

Geologické práce

AB 19 v

38/77

SPRÁVY 53

GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA, BRATISLAVA

Ústredná geologická knižnica SR
ŠGÚDŠ



3902001016808

Halouzka

RH.

GEOLOGICKÉ PRÁCE

SPRÁVY 53

GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA, BRATISLAVA 1970

REDAKČNÁ RADA

RNDr. Augustín B e g a n, CSc., RNDr. Edita B r e s t e n s k á, RNDr. Oto F u s á n, DrSc.,
RNDr. Jozef G u b a č, CSc., Ing. Eugen K u l l m a n, CSc., RNDr. Ondrej S a m u e l, CSc.
(predseda redakčnej rady), Ing. Ján S l á v i k, CSc., RNDr. Laurenc S n o p k o, CSc.

VEDECKÝ REDAKTOR

RNDr. Ondrej S a m u e l, CSc.

Geologický ústav D. Štúra
KNIŽNICA
gnatúra: 15196
st. čís.: 38191
čas kúpa: 251
Kés vým.:
Kés dar:

OBSAH — CONTENTS — INHALT

1. Hanzel V.: Puklinovo-krasové vody série Veľkého Boku — Karst Waters of the Veľký Bok Series	5
2. Böhmér M. — Škvarka L.: Vzťah medzi podložím neovulkanitov a výronmi termálnej vody v Kremnici — New Informations on Substratum of Neovolcanites and Thermal Spring in Kremnica	21
3. Fadejev P. — Vaškovská E.: K otázke „vododajnosti“ pieskov s aplikáciou na Záhorskú a Mešcherskú nížinu — To the Problem of Water-Yielding of Sands with Application to the Záhorie and Meščer Lowlands	33
4. Květ R.: Příspěvek k výskytu československých uhličitých vod a jejich sepětí se systémy puklin a hlubokých zlomů — Beitrag zum Vorkommen der tschechoslovakischen kohlen-sauren Wasser und ihre Beziehung zu Kluft- und tiefen Bruchsystemen	51
5. Vaškovský I. — Vaškovská E.: Poznámky ku genéze a litologickému zloženiu viatych pieskov jv. časti Podunajskej nížiny — Zur Genese und lithologischen Zusammensetzung der Flugsande im SÖ Teil der Donau-Ebene	63
6. Marschalko R. — Radomski A.: Sedimentárne textúry a vývoj okrajových facií eocéneho flyša pri Ždiari (Vysoké Tatry) — Sedimentary Structures and marginal facies of the Eocene flysch near Ždiar	85
7. Nemček J.: Príspevok k poznaniu niektorých tektonických zmien východoslovenského flyša vo vzťahu k paleoprúdovým systémom — Contribution to informations about some tectonic Alternations in East Slovakian flysch in Relation to paleocurrent Systems	101
8. Borza K.: Stratigrafické členenie vápencov obalovej série masívu Javorínskej Širokej — Die stratigraphische Gliederung der Kalke der Hüllenserie des Javorínska Široká-Massivs	115
9. Began A. — Borza K. — Köhler E. — Samuel O.: Stratigraficko-litologická charakteristika profilu vrtu MS-1 (jz. od Považskej Bystrice) — Stratigraphical-lithological characteristics of the well-log MS-1 (to the NW of Považská Bystrica)	131
10. Rudinec R. — Slávik J.: Geologická stavba podložia východoslovenského neogénu — Geological Structure of the Basement of the Neogene of East Slovakia	145
11. Reichwalder P.: Niekoľko poznámok k výskytu glaukofanických hornín v okolí Hačavy — Some Notes on Occurrences of Glaucofanite Rocks near Hačava	157
12. Ciesarik M.: Emys orbicularis (L) from the limnoquarzites of the Žiar depression — Korytnačka bahenná — Emys orbicularis (L) z limnokvarcitov Žiarskej kotliny	167

Správy — recenzie — diskusia

- ✓ 13. Ivan E.: O stratigrafickom začlení bentonitových ložísk — Stratigraphic assignment of bentonite deposits 173
14. Vaškovská E.: Niektoré mikromorfologické črty fosilnej pôdy posledného interglaciálu v profile Nové Mesto nad Váhom (Mnešice) — Micromorphology of the Last Interglacial soil from the loess profile in Nové Mesto nad Váhom (Mnešice) 185
15. Kušík R.: O tmavosivej ílovitej bridlici kampilu (?) z Drienku 189
16. Kušík R.: Príspevok k poznaniu povahy bielych karbonátových žíl v sivom dolomite strednotriasového veku 193
17. Siblík M.: Nálezište a charakter ramenonožcových faun italského anisu (střední trias) 197
- ✓ 18. Konečný V.: Medzinárodné vulkanologické sympóziu v Oxforde 203
19. Vaškovská E. — Vaškovský I.: VIII. Medzinárodný kongres INQUA v Paríži 207
20. Began A.: Recenzia monografie K. Borzu Die Mikrofazies und Mikrofossilien des Oberjuras und der Unterkreide der Klippenzone der Westkarpaten 213
- ✓ 21. Gašpariková V. — Slávik J.: Poznámky k práci J. Janáčka K stratigrafickému postavení a paleogeografii tortonského obzoru kamenné soli ve východoslovenské pánvi 215

VLADIMÍR HANZEL

PUKLINOVO-KRASOVÉ VODY SÉRIE VEĽKÉHO BOKU

Abstract. Although in the last years an intensive hydrogeological research has been carried out in West Carpathians still there is a number of areas and geological structures undescribed from this aspect. Such is epimetamorphosed Mesozoic of Veľký Bok series on NE slopes of Nízke Tatry Mts. characterized as hydrogeologically particularly favourable. Resources of underground water may be exploited for the supply of adjacent areas with the lack of good-quality waters. This article presents data about hydrogeological situation in the structure discussed.

Prehľad geologických pomerov

Skúmaná časť série Veľkého Boku tvorí súvislý pruh na sv. svahoch Nízkyh Tatier od Vernárskeho potoka po osadu Liptovská Teplička. V území dominuje Kráľova hoľa (1945,8 m); najnižšou časťou územia je údolie Čierneho Váhu (890,4 m), ktorý je hlavným odvodňujúcim tokom územia. Série Veľkého Boku predstavuje hlavnú stavebnú jednotku územia. Podľa A. Bieleho (1964) ide o monoklinálnu štruktúru v nadloží krakľovského kryštalinika, tvoriacu jeho mezozoický obal. Na nej v tektonickej pozícii leží melafýrová séria.

Stratigrafické členenie série v dôsledku jej epimetamorfného charakteru je pomerne obťažné. Podľa J. Zelmana (1967) na báze sa nachádzajú spodnotriasové kremence s ojedinelými šošovkami fylitizovaných bridlíc. Nad nimi je masa dolomitov a vápnitých dolomitov stredného, čiastočne i vrchného triasu. Lunzské vrstvy vytvárajú len malé polohy, zriedka cez 10 m mocné. Najvrchnejšiu časť triasu tvoria pestré bridlice a modrosivé dolomity keupra. Spodný lias v dôsledku prerušenia sedimentácie spočíva transgresívne na keupri, miestami priamo na komplexe dolomitov. Celkove jura je zastúpená bazálnymi brekciami, kalovými vápencami, krinoidovými vápencami, hľuznatými vápencami, ktoré môžu prechádzať až v kryptokryštalické lavicovité vápence. Ich nadložie tvoria bridličnaté vápence neokómu. Lokálne v nadloží série Veľkého Boku sa nachádza tektonická šupina Kremenín, reprezentovaná vápencami, dolomitickými brekciami a kavernóznymi dolomitmi triasu (porov. J. Zelman l. c.).

Podľa J. Zelmana (1967) sa v sérii Veľkého Boku výrazne prejavujú dve línie presunového charakteru: *spodná*, na rozhraní spodného a stredného triasu, a *vyššia*, na rozhraní triasu a jury. Na základe toho rozdeľuje celú sériu na štruktúrnu jednotku Veľkej Vápenice, tvorenú spodným triasom, na štruktúrnu jednotku Staníkova, reprezentovanú masou stredotriasových až vrchnotriasových dolomitov a vápnitých dolomitov, a na štruktúrnu jednotku Smrečiny, tvorenú súvrstvím liasu až neokómu. Východne od Ždiarskeho potoka v triasových dolomitoch štruktúrnej jednotky Staníkova sú zavrásnené úzke pretiahnuté synklinály jury, litologicky zhodné s lias-doggerom jednotky Smrečiny.

Podložie série Veľkého Boku tvorí krakovské kryštalinikum s pararulami, migmatitmi, granitoidmi a amfibolitmi. Buduje hlavný hrebeň Nízkych Tatier v južnej časti územia.

Na sérii Veľkého Boku leží v presunutej pozícii melafýrová séria chočskej jednotky, pričom úklon presunovej línie kolíše okolo 45—70° k S a SV; miestami však pozorovať prevrátenie tejto línie k juhu s úklonom 85° (J. Zelman 1967). Melafýrová séria vystupuje v s. časti územia a tvorí ju bridličnato-pieskovcovo-arkózovo-drobové súvrstvie s melafýrmi, ktoré podľa A. Bielow (1965) má stratigrafické rozpätie karbón — spodný trias.

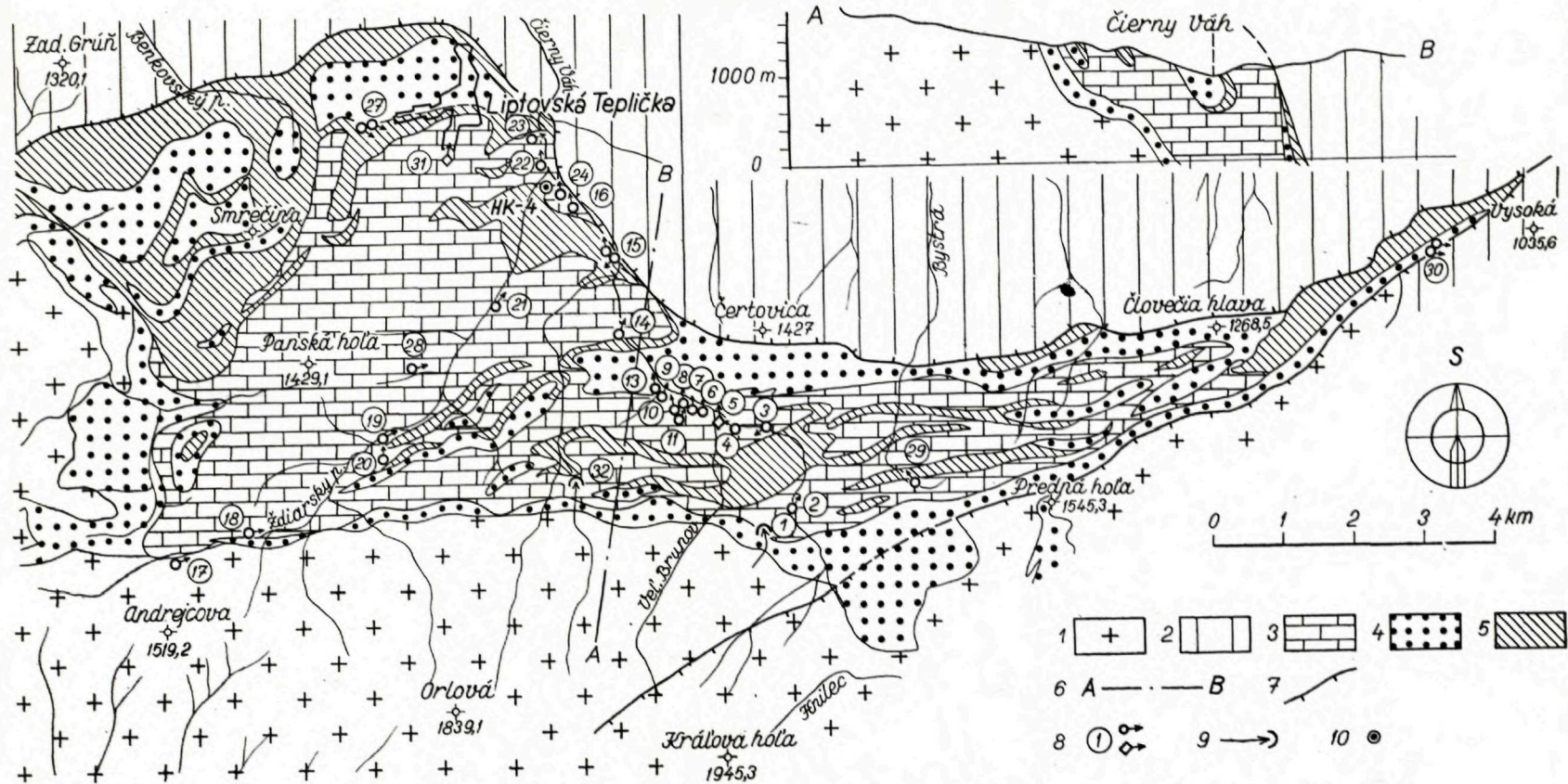
Hydrogeologická charakteristika územia

Na základe geologicko-tektonickej stavby územia môžeme v oblasti Lipt. Tepličky vyčleniť tri hydrogeologické celky s osobitným charakterom a režimom podzemných vôd.

Prvý celok tvorí územie budované kryštalinikom, u ktorého prevláda puklinová priepustnosť. Pukliny však bývajú utesnené produktmi zvetrávania. Odvodňované je prevažne povrchovým odtokom do vodných tokov. Z hydrogeologického hľadiska horniny kryštalinika sú málo priaznivé, s plytkým obehom podzemných vôd, bez možnosti väčšej koncentrácie. K podstatne väčšej akumulácii podzemných vôd v tomto území dochádza na svahoch Strednej hole, Andrejovej, Bartkovej, Orlovej, kde je kryštalinikum prikrývané rozľahlými kamennými moriami a úzke hlboké doliny vyplňujú fluvio-glaciálne sedimenty.

Hydrogeologický režim série Veľkého Boku ovplyvňuje oblasť kryštalinika, a to povrchovým odtokom i možnosťou drénovania puklinových vôd cez skrasovatené a popukané vápnité dolomity a dolomity nadložnej série V. Boku.

Druhý hydrogeologický celok tvorí melafýrová séria v nadloží série Veľkého Boku. Ako celok je pre vodu nepriepustná; sporadicky sa môže v nej nachádzať puklinová voda v melafýroch, ktoré sú však mimo rámca študovanej oblasti. Vo vzťahu k sérii Veľkého Boku plní funkciu izolátora, resp. nepriepustnej bariéry, čím priamo ovplyvňuje jej hydrogeologické pomery.

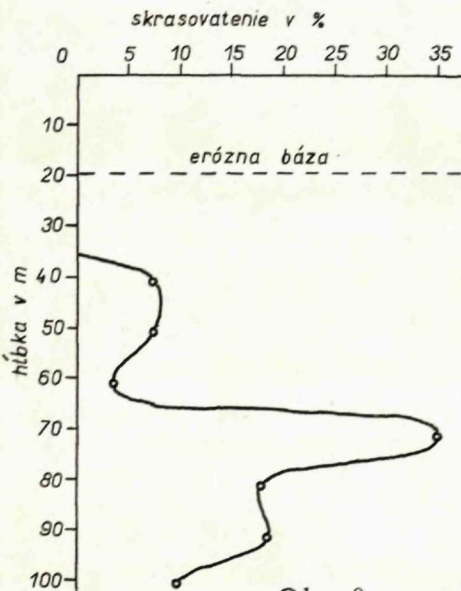


Obr. 1 Schematická mapa hydrogeologických pomerov série Veľkého Boku v oblasti Liptovskej Tepličky. Zostavil V. Hanzel (z mapových podkladov pre geologickú mapu 1 : 200 000, list V. Tatry)

Vysvetlivky: 1 — hydrogeologicky málo priaznivé až nepriaznivé komplexy kryštalinika (i karbón gemeríd pri Vernári); 2 — hydrogeologicky nepriaznivý komplex melafýrovej série; 3 — hydrogeologicky veľmi priaznivý komplex triasových dolomitov série Veľkého Boku; 4 — hydrogeologicky málo priaznivý komplex sp. triasových kremencov a jurských vápencov série V. Boku; 5 — hydrogeologicky nepriaznivé súvrstvie série V. Boku (lunz, keuper, neokóm); 6 — profilová línia; 7 — tektonická línia; 8 — pramene (nezachytené a zachytené) s číslom uvádzaným v texte; 9 — ponor; 10 — hydrogeologický vrt HK-4

Tretí, najvýznačnejší celok tvorí séria V. Boku, ktorej podzemné vody sú predmetom tejto práce. Ich hlavným akumulátorom sú triasové vápnite dolomity a dolomity, ktoré podľahli procesu skrasovatenia a podmienili veľké zvodnenie a priepustnosť hydrogeologickej štruktúry série V. Boku. Z hydrogeologického hľadiska si preto skrasovatenie zasluhuje našu pozornosť.

