoviská k problémom a poukazoval na rôzne aspekty riešenia hydroológ akademik O. Dub. Z veľkého množstva diskusných príspevkov treba spomenúť príspevok J. Krajču k technike a metodike hydrogeologického výskumu režimu silne preplyných (minerálnych) podzemných vôd.

V rámci konferencie bola usporiadaná poldňová exkurzia do kúpeľov Luhačovice, kde sa účastníci zoznámili nielen s hydrogeologickými pomermi, ale aj využívaním minerálnych vôd na liečebné účely.

Záverom sa dá konštatovať, že českí a slovenskí hydrogeológovia urobili ďalší krok k najťažšiemu problému v hydrogeológii vôbec, k hodnoteniu zásob podzemných vôd. Pomôžu tomu znalosti získané pri pojednávaní jednotlivých tém na tejto konferencii, pretože tak poznanie režimu podzemných vôd, ako aj vyjadrenie rôznych prvkov v účelových hydrogeologických mapách a príprava podkladov pre samočinné počítače tvoria časť podkladov potrebných pre hodnotenie zásob podzemných vôd. Táto problematika bude predmetom rokovania ďalšej konferencie, ktorá bude usporiadaná na Slovensku.

*Ondrej Franko,
Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava*

Kritika informácie

Druhé vydanie „Lexique stratigraphique international, vol. I. Europe, 6 b Tchécoslovaquie, Fasc. 6b, region Karpatique“ Vydala International Union of Geologic Sciences. Subkomisia pre „Lexique stratigraphique“. Vytlačil C. N. R. S. str. 1—371, Paris 1968.

K 23. Medzinárodnému geologickému kongresu v Prahe československá stratigrafická komisia pripravila 2 zväzky 2. vydania veľmi potrebného diela, a to stratigrafického slovníka; 1. zväzok obsahuje stratigrafické heslá útvarov Českého masívu (redaktor I. Chlupáč), 2. zväzok stratigrafické jednotky karpatskej sústavy (redaktor D. Andrusov).

Kedže tieto dva zväzky veľmi rozsiahlej medzinárodnej edície vyšli vo Francúzsku a sú vytlačené v reči anglickej a francúzskej, nie sú u nás dobre známe a účel i spôsob zostavovania hesiel neboli nijako zvlášť ocenené.

Preto je veľmi záslužné, že dr. Z. Roth v 45. zv. Věstníka Ústředního ústavu geologického, č. 1, str. 49—51, Praha 1970, uverejnil o karpatskom zväzku kritický referát, v ktorom vysoko hodnotí význam stratigrafického slovníka, avšak ešte viacej pozornosti venuje jeho nedostatkom.

Prv než pojednám bližšie o tomto zväzku, chcem informovať čitateľov o celom „Lexique“ a jeho význame. Podáva v zväzkoch venovaných jednému štátu alebo vo viacerom zväzkoch venovaných niektorému útvaru určitej geologickej oblasti, bez ohľadu na štátne hranice, alfabeticky usporiadané heslá jednotlivých stratigrafických členov (jednotiek) vyvinutých v danej oblasti a v literatúre zavedených ako lokálne alebo oblastné stratigrafické termíny. Pokiaľ ide o stratotypy stupňov, „chronostratigrafické termíny“ stanovené v danom štáte (oblasti), sú prejednávané vždy tie, ktoré boli stanovené v iných oblastiach. Toto pravidlo nie je však zachované vo všetkých zväzkoch. Mnohé zväzky obsahujú aj úvodné kapitoly o geológii, hlavne stratigrafii daného terénu, strat. tabuľky, niekedy i geologické mapy. V každom hesle sa podáva jeho pôvodná definícia a význam, ktorý sa mu pripisuje teraz, litologická povaha, hlavne skameneliny a bibliografia. Doteraz vyšli tlačou početné zväzky tohto diela svetového významu v Európe, Ázii, ZSSR, Afrike, Oceánii, Austrálii, Latinskej Amerike, Sev. Amerike.

„Lexique“ je dobrou pomôckou pre prvú orientáciu v geológii danej krajiny a mnohí geológovia, ktorí odchádzajú štúdijsne do vývinových štátov, požičávajú si odo mňa zväzky týkajúce sa krajiny, kam sú vyslaní.

Zväzky, ktoré sa týkajú štátov KBA, vyšli tlačou v prvom vydaní v 50-tich rokoch a sú poväčšine, ako i prvé vydanie zväzku pre Československo, značne neúplné. Redakcia „Lexique“ v Paríži žiadala preto, aby zväzok ČSSR bol doplnený a znovu vydaný, a tak sa čl. stratigrafická komisia rozhodla vydať k 23. Medzinárodnému geologickému kongresu v r. 1968 dva zväzky, jeden venovaný Českému masívu a druhý venovaný Karpatom.

Kedže „Lexique stratigraphique international“ má isté, redakciu celého diela stanovené poslanie a heslá sú vypracované podľa presne stanoveného návodu, práca s jeho zostavovaním bola veľmi obťažná. Z uvedeného dôvodu po vytlačení kritického referátu dr. Z. Rotha považujem ako redaktor predmetného diela za účelné oboznámiť verejnosť so zameraním karpatského zväzku „Lexique“ a súčasne odpovedať dr. Z. Rothovi na niektoré kritické poznámky, ktoré pokladám za neodôvodnené.

Podstatou slovníka sú stratigrafické heslá, ktoré boli v minulosti zavedené a dnes sa bežne používajú a majú stratigrafický charakter; sú tam však i heslá, ktoré sa už nepouží-

vajú. Všetky zväzky „Lexique“ nemajú čo do výberu hesiel vždy rovnaké kritériá. V niektorých sú uvádzané len heslá, ktoré boli zavedené podľa lokalít v predmetnom štáte. V karpatskom zväzku sme zvolili s celým kolektívom spoluautorov iný postup. Snažili sme sa uviesť a objasniť význam všetkých hesiel s charakterom stratigrafických členov (jednotiek), ktoré nájdeme v literatúre o čl. Karpatoch. Teda i heslá prevzaté napr. z Východných Álp, z Maďarska, prípadne Poľska. Má to pre vývin stratigrafie alpsko-karpatskej sústavy značný význam. Preto sú tam uvádzané i také heslá ako napr. „flyš“, ktorému v minulosti v alpsko-karpatskej sústave pripisovali stratigrafický význam. Do slovníka na priame želanie redakcie „Lexique“ boli pojaté i medzinárodné stratigrafické označenia niektorých stupňov, niektorých oddelení alebo útvarov. Požiadavka redakcie „Lexique“ prišla však veľmi neskoro, začiatkom letnej sezóny, keď už nebolo dosť možné konzultovať s autormi ani počítat s ich spoluprácou. Preto som heslá vybral a spracoval sám. Azda sú vo výbere určité nedostatky. Riadil som sa však istými princípmi, a to možnosťou vymedzenia dotyčných jednotiek podľa možnosti v celých čl. Karpatoch. Preto je tam uvedený moskov, titón, cenomán, a nie je uvedený ural (ouralien), uvedený je dogger, neokóm, a nie ich jednotlivé stupne. V každom podobnom hesle je daný prehľad hlavných lokálnych jednotiek, čo umožňuje čitateľovi orientovať sa v celkovej stratigrafii. Dr. Z. Roth asi nevenoval analýze výberu hesiel dosť času, ináč by iste zistil jeho správnosť. Dr. Z. Roth je nespokojný aj s tým, že v karpatskom zväzku je málo hesiel z kvartéru.

Pojatie kvartérnych hesiel do slovníka stratigrafická komisia špeciálne neprejednávala, bolo samozrejmé, že kvartér tam má byť. Avšak v Karpatoch jednoducho niet, alebo je len niekoľko kvartérnych členov, ktoré majú stratigrafické lokálne označenie. Z. Roth, ktorý by chcel, aby v slovníku bolo viac hesiel z kvartéru, nevedel ani uviesť iné heslo než „šipkien“, ktoré mohol včas sám navrhnúť do zoznamu hesiel. Pôvodný zoznam hesiel navrhnutý komisiou bol neúplný a v poslednej chvíli sa zistilo, že dôležité heslá, hlavne z flyšového pásma, nie sú spracované, napr. krosnenské vrstvy, menilitové vrstvy a pod.

Výber a hlavne spracovanie hesiel, ktoré majú charakter lokálne stratigrafických („litostratigrafických“) jednotiek, narážalo na ťažkosti v súvisе s požiadavkami klade-nými redakciou „Lexique“. Napísať, aký charakter má ten-ktorý stratigrafický člen, nebolo pre autora pracujúceho v danej oblasti ťažké, vyžadovalo si však, aby bola uvádzaná pôvodná citácia diela (s uvedením strany), v ktorom sa spomína predmetný stratigrafický názov. Mnohí autori preto nemohli heslo správne vypracovať a musel som vynaložiť veľké úsilie a využiť rozsiahle vedecké styky s rôznymi zahraničnými ustanovizňami, aby zväzok vôbec mohol byť ukončený. Veď v slovníku je uvádzané presné znenie, alebo parafráza pôvodnej definície prvého autora, ktorý heslo zaviedol a pri heslách prevzatých z cudziny presnú citáciu autora, ktorý v čl. Karpatoch prvý toto heslo použil.

Viacerí spoluatori sa dopúšťali chýb i v tom zmysle, že za pôvodného autora považovali niekedy vedca, ktorý ten-ktorý člen prvý opísal, ale mu nedal lokálny názov. O ňom sa v „Lexique“ pojednáva, nie však ako o autorovi hesla.

Dalšou otázkou, ktorú som musel riešiť vo vlastnej kompetencii, bol názov lokality, ktorý sa časom menil (oficiálny názov). Vychádzal som z toho, že prvým uvádzaným názvom má byť súčasný oficiálny názov lokality (obce), pretože pod týmto názvom stratigrafickú jednotku označujeme. Preto je v slovníku označenie „veřovské vrstvy“ (a nie „Wernsdorfské“) a „borínske vápence“ (a nie „Ballensteinkalk“). Veď slovník obsahuje 2 „krížové“ registre na konci práce: heslá podľa útvarov a heslá usporiadané abecedne s uvedením názvov jednotiek v rôznom čase podľa lokalít a podľa označenia

charakteru toho-ktorého člena, napr. Calcáire (vápeneč) de Štramberg atď. U každého hesla je odkaz na starší alebo mladší názov lokality (obce). Zrejme i táto okolnosť ušla dr. Z. Rothovi.

Je azda zbytočné snažiť sa obhájiť korektúrne nedostatky preto, že zväzok sa tlačil v čase štrajkov vo Francúzsku a musel som vzhľadom na nedostatok času upustiť od požiadavky prezrieť druhú korektúru.

V otázke stratigrafie beskydskej spodnej a čiastočne i strednej kriedy, o ktorej dr. Z. Roth obšírne pojednáva, vznikli azda mnohé nejasnosti preto, že pri jej poslednom spracúvaní dr. A. Matějkom a dr. Z. Rothom nerobili sa nové zbery hlavonožcov a zaradovanie do súvrství sa robilo na základe interpretácie zberov Z. Hoheneggera opísaných V. Uhligom a v mikropaleontológii. V súlade s dnešnými návrhmi „elan-zajský obzor“ považujem za vrchný apt, jemu patrí spodná časť lhoteckých vrstiev. Vo „Wernsdorfschichten“ V. Uhliga, ktoré podľa Z. Rotha sú zastúpené „těšínsko-hradištskými“ vrstvami, nachádzajú sa Cheiloniceratidy a Pseudohaploceras lipovienise a je isté, že čiastočne zasahujú do aptu. Znamená to, že veřovické vrstvy v zmysle A. Matějku a Z. Rotha, ktoré sú mladšie než těšínsko-hradištské a staršie než lhotecké, treba zaradiť, hoci i len približne do stredného aptu (vysvetlenie k str. 51 referátu Z. Rotha).

Úvodné kapitoly boli pripojené dodatočne na výslovné požiadanie redakcie „Lexique“ v Paríži. Myslím, že dávajú prvú predstavu o stratigrafii útvarov Karpát. Dr. Z. Rotha som musel uviesť ako spoluautora odstavcov o kriede a paleogéne preto, že tesne predtým mi poskytol na uverejnenie v Bull. Soc. géol. de France stratigrafické tabuľky moravsko-sliezskeho flyša, ktoré sú podstatou odstavcov.

Stratigrafická komisia už hneď na začiatku rozhodla, že mapka lokalít nebude uverejnená preto, lebo v niektorých oblastiach sú lokality tak husto pri sebe, že do mapky by sa nezmestili ich názvy. Dr. Z. Roth sa zúčastnil prípravných prác a musel to vedieť; veď i vo zväzku o Českom masíve mapka lokalít chýba. I v tomto zväzku sú úvodné kapitoly o stavbe a stratigrafii, tabuľky. Sú prejednané i „medzinárodné heslá“: Algonkium, Autunian, Eifelian, Cenomanian. Dr. Z. Roth je však prekvapený tým, že v karpatskom zväzku sa postupovalo týmto spôsobom. Preto ma viac ako prekvapuje, že dr. Z. Roth, ktorý i pri zostavovaní karpatského zväzku prispel len veľmi malou mierou a vypracoval len niekoľko hesiel a v dobe špičkového vypätia nášho kolektívu nebol veľmi pilný, teraz 5 rokov po ukončení veľmi nevďačnej práce spojenej s jej zostavovaním našiel čas hľadať vo zväzku čiastočne domnelé chyby a nepostaral sa o to, aby sa informoval u redaktorov obidvoch zväzkov, aké mali direktívy od hlavnej redakcie „Lexique“ v Paríži.

Rukopis referátu Z. Rotha bol mi v r. 1969 redakciou Věstníka Ústř. úst. geologického zaslaný na recenziu, po ktorej Z. Roth upravil niektoré zo svojich neodôvodnených kritických pripomienok, avšak nie všetky. Zaslal som teda redakcii Věstníka Ústř. geol. úst. poznámky k niektorým kritickým pripomienkam Z. Rotha so žiadosťou súčasného uverejnenia. To sa však nestalo. Preto som nútený v inom časopise pripojiť k svojej informácii o „Lexique“ odpoveď na kritiku, väčšia časť ktorej sa však vzťahuje na celé medzinárodné dielo „Lexique stratigraphique“, a je sotva možné ju odôvodniť.

Akademik Dimítrij Andrusov

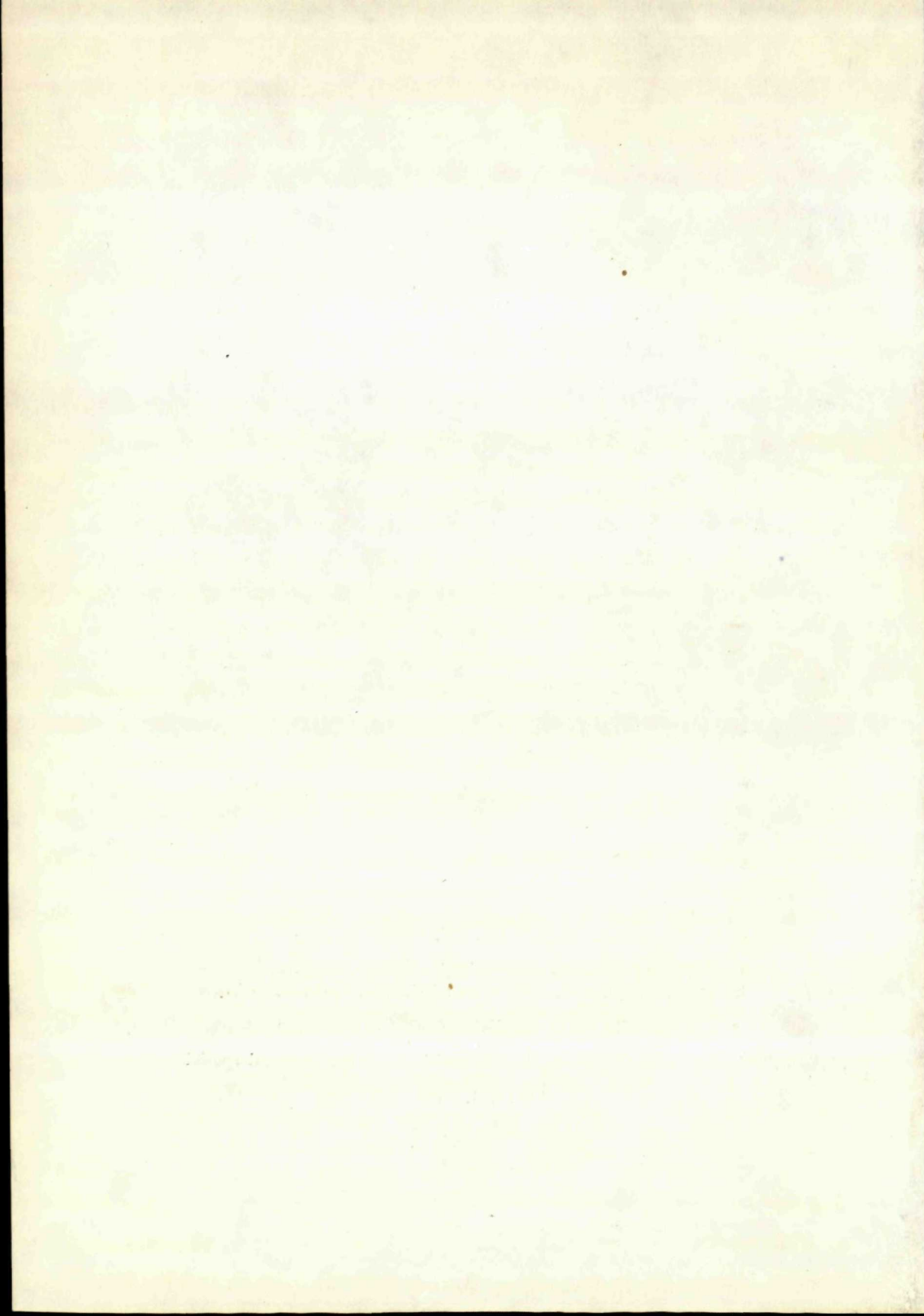
GEOLOGICKÉ PRÁCE, SPRÁVY 56

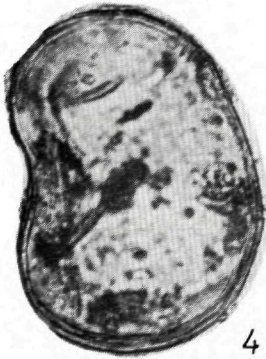
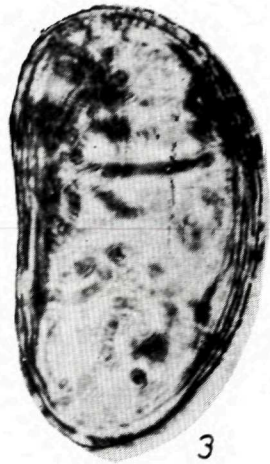
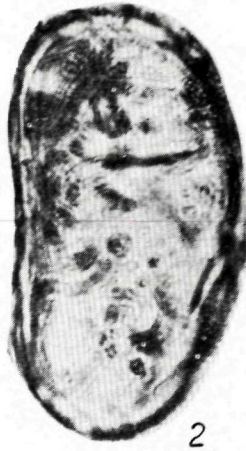
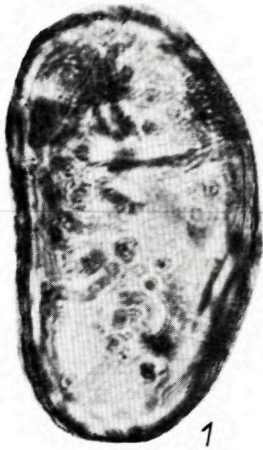
Vydal Geologický ústav Dionýza Štúra v Bratislave
roku 1971 vo Vydavateľstve Slovenskej akadémie vied v Bratislave