Charakter skrasovatenia a puklinovitosti. Skrasovatený komplex vápнитých dolomitov a dolomitov svojím charakterom patrí k stredohorskému typu krasu. Nachádzame v ňom rozličné krasové formy a javy. V blízkosti styku karbonátov série V. Boku s kryštalinikom sú to ponory a závrtý, ktorých rozmery sa pohybujú prevažne od 3 do 20 m, s hĺbkou 2 až 7 m. Ojedinele v údolí Zatračany dosahuje ponorový závrt priemer 75 m a hĺbkou 40 m. Menej sa nachádzajú jaskyne založené na puklinách v masíve Opálené a Šindliarka. Ďalším prejavom skrasovatenia sú vyvieracky, skryté prítoky a straty v povrchových tokoch. Okrem týchto povrchových prejavov skrasovatenia sú známe aj krasové kanály a kaverny vnútri komplexu, ako to dokumentujú výsledky vrtných prác v údolí Čierneho Váhu. Na základe ich vyhodnotenia bolo možné určiť stupeň skrasovatenia. Na hydrogeologickom vrte HK-4 koeficient skrasovatenia dosahuje 44 % v navrtanej mocnosti karbonátov (64,8 m). Kaverny boli silne zakolmatované strednozrnným až hrubozrnným ostrohranným pieskom, pričom na kolmatáciu pripadá až 37,8 % z celkového koeficientu skrasovatenia. Vysokú hodnotu skrasovatenia po-



Obr. 2

tvrdzujú i výsledky dvoch inžiniersko-geologických vrtných, asi 600 m sz. od vrtného HK-4, ktoré mali overiť priehradné miesto vodnej nádrže L. Teplička (M. Polášková 1966). Koeficient skrasovatenia sa tu pohyboval od 37,8 do 53 %, pričom na kolmatáciu pripadalo 19,5 až 21 %. Tieto hodnoty sú do určitej miery nadhodnotené vplyvom slabého výnosu jadra z vrtných.

Z hydrogeologického hľadiska dôležitým javom je vertikálny dosah skrasovatenia, čo úzko súvisí s možnosťou akumulovania statických zásob podzemných vôd v karbonátových komplexoch. U vrtného HK-4, ktorý je v najnižšej časti územia s nadmorskou výškou 910,1 m, najväčšie skrasovatenie bolo zistené v hĺbke 71 m pod teré-

nom. Vertikálny priebeh skrasovatenia je znázornený na obr. 2.

Vrtnom HK-4 bolo do hĺbky 36 m zachytené súvrstvie keupra a ďalej až do koneč-

nej hĺbky sú vápňité dolomity a rauwaky, ktorých skrasovatenie od hĺbky 71 m rapídne klesá.

Plošne je stupeň skrasovatenia veľmi diferencovaný. Najväčšie skrasovanie je v údolných častiach a k jeho poklesu dochádza smerom k rozvodnicovým chrbtom, kde nadobúda prevahu puklinovitost'. Pukliny nie sú systematicky usporiadané a sú odrazom tektonického nekludu v tejto oblasti. Skrasovatenie a puklinovitost' sú nerovnomerné, avšak vysoké. Z tohto aspektu treba posudzovať i cirkuláciu podzemnej vody. Vplyvom silného popukania, skrasovatenia a mierne modelovaných svahov karbonátového komplexu, podstatná časť zrážkových vôd je pohltená, takže celý komplex je väčšinu roka bez povrchového odtoku.

Skrasovatenie komplexu bolo podmienené nielen priaznivým chemickým zložením hornín, ktoré sa skôr blíži vápňitým dolomitom než dolomitom (pozri tab. 1), ale napomáhalo mu i veľmi priaznivé monoklinálne uloženie série V. Boku medzi podložným kryštalinikom a nadložnou melafýrovou sériou.

Chemické analýzy hornín

Tabuľka 1

Lokalita Hornina	Chemická analýza v %				
	SiO ₂	CaO	MgO	Str. ž.	R
M. Brunov — trias. váp. dol.	6,31	30,28	16,93	42,97	2,93
Háj. Ždiar — trias. váp. dol.	0,35	30,51	21,12	46,85	0,34

Analýzy vyhotovil GP Sp. Nová Ves (1966).

Priklonené svahy kryštalinika privádzajú veľmi nízko mineralizované vody do prostredia ľahko rozpustného vápňitého dolomitu. Po puklinách a vrstevných špárach dochádza potom k jeho chemickému rozpúšťaniu. Voda prináša so sebou i tvrdý horninový materiál, ktorý spolu so spádom zosiluje rušivú činnosť vody. Cirkulácia podzemných vôd a pôvod krasových dutín teda navzájom úzko súvisia a vzájomne sa ovplyvňujú.

Podzemné vody série V. Boku

Hydrogeologicky najvýznamnejšie a najrozšírenejšie v sérii V. Boku (obr. 1) sú triasové vápňité dolomity a dolomity, ktoré sú nositeľom puklinovo-krasových vôd. Pre nedostatok nepriepustných lunzských vrstiev stredotriasové až vrchnotriasové vápňité dolomity tvoria prakticky jeden hydrogeologický komplex so svojským režimom podzemných vôd. Silne skrasovatené a popukané vápňité dolomity majú vysokú infiltračnú schopnosť. Svojou výhodnou geologickou polohou v nadloží kryštalinika drénujú časť puklinových vôd z kryštalinika, hlavne v uzávere Ždiarskej doliny, kde priamo nasadajú na kryštalinikum. Zároveň však prijímajú aj vody z povrchových tokov priľahlých svahov kryštalinika. Nadložná melafýrová

séria, hydrogeologicky nepriaznivá, vytvára podzemným vodám série V. Boku nepriepustnú bariéru. Tieto okolnosti podmienili silné zvodnenie triasových vápni- tých dolomitov a dolomitov, ktoré sú odvodňované veľkými krasovými prameňmi vnútri komplexu, vyvierajúcimi buď ako údolné pramene (napr. V. Brunov, sku- pina prameňov medzi Veľkým a Malým Brunovom), alebo na styku s nepriepust- ným súvrstvom lunzu, resp. keupra (pramene Bystrá, Macová, M. Brunov). Výdat- nosti najvýznamnejších prameňov uvádza tabuľka 2. Ich teplota sa pohybuje od 4,0 do 6,5 °C. Veľkú výdatnosť má ďalšia skupina prameňov, vyvierajúca uprostred údolnej nivy Čierneho Váhu medzi hájovňou Roviienky až po výstup zo série V. Boku. Pramene majú charakter plošného vyvierania a patria k typu prameňov bariérových. Situované sú pri tektonickom styku série V. Boku a nadložnej melafý- rovej série. Ich výdatnosť je 20 až 50 l/s, teplota vody 6,7—8,3 °C. Výdatnosť ostatných prameňov z vápni- tých dolomitov nepresahuje 10 l/s.

Poslednú skupinu prameňov tvoria vývery termálnej vody na Hranovnickom plese s výdatnosťou 21,6 l/s a teplotou vody 19,8—20,5 °C. Ich výstup je viazaný na tektonickú líniu medzi melafýrovou sériou a sériou V. Boku.

Napokon je komplex odvodňovaný aj priamym prestupom podzemných vôd do povrchových tokov (Čierneho Váhu, Ždiarskeho potoka a potoka Teplička). Kvan- titatívne vyčíslenie a opis úsekov prestupu je v stati o bilancii vôd.

Hydrogeologicky menej priaznivé sú liasové brekcie, v nadloží prechádzajúce do kryštálických vápencov. Západne od obce L. Teplička vyvierajú z nich pod- zemné vody v prameništi — Teplička (č. 27), ktorého sumárna výdatnosť činí 74,7 až 136,0 l/s pri stálej teplote vody 6,0 °C. Výstupy vôd sú pravdepodobne podmie- nené tektonickou predispozíciou oblasti, pričom asi veľká časť vody je drénovaná z vápni- tých dolomitov triasu.

Ostatné horniny série V. Boku, napr. spodotriasové kremence a zavrásnené syn- klinálne pruhy jury, sú hydrogeologicky tiež málo priaznivé, bez zistených výstupov vody. Súvrstvia lunzu, keupra a neokómu sú hydrogeologicky nepriaznivé a pre vodu nepriepustné. Slúžia ako usmerňovateľ cirkulácie podzemných vôd. Neokóm pri obci L. Teplička navyiac plní dôležitú funkciu hydrogeologického izolátora; uzatvára hydrogeologicky priaznivý karbonátový komplex medzi hydrogeologicky málo priaznivým kryštalinikom a nepriaznivou melafýrovou sériou.

Celkove sériu V. Boku odvodňuje 9 význačných prameňov s výdatnosťou od 17,8 do 212,0 l/s (r. 1967), sériou prameňov s výdatnosťou do 10 l/s a 12 úsekmi pria- meho prestupu podzemných vôd do Čierneho Váhu, Ždiarskeho potoka a potoka Teplička.

Charakter režimu puklinovo-krasových vôd môžeme hodnotiť spoľahlivostným koeficientom stálosti vodných zdrojov podľa H. Kesslera (1963). Bližšie cha- rakterizovanie zvodnenia karbonátového komplexu podáva tabuľka stálosti význač- ných prameňov (tab. 2), ktorá odráža hydrogeologický charakter karbonátov pukli- novo-krasového komplexu. I keď nie sú k dispozícii dlhodobjšie merania väčšiny

Tabuľka stálosti význačných prameňov

Tabuľka 2

Prameň	Max. Q Min. Q KQ SQ	Hydrologické roky				Poznámky						
		1964	1965	1966	1967							
Teplička dolný č. 27	Qmax.	67,60	67,60	70,75	67,60	Pozorované HMÚ Bratislava						
	Qmin.	39,90	50,55	47,10	49,70							
	KQ	1,69	1,33	1,50	1,36							
	SQ	6	6	6	6							
Teplička horný č. 27	Qmax.	62,15	73,90	73,95	73,95							
	Qmin.	34,85	45,00	47,10	54,50							
	KQ	1,78	1,64	1,57	1,35							
	SQ	6	6	6	6							
Macová č. 28	Qmax.	Pozorovania neboli robené				212,60	Pozorované HMÚ Bratislava (okrem mesiacov máj až august)					
	Qmin.					96,68						
	KQ					2,19						
	SQ					6						
V. Brunov č. 4	Qmax.					Pozorovania neboli robené				92,50	Orientačne z nesústavného hydrometrického merania autora	
	Qmin.									60,20		
	KQ									1,55		
	SQ									6		
M. Brunov č. 10	Qmax.	Pozorovania neboli robené								117,09		Orientačne z nesústavného hydrometrického merania autora
	Qmin.									92,30		
	KQ									1,26		
	SQ									6		
č. 15	Qmax.					Pozorovania neboli robené				49,80	Orientačne z nesústavného hydrometrického merania autora	
	Qmin.									48,07		
	KQ									1,03		
	SQ									6		
č. 22	Qmax.	Pozorovania neboli robené								20,32		Orientačne z nesústavného hydrometrického merania autora
	Qmin.									17,80		
	KQ									1,14		
	SQ									6		
Bystrá č. 29	Qmax.					Pozorovania neboli robené				31,78	Orientačne z nesústavného hydrometrického merania autora	
	Qmin.									19,60		
	KQ									1,62		
	SQ									6		
Hranovnica č. 30	Qmax.	Pozorovania neboli robené								21,6		Orientačne z nesústavného hydrometrického merania autora
	Qmin.									21,6		
	KQ									1,0		
	SQ									6		

Stupeň stálosti SQ		Koeficient nerovnomernosti	$\frac{Q_{max.}}{Q_{min.}} = KQ$
6	výborný		1,0 – 3,0
5	veľmi dobrý		3,1 – 5,0
4	dobrý		5,1 – 10,0
3	skromný		10,1 – 20,0
2	špatný		20,1 – 100
1	veľmi špatný		nad 100

Tabuľka chemizmu podzemných vôd

Číslo a názov prameňa		Teplota vody, vzduchu v °C	pH	Celková mineralizácia v mg/l	Iónové	
					Li ⁺	Na ⁺
č. 2	5. IX. 1966	5,9 16,2	7,0	157,21	0,06 0,009 0,46	3,2 0,139 7,2
č. 4 V. Brunov	5. IX. 1966	4,8 15,6	7,1	206,72	0,07 0,010 0,41	1,6 0,070 2,92
č. 10 M. Brunov	5. IX. 1966	5,0 17,9	7,1	129,26	0,06 0,009 0,53	2,9 0,126 7,47
č. 14	5. IX. 1966	5,5 18,2	7,2	253,29	0,09 0,013 0,40	1,3 0,057 1,76
č. 15	5. IX. 1966	6,7 19,2		262,65	0,1 0,014 0,41	1,5 0,065 1,93
č. 18	5. IX. 1966	6,2 15,2	7,0	208,33	0,08 0,012 0,45	2,0 0,087 3,30
č. 22	5. IX. 1966	6,8 17,1	7,0	416,87	0,12 0,017 0,3	1,4 0,061 1,10
č. 27 Teplička horný	5. IX. 1966	5,2 17,1	7,1	265,21	0,11 0,016 0,47	1,1 0,048 1,43
č. 28 Macová	5. IX. 1966	5,0 16,6	7,2	258,15	0,1 0,014 0,42	1,2 0,052 1,56
č. 30 Hranovnické pleso	5. IX. 1966	19,8 14,5	6,7	1018,31	0,26 0,037 0,26	7,8 0,339 2,40
č. 31	5. IX. 1966	9,2 15,6	7,0	358,35	0,1 0,014 0,30	1,1 0,048 1,03
Vrt HK-4	23. V. 1967			309,24	0,04 0,006 0,16	1,0 0,043 1,04

Analyzoval: ing. S. Gazda, GÚDŠ.

prameňov a mnohé merania sa robili nepravidelne, tabuľka ukazuje, že všetky význačné pramene majú najvyšší stupeň stálosti $SQ = 6$ (výborný), charakterizovaný najnižším koeficientom nerovnomernosti 1—3. Výborný stupeň stálosti charakterizuje skrasovatý a popukaný komplex triasových karbonátov, ako celok dobre vyrovnávajúci podzemný odtok. Je to spôsobené tým, že v komplexe ide o kombináciu krasovej a puklinovej priepustnosti.

zloženie v							
		mg/l					
		mval/l					
		mval %					
K ⁺	Mg ⁺²	Ca ⁺²	Mn ⁺²	Fe ⁺²	Cl ⁻	SO ₄ ⁻²	HCO ₃ ⁻
1,2	6,1	25,5			2,5	7,8	109,8
0,031	0,5	1,25	negat.	negat.	0,07	0,16	1,8
1,6	25,92	64,80			3,44	7,88	88,66
0,6	12,15	26,05			2,85	11,5	149,95
0,015	1,0	1,3	negat.	negat.	0,08	0,24	2,13
0,62	41,75	54,27			3,26	9,79	86,93
1,2	7,9	17,05			2,3	9,9	86,6
0,031	0,65	0,85	negat.	negat.	0,065	0,21	1,4
1,83	38,55	50,41			3,83	12,38	83,77
0,6	15,8	36,15			2,3	21,0	173,25
0,015	1,3	1,85	negat.	negat.	0,065	0,44	2,84
0,46	40,18	57,18			1,94	13,15	84,90
1,2	18,25	35,05			2,85	8,65	192,15
0,031	1,5	1,75	negat.	negat.	0,08	0,18	3,15
0,92	44,64	52,08			2,34	5,27	92,37
1,2	1,8	47,1			1,6	9,5	142,75
0,031	0,15	2,35	negat.	negat.	0,045	0,2	2,34
1,17	5,70	89,35			1,74	7,73	90,52
1,2	30,4	58,1			3,4	26,75	290,95
0,031	2,5	2,9	negat.	negat.	0,095	0,56	4,77
0,56	45,38	52,64			1,75	10,32	87,92
0,9	10,95	47,1			3,75	18,5	179,95
0,023	0,9	2,35	negat.	negat.	0,105	0,38	2,95
0,68	26,97	70,42			3,05	11,06	85,88
0,6	15,8	39,1			2,15	23,05	173,25
0,015	1,3	1,95	negat.	negat.	0,06	0,48	2,84
0,45	39,02	58,54			1,77	14,20	84,02
3,5	51,05	189,4			3,9	314,0	441,65
0,089	4,2	9,45	negat.	negat.	0,11	6,54	7,24
0,63	29,75	66,95			0,79	47,08	52,12
0,9	26,75	47,1			3,0	21,0	254,4
0,023	2,2	2,35	negat.	negat.	0,085	0,44	4,17
0,49	47,46	50,70			1,81	9,37	88,81
0,4	21,9	45,1			0,4	11,1	221,6
0,010	1,8	2,25	negat.	0,014	0,14	0,231	3,633
0,24	43,66	54,58		0,34	3,46	5,70	89,76

U podzemných vôd dominuje cirkulácia plytká — vertikálna i horizontálna. Len vo východnej časti územia existuje aj hlbinná cirkulácia, pri ktorej sú formované termálne vody Hranovnického plesa. Ich infiltračnou oblasťou sú triasové karbonáty série V. Boku na svahoch medzi kótami Prostredný vrch a Človečia hlava, ponárajúce sa na SV pod melafýrovú sériu.

Eróznou bázou puklinovo-krasového komplexu triasových karbonátov je dolná časť Čierneho Váhu v mieste, kde prechádza i tektonický styk série V. Boku s me-

lafýrovou sériou, ktorá vytvára podzemným vodám nepriepustnú bariéru, a preto tu vystupujú na povrch v podstatných množstvách. V tomto mieste bol situovaný hydrogeologický vrt HK-4, z ktorého sa čerpalo 51,2 l/s vody pri znížení hladiny o 9,45 m od ustálenej hladiny (v 1,55 m), pričom nebola zistená maximálna výdatnosť vrtu.

Tektonický styk série V. Boku s melafýrovou sériou na mnohých miestach sprevádzajú kavernózne dolomity tektonickej šupiny Kremenín. Mimo študovaného územia sa na ňom zistili veľké pramene s výdatnosťou od 10 do 80 l/s v Studenej doline, v doline Hodruša a pod kótou V. Bok. Z toho vyplýva, že tektonická línia v miestach, kde je sprevádzaná šupinou kavernózných dolomitov, plní funkciu rozsiahleho drénu a preto je silne zvodnená.

Chemizmus podzemných vôd

Chemizmus puklinovo-krasových vôd je obsiahnutý v tabuľke 3. Vody patria kalcium-magnézium-bikarbonatovému typu, čo je v zhode s chemickým zložením vápнитých dolomitov, v ktorých sa podzemná voda formuje. Iba pramene Teplička (č. 27) patria kalcium-bikarbonátovému typu v dôsledku zmeny horninového prostredia; termálne vody Hranovnického plesa (č. 30) svoj kalcium-sulfátno-hydrokarbonátový charakter nadobúdajú vplyvom hlbokoj cirkulácie podzemných vôd.

Intenzita skrasovatenia, popukania hornín, rýchlosť cirkulácie podzemných vôd a s tým súvisiaca dĺžka kontaktu vody s horninovým prostredím sa odrazili v celkovej mineralizácii vôd. Sú to vody nízko až stredne mineralizované (129,2 až 416,8 mg/l).

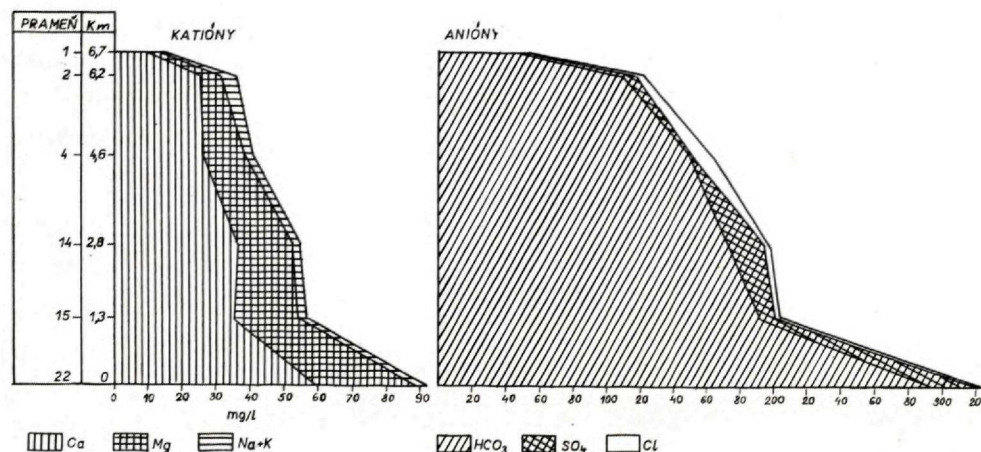
Podzemné vody karbonátového komplexu sú dopĺňané infiltráciou zrážok vo vlastnom komplexe i vodami z povrchových tokov. Veľmi nízko mineralizované vody povrchových tokov kryštalinika (50—63 mg/l) influujú do puklinovo-krasového komplexu od nadmorskej výšky 1129—1180 m, čo sú najvyššie miesta styku kryštalinika so sériou V. Boku. Časť vôd po krátkej ceste vystupuje na povrch, napr. v prameňoch s. od kóty Prašiviek (č. 2) v nadmorskej výške 1100 m. Krátky kontakt vody s horninovým prostredím sa odrazil vo veľmi nízkej mineralizácii (157,2 mg/l). O niečo nižšie vyvierajúci prameň V. Brunov má už vyššiu mineralizáciu — 206,7 mg/l. Najnižšie ležiace pramenište č. 22 pri sútoku Čierneho Váhu a Ždiarskeho potoka (nadm. výška 900 m) má najvyššiu mineralizáciu — 416,8 mg/l. Súčasne však pozorovať markantné stúpnutie aniónu HCO_3^- a kationu Ca^{+2} , čo je zrejme dôsledok miešania podzemných vôd z doliny Čierneho Váhu a podzemných vôd zo Ždiarskej doliny (obr. 3).

Približná hydrologická bilancia vôd série Veľkého Boku

Kvantitatívne hodnotenie podzemných vôd vychádza z možností, daných geologickou stavbou. Karbonatický komplex série V. Boku vytvára úzky pruh V—Z sme-

ru, ktorý, ako už bolo spomenuté, upadá monoklinálne na S a SV strmo do hĺbky. V jeho podloží z j. strany územia sú hydrogeologicky nepriaznivé komplexy kryštalinika, v nadloží zo s. strany hydrogeologicky nepriaznivé súvrstvie melafýrovej série a zo z. strany nepriaznivé súvrstvie neokómu. Posledné dve vytvárajú pre vody karbonatického komplexu nepriepustnú bariéru. Vzhľadom na hydrogeologicky nepriaznivé podložné a nadložné komplexy a na celkovú geologickú stavbu, neevidovateľný prestup z komplexu do susedných súvrství je veľmi nepravdepodobný.

Hydrogeologicky výhodná pozícia dovoľuje predpokladať vytvorenie hydrologicky uzavretého karbonatického komplexu a výstup všetkých infiltrovaných vôd v prameňoch, alebo v povrchových tokoch, merateľný na severnom obvode, pri výstupe zo série V. Boku, t. j. na tektonickom styku s nadložnou melafýrovou sériou. Pri



Obr. 3 Graf zmien chemizmu podzemných vôd od kryštalinika po výstup z karbonátov série Veľkého Boku

uvažovaní infiltračnej plochy treba brať do úvahy i priklonené severné svahy Kráľovej hole, Strednej hole, Bartkovej a Andrejovej, ktorými ide rozvodnica medzi povodím Čierneho Váhu a Hrona, pričom tieto svahy sú odvodňované do karbonatického komplexu. Toto umožňuje hodnotiť komplex karbonátov série V. Boku (napriek vnútorným hydrologickým rozdielnostiam) ako jeden hydrologický celok.

Hodnotená časť územia zaberá plochu 81,8 km²; z toho 29,7 km² zaberá kryštalinikum s obalom spodnotriasových kremencov, 1,9 km² neokóm západne od L. Tepličky, t. j. príľahlé svahy budované inými horninami, odvodňovanými do karbonatického celku. Keď k tomu ešte prirátame plochu 7,8 km² hydrogeologicky nepriaznivých súvrství lunzu, keupra a neokómu v karbonatickom komplexe, vlastná plocha hydrogeologicky priaznivých karbonátov tvorí 42,4 km².

Pre presnejšie hydrologické bilančné hodnotenie série V. Boku nám chýbajú dlhodobé merania význačnejších prameňov a dlhodobé merania odtoku podzemných

vôd z infiltračných oblastí. Preto vypočítané hodnoty treba brať ako orientačné, opierajúce sa o merania počas hydrologického roku 1967. Celkove teda bilančné hodnotenie bolo umožnené:

1. Sústavným meraním vybratých prameňov v hydrologickom roku 1967 (merania robil HMÚ Bratislava, v týždenných intervaloch). Niektoré merania boli na čas prerušené a doplnené opakovanými hydrometrickými meraniami autora. U ostatných prameňov sa robili opakované hydrometrické merania.

2. U povrchových tokov uskutočnil autor opakované nesústavné meranie za rôznych klimatických podmienok, aby sa dali zistiť hrubé maximá a minimá v hydrologickom roku 1967.

Celkove karbonátový komplex odvodňuje 9 významných prameňov a ďalšie evidovateľné pramene s výdatnosťou do 10 l/s. Podstatnú časť územia odvodňujú pramene do povodia Čierneho Váhu, vystupujúce v údolí Čierneho Váhu, Ždiarskeho potoka, potoka Teplička, Podstrungy, a niektoré ďalšie pramene vo východnej časti územia v doline Bystrá, na Hranovnickom plese a v ľavostrannej doline Vernárskeho potoka, ktoré sú odvodňované do povodia Hornádu. Časť podzemných vôd vteká skryte do Ždiarskeho potoka v úseku od hájovne Ždiar až po hájovňu Podopálené, do Čierneho Váhu od sútoku so Ždiarskym potokom po výstup zo série V. Boku a do potoka Teplička v úseku od západného okraja obce L. Teplička po pramene Teplička (č. 27), ktoré naprieč prezerávajú sériu V. Boku. Prestup vôd z komplexu do povrchových tokov, resp. straty z nich do karbonátového komplexu ukazuje tabuľka minimálnych a maximálnych hodnôt prírastkov a úbytkov v povrchových tokoch (tab. 4), zostavená len na základe niekoľkých nesústavných meraní.

Tabuľka 4

Povrchový tok	Sledovaný úsek	Minimálna hodnota v l/s	Maximálna hodnota v l/s
Čierny Váh	Od kryštalinika po sútok so Ždiarskym potokom	- 52,3	- 52,5
Čierny Váh	Od sútoku so Ždiarskym potokom po výstup zo série V. B.	+ 169,6	+ 183,5
Ždiarsky potok	Od kryštalinika po sútok s Čiernym Váhom	+ 62,7	+ 79,0
Potok Teplička	Od pramenište č. 27 po výstup zo série V. B.	+ 64,4	+ 119,3

Tabelárne zosumarizovanie pramenných vôd z karbonátového komplexu série V. Boku ako celku podľa sústavných a nesústavných meraní, ako aj hrubé hodnoty prestupu podzemných vôd do povrchových tokov, umožňuje určiť dynamické zásoby podzemných vôd karbonátového komplexu (pozri tab. 5).

Tabuľka hrubých hodnôt dynamických a využiteľných zásob puklinovo-krasových vôd série V. Boku za hydrologický r. 1967

Tabuľka 5

Dynamické zásoby v l/s					Orientačné vodársky využiteľné dynamické zásoby za rok 1967	
Vystupujúce v prameňoch			Hodnoty prestupu do povrchných tokov	Celkové dynamické zásoby	V prameňoch s Q nad 10 l/sec.	Možnosti zvýšenia z prestupu do povrchných tokov
Minimálne	Maximálne					
Pramene nad 10 l/s	460,4	687,2	244,4 až 329,3	834,4 až 1206,4	460,4	170,0 v úseku pod sútokom Čierneho Váhu a Ždiarskeho potoka
Pramene do 10 l/s	129,6	189,9				

Tabuľka 6

XI.	XII.	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.	Súhrn
93,9	83,6	46,4	77,8	82,5	81,6	83,5	117,9	58,5	44,3	68,6	54,1	892,7

V hodnotenom hydrologickom roku 1967 činil zrážkový úhrn 892,7 mm. Mesačné úhrny pozri v tab. 6.

V porovnaní s dlhodobým ročným priemerom za roky 1926—1967, ktorý činí 828,6 mm, bol rok 1967 pomerne vlhký. Potvrďuje to aj tab. 7 z ročných zrážkových úhrnov a klasifikácia vlhkosti, zostavená na základe pomernej početnosti prekročenia ročných zrážkových úhrnov zo stanice L. Teplička za hydrologické roky 1926—1967.

Na základe poznania celkového odtoku podzemných vôd za hydrologický rok 1967 z karbonatického komplexu série V. Boku a plošnej rozlohy (81,8 km²) možno určiť špecifický odtok podzemných vôd, ktorý sa r. 1967 pohyboval od 10,2 do 14,7 l/s/km². Percentuálne podiel odtoku podzemných vôd predstavuje 36 % až 52,1 % z celkových ročných zrážok. Keďže pri výpočte sa použili hodnoty nesústavných meraní povrchových tokov, vypočítaný špecifický odtok treba považovať za orientačný; jeho maximálna hodnota sa môže skôr blížiť priemernej hodnote.

Celkove vody komplexu karbonátov sú dotované: a) infiltráciou zrážok vo vlast-

**Ročné zrážkové úhrny v L. Tepličke za hydrologické roky 1926—1967
a pomerné početnosti ich prekročenia**

Tabuľka 7

h, mm	Roky	Klasifikácia vlhkosti	Pomerná početnosť p (%)
1107,9	1926		
1103,5	1927	vvvv	6,0
699,3	1928	vvvv	9,0
834,3	1929	ss	69,6
830,3	1930	s	57,5
1069,0	1931	s	60,6
843,0	1932	v	18,1
599,0	1933	o	48,4
860,0	1934	sss	87,8
738,0	1935	v	45,4
1101,0	1936	s	66,6
906,0	1937	v	12,1
882,0	1938	vv	27,2
1093,0	1939	v	36,3
699,0	1940	v	15,1
617,0	1941	ss	72,7
484,0	1942	sss	81,8
603,0	1943	ssss	96,6
837,0	1944	sss	84,8
		o	54,5
V rokoch 1945 až 1954 pozorovania neboli robené			
1112,1	1955	v	
494,0	1956	v	3,0
685,0	1957	ssss	93,9
815,0	1958	ss	75,7
683,0	1959	s	63,6
977,2	1960	ss	78,7
556,5	1961	vv	21,2
870,4	1962	ssss	96,0
867,2	1963	v	39,3
883,9	1964	v	42,4
931,0	1965	vv	33,3
841,6	1966	vv	24,2
892,7	1967	o	51,5
		vv	30,3
Klasifikácia vlhkosti rokov: p (%) 46 až 55 stredný — o			
56— 66	p (%)	34—45	p (%)
67— 80	s — suchý	v —	vlhký
81— 90	ss — pomerne suchý	21—33	vv — pomerne vlhký
91—100	sss — veľmi suchý	11—20	vvv — veľmi vlhký
	ssss — mimoriadne suchý	0—10	vvvv — mimoriadne vlhký

nom komplexu, ktorý je silne skrasovatený a popukaný, čím umožňuje pohltiť veľké množstvo zrážkových vôd územia; b) vodami pritekajúcimi z kryštalinika, pričom v hydrologickom roku 1967 povrchové toky z kryštalinika privádzali 279,6 až

437,2 l/s vody, z čoho 79,9 až 107,7 l/s bolo odvádzané priamo ponormi na styku kryštalinika a série V. Boku do karbonátového komplexu. Zvyšujúca časť tiekla ďalej povrchovými tokmi Čiernym Váhom a Ždiarskym potokom; ich podiel na ďalšom dopĺňaní zásob podzemných vôd zatiaľ nepoznáme.