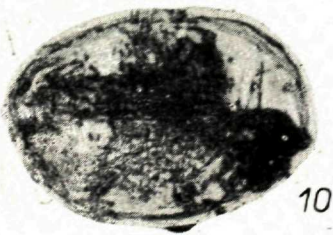
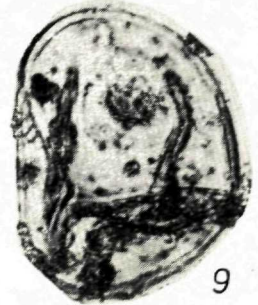
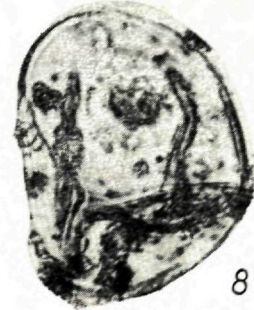
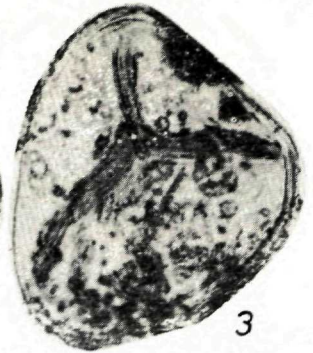
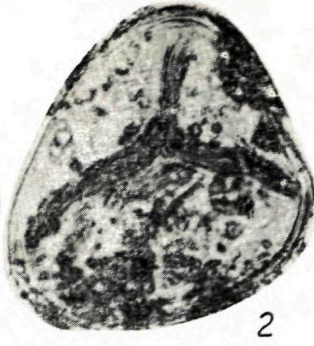
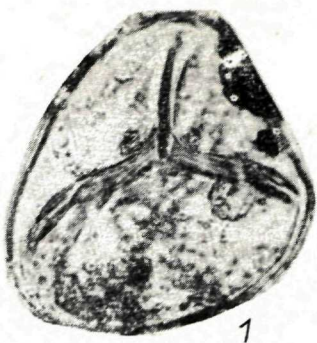
Vedecký redaktor: RNDr. Ondrej Samuel, CSc.

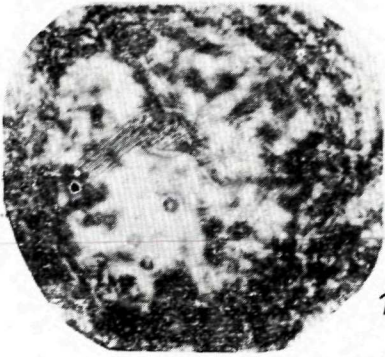
Ťlačili: Tlačiarenské závody Pravda, závod Bratislava písmom garmond a petit Extended

AH 18,91, VH 19,29
Cena brož. výtł. Kčs 28, -

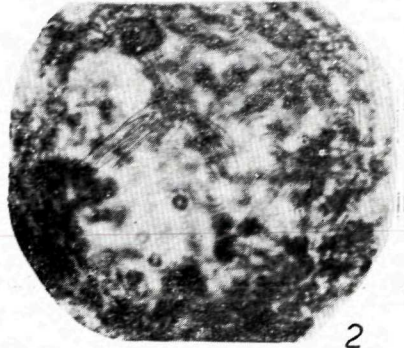




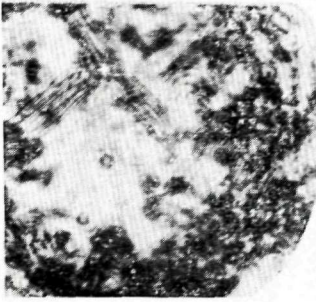




1



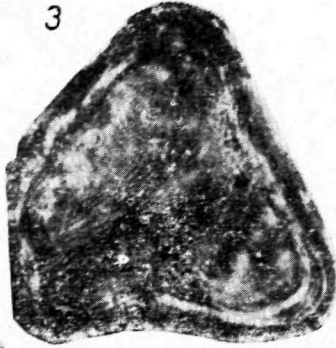
2



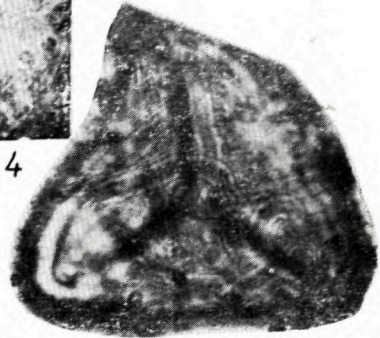
3



4



6



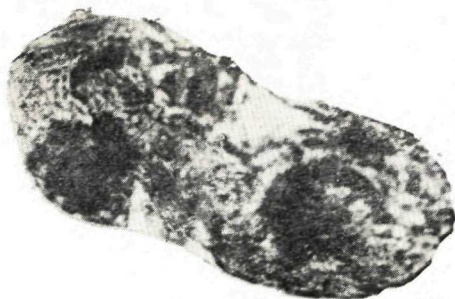
5



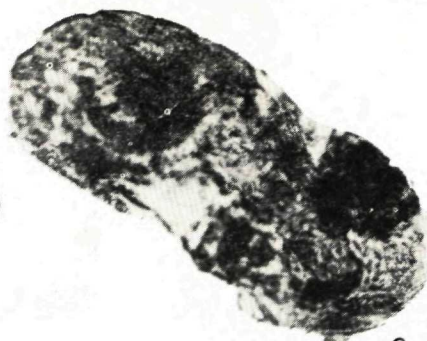
7



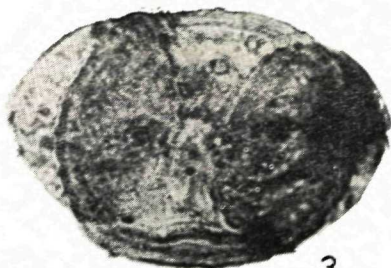
8



1



2



3



4



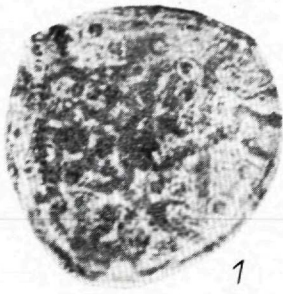
5



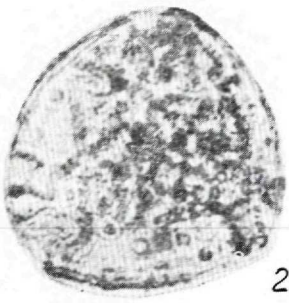
6



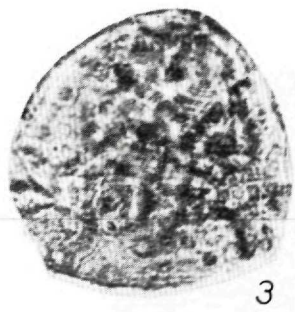
7



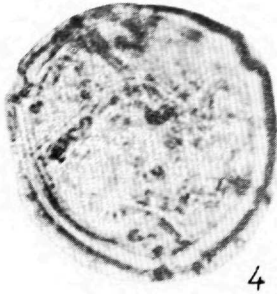
1



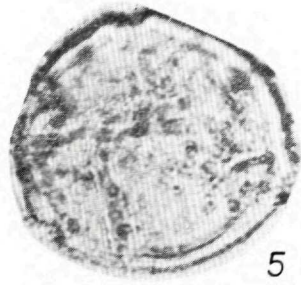
2



3



4



5



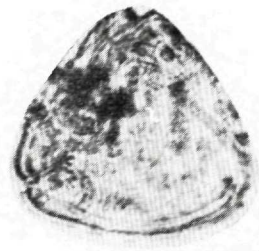
6



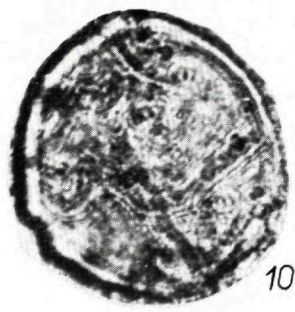
7



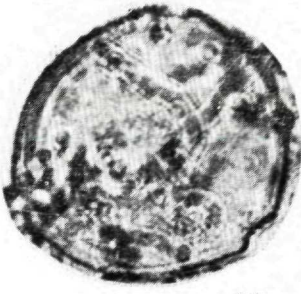
8



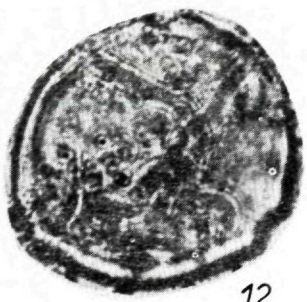
9



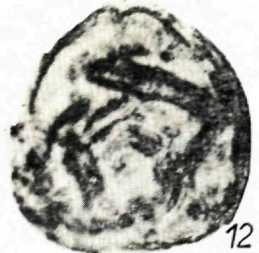
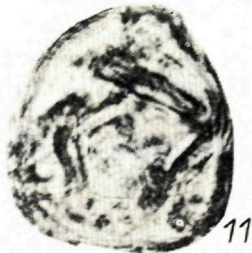
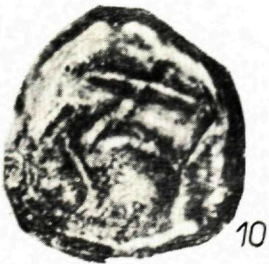
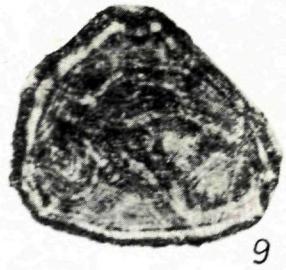
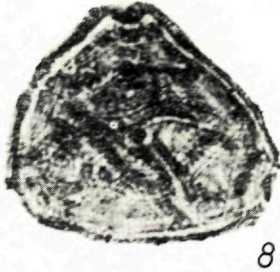
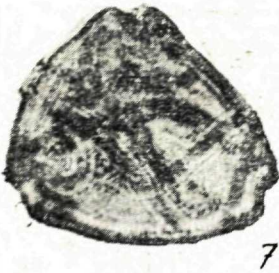
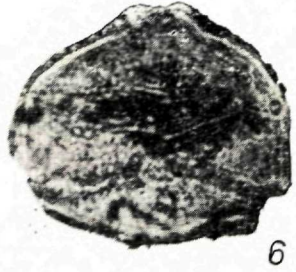
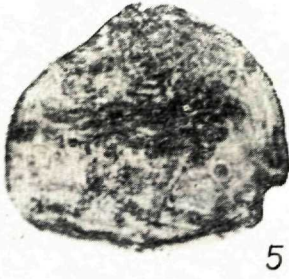
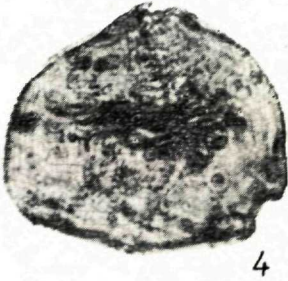
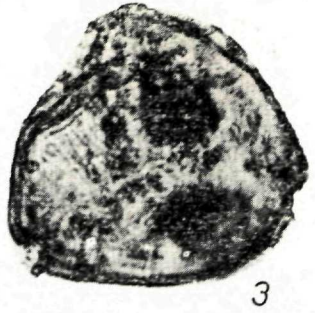
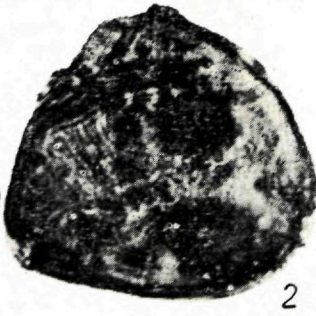
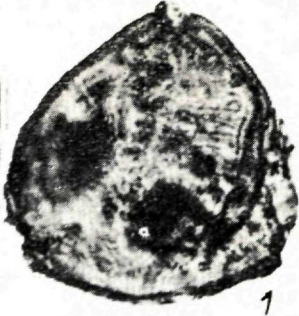
10