Záver

Hydrogeologický výskum série V. Boku v oblasti L. Tepličky priniesol prvé poznatky o hydrogeologických pomeroch tejto štruktúry, doteraz hydrogeologicky neskúmanej. Získané poznatky poukazujú na to, že ide o hydrogeologicky významnú štruktúru, bohatú na vodu.

I keď hydrogeologicky priaznivá plocha vápnitých dolomitov a dolomitov je len 42,4 km², orientačne vypočítané dynamické zásoby r. 1967 kolísali od 834,4 až do 1206,4 l/s. Pre vodohospodárske účely je možné využiť 460,0 l/s v prameňoch s výdatnosťou nad 10 l/s a 170,0 l/s v podobe skrytých prítokov do Čierneho Váhu v úseku od sútoku so Ždiarskym potokom po výstup zo série V. Boku. Vrtnými prácami bude takto možné získať nové výdatné zdroje vody, ako to potvrdil hydrogeologický vrt HK-4.

Teoreticky i prakticky je významné zistenie, že tektonická línia na styku série V. Boku a melafýrovej série je lokálne dobre zvodnená a má značný drenážny účinok v dôsledku výskytu kavernózných dolomitov, ktoré ju lokálne sprevádzajú.

Lektoroval: Ing. E. Kullman

Zadané 7. 1. 1969
Geologický ústav D. Štúra,
Bratislava

LITERATÚRA

- [1] Biely A., 1960: Poznámky ku geológii mezozoika „koreňových zón“ veporíd. Geologické práce, Správy 21, Bratislava. — [2] Biely A., 1962: Niekoľko tektonických a stratigraficko-litologických poznatkov z východnej časti Nízkych Tatier a Tribča. Geologické práce, Zošit 62, Bratislava. — [3] Franko O., 1967: Bojnické termálne vody. Manuskript-archív GÚDŠ, Bratislava. — [4] Droppa A., 1963: Krasové javy v okolí L. Tepličky. Slovenský kras IV., Lipt. Mikuláš. — [5] Hanzel V., 1966: Hydrogeologické problémy výskumu krasových vôd. Práca k ašpirantskému minimu. Manuskript-archív GÚDŠ, Bratislava. — [6] Hanzel V., 1968: Puklinovo-krasové vody série V. Boku v oblasti L. Tepličky. Rigorózna práca. Manuskript-archív PF UK, Bratislava. — [7] Kettner R., 1937: Geologická stavba severného svahu Kráľovej hole v okolí L. Tepličky. Rozpravy ČSAV XI—VII, Praha. — [8] Kessler H., 1963: Wasserversorgung in Karstgebieten. Berichte der Geol. Ges. 8/3, Budapest. — [9] Kubíny D., 1959: Správa o prehľadnom geologickom mapovaní v širšom okolí Kráľovej hole. Geologické práce, Správy 16, Bratislava. — [10] Kullman E., 1961: Vápencovo-dolomitické komplexy Slovenska a ich vzťah k podzemným vodám. Geologické práce, Správy 22, Bratislava. — [11] Kullman E., 1964: Bilancia obehu

podzemných vôd v južnej časti Považského Inovca. Geologické práce, Správy 31, Bratislava. — [12] Kullman E., 1965: Vzorový výpočet zásob krasových vôd SZ časti M. Karpat. Manuskript-archív GÚDŠ, Bratislava. — [13] Maheľ M., 1961: Nové poznatky širšieho významu z mezozoika centrálnych Karpat. Geologické práce, Správy 21, Bratislava. — [14] Poláškova M., 1966: Vodné dielo L. Teplička. Manuskript-archív IGHP, Žilina. — [15] Zelman J., 1967: Vzťah geologickej stavby a drobných štruktúr série V. Boku na SV svahoch Nízkyh Tatier. Acta geol. et geogr. Univ. Comeniane, Geologica Nr. 12, Bratislava.

V. HANZEL

KARST WATERS OF THE VEĽKÝ BOK SERIES

In the northern part of Slovakia, on the northeastern slopes of Nízke Tatry Mts. there is a geological structure of the epimetamorphosed Mesozoic, called the Veľký Bok series. It is a monoclinical structure in the overlier of the Krakov crystalline forming the Mesozoic sedimentary mantle of the former. On the monoclinical structure rests a melaphyre series in tectonical position. Hydrogeologically less favourable to unfavourable rocks in the overlier and underlier of the Veľký Bok series, together with strong karstification and jointing of dolomitic limestones and Triassic dolomites, caused the aquiferous character of the series.

The present paper gives the brief description of the geological situation in the region. The Middle- and Upper-Triassic dolomitic limestones and dolomites affected by the process of karstification are most frequent and hydrogeologically important in the Veľký Bok series. This why some attention is also devoted to the nature of karstification and rock jointing, since both the phenomena are present in quite a considerable extent. Hydrogeological borehole HK-4 showed the linear coefficient of karstification 44 %, 37,8 % of karst caverns being secondarily filled with sand.

The paper also gives the detail description of hydrogeological nature of the structure, and the manner of its drainage. In addition to springs with the yield of 17,8—212,0 l/sec., the structure is also drained by buried tributaries to surface streams. The transversal streams cut the carbonate complex. Their number and place were determined by repeated hydro-metric measurings. Since in the carbonate complex there is the combination of the karst and jointing permeability, the complex serves well for the equilibration of the underground discharge.

The next chapter deals with the chemism of the jointingkarst waters of the Veľký Bok series. The waters are low-mineralized, with the general mineralization within 129,2—416,8 mg/l., belonging predominantly to the calcium-magnesium-bicarbonate type of waters.

The conclusive part of the work gives the approximate hydrogeological balance of waters in the hydrogeological year 1967. Generally quantitatively estimated part of the region covers the area of 81,8 km², of which 42,4 km² cover hydrogeologically favourable carbonates. The total dynamic supply moved within 834,4—1206,4 l/sec. The specific discharge of underground water was 10,2—14,7 l/sec./km² — representing percentual share of the discharge of underground water — 36 % to 52,1 % — of the total annual rainfall. In the year 1967 the rainfall reached 892,7 mm. Since the measurings of the underground discharge were discontinuous, the calculated maximum value of the specific discharge may be rather considered the average value.

The underground water resources may be well used for the water-supply of the adjacent areas with insufficient amount of qualitative underground water.

MILOSLAV BÖHMER—LADISLAV ŠKVARKA

VZŤAH MEDZI PODLOŽÍM NEOVULKANITOV A VÝRONMI TERMÁLNEJ VODY V KREMNICI

Abstract. In Kremnica two structural subsurface bore-holes were drilled in connection with the investigation of subsurface structures in Kremnica ore-field. Of these the bore-hole KŠ-1 on Ludovika pit reached the Mesozoic with thermal water in neovolcanite basement. This article presents data on the relation between the geological structure of the region and the regime of thermal waters.

Geologická stavba vulkanického komplexu

Vulkanity Kremnických hôr možno rozčleniť do 5 skupín (F. Fiala 1961). Do prvej sa zaraďujú pyroxenické andezity, v rámci rudného poľa postihnuté propylitizáciou a vo vrchnejších častiach montmorillonitizáciou. Žilné systémy i ich širšie okolie sú sprevádzané aj hojnými okolopuklinovými premenami, usporiadanými zonálne. V typických profiloch pozorovať jednotlivé zóny, označené podľa typického sekundárneho minerálu (počnúc od vonkajších zón): 1. *zóna chloritizácie*, postupne prechádzajúca do masove propylitizovaných andezitov, 2. *zóna adularizácie*, 3. *zóna ílových slúd* s prímiesou kaolinitu a napučievajúceho chloritu, 4. *zóna prekremenenia* a ílových slúd, priliehajúca k rudnej žile.

Z hľadiska hydrogeologického sú významné tie typy premien, kde prevládajú ílové minerály, vytvorené hydrotermálnou premenou andezitov, a tektonický íl. V takýchto zónach sú pukliny a dislokácie značne utesnené a slabo priepustné. V blízko-povrchových podmienkach podobnú funkciu má hypergénny rozklad vulkanitov, pričom tiež vznikajú hojné ílové minerály, hlavne kaolinit v rozsahu zvetrávania pyritizovaných propylitov. Masová propylitizácia i okolopuklinové premeny hypogénneho pôvodu smerom k povrchu vyznievajú, a to už vo vrchných častiach pyroxenických andezitov prvej skupiny. Pôvodné štruktúrne a textúrne znaky premenných vulkanitov bývajú značne zotreté, čo sťažuje analýzu geologickej stavby. Sú tu však zastúpené subvulkanické telesá, prevládajúce v centrálnej časti, i lávové prúdy, striedajúce sa s pyroklastikami, ktoré sú hojnejšie v okrajových častiach rudného poľa a v mladších členoch pyroxenických andezitov I. skupiny.

Druhú skupinu predstavujú pyroxenicko-amfibolické andezity a pyroxenické andezity s akcesorickým amfibolom a biotitom, typu „pab“. Tieto andezity lemujú rudné pole hlavne z východnej strany a vo vlastnom rudnom poli, ktoré predstavuje depresiu reliéfu, boli ich efuzívne formy denudované.

Tretiu skupinu vulkanitov tvoria extrúzie amfibolicko-biotitických andezitov hlavne vo východnej časti pohoria, mimo rudonosného územia.

Hoci podrobná paralelizácia Fialovho členenia používaného v Kremnických horách s vulkanickými fázami, vyčlenenými M. K u t h a n o m sa neurobila, možno tretiu skupinu vulkanitov porovnávať s III. andezitovou fázou, kým podstatná časť pyroxenických andezitov zodpovedá Kuthanovej II. andezitovej fáze.

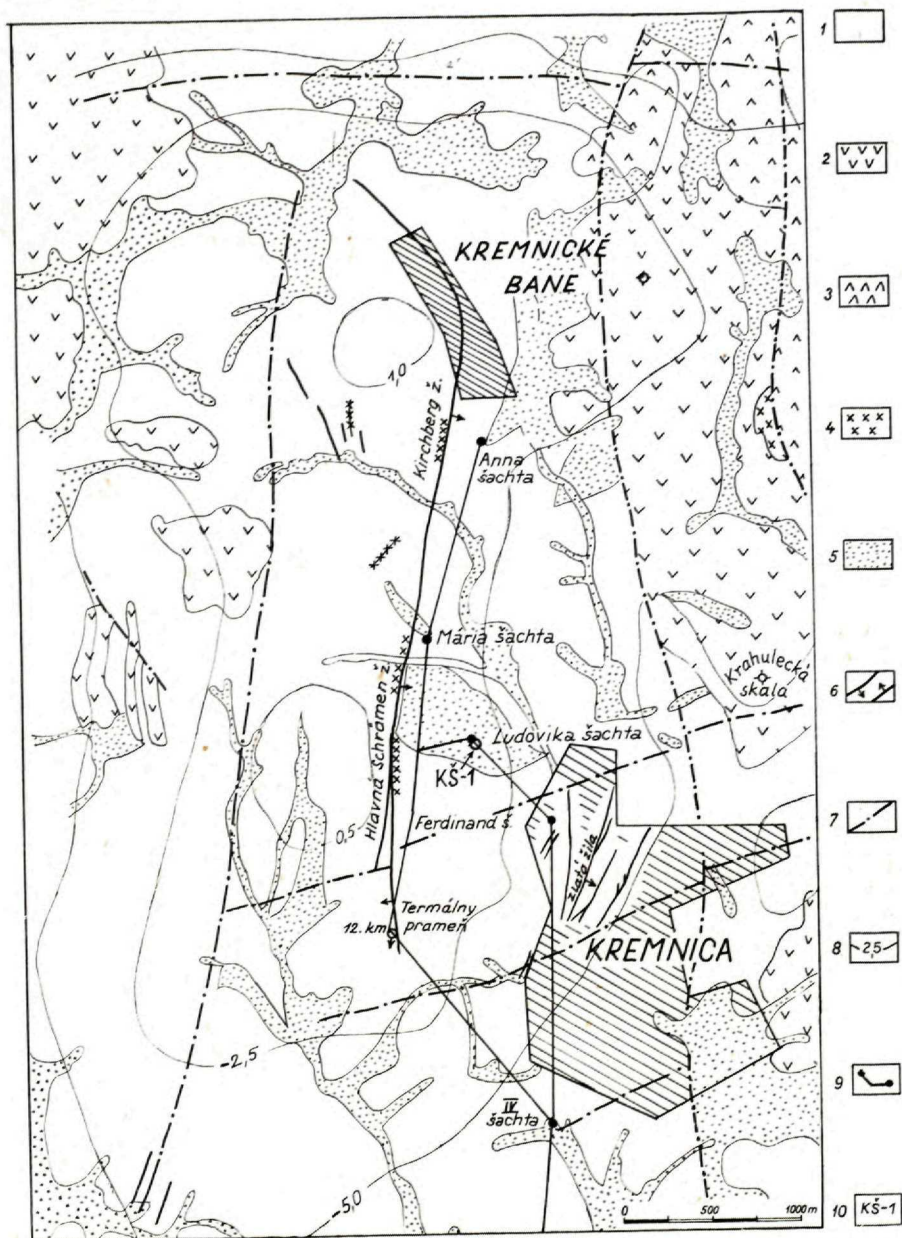
Štvrtú skupinu reprezentujú kyslé vulkanity — ryolity a ryodacity. Tieto možno spoľahlivo paralelizovať s III. ryolitovou fázou. Ryolity a ryodacity vystupujú v dvoch štruktúrne odlišných formách. V severnom pokračovaní kremnického rudného poľa v okolí Turčeka a na juhu v okolí Bartošovej Lehôtky vystupujú väčšie extruzívne formy typu kumulodómov; vo vlastnom rudnom poli sa ryolity vyskytujú len vo forme žilných telies o mocnosti iba niekoľko metrov (zriedka 20—30 metrov). Tektonická pozícia žilných ryolitov je veľmi významná, lebo vystupujú na hlavných sj. dislokáciách veľkého hĺbkového dosahu. Žilné ryolity sú najhornejšie v rudolokalizujúcej dislokácii Hlavnej a Schrämenovej žily.

Piata skupina vulkanitov — bazaltoidné andezity v širšom okolí Kremnice predstavujú prípravnú fázu finálneho vulkanizmu, resp. finálny vulkanizmus.

Okrem uvedených skupín vulkanických hornín, ktoré budujú väčšie komplexy, sú známe (hlavne z banských diel) horniny hypoabysálneho charakteru, typické pre centrálné časti vulkanických rajónov. Najviac rozšírený na Hlavnej dedičnej štôlni je hydrotermálne zmenený a silne pyritizovaný, hrubo porfyrický dioritový porfyrit. Charakteristické preň sú veľké metakryštály pyritu s hruboporfyrickou štruktúrou, diferencovanou oproti okolitým pyroxenickým andezitom. Horniny tohto typu intrudujú podobne ako ryolity do tektonickej zóny Hlavnej a Schrämenovej žily. Ich vek možno určiť len relatívne; dioritový porfyrit je starší ako ryolity a mladší ako pyroxenické andezity prvej skupiny.

Ďalšou horninou, ktorá sprevádza zlomové systémy v okolí rudných žíl, sú žily a masívky afanitických pyroxenických andezitov, nepostihnuté masovou propylitizáciou; len ich kontakty postihuje chloritizácia. Tektonicky sú málo porušené. Tieto úkazy si možno vysvetliť tým, že sú mladšie vekom ako pyroxenické andezity prvej skupiny, ktoré prerážajú. Nevylučuje sa ani možnosť, že ide o žilné andezity, ktoré sú ekvivalentom mladých vrcholových pyroxenických andezitov; možno ich porovnávať so IV. andezitovou fázou, nasledujúcou po extrúziách amfibolicko-biotitických andezitov. Túto otázku bude potrebné sledovať.

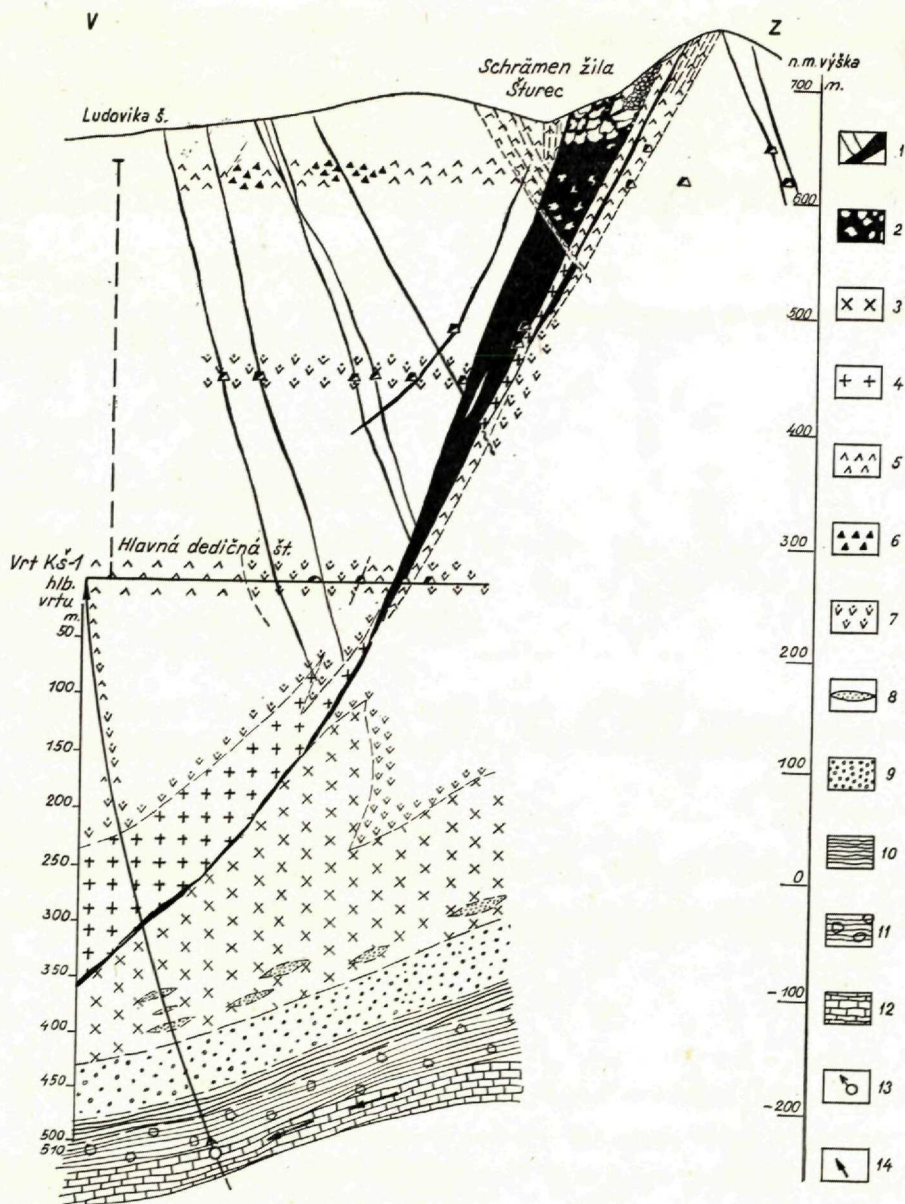
Vrt KŠ-1 prevrátil typický profil vulkanickou sériou, aký bol interpretovaný z banských diel i z povrchovej geologickej situácie. Prvá skupina pyroxenických andezitov vystupuje vo vrte v úseku 0—222 m (obr. 2). Ide o silne argilitizované andezity,



Obr. 1 Štruktúrna mapa kremnického rudného poľa na podklade schematizovanej geologickej mapy F. Fialu s výsledkami gravimetrie (Ďuratný, Plančár, Zbořil). Zostavil M. Böhmer.

Fig. 1 Structural map of Kremnica ore field, compiled on the basis of schematic geological map by F. Fiala, including gravimetrical data (Ďuratný, Plančár, Zbořil). Compiled by M. Böhmer.

1 — pyroxenické andezity; 2 — pyrox. amfibol. andezity a andezity „pab“; 3 — amfibol. biotit, andezity; 4 — ryolity, riolity žilného tvaru; 5 — delúvium, alúvium; 6 — rudné žily; 7 — dislokácia; 8 — úplné Bougerové anomálie; 9 — hlavná dedičná štôľňa; 10 — podzemný štruktúrny vrt s termálnou vodou



Obr. 2 Geologický profil Schrámenovou žilou v úseku Štůrec a profilom podzemného štruktúrneho vrtu KŠ-1. Zostavil M. Böhmer.

Fig. 2 Geological cross-section trough Schrämen vein in Štůrec with the profile of structural bore-hole KŠ-1. Compiled by M. Böhmer.

1 — hydroterm. krem. žily; 2 — bloky žilného kremeňa; 3 — dioritový porfyrít; 4 — ryolit; 5 — argilitizovaný pyrox. and.; 6 — andezit s brekc. textúrami; 7 — propylitiz. pyrox. andezit; 8 — enklávy metamorf. sedimentov; 9 — zmenený pšf. sedim; 10 — bridlice s organogenným pigmentom; 11 — tmavé bridl. s brekc. váp.; 12 — svetlošedé vápence; 13 — termálny prameň; 14 — vrt KŠ-1

intenzívne pyritizované, miestami s reliktnými brekciou textúry. Argilitizácia prevláda v úseku 0—107 m. V úseku 107 m—222 m prevládajú pyroxenické andezity intenzívne chloritizované, preniknuté niekoľkými žilami afanitických pyroxenických andezitov. V úseku 222—286 m je žilný ryolit, masívny, hlavne v blízkosti kontaktov silne hydrotermálne zmenený a prekremený. Ide o acidnú horninu bez tmavých súčastí, ako ju poznáme z banských diel i z povrchových odkryvov. Podstatné zmeny oproti vyššie ležiacim častiam toho istého telesa žilného ryolitu sú v štruktúre horniny. Výrastlice sú tvorené hlavne kremeňom, menej K-živcom. Základná hmota je holokryštalická, tvorená xenomorfne zrnitým agregátom kremeňa a K-živca. Zvyšky hemikryštalickej základnej hmoty tvoria len miestami tenký lem medzi xenomorfne zrnitými časticami. Intruzívny pohyb viskóznej magmy je vyjadrený fluidálnou textúrou určitých častí žilného telesa. Štruktúra tejto horniny zodpovedá už granit-porfýru a možno ju označiť ako granit-porfýrovú s mikroaplitovou štruktúrou základnej hmoty. Keďže väčšina ryolitových výskytov v kremnickom rudnom poli tuhla vo vyšších úrovniach, používame názov žilný ryolit i pre horninu tejto subvulkanicko-hypoabysálnej úrovne.

V úseku 302—414 m bol prevrátný hydrotermálne zmenený a pyritizovaný dioritový porfyrít analogického vývoja ako na Hlavnej dedičnej štôlni; len hydrotermálna premena je ešte intenzívnejšia. Ide o horninu s pôvodnou hruboporfyrickou štruktúrou. Základná hmota je zatlačená ílovými minerálmi, sericitom, kremeňom, pyritom, menej karbonátmi. Z výrastlíc prevládajú plagioklasy úplne zatlačené rovnakými minerálmi ako základná hmota. Len zriedka sa zachovali relikty nepremených plagioklasov. Tmavé minerály zastupujú pyroxény, ktoré, podobne ako plagioklasy, sú zatlačené agregátom druhotných minerálov. V menej premenených typoch horniny sú pyroxény zatlačené peninom. Asi 50 m od hranice s podložím boli prevrátné enklávy hydrotermálne zmenených kemitých pieskovcov s ílovitým tmelom, uzavreté v dioritovom porfyríte.

Hĺbkové pokračovanie Schrämenovej žily bolo prevrátné na kontakte ryolitu s dioritovým porfyrítom v hĺbke 286—304 m. Ide o mylonitizovanú zónu s tektonickým ílom, v ktorej je niekoľko žíl tvorených sivým jemnozrným kremeňom s pyritom (o mocnosti 0,20—0,80 m). Charakter žiloviny nepoukazuje na podstatnejšiu zmenu žilnej paragenézy v dôsledku primárnych hĺbkových rozdielov. Ako vyplýva z geologického profilu, žilná štruktúra zmenšila sklon pravdepodobne v dôsledku morfológie hypoabisálnych telies dioritového porfyrítu.

Pyroklastické horniny v rámci rudného poľa sú pomerne vzácne. Najväčšiu pozornosť vzbudzovali tie tufitické polohy, ktoré svojím zložením mohli poukázať na charakter podložia v obdobiach intravulkanickej denudácie. Tufitické pieskovce a zlepenca sa zistili na Saubergu pri šachte Anna, kde vo valúnikoch sa našli sedimentárne kremence. V tektonických útržkoch tufitických zlepenčov na Hlavnej dedičnej štôlni boli vo valúnikoch identifikované vápence, grafitické bridlice a sedimentárne kremence popri valúnikoch pyroxenických andezitov (M. B ö h m e r

1966). Tieto nálezy sa pokladali za indikátor podložia, ktoré sa predpokladalo vo väčšej hĺbke v centre Kremnického pohoria.

V spomínaných polohách tufosedimentárnych hornín sa však doteraz nenašli žiadne fosílie, ktoré by umožňovali stratigrafické zaradenie vulkanitov. Z toho hľadiska možno využiť len tufity z okolia Ihráča a Jastrabej, kde podľa V. Sitára (1968) prevláda vlhkomilná flóra subtropického charakteru, ktorá stratigraficky prislúcha pravdepodobne vrchnému sarmatu. Podľa F. Fialu (1961) vulkanizmus amfibolicko-biotitických andezitov je mladší ako sedimenty tejto intravulkanickej panvičky. Teda vulkanity III. andezitovej fázy i III. ryolitovej fázy možno klásť do vrchného sarmatu. Aspoň časť II. andezitovej fázy v Kremnickom pohorí možno pričleniť k strednému a spodnému sarmatu. Au-Ag-zrudnenie, ktoré nasleduje tesne po ryolitoch III. ryolitovej fázy, možno klásť na koniec sarmatu. Doznievanie zrudňovacieho procesu (antimonitové vývojové štádium, na ktoré nadväzuje mineralizácia reálgaru, auripigmentu a antimonitu na obvode Kremnického pohoria mohlo prebiehať až v pliocéne.

Geologická stavba podložia neovulkanitov

Podložie neovulkanitov v centre Kremnického pohoria sa zatiaľ zistilo len v jednom vrte KŠ-1. V úseku 425 m—450 m vystupujú kremité pieskovce s ílovito-kremitým tmelom. Sediment je jemne pyritizovaný. Od 425—475,50 m nasledujú tmavé bridlice s čiernym organogénnym pigmentom s detriticko-kalovou usmerenou štruktúrou. V intervale 475,50—493,50 m sú silne prevrásnené karbonátové horniny s hojným organogénnym pigmentom brekciovitej textúry, pričom brekcie tvorí svetlý vápenec. Hornina je preniknutá po vrstevných plochách a priečnych puklinách karbonátovými žilkami. V konečnom úseku vrtu (493,50—510 m) sú svetlosivé masívne vápence. Sú to slaboslienité horniny s detriticko-kalovou štruktúrou s hojnou mikrofaunou (podľa M. Mišíka ide o krinoidy, rádiolárie, ihlice húb a saccocomy). Prevrtané horniny podložia patria zrejme mezozoiku a súvrstvie s mikrofaunou možno podľa M. Mišíka považovať za stredný malm — kimmeridž.

Tektonika územia a závislosť zrudnenia a hydrogeologických pomerov na tektonických štruktúrach

Z regionálnej geologickej stavby vyplýva, že v podloží neovulkanitov vystupujú alpínske tektonické prvky sv. smerom, vystupujúce na povrch na SV vo Veľkej Fatre. V Kremnickom pohorí prejavy týchto prvkov sa vo vulkanickej sérii prejavujú veľmi slabo. Na základe regionálnych štúdií sa podložie neovulkanitov v Kremnickom pohorí priraduje k tatridnému pásmu s predpokladaným zastúpením križňanského i chočského príkrovu (S. Ďurátný—O. Fusán—M. Kuthan—L. Zbořil 1967). Mladá hrasťová stavba podložia Kremnického pohoria je však

podmienená submeridionálnymi zlomami a zlomami ZZS smeru. ZZS tektonické línie sa pokladajú za staré hercýnske štruktúry oživené v neogéne, ktoré tektonicky pôsobili až do obdobia III. andezitovej fázy. Submeridionálne zlomy sú mladšie a podmieňujú extrúzie ryolitov III. ryolitovej fázy a najmä v kremnickom rudnom poli je na tieto zlomy viazané zrudnenie. Kremnické rudné pole leží v strede hrasti vytvorenej týmito zlomovými systémami v západnej časti lieskovsko-malachovského chrbta (M. Böhm — J. Štohl 1968). Základnou črtou lokalizácie kremnického rudného poľa je, že staršia elevačná štruktúra — lieskovsko-malachovský chrbát — je pretínaná ďalšími submeridionálnymi dislokáciami, na ktoré je viazané zrudnenie. Regionálnu tektoniku stredoslovenských neovulkanitov a ich podložia bolo možné riešiť najmä na základe regionálneho gravimetrického výskumu a geologickej interpretácie (S. Ďuračný — O. Fušán — M. Kuthan — L. Zbořil 1967). Priebeh úplných Bouguerových anomálií je vyznačený aj v pripojenej geologickej skici kremnického rudného obvodu (obr. 1), z ktorej vyplýva, že kremnické rudné systémy sú viazané na pozitívnu gravimetrickú anomáliu meridiálneho priebehu. Túto gravimetrickú anomáliu si možno vysvetliť vyzdvihnutou kryhou podložia, ktorá v centrálnej časti je preniknutá hypoabysálnymi telesami neogénneho vulkanizmu. Zo západnej i východnej časti je jadro hrasti obmedzené ssv. dislokáciami, ktoré najmä na východnej strane lokalizujú najrozsiahlejší kremnický žilný systém: Hlavnú, Schrämenovu a Kirchbergovu žilu. Pričná tektonika je v porovnaní so sj. tektonikou staršia ako zrudnenie; napriek tomu však spôsobuje tektonické komplikácie alebo ukončenie bilančného zrudnenia na rudných žilách. Predstava o hrastovej stavbe podložia v centre rudného poľa bola overená vrtom KŠ-1, ktorý podložie skutočne navráta.