11

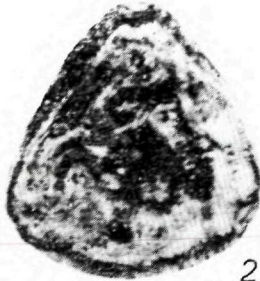


12

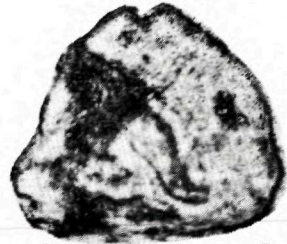




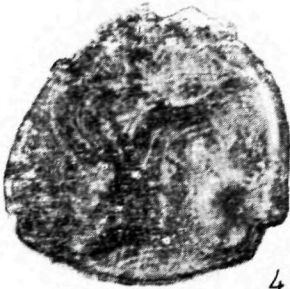
1



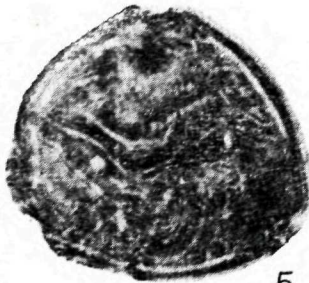
2



3



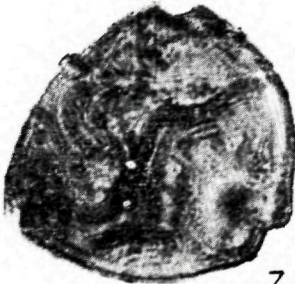
4



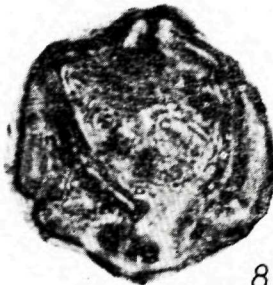
5



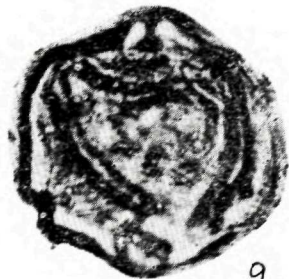
6



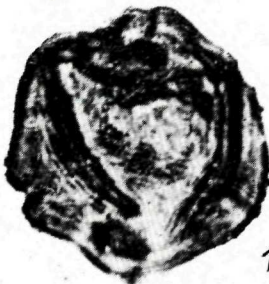
7



8



9



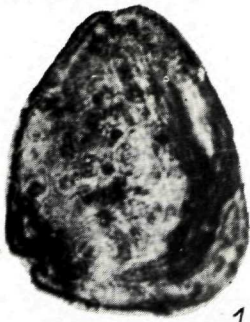
10



11



12



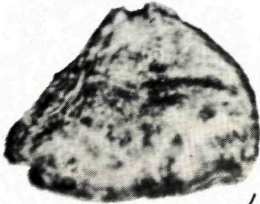
1



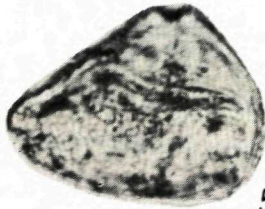
2



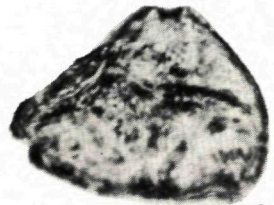
3



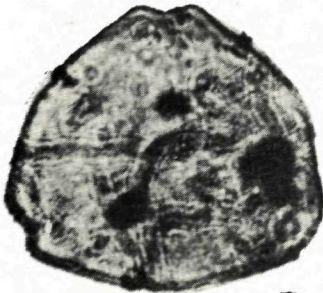
4



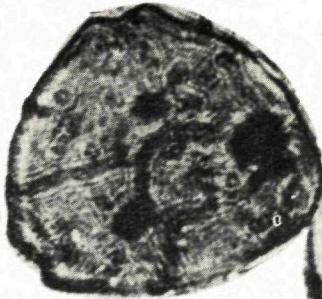
5



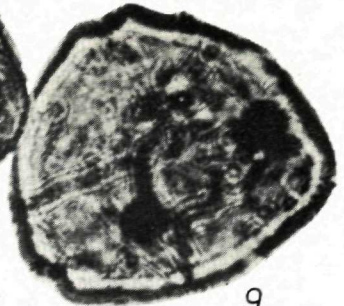
6



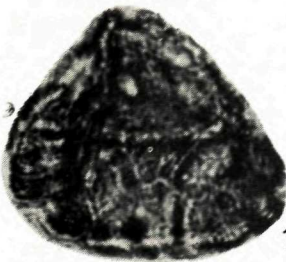
7



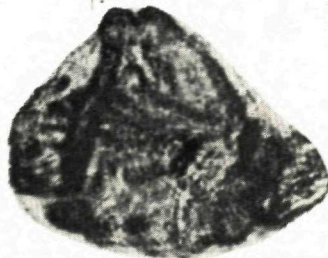
8



9



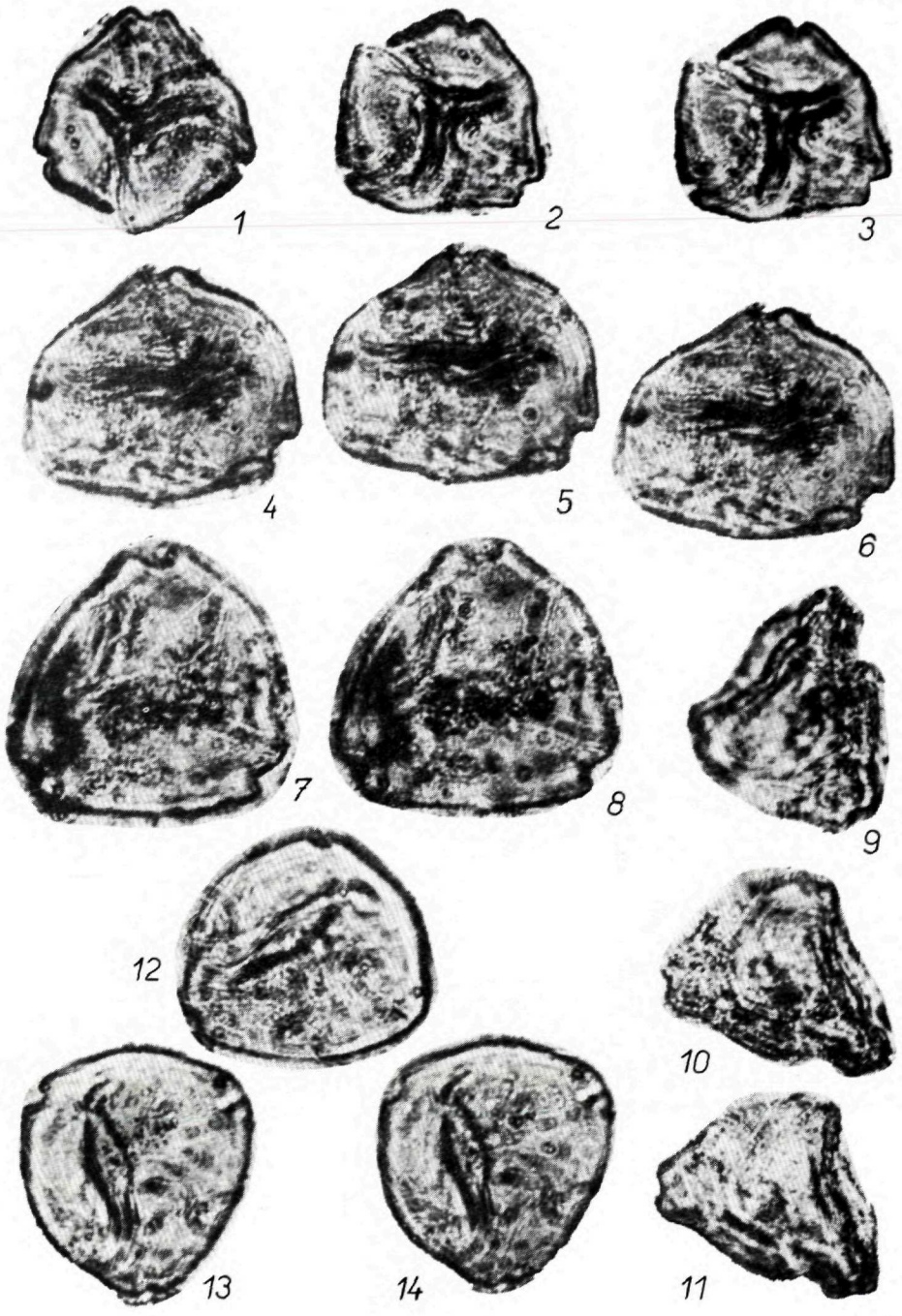
10

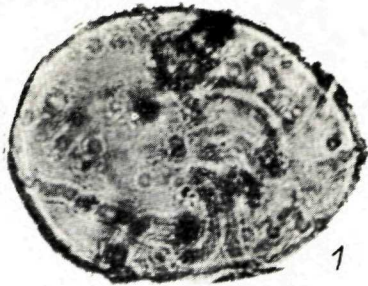


11

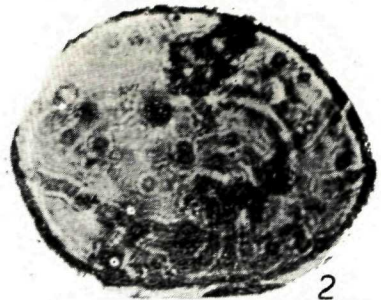


12





1



2



3



4



5



6



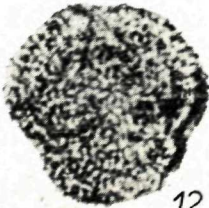
7



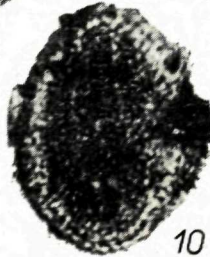
8



9



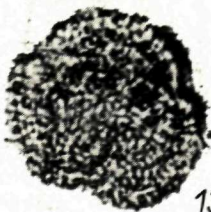
12



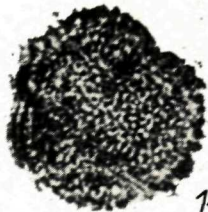
10



11



13



14



15



16



1



2



3



4



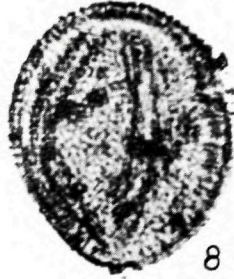
5



6



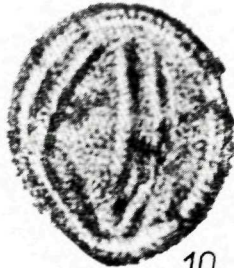
7



8



9



10



11



12



13



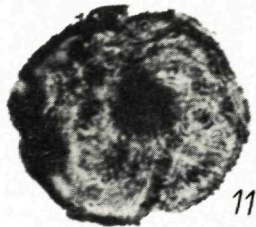
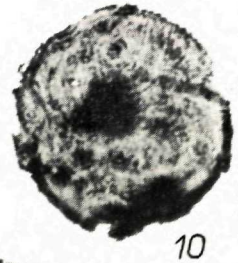
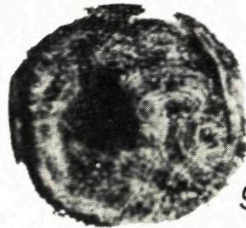
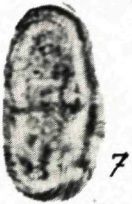
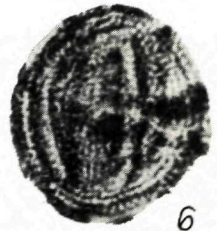
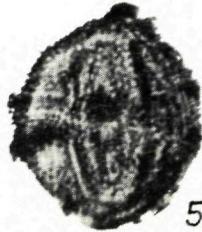
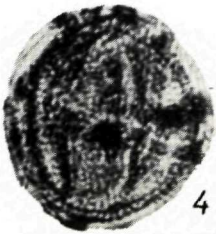
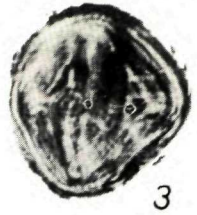
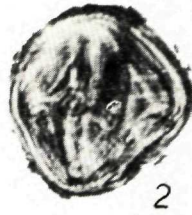
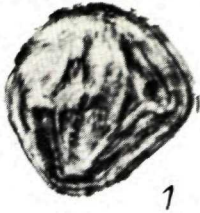
14