Hydrogeologická charakteristika vulkanitov a ich podložia

Z hydrogeologického hľadiska má komplex neovulkanitov a podložné mezozoi-kum odlišné vlastnosti. Obeh podzemných vôd v neovulkanitoch je podmienený jednak striedaním hornín s rôznou priepustnosťou (najmä striedaním efuzívnych láv a polôh pyroklastík), jednak tektonikou — systémami puklín, dislokácií, prípadne kontaktov intruzívnych telies. Hydrogeologické pomery v banských dielach študoval najnovšie V. Böhm (1967), podľa ktorého prítoky vôd z vulkanického komplexu do banských diel sú veľmi malé (zriedkavo cez 0,5 l/s). Svedčí to o značnej uzavretosti tektonických zón. Celkový prítok z banských diel odvádzaných Hlavnou dedičnou štôľňou je len 100 l/s. Ostatok tvorí odtok z podzemnej elektrárne. Teplota týchto puklinových vôd infiltrujúcich z povrchu je okolo 16,8—23,0 °C. Sú to vody Ca-Mg-bikarbonátového typu s nízkou mineralizáciou, pričom teplota vody obvykle zodpovedá horninovému prostrediu. Vody cirkulujúce po dislokáciách majú zvýšenú mineralizáciu; výrazne sa uplatňuje najmä síranová zložka. Zaujímavý

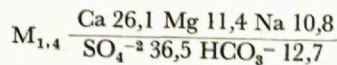
Chemizmus termálnej vody z Kremnice a Turčianskych Teplíc

Tabuľka 1

Hlavná dedičná štôľňa, 12 km od ústia; analyzoval: M. Služanič				Podzemný vrt KŠ-1; analyzoval: M. Služanič				Turčianske Teplice, prameň „Ludový“; analyzoval: F. Němejc			
	Mg/l	mval/l	mval %		mg/l	mval/l	mval %		mg/l	mval/l	mval %
Li ⁺	0,64	0,092	0,22	Li ⁺	0,84	0,121	0,27	Li ⁺	0,084	0,012	0,03
Na ⁺	102,0	4,437	10,89	Na ⁺	46,0	2,001	4,46	Na ⁺	44,9	1,953	4,78
K ⁺	20,55	0,526	1,29	K ⁺	19,40	0,496	1,11	K ⁺	9,98	0,255	0,62
Mg ⁺²	56,54	4,65	11,41	Mg ⁺²	63,84	5,25	11,72	Mg ⁺²	60,95	5,012	12,28
Ca ⁺²	213,43	10,65	26,13	Ca ⁺²	290,58	14,50	32,36	Ca ⁺²	258,6	12,904	31,62
Mn ⁺²	stopy	—	—	Mn ⁺²	stopy	—	—	Mn ⁺²	0,004	0,0001	—
Fe ⁺²	0,73	0,026	0,06	Fe ⁺²	1,00	0,036	0,08	Fe ⁺²	0,007	—	—
suma	393,89	20,381	50,00	suma	421,6	22,40	50,00	suma	374,52	20,136	49,33
Cl ⁻	9,25	0,261	0,66	Cl ⁻	7,55	0,213	0,48	Cl ⁻	2,58	0,0728	0,17
NO ₃ ⁻	1,33	0,021	0,05	NO ₃ ⁻	neg.	—	—	NO ₃ ⁻	0,22	0,0035	—
SO ₄ ⁻²	698,73	14,557	36,51	SO ₄ ⁻²	802,01	16,70	37,94	SO ₄ ⁻²	522,3	10,875	26,65
HCO ₃ ⁻	311,02	5,097	12,78	HCO ₃ ⁻	311,02	5,09	11,58	HCO ₃ ⁻	558,1	9,148	22,41
suma	1020,33	19,936	50,00	suma	1120,5	22,01	50,0	suma	1083,2	20,099	49,23

Celková mineralizácia:
1414,2 mg/l

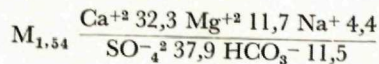
Kurlovov vzorec:



Q = 0,5 T. v. 39 °C

Celková mineralizácia:
1542,2 mg/l

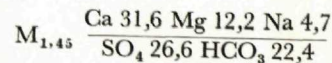
Kurlovov vzorec:



Q = 23 T. v. 47 °C

Celková mineralizácia:
1457,77 mg/l

Kurlovov vzorec:



T. v. 43,7 °C

je poznatok, že prítoky vody sú väčšie v banských dielach razených kolmo na prevládajúci smer sj. tektonických línií.

Podľa poznatkov z vrtu KŠ-1 mezozoikum môže mať úseky silne zvodnené termálnymi vodami. Z pomerov v banských dielach usudzujeme, že zvodnené horizonty mezozoika sú izolované od puklinových vôd vulkanického komplexu. V rozvetvenom systéme banských diel existuje len jeden výver termálnej vody z podložia na Hlavnej dedičnej štôlni južne od šachty Ludovíka, viazaný na hlavnú zlomovú líniu lokalizujúcu Hlavnú a Schrämenovu žilu (obr. 1). Nepriepustný strop pre napäté systémy termálnych vôd z podložia je podľa všetkého spôsobený nepriepustnými tmavými grafitickými bridlicami a pieskovecami s ílovito-kremitým tmelom.

Z ostrovov karbonatických hornín podložia stredoslovenských neovulkanitov vystupujú termálne vody v Sklených Tepliciach, vo Vyhniach a v Banskej Štiavnici. Tieto vody majú všeobecne vyššiu mineralizáciu a teplotu ako vody z vulkanického komplexu. Doteraz známy výver termálnej vody na Hlavnej dedičnej štôlni v 12 km od ústia sa už v minulosti interpretoval ako termálna voda viazaná na mezozoikum (M. B ö h m e r 1966). Výver nasvedčoval, že priepustné podložné horniny možno tu zachytiť v pomerne malej hĺbke. Podobný chemizmus podzemnej vody z prameňa na Hlavnej dedičnej štôlni, z vrtu KŠ-1 a termálnej vody v kúpeľoch Turčianske Teplice vyplýva z priloženej tabuľky (tab. 1). Koncentrácia stopových prvkov z prameňa na 12 km Hlavnej dedičnej štôlne a z vrtu KŠ-1 je na tab. 2.

Koncentrácia stopových prvkov v termálnej vode

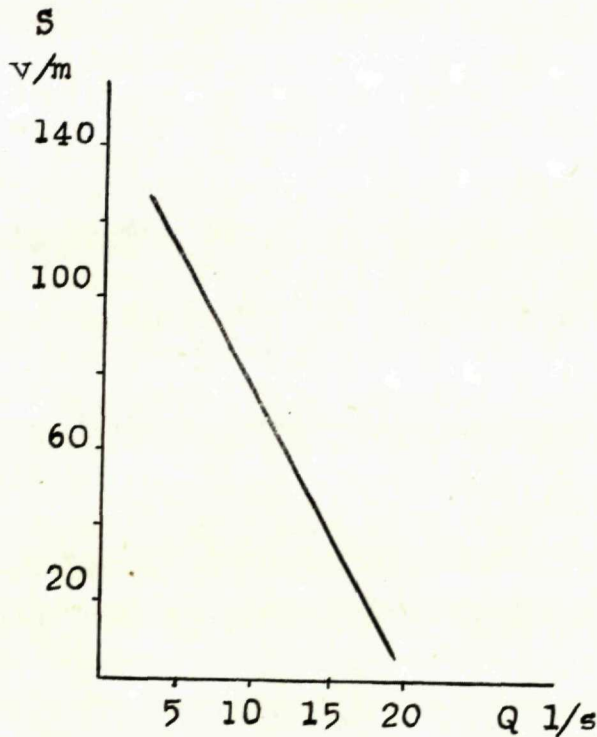
Tabuľka 2

Lokalita	100–10 %	10–1,0 %	1,0–0,1 %	0,1–0,01 %	0,01–0,001 %	0,001–0,0001 %
prameň na Hlav. štôlni	Ca	Mg, Na	Si, Sr, K	Fe, Ba, Li	B, Al, Ti, Mn	Cu
vrt KŠ-1	Ca	Mg	Si, Na, Sr, K	Fe	B, Al, Li, Ti, Ba, Mn	Cu, Ag

Z mikroelementov je zaujímavý zvýšený obsah Sr v termálnej vode v Kremnici a neprítomnosť Pb a Zn. Vyššie obsahy síranového aniónu sú samozrejme vzhľadom na cirkuláciu vody v podložných horninách a na možnosť kontaktu vody s rudonosnými štruktúrami.

Z geologickej pozície je zrejماً viazanosť termálnej vody vo vrte KŠ-1 i na 12 km Hlavnej dedičnej štôlne. K zvýšeniu prítoku vo vrte došlo v hĺbke 496,0–501,5 m na 0,66 l/s, v hĺbke 501,5–508,0 m na 0,83 l/s a v hĺbke 508,0 m na 26,0 l/s. Schematická krivka výdatnosti zistená krátkodobou čerpacou skúškou je na obr. 3. Termálna voda je viazaná na svetlosivé vápence malmu, kde bola navŕtaná na poruchovej zóne, ktorá pravdepodobne podmieňuje vyzdvihnutú hrasť podložia. Teplota vody je 47 °C, pretlak na ústí vrtu v hĺbke 265,5 m n. m. na 7. obzore šachty Ludovíka 16 atm. Ďalším prehĺbením vrtu do hĺbky 531,4 m došlo k zvý-

šení výtatnosti na 45,0 l/sek a teploty vody na 48,9 °C. Za infiltračné územie termálnej vody možno považovať karbonátové horniny na severnom obvode Kremnického pohoria, ktoré sa ponárajú pod vulkanický komplex do hĺbok 1000 m od zemského povrchu, pričom hĺbkový dosah mezozoika môže byť ešte podstatne väčší. Ide teda o zrážkové vody hlbkej cirkulácie, pre ktoré nepriepustný artézsky strop vytvárajú bridličnaté súvrstvia mezozoika a vulkanické horniny neogénu; ich výstup je podmienený artézskou štruktúrou. Na základe geologického vývoja územia predpokladáme, že takýto hydrogeologický režim vo vodonosných horizontoch



Obr. 3 Schematická krivka výtatnosti vrtu KŠ-1.

Zostavil L. Škvarka.

Fig. 3 Schematic curve of efficiency of borehole KŠ-1. By L. Škvarka.

mezozoika existoval od miocénu, kedy rozsiahle plochy mezozoika boli pochované pod neogénne vulkanity. Dá sa predpokladať, že atmosferické vody, ktoré infiltrujú do mezozoických súvrství, cirkulujú po priečných a pozdĺžnych (sj.) zlomoch, vytvárajúcich hrasťovú stavbu pohoria. Zvýšená teplota vody zodpovedá teplote prostredia, v ktorom voda cirkuluje. Keď ide o odkrytý systém cirkulačných ciest, alebo dôjde k jeho odkrytiu umelým zásahom, stúpa termálna voda po dislokáciách

vďaka svojmu hydrostatickému tlaku. Ide tu zrejme o veľké množstvá termálnych vôd, sústavne dopĺňané. Na základe geologickej stavby oblasti a hydraulických pomerov možno uvažovať aj o event. súvise termálnych prameňov v Turčianskych Tepliciach a Kremnici (vzdialenosť 17 km). V oboch prípadoch ide o vody z mezozoika, podobného chemického zloženia. Pramene v Turčianskych Tepliciach sú však viazané na iný systém poruchových zón ako výver v Kremnici. Pramene v Turčianskych Tepliciach sú viazané na križovanie ssv. zlomu, ktorý južnejšie ohraničuje Žiarsku kotlinu zo západnej strany s priečnym zsv. zlomom. Termálne pramene v Kremnici sú viazané na ssv. zlomové pásmo, ktoré leží asi 8 km východnejšie a je kombinované s iným systémom priečných zlomov (M. Böhmer — J. Štohl 1968).

Hoci pramene v Turčianskych Tepliciach sú v nadm. výške cca 518 m n. m. a vývery z vrtu KŠ-1 o 252,5 m nižšie, ovplyvnenie termálnych prameňov v Turčianskych Tepliciach je málo pravdepodobné pre značnú vzdialenosť. Termálne vody v Kremnici by sa dali využiť pre rekreačné, príp. balneologické účely. Avšak skutočnosť, že zdroj termálnej vody je v podzemí, stavia túto otázku pred technické i ekonomické problémy. Overenie karbonátových hornín mezozoika v podloží neovulkanitov a žilných štruktúr dáva perspektívy pre výskyt hydrotermálno-metasomatického zrudnenia. Značnou prekážkou pre detailné riešenie tohto problému je pomerne veľká hĺbka mezozoika pod povrchom a pod Hlavnou dedičnou štôľňou.

Nový zdroj termálnej vody z vrtu KŠ-1 dokazuje, že v podloží neovulkanitov možno pri vhodných štruktúrno-tektonických pomeroch získať ďalšie zdroje termálnych vôd. S ich výskytom treba počítať i pri dobývaní metasomatického zrudnenia v podloží vulkanického komplexu.

Lektoroval: Dr. O. Franko

*Katedra nerastných surovín PF UK,
Geologický ústav D. Štúra,
Bratislava*

LITERATÚRA

- [1] Böhmer V., 1967: Hydrologické pomery neovulkanitov na liste Kremnica 1 : 50 000. Manuskript-Geofond, Bratislava. — [2] Böhmer M., 1966: Ložiskové a paragenetické pomery zlatonosných žíl v centrálnej časti kremnického rudného poľa. Acta Geologica et Geograph. Univ. Com., Geologica, Nr. 11, Bratislava. — [3] Böhmer M. — Štohl J., 1967: Obzor metalogeniických uslovij sredneslovačkogo neovulkaničeskogo komplexa; in Nekotoryje problemy geologii i metalogeniji Zapadnych Karpat, Bratislava. — [4] Böhmer M. — Štohl J., 1968: Laws of location and development of endogenous mineralisation in neovulcanites of Central Slovakia. XXIII. inter. geol. congress, Vol. 7, Praha. — [5] Böhmer M. — Škvarka L., 1967: Nálezová správa o výskyte termálnej vody v Kremnici. Manuskript-Geofond, Bratislava. — [6] Ďuratný S. — Fusán O. — Kuthan M. — Plančár J. — Zbořil L., 1967: Svzaji glubinnovo strojenija s razvitiem subsekvantno vulkanizma v srednej slovakii, in Nekotoryje problemy geologii i metalogeniji Zapadnych Karpat, Bratislava. — [7] Fiala F., 1961: Geologicko-petrografický výskum centrální a jižní části Kremnických

hor za léta 1955—1960. Manuskript-Geofond, Bratislava. — [8] Sitár V., 1968: Správa o výskume treťohornej flóry vnútorných kotlín centrálnych Karpát. Geofond, Bratislava — [9] Škvarka L., 1967: Výskum vôd stredoslovenských neovulkanitov a ich podložia. Geologické práce, Správy 43, Bratislava. — [10] Škvarka L., 1967: Problems of water in neovolcanites of Slovakia. Carpatho-Balkan Geological Association VIII Congress. Belegrade. — [11] Škvarka L., 1968: Nové poznatky o podzemných vodách neovulkanitov a ich význam pre vodné hospodárstvo. Geologický průzkum č. 9, Praha. — [12] Škvarka L., 1968: Poruchové zóny — najnádejnejší zdroj zvodnenia v oblasti stredoslovenských neovulkanitov. Manuskript-archív PF UK, Bratislava.

M. BÖHMER—L. ŠKVARKA

NEW INFORMATION ON SUBSTRATUM OF NEOVOLCANITES AND THERMAL SPRING IN KREMNICA

In the area of central Slovakia, the Alpine structural elements of the West-Carpathians, formed by the Upper-Cretaceous folding and by the folding that had passed between the Paleogene and the Neogene, are buried under the Miocene Neovolcanites covering the area of about 4500 km².

The subsequent volcanism of the Alpine orogene is bound to the inner arch of the Carpathians, where the Alpine structures are crossed by the young N—S lineament. The regional structures of the substratum of the neovolcanites were determined on the base of regional geophysical measurements, especially gravimetric. The geophysical results are combined with structural drillings to investigate the development of ore-mineralization in the substratum of ore-fields, the substratum being formed especially by Mesozoic carbonate rocks in many places. In the northern part of the central-Slovakian neovolcanites in Kremnické hory Mts., the substratum of neovolcanites was drilled in the centre of the Kremnica ore-field including Au—Ag and antimonite ore veins known. The substratal Mesozoic is stratigraphically ordered to the Middle Malmian-Cimeric. In the case of Kremnica it has been found that the ore-fields are bound to the structures of the type of tectono-volcanic horsts, where there are numerous hypoabyssal intrusives in the elevated blocks. Such horsts are indicated by positive gravimetric anomalies (Fig. 1). In the central-Slovakian neovolcanites, and frequently within the ore-fields thermal fields were found that were considered juvenile in the past. The structural drilling KŠ-1 reached an important thermal spring 885 m deep below the surface, with the yield 1560 l/min., and the temperature of 47 °C, in the Mesozoic carbonate rocks on the dislocation structure of the Schrämmen's vein (Au, Ag). By further deepening of the bore-hole to 531 m capacity increased to 2700 l/min. and water temperature to 48,9 °C. The geological position indicates that it is atmospheric water warmed to high temperature under the influence of geothermal heat. Macro- and microchemism of thermal water of Kremnica and Turčianske Teplice spa placed 17 km farther to the North, are presented in the plates. In both the cases thermal water is bound to the water-bearing Mesozoic carbonate rocks. Considerable supply of thermal water in deeply submerged Mesozoic blocks is concentrated in the NNE and WWE tectonic lines. The tectonic lines form the ascending branch of thermal spring in case the whole system is exposed. Such hydrothermal regime existed in Kremnické hory Mts. already as early as the time of the formation of Au—Ag veins in the Kremnica ore-field. The ore-bearing hydrotherms had therefore the mixed character of warmed atmospheric water including certain amount of juvenile components from the magmatic focus. The presence of carbonate rocks in the lower structural step of the ore-field offers the possibility to consider the hydrothermal-metasomatic ore-mineralization in difference from the productive ore-veins in the volcanic complex.