15



16

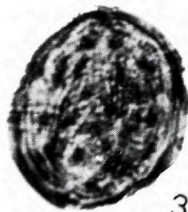




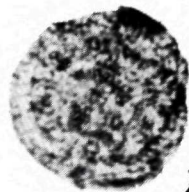
1



2



3



7



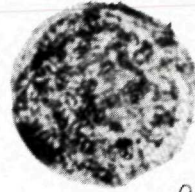
4



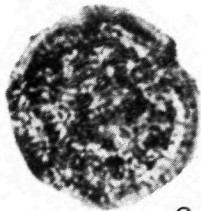
5



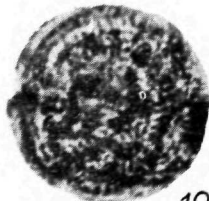
6



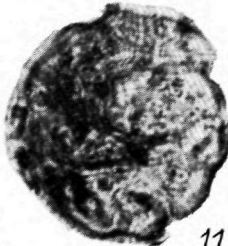
8



9



10



11



12



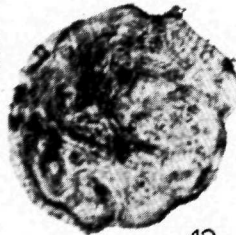
14



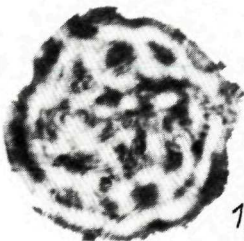
15



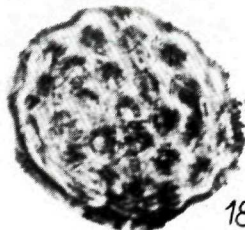
16



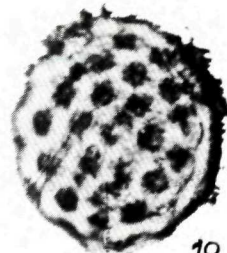
13



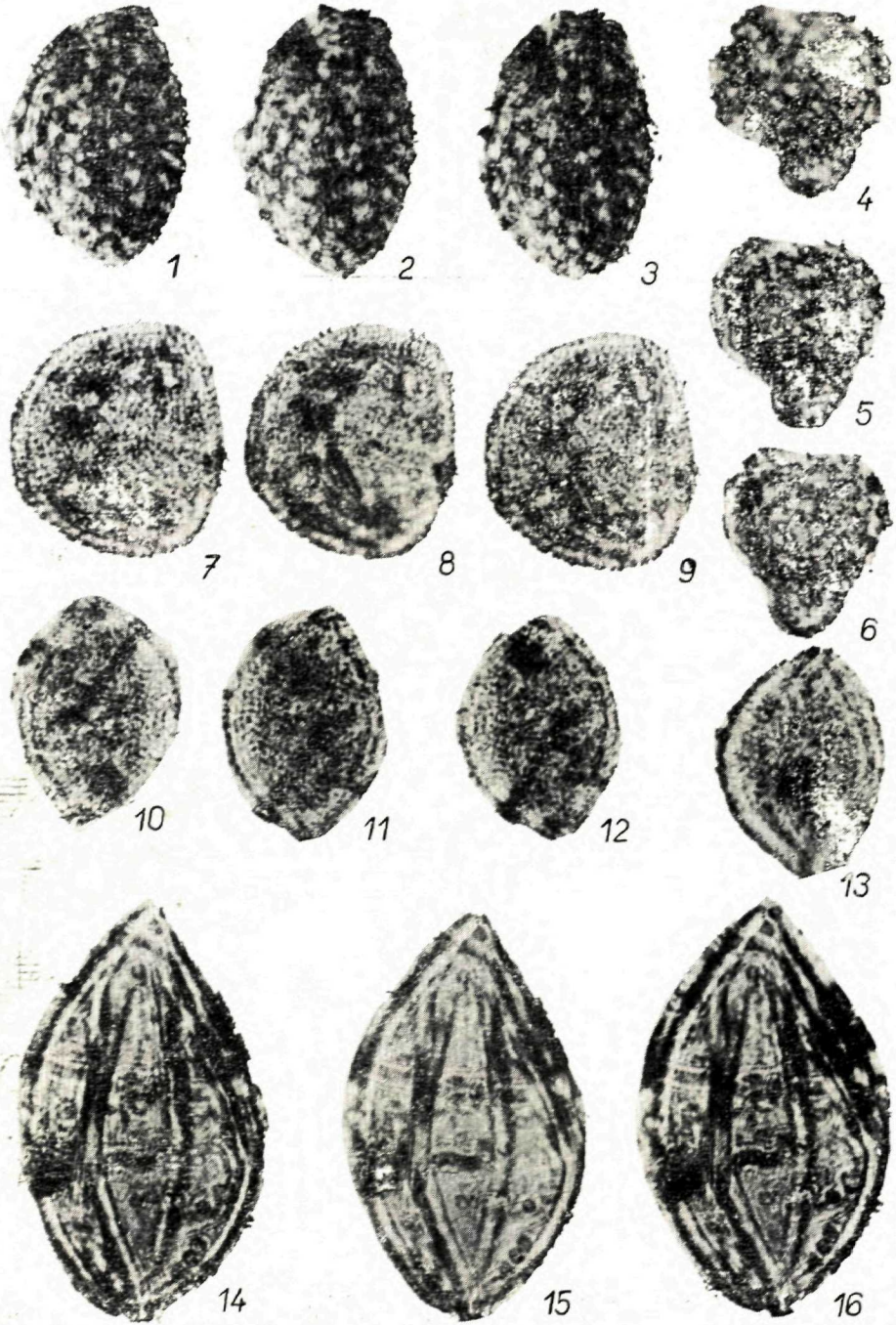
17



18



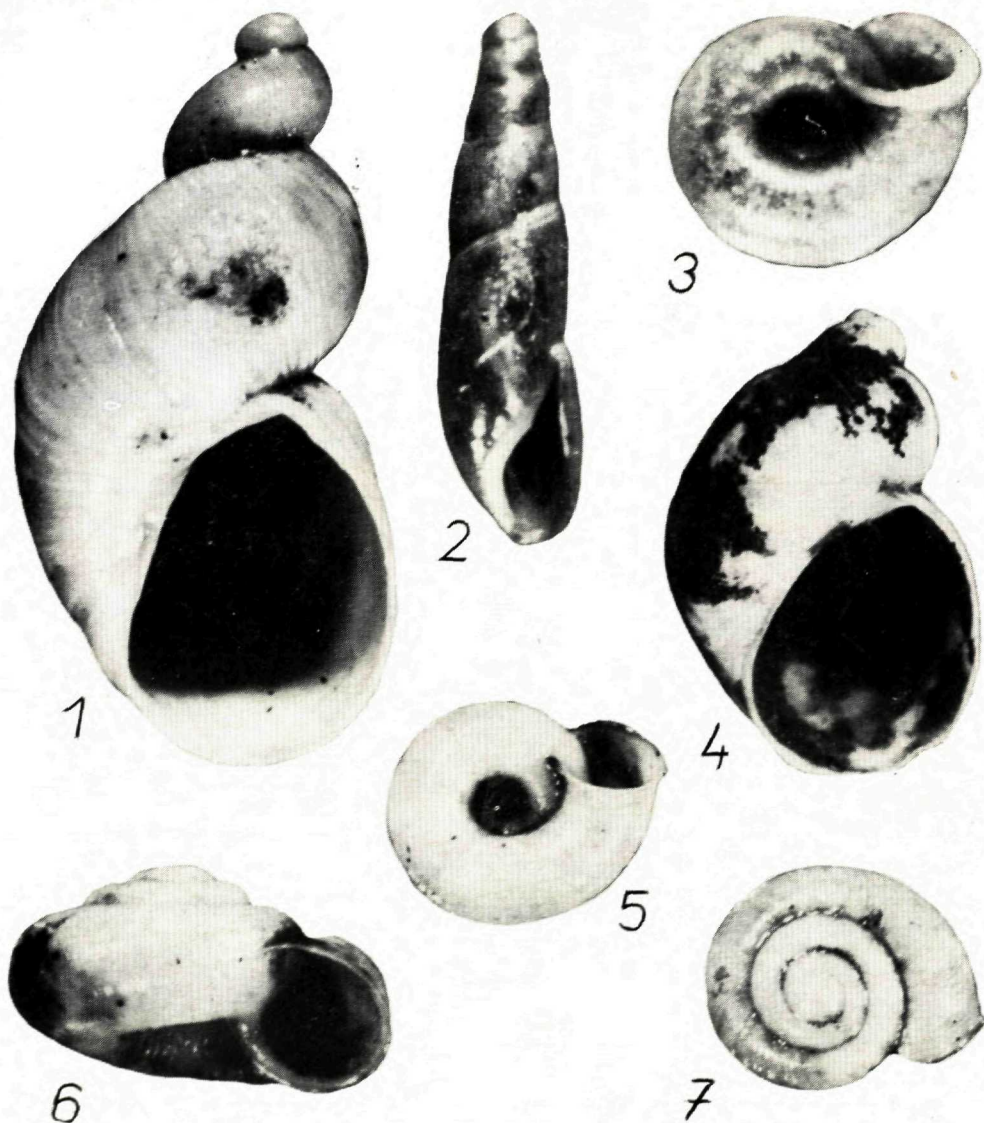
19





Pupilová a kolumelová fauna zo vzorky 10 v profile Se-1 v Seneci
 1 a 3 — *Pupilla muscorum* (L.); 2 a 5 — *Pupilla sterri* (Vth.); 4 — *Pupilla loessica* Lžk.;
 8 — *Pupilla muscorum densegyrata* Lžk.; 6 a 7 — *Columella columella* (Mart.). Foto
 M. Švec

Pupilla and Columella fauna from the sample 10 in the profile SE-1 in Senec