P. FADEJEV—E. VAŠKOVSKÁ

K OTÁZKE „VODODAJNOSTI“ PIESKOV S APLIKÁCIOU NA ZÁHORSKÚ A MEŠČERSKÚ NÍZINU

Abstrakt. In diesem Beitrag befassen wir uns mit einigen theoretischen Problemen der Wasser-Abgabe, der Methodik ihrer Untersuchung sowie auch mit einigen Faktoren, welche die Wasser-Abgabe der Sande beeinflussen. Diese theoretischen Schlussfolgerungen sind auf die Erforschung der Sande der Záhorie-Ebene in der Westslowakei und der Meščer-Ebene in der mittlerem Zone des europäischen Teiles der UdSSR appliziert. Die Untersuchung in zwei voneinander entfernten Gebieten ermöglicht die Richtigkeit der methodischen Vorgänge zu überprüfen und die verglichenen Gebiete zu korrelieren.

Vododajnosť pieskov patrí medzi významné charakteristické znaky pri riešení úloh v hydrogeológii, inžinierskej geológii, melioráciách a hydrotechnike. Dáta o nej pomáhajú stanoviť statické a dynamické zásoby podzemných vôd a pod. Hoci štúdium vododajnosti pieskov má značný praktický význam, doposiaľ sa mu nevenovala náležitá pozornosť a väčšina prác na túto tému vznikla hlavne za posledných 10 rokov (pozri cit. lit.). V čs. literatúre sa tomuto problému nevenovala takmer žiadna pozornosť, preto sa v príspevku zaoberáme aj niektorými metodickými a teoretickými úvahami a ich praktickou aplikáciou.

Predstavy o vododajnosti pieskov

Úvahy o vododajnosti pieskov úzko súvisia so stavom a pohybom vody, ktorú väčšina bádateľov z hľadiska vododajnosti člení na 3 typy: *viazanú*, *kapilárnu* a *gravitačnú* alebo *voľnú*. Každá z týchto typov sa ďalej člení: *viazaná* — na pevne a voľne viazanú, *kapilárna* — na kontaktnú, zavesenú a podopretú, *gravitačná* (voľná) — na pohyblivú a statickú.

Typy vôd v sedimentoch sa vzájomne odlišujú charakterom a intenzitou síl pôsobiacich pri styku s pevnými časticami, resp. s charakterom pohybu v sedimentoch.

Tieto skutočnosti ovplyvňujú dynamiku jednotlivých typov vôd v zvodnených sedimentoch pri odvodňovaní: vody buď voľne vytekajú zo sedimentov pod vplyvom gravitácie (gravitačná voda), alebo (kapilárna, viazaná voda) sa udržuujú v sedimentoch a opúšťajú ich iba pod vplyvom tlaku silnejšieho, ako je gravitačná sila.

Vlastnosť pieskov uvoľňovať gravitačnú vodu formou voľného vytekania nazývajú sa „vododajnosťou“, ktorú môžeme chápať aj ako premenlivú vlastnosť, čiže ako proces prebiehajúci v pieskoch. Ponímanie vododajnosti ako premenlivej vlastnosti (procesu) zakladá sa na všeobecne známej skutočnosti, že voda z pieskov pri drenáži nevytečie naraz, ale v priebehu určitého časového úseku. Rozumie sa ním interval, ktorý závisí od podmienok drenáže, litologických vlastností sedimentov (hlina, piesok atď.) ich genézy (riečne, eolické, jazerné a iné), ako aj ďalších faktorov (klíma, reliéf atď.). *Pod procesom vododajnosti pieskov* rozumieme teda neustále znižovanie obsahu vody v piesku, od maximálneho nasýtenia piesku po jeho minimálnu vlhkosť po skončení vytekania gravitačnej vody z neho.

O vododajnosti pieskov ako vlastnosti hovoríme vtedy, keď sú jej podmienky po celý čas drenáže stále, t. j. po ukončení drenáže, keď hladina podzemných vôd dosiahne stanovené zníženie.

Názory na kvantitatívne hodnotenie vododajnosti pieskov sú rôzne. Niektorí autori pod vododajnosťou (*VO*) chápu množstvo vody uvoľnené z pieskov a rovnajúce sa rozdielu medzi úplnou nasýtenosťou pieskov vodou (*PV*) a kapilárnou vlhkosťou (*KV*), t. j.

$$VO = PV - KV \quad [1]$$

V tomto prípade vododajnosť pieskov bude mať najnižšiu hodnotu, pretože jej zodpovedá iba malá časť gravitačnej (voľnej) vody, ktorá vyteká z veľkých kapilár (makropór). Vodu, nachádzajúcu sa v menších kapilárach, ktoré zaberajú v pieskoch takmer všetky póry, táto definícia vododajnosti nezahrňuje.

Podľa iných autorov (A. F. L e b e d e v 1936) stupeň vododajnosti je daný rozdielom medzi množstvom gravitačnej a kapilárnej vody, teda medzi úplnou nasýtenosťou vodou (*PV*) a „maximálnou molekulárnou vlhkosťou“ (*MMV*), t. j.

$$VO = PV - MMV \quad [2]$$

V tomto prípade je vododajnosť najväčšia a je daná množstvom vody v kapilárnych i nekapilárnych póroch. Zodpovedá všetkej vode, ktorej uvoľnenie je ovplyvnené gravitačnými i kapilárnymi silami. Tento stupeň vododajnosti pieskov je podľa našich kritérií nadhodnotený.

Väčšina bádateľov rozumie pod vododajnosťou množstvo vody, zodpovedajúce rozdielu medzi úplnou nasýtenosťou pieskov vodou a najmenšou alebo prirodzenou vlhkosťou (*NV*), t. j.

$$VO = PV - NV \quad [3]$$

Keďže najmenšia vlhkosť predstavuje priemernú hodnotu medzi kapilárnou vlhkosťou a maximálnou molekulárnou vlhkosťou, aj vododajnosť pieskov daná rovnicou [3] bude mať priemernú hodnotu z rovníc [1] a [2].

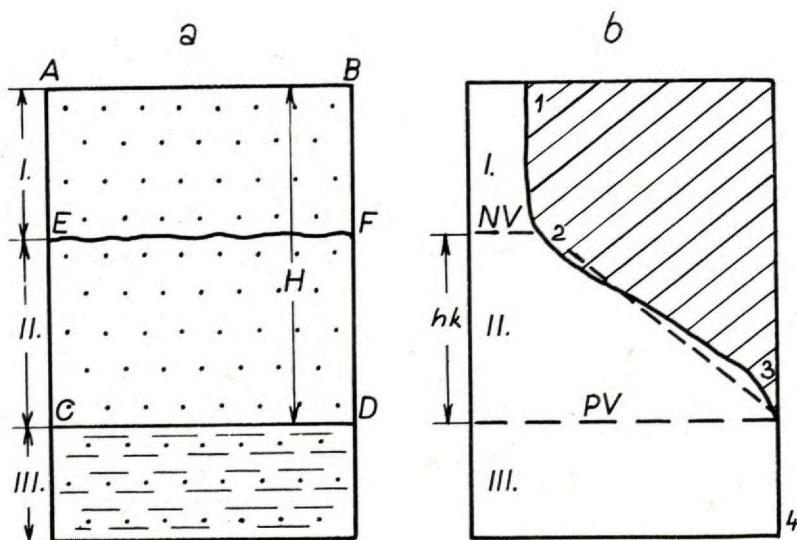
Všetky rovnice vyjadrujú všeobecnú vododajnosť pieskov. V literatúre sa používa aj termín špecifická vododajnosť, resp. koeficient vododajnosti μ , vyjadrujúci pomer medzi množstvom vody (V_v) vytekajúcej pod vplyvom gravitačných síl a celým objemom zeminy (V_s), t. j.

$$\mu = \frac{V_v}{V_s} \quad [4]$$

Koeficient vododajnosti závisí od kvantitatívneho stanovenia všeobecnej vododajnosti: maximálny je pri rovnici [2], minimálny pri rovnici [1].

Analyza rovníc o vododajnosti pieskov na základe súčasných predstáv o schopnosti pieskov vodu prijímať a udržiavať

Vo všetkých troch rovniciach [1] $VO = PV - KV$; [2] $VO = PV - MMV$ a [3] $VO = PV - NV$ pravá strana udáva dve vlastnosti pieskov — maximálnu schopnosť vodu prijímať (PV) a udržiavať (KV , MMV , NV); ľavá strana udáva vododajnosť pieskov a jej presnosť bude zrejmé závisieť od presnosti predošlých veličín (PV , KV , MMV , NV). Úplná nasýtenosť (PV) znamená maximálny obsah vody v pieskoch a rovná sa objemu pórov, pravda, za predpokladu, že nejestvujú



Obr. 1 Zóny zvlhčenia sedimentačnej vrstvy (a) a rozdelenie vlhkosti v nej po drenáži (b); I — zóna aerácie; II — zóna kapilárna (obruba); III — zóna nasýtenia; CD — hladina podzemných vôd; 1, 2, 3, 4 — krivka rozdelenia vlhkosti; h_k — výška kapilárneho vzliania

Fig. 1 Moistening zones of sedimentation bed (a) and division of humidity in it after drainage (b); I — Aeration zone; II — Capillary zone (fringe); III — Saturation zone; CD — Ground water level; 1, 2, 3, 4 — Humidity division curve; h_k Capillary rise

v nich uzavreté priestory vzduchu. V opačnom prípade bude PV menšia ako objem pórov a platí táto rovnica (A. A. R o d e 1952, 1955):

$$MVO = PV - NV - OZV \quad [5]$$

MVO je maximálna vododajnosť, OZV je objem uzavretého vzduchu. Praktické použitie rovnice [5] je však sťažené, lebo objem uzavretého vzduchu sa dá určiť ťažko.

Stav úplnej nasýtenosti pieskov vodou nastáva vtedy, keď sa nachádzajú pod hladinou podzemných vôd. Vysýchaním však hladina podzemných vôd rýchle klesá na úroveň H a stabilizuje sa na línii CD (obr. 1); vrchná hranica kapilárnej zóny je na úrovni EF . V dôsledku osušenia vytečie zo zóny I gravitačná a kapilárna voda, zo zóny II iba gravitačná voda; zvyšujúcu vlhkosť v nich reprezentuje voda viazaná a kapilárna. Ak sa drénovaná vrstva $ABCD$ skladá z rovnomerného piesku, vytečie pri znížení hladiny podzemných vôd zo sedimentu v zóne I viac vody ako zo zóny II, t. j. vododajnosť rozličných horizontov toho istého sedimentu bude rozličná. Jej stupeň pre zónu I je daný rovnicou [2] alebo [3], podľa toho, čo zahrňujeme do množstva vody, ktoré sa udržuje v sedimentoch zóny I. Rovnica [2] platí vtedy, ak predpokladáme, že v zóne I sa udržuje iba viazaná (obalová) voda (MMV — podľa A. F. L e b e d e v a). Podľa výskumu viacerých špecialistov je však v tejto zóne prítomná aj tzv. kontaktná alebo styková voda, teda množstvo vody v zóne I bude väčšie než MMV podľa A. F. L e b e d e v a a vododajnosť vypočítaná podľa rovnice [2] ukáže sa ako nadhodnotená. Presnejšie hodnoty vododajnosti pre zónu I vyplynú z rovnice [3]. Pri použití tejto rovnice treba mať na zreteli, že hodnota NV môže byť rôzna a v zóne I bude kolísat podľa obsahu kontaktovú a kapilárno-zavesenú vodu. Ak je v zóne I prítomná iba viazaná a kontaktná voda, hodnota NV bude minimálna, avšak vododajnosť podľa rovnice [3] bude maximálna.

Ak je v zóne I prítomná kapilárno-zavesená voda, ktorá sa môže vytvárať za určitých okolností v momente zníženia hladiny podzemných vôd, NV bude mať zvýšenú hodnotu a koeficient vododajnosti bude nižší.

Vododajnosť zóny II (zóna kapilárnej obruby) je taktiež diferencovaná: rôznym výškam zodpovedajú rôzne vlhkosti (porovn. A. A. R o d e 1955). Z obr. 2 vidieť, že ak elementárnu vrstvu aa , plne nasýtenú vodou, budeme postupne meniť do polohy vrstiev 1, 2, 3, 4 atď. (k čomu dochádza pri znižovaní úrovne podzemných vôd), v každom jednotlivom prípade sa bude odvádzať rozličné množstvo vody; maximálne v polohe vrstvy 6, ktoré sa bude rovnať rozdielu medzi úplnou nasýtenosťou a najmenšou vlhkosťou. (A. A. R o d e ju definuje ako „množstvo vody, ktoré zostáva v pôde po odtečení voľnej gravitačnej vody a ktoré sa môže v sedimente dlho udržovať“.)

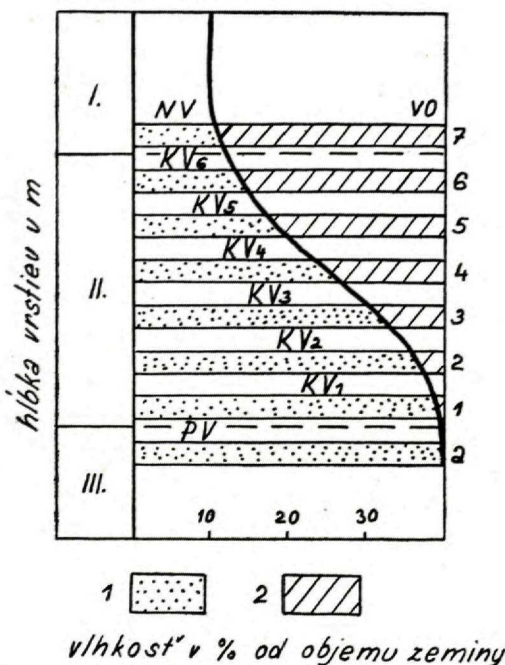
Minimálna vododajnosť bude v polohe vrstvy 1, t. j. pri KV , blízkej PV . V medzivrstvách (2—5) sa vododajnosť pieskov mení podľa hodnoty KV ; závisí rovnako

ako hodnota VO od veľkosti pórov v zóne kapilárnej obruby (pozri obr. 3). Kapilárna vlhkosť, ktorá v rámci kapilárnej obruby dosahuje maximum v spodnej časti obruby a minimum vo vrchnej časti, má za následok aj zmenu vododajnosti pieskov s opačnou tendenciou. V úseku kapilárnej obruby sa vododajnosť pieskov mení podľa jej mocnosti a iba na vrchnej hranici kapilárnej obruby sa môže chápať ako veličina stála.

Z analýzy uvedených rovníc vyplýva, že a) ani jednu z nich nemožno prijať ako jediný vzorec pre výpočet vododajnosti pieskov v rámci odvodneného súvrstvia; b) rovnica $VO = PV - MMV$ najlepšie zodpovedá určeniu vododajnosti pieskov, avšak ich kvantitatívne nadhodnocuje; c) rovnice [1] a [3] charakterizujú vododajnosť pieskov ako premennú veličinu. Rovnica $VO = PV - KV$ v dôsledku nestálosti KV umožňuje určiť vododajnosť pieskov v úseku od jej maximálneho významu (vrch kapilárnej obruby) do minimálneho (spodok obruby).

Najspoľahlivejšie výsledky dáva rovnica $VO = PV - NV$, aj keď sa v určitých úsekoch menia. Najvyššia hodnota VO piesku zodpovedá veličine NV , keď zahŕňa objem viazanej a kontaktovej vody. Ak je prítomná kapilárno-zavesená voda, vododajnosť podľa rovnice [3] bude omnoho menšia.