 1 and 3 — *Pupilla muscorum* (L.); 2 and 5 — *Pupilla sterri* (Vth.); 4 — *Pupilla loessica*
 Lžk.; 8 — *Pupilla muscorum densegyrata* Lžk.; 6 and 7 — *Columella columella* (Mar.)

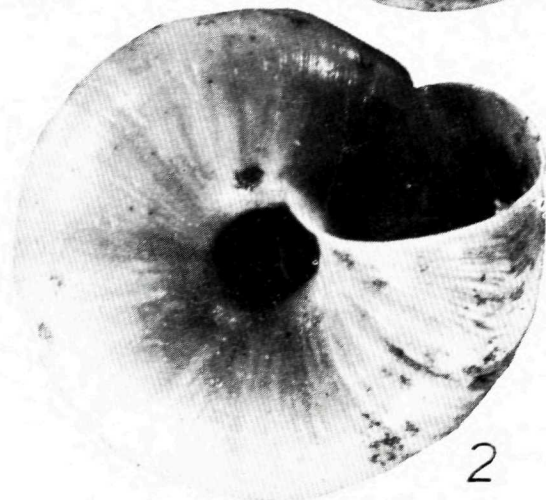
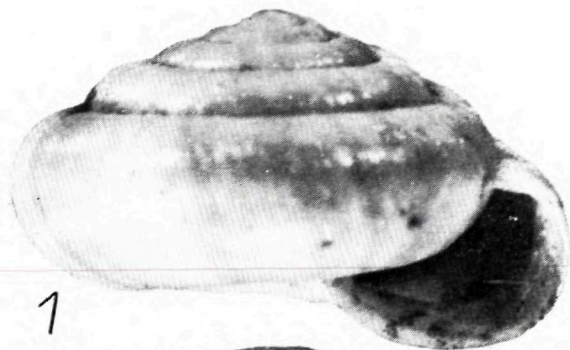


Malakofauna z profilu SE-1 v Senci

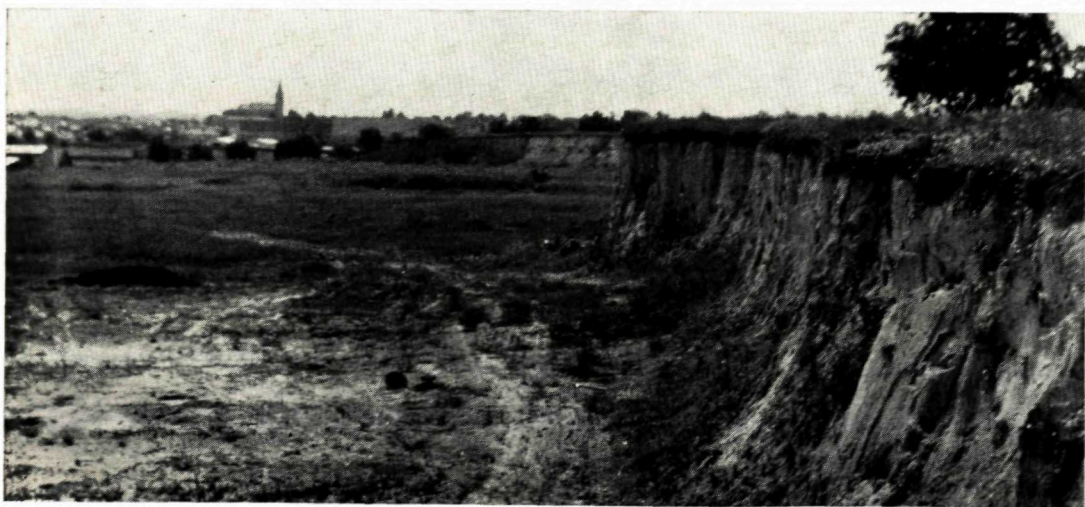
1 — *Succinea oblonga* Drap., zo vzorky 10; 2 — *Cecilioides acicula* (Müll.) a 3 — *Vallonia pulchella* (Müll.) z pôdneho horizontu (vzorka 1-2); 4 — *Catinella arenaria* (B. Ch.) zo vzorky 21; 5, 6, 7 — *Vallonia tenuilabris* (A. Br.) zo vzorky 10. Foto M. Švec

Malacofauna from the profile SE-1 in Senec

1 — *Succinea oblonga* Drap., from the sample 10; 2 — *Cecilioides acicula* (Müll.) and 3 — *Vallonia pulchella* (Müll.) from a soil horizon (samples 1-2); 4 — *Catinella arenaria* (B. Ch.) from the sample 21; 5, 6, 7 — *Vallonia tenuilabris* (A. Br.) from the sample 10.

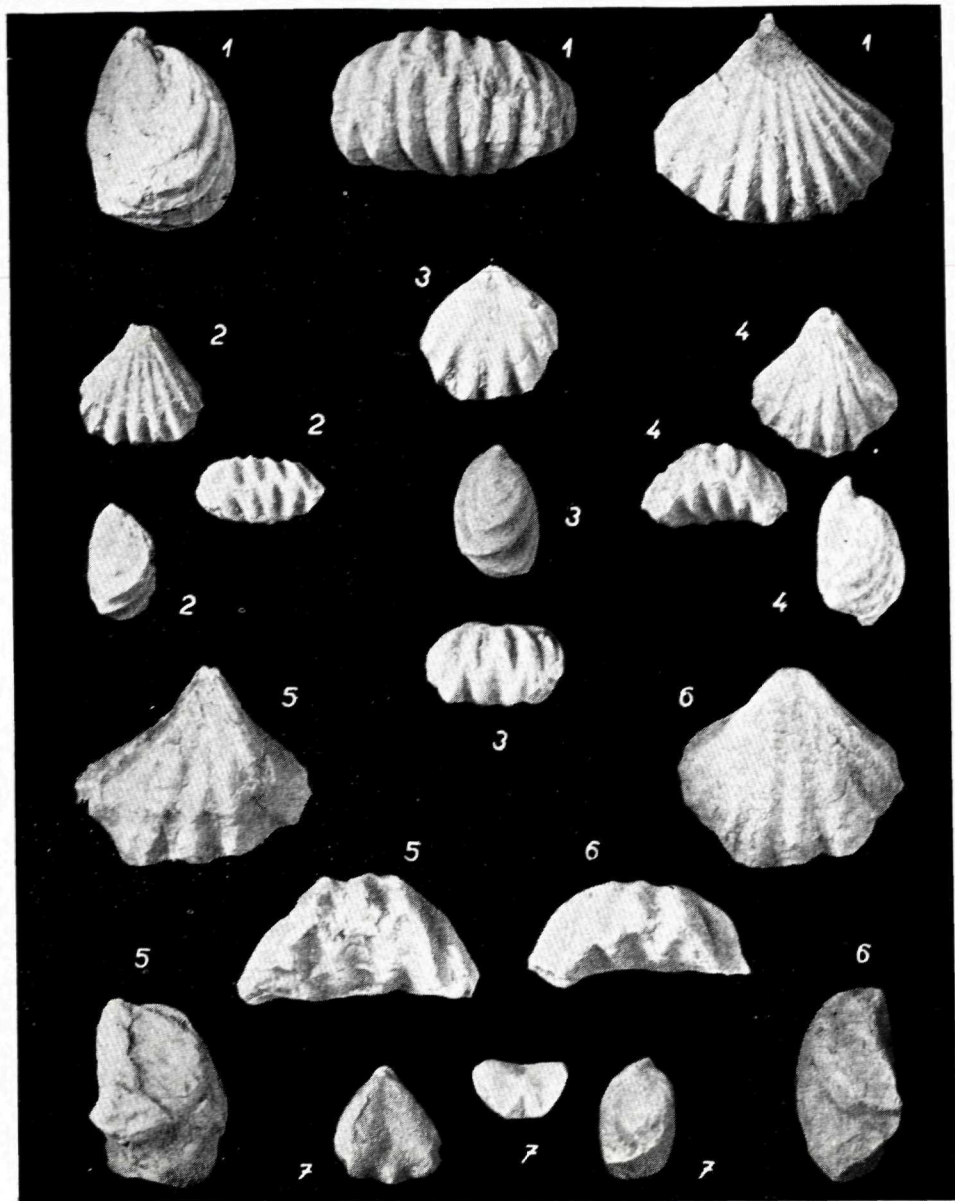


Rôzne jedince *Trichia striolata* (C. Pf.) zo vzorky 10 v profile SE-1 v Senci. Foto M. Švec
Various individuals of *Trichia striolata* (C. Pf.) from the sample 10 of the profile SE-1
in Sence

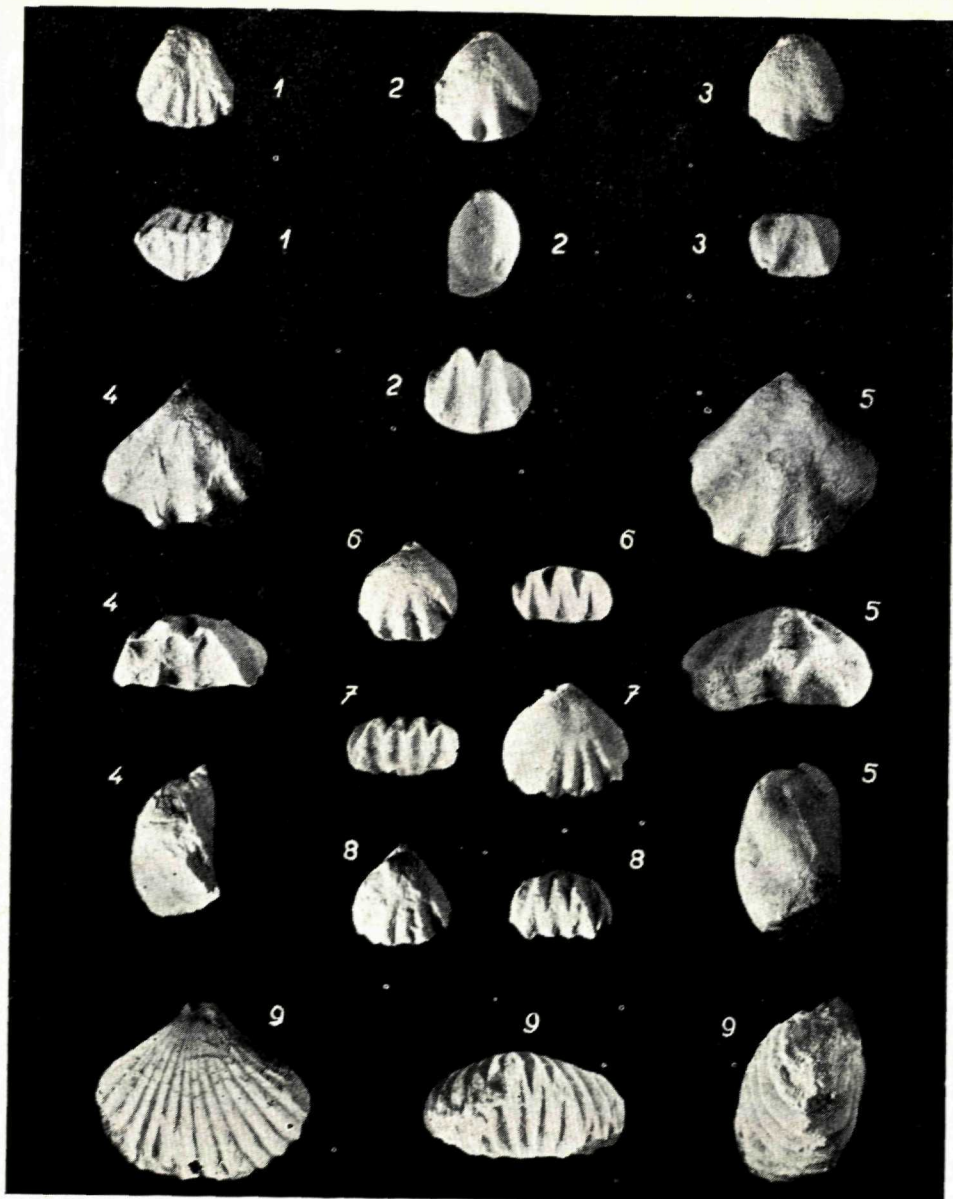


Obr. 1 Spodná čelust *Mammonteus primigenius* Blumenbach, nájdená v profile vo východnej časti steny hliniska v Seneci. Foto T. Müller
Obr. 2 Hlinisko tehelne v Seneci. Foto Z. Schmidt

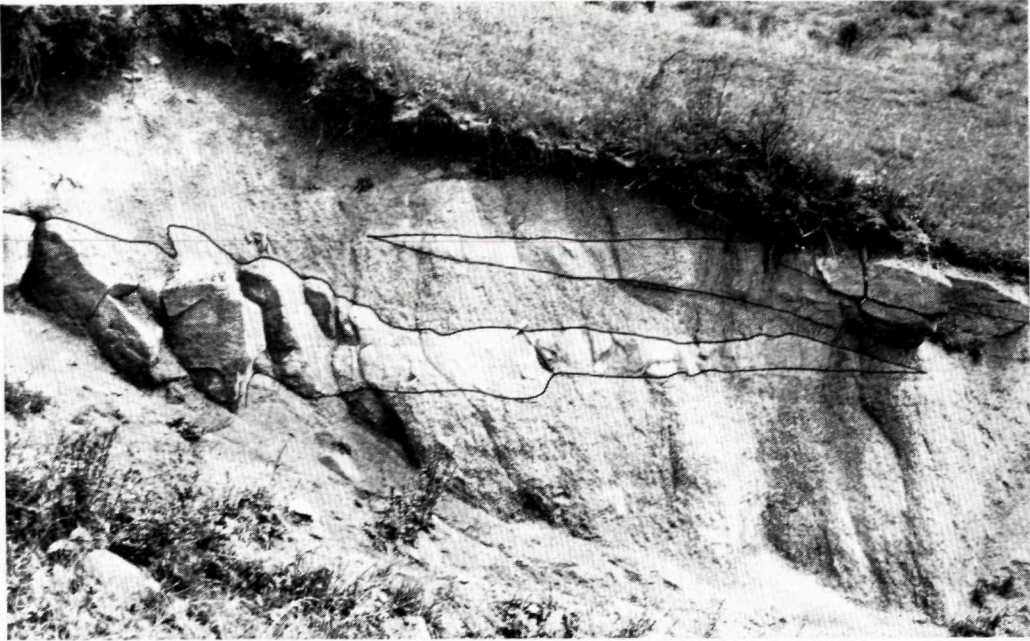
Fig. 1 — The lower jaw of *Mammonteus primigenius* Blumenbach found in a profile of the eastern part on a wall of the loam-pit in Senec.
Fig. 2 The loam-pit of the brick-yard in Senec



1 „*Rhynchonella*“ *mentzeli* (Buch). Štítník. SNMB, $\times 2,6$; — 2 *Decurtella decurtata* (Gir.) Štítník. SNMB, $\times 2,6$; — 3 *Decurtella* (?) *illyrica* (Bittn.) Štítník. SNMB, $\times 2,6$; — 4 *Decurtella decurtata* (Gir.) Štítník. SNMB, $\times 2,4$; — 5 *Decurtella vivida* (Bitt.). Brzotín. SNMB, $\times 3$; — 6 *Decurtella vivida* (Bittn.). Brzotín. SNMB, $\times 2,4$; — 7 *Norella* (?) sp. n. Štítník, $\times 2,7$. Foto L. Záporožcová
SNMB — sbírky Slovenského národného múzea v Bratislave

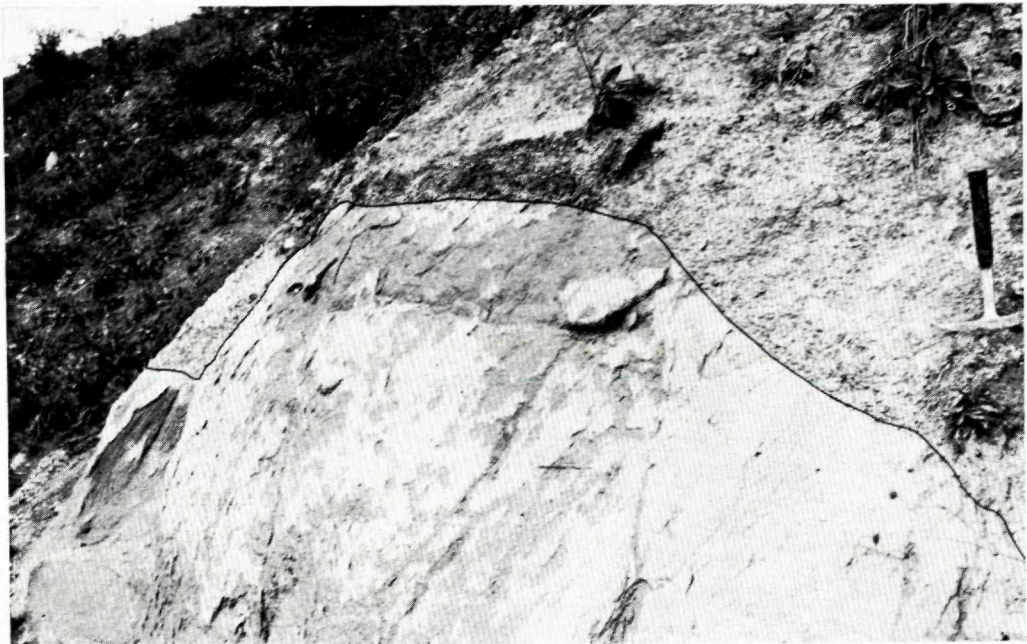


1 „*Rhynchonella*“ *attilina* (Bittn.). Brzotín. SNMB, $\times 2,2$; — 2 *Piarorhynchia trinodosi* (Bittn.). Zakázané, $\times 2,4$; — 3 *Piarorhynchia trinodosi* (Bittn.). Zakázané. Mladý jedinec, $\times 3$; — 4 *Decurtella vicida* (Bittn.). Štítník, $\times 2$. — 5 *Caucasorhynchia altaplecta altaplecta* (Böckh). Brzotín. SNMB, $\times 2,1$; — 6 *Decurtella* (?) *illyrica* (Bittn.). Štítník, $\times 2,4$; — 7 *Decurtella* (?) *illyrica* (Bittn.). Štítník, $\times 2,4$; — 8 *Decurtella* (?) *illyrica* (Bittn.). Štítník, $\times 2,3$; — 9 „*Rhynchonella*“ *mentzeli* (Buch). Zakázané, $\times 2,4$.
Foto M. Páralová



Obr. 1 Neflyšový, pieskovecovo-zlepcový vývoj; nepravidelné vykľiňovanie pieskovecov v drobnozrnných zlepcoch

Fig. 1 Non-Flysch, sandstone-conglomerate formation; irregular wedging-out of sandstones in finegrained conglomerates



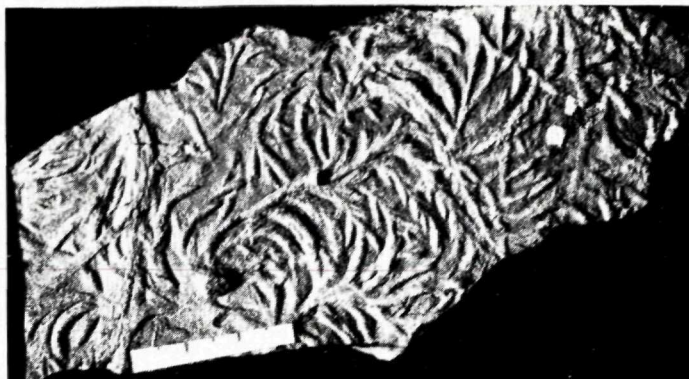
Obr. 2 Neflyšový, pieskovecovo-zlepcový vývoj, silne rozpadavé zlepcy (hore) na styku s rozpadavými pieskovecami (dole), pozdĺž zvlnenej, nerovnej plochy

Fig. 2 Non-Flysch, sandstone-conglomerate formation; highly desintegrating conglomerates (at the top) on the contact with desintegrating sandstones (at the bottom) along wavy uneven plane



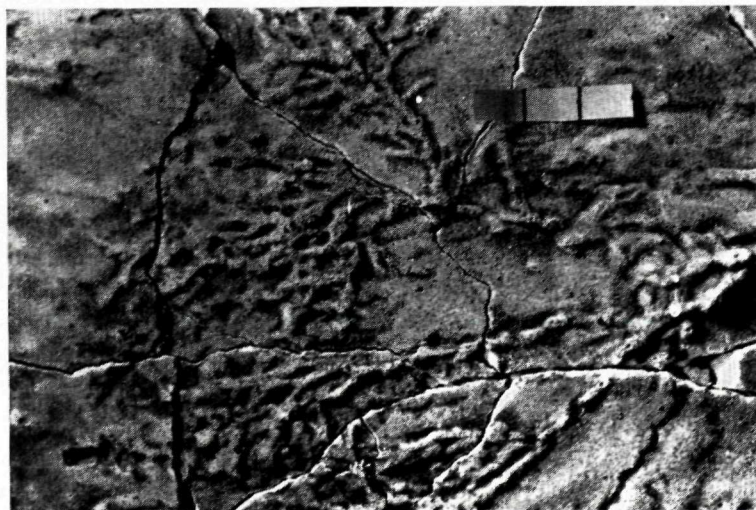
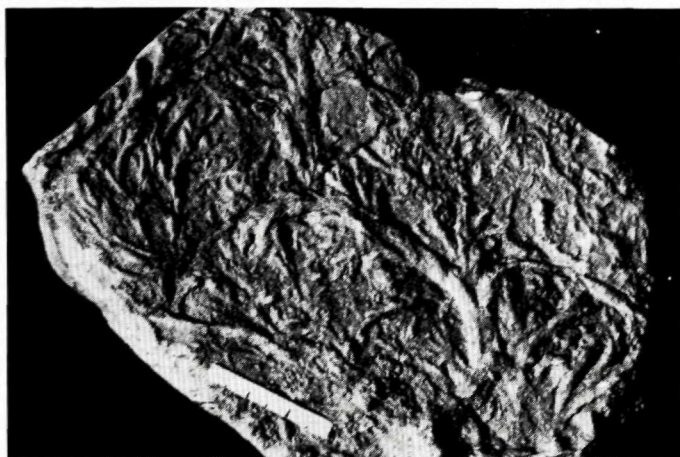
Obr. 1 Úlomky a bloky starších bazálnych vápencov uzavreté v mladších bazálnych karbonátových zlepencoch. Kameňolom pod Mníchom v Ružomberku

Fig. 1 Fragments and blocks of older basal limestones, enclosed in younger basal carbonate conglomerates. A quarry below Mních in Ružomberok



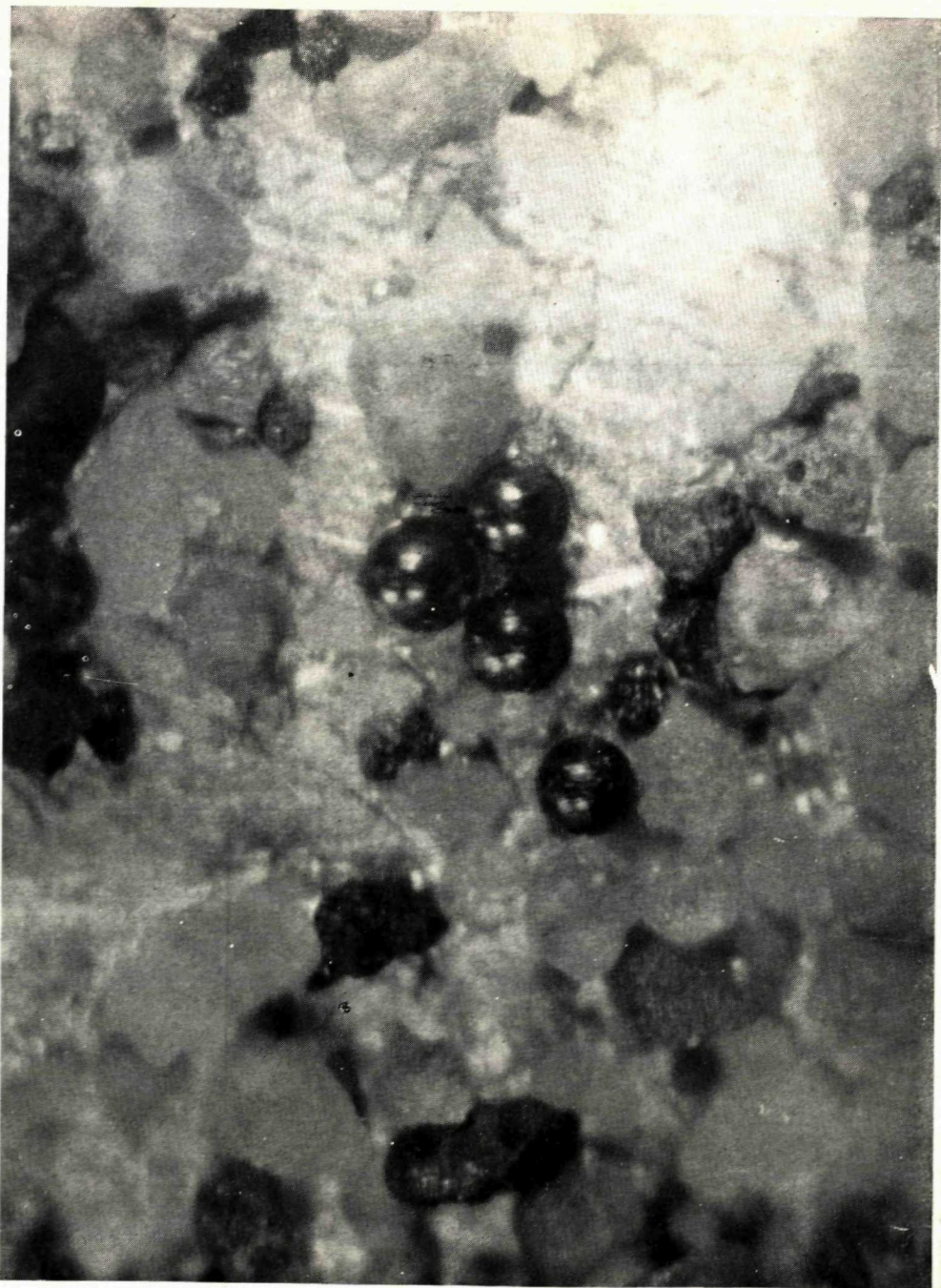
Obr. 1–2 Fytomechanoglyfy v paleogéne bradlového pásma medzi Grodinom a Remeninami

Fig. 1–2 „Phytomechanoglyphs“ in the Palaeogene of the Klippen Belt between Grodino and Remeniny



Obr. 3 Experimentálne vytvorené „fytomechanoglyfy“

Fig. 3 Experimentally formed „phytomechanoglyphs“



Mikrometeority ve společenství těžkých minerálů z neogenních sedimentů Turč. kotliny, hloubka 129 m. Zv. 59 ×