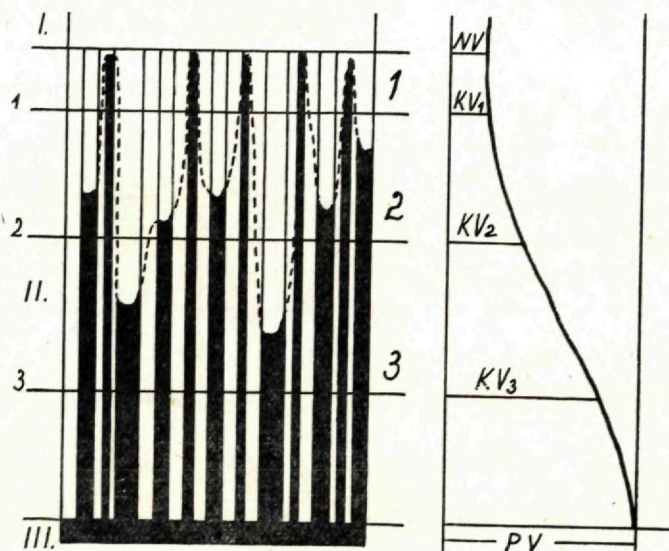
Tieto predstavy o vododajnosti pieskov charakterizujú moment úplného odvodnenia sedimentu, keď pohyb vody nadobúda stacionárny charakter. Analýzy vychádzajú z predstáv, že odtok vody z pieskov nastane odrazu. V skutočnosti však tento proces prebieha v určitom časovom úseku v závislosti od drenážnych podmienok, vlastností sedimentov a iných faktorov. Okrem toho v priebehu drenáže pieskov mení sa aj charakter pohybu podzemnej vody — pohyb sa stáva neustálený a vododajnosť sa prejavuje ako meniacia veličina. Z toho dôvodu sú vyššie uvedené kvantitatívne charakte-



Obr. 2 Vzájomný pomer medzi úplnou (PV), kapilárnou (KV) a najmenšou (NV) nasýtenosťou vodou a vododajnosťou (VO) (podľa A. A. Rode); 1 — voda udržovaná zeminou; 2 — voda uvoľnená zeminou
Fig. 2 Mutual ratio between complete (PV), capillary (KV) and least (NV) water-saturation and water yielding (VO) (according to A. A. Rode); 1 — water held in earth; 2 — water set free from earth

ristiky vododajnosti pieskov nedostatočné a treba hľadať nové kvantitatívne kritériá.

Jedným z príkladov hľadania takýchto kritérií je skúmanie vododajnosti sedimentov pomocou rovníc neustáleného pohybu podzemných vôd (G. N. K a m e n - s k i j 1955, A. F. L e b e d e v 1957, O. N. N o s o v o v á 1962). O. N o s o v o v á na základe analýzy rovnice neustáleného pohybu vody v sedimentoch (Businesskova rovnica) dokázala, že koeficient vododajnosti v tejto rovnici (ako aj koeficient filtrácie), ktorý udáva hydrogeologickú charakteristiku zemín, môže sa meniť podľa trvania drenáže vodonosného súvrstvia. Nestačí preto charakterizovať



O b r. 3 Rozdelenie kapilár a vlhkosti v kapilárnej zóne (II) 1—1, 2—2, 3—3 voľné prierezy po výške kapilárnej zóny; ----- vrchná hranica kapilárnej zóny; KV₁, KV₂, KV₃ — kapilárne nasýtenosti vodou v prierezoch 1—1, 2—2, 3—3

Fig. 3 Division of capillaries and humidity in the capillary zone (II) 1—1, 2—2, 3—3 free cross sections along the height of capillary zone; upper boundary of capillary zone KV₁, KV₂, KV₃ — capillary water-saturation in cross sections 1—1, 2—2, 3—3

vododajnosť pieskov iba koeficientom μ , ale treba nájsť ukazovatele, ktorými by sa dala vyjadriť vododajnosť sedimentov nielen ako ich konštantná, ale aj premenlivá vlastnosť, čiže ako proces. Ako jeden z týchto ukazovateľov navrhuje O. N o s o v o v á tzv. povrchový koeficient vododajnosti (μ_{pov}), charakterizujúci vododajnosť súvrstvia na povrchu depresnej krivky, ktorá sa berie za základ pri výpočtoch. Jej hodnota závisí od intenzity drenáže vodou nasýtenej vrstvy alebo od rýchlosti znižovania hladiny. Analýza rovníc vododajnosti ukazuje, že pre kvantitatívnu charakteristiku môžu byť použité rôzne ukazovatele:

1. *Koeficient vododajnosti nadkapilárnej zóny* (μ_o) zodpovedajúci rovnici [3], t. j. $\mu_o = PV - NV$. Tento charakterizuje vododajnosť vrstvy pieskov nachádzajúcej sa nad kapilárnou obrubou.

2. *Koeficient vododajnosti kapilárnej obruby* (μ_{str}) charakterizuje vododajnosť piesku v rozmedzí kapilárnej zóny a vyjadruje priemernú hodnotu pozdĺž celej výšky tejto zóny. Jeho hodnota závisí od kapilárneho zdvihu, od charakteru kapilárnej krivky (obr. 1b) a môže byť približne vypočítaná podľa rovnice [2] — čiže $str = PV - KV_{str}$, kde KV_{str} je priemerná kapilárna vlhkosť, určená orientačne podľa rovnice

$$KV_{str} = \frac{PV + NV}{2} \quad [6]$$

3. *Povrchový koeficient vododajnosti* — μ_{pov} . Kým prvé dva koeficienty charakterizujú vododajnosť pieskov v momente ukončenia ich drenáže a môžu sa chápať ako stála vlastnosť zemín, tretí (μ_{pov}) vyjadruje vododajnosť ako premenlivú vlastnosť (proces).

Voľba koeficienta vododajnosti záleží od cieľa výpočtov. Napr. koeficienty μ_o a μ_{str} môžu byť použité pri určovaní statických zásob vody, pri výpočte vzdialeností medzi jednotlivými odvodňovacími kanálmi atď. Pri výpočte prítokov vody s neustálym pohybom treba použiť povrchový koeficient vododajnosti, ktorý (podľa rýchlosti zníženia hladiny podzemných vôd) odporúča O. N. Nosovová v týchto rozmedziach:

pri $0,05 < I \leq 0,02$	$\mu_{pov} = (0,5 - 0,6) \times a$
pri $I \leq 0,05$	$\mu_{pov} = (0,6 - 0,8) \times a$
pri $I < 0,001$	$\mu_{pov} = a$

μ_{pov} = koeficient vododajnosti v podmienkach neustáleného pohybu; a = maximálna hodnota vododajnosti (rovná sa rozdielu medzi úplnou nasýtenosťou vodou a vlhkosťou vo vrchnej časti vysokých trubíc po ukončení drenážneho procesu; I = gradient tlaku.

Faktory ovplyvňujúce vododajnosť pieskov možno rozdeliť do dvoch skupín: a) *vnútorné*; b) *vonkajšie*. Prvé sú vlastné samotnému sedimentu, napr. granulometrické a mineralogické zloženie, forma zrn, uľahnutosť, vrstevnatosť, prítomnosť uzavretého vzduchu, kapilárnosť, priepustnosť atď. Do druhej skupiny patria faktory, ktoré nesúvisia, alebo len čiastočne súvisia so sedimentom: hĺbka odvodňovania určujúca polohu vodou nasýtených a kapilárnych zón a tiež zóny aerácie, množstvo a charakter prenikajúcej dažďovej a snehovej vody a pod. V tejto súvislosti poukážeme predovšetkým na vnútorné faktory pretože vododajnosť pieskov závisí hlavne od nich. Vplyv jednotlivých faktorov na vododajnosť pieskov je však zatiaľ málo známy; preto sa k tejto otázke môžeme vyjadriť iba všeobecne.

Väčšina vnútorných faktorov vplýva na vododajnosť pieskov nepriamo, najmä prostredníctvom pórovitosti. Granulometrickým zložením je daný napr. objem a štruktúra pórov, od ktorých bezprostredne závisí nasýtenosť pieskov vodou. Ono do značnej miery určuje aj objem zadržanej vody, a teda aj vododajnosť. Čím je piesok jemnejší a zahlinenejší, tým viac vody sa v ňom udrží a tým menšia (pri podobných iných podmienkach) bude vododajnosť. Hrubší piesok má menšiu schopnosť zadržiavať vodu, takže všetka vlhkosť predstavuje vodu gravitačnú. Prirodzene, vododajnosť pieskov rôzneho granulometrického zloženia sa nemôže bezprostredne porovnávať, lebo tu pristupujú aj iné faktory: uľahnutosť, mineralogické zloženie a pod. Vplyv granulometrického zloženia na vododajnosť možno teda určiť iba porovnávaním rovnorodých pieskov a ďalších faktorov, predovšetkým pórovitosti.

Vplyv uľahnutosti pieskov na ich vododajnosť je tiež zreteľný. Uľahnuté piesky majú menšiu vododajnosť než kypré, lebo majú menšiu pórovitosť. Okrem toho pri uľahnutom uložení piesčité častice sa navzájom spájajú a voda sa zadržiava v uhloch pórov.

Vplyv mineralogického zloženia pieskov na ich vododajnosť sa experimentálne neskúmal. Predsa však možno predpokladať, že pri dostatočnom zastúpení hydrofilných minerálov piesky dobre vodou zmáčané budú mať pri rovnakých podmienkach menšiu vododajnosť než kremité odrody. Na vododajnosť nepochybne vplývajú aj vlastnosti častíc pieskov (ich forma, charakter povrchu atď.) ako sedimentotvorných faktorov. Väčší vplyv by mala preukázať ich vrstevnatosť. Rozloženie vlhkosti vo vrstevnatom piesčitom súvrství poukazuje na to, že podľa polohy vrstiev, rozličného zloženia a uľahnutosti vododajnosť môže byť rozličná nielen v rámci súvrstvia, ale aj v rámci jednej vrstvy.

Podľa niektorých autorov, resp. experimentálnych rovníc, vododajnosť pieskov sa stanovuje podľa ich filtračnej schopnosti, iní zas vychádzajú z analýzy celého radu vodnofyzikálnych vlastností sedimentov.

Spomenuli sme už, že vododajnosť pieskov závisí od mocnosti odvodnenej vrstvy alebo od úrovne hladiny podzemných vôd. V podmienkach neustáleného pohybu vody v pieskoch vododajnosť ovplyvňuje v značnej miere aj rýchlosť znižovania úrovne podzemných vôd a pod. J. S. Markov (1947) na základe pokusov s pieskom v žľabe ešte v r. 1937—38 zistil, že ich vododajnosť pri neustálenom pohybe vody v piesku vertikálne mení sa proporcionálne s rýchlosťou znižovania úrovne podzemných vôd. Čím rýchlejšie sa znižuje úroveň vody, tým menšia je vododajnosť a naopak.

K týmto záverom dospela B. M. Živovová (1957), ktorá pre kapilárnu zónu odporúča za mieru vododajnosti brať 1—2 % z objemu piesku. Pre súvrstvia nad kapilárnou zónou vododajnosť pieskov sa musí stanovovať s prihliadnutím na rýchlosť znižovania hladiny podzemnej vody podľa tab. 1.

O. N. Nosovová vyjadruje závislosť medzi vododajnosťou a rýchlosťou znižovania hladiny podzemnej vody touto rovnicou:

$$\frac{Vz}{m} = \frac{Ko}{ml} \left(\frac{a - m^1}{-a} \right)^n$$

Ko = koeficient filtrácie pri plnom nasýtení sedimentu vodou, m = pórovitosť, a = rozdiel medzi pórovitosťou a % celkového objemu, zaplneného nepohyblivou vodou v póroch, m^1 = povrchový koeficient vododajnosti, n = stály ukazovateľ mocnenia (podľa údajov literatúry 3—4), Vz = vertikálna rýchlosť filtrácie. Táto

Tabuľka 1

Úplná vododajnosť	Vododajnosť (v % od úplnej) pri rôznej rýchlosti zníženia hladiny podzemných vôd v cm/min.					
	0,05	0,1	0,5	1,0	2,0	5,0
1	0,75— 0,80	0,60— 0,65	0,45— 0,50	0,35— 0,40	0,25— 0,30	0,12— 0,15

rovnica je overená experimentálne. Výsledky pokusov ukázali, že koeficient vododajnosti pre jemný piesok pri gradientoch tlaku $J = 0,141 - 0,042$ je takmer 2-krát vyšší, než udáva N. K. Girinskij (1956); 0,278 namiesto 0,15 podľa N. K. Girinského.

A. F. Lebedev študoval dynamiku vododajnosti v terénnych podmienkach a zistil, že pre piesky, ktoré študoval, parametre μ kolíšu od 0,13—0,16 do 0,28—0,31, pričom najnižšia hodnota je v jesennom a zimnom období v dôsledku migrácie vody k zemskému povrchu. Maximálne hodnoty μ bývajú skoro na jar v období infiltrácie vôd z topiaceho sa snehu a v jeseni, v období intenzívnej infiltrácie dažďových zrážok. Priemerné hodnoty $\mu = 0,25$ až 0,27 sú charakteristické pre obdobie október—marec a tiež pre koniec jara a začiatok leta. Hodnota parametra μ závisí od intenzity infiltrácie, rýchlosti výparu, prítomnosti uzavretého vzduchu atď.

Tieto zistenia umožňujú diferencovať význam μ pre jednotlivé obdobia roka, a tak správnejšie riešiť mnohé hydrogeologické úlohy.

Laboratórne metódy stanovenia vododajnosti pieskov

Najvhodnejšou metódou na stanovenie vododajnosti pieskov sú terénne metódy, opierajúce sa o zákon dynamiky podzemných vôd v prirodzenom uložení sedimentov. Napriek prednostiam majú však oproti laboratórnym metódam nevýhodu v tom, že sú zložité, drahé, a preto nie všade dostupné. Žiadalo sa preto rozpracovať jednoduchšie a lacnejšie laboratórne metódy, založené na princípe určovania vododaj-

nosti vo vysokých trubiciach. Niektoré z týchto metód modelujú stanovenie vododajnosti sedimentov na moment ich úplného drénovania, keď pohyb vytekajúcej vody zo sedimentu je ukončený, alebo nadobudne stacionárny charakter. Iné metódy modelujú vododajnosť vo vysokých trubiciach pri neustálenom pohybe.

Stanovenie vododajnosti pieskov vo vysokých trubiciach sa opiera o zákonitosti pohybu a rozdelenia vody v pieskoch. Už A. F. Lebedev zistil, že časť vody ostáva v pieskoch a rozdeľuje sa od vrchu do spodu podľa určitej zákonitosti. Vo vrchnej časti trubice sa voda zadržiava v množstve, zodpovedajúcom úplnému zmáčaniu častíc, t. j. maximálnej molekulárnej nasýtenosti vodou. V spodnej časti trubice sa voda nachádza v množstve blízkom úplnej nasýtenosti vodou. Medzi vrchnou a spodnou zónou je medzizóna s priemernou nasýtenosťou vodou. Voda vo vrchnej časti sa udržiava absorbnými silami, v dvoch spodných zónach absorbnými a kapilárnymi silami. Gravitačná voda pod vplyvom síl gravitácie vyteká z trubice.

Zákonitosti rozdelenia vody vo vysokých trubiciach, stanovené A. F. Lebedevom potvrdili a spresnili ďalšie výskumy. Metódu vysokých trubíc použil v ZSSR A. A. Karpinskij (1937), V. G. Tkačuk (1949), O. N. Nosovová (1962), N. N. Bindeman (1953), P. I. Fadejev (1963) a i. Jej podstata spočíva v drévaní vodou nasýteného piesku v trubici, ktorá je celá, alebo skladacia. V druhom prípade prístroj predstavuje sériu navzájom spojených segmentov (pohárov), pričom ich výška u Karpinského a Nosovovej je 10 cm, u iných viac alebo i menej. Celková výška trubíc je 0,6—2—2,5 m. Ďalšie časti sú: rúrky — piezometry, spojovacie hadice, fľaše na vodu atď. Najdokonalejšiu konštrukciu prístroja použila O. N. Nosovová (1962). Trubice sa plnia pieskom „suchým“ i „mokým“ spôsobom.

Po zasypaní a nasýtení piesku vodou určuje sa bezprostredne vododajnosť. Voda steká do úplného ukončenia stekania. Čas drenáže alebo ukončenia vododajnosti je podľa zloženia a vlastností piesku rôzny — od niekoľko hodín do niekoľko dní. Po ukončení stoku vody rozoberali sa kolóny a stanovila sa vlhkosť pieskov z jednotlivých segmentov. Z týchto výsledkov sa vyhotovili krivky vlhkosti a na základe hodnôt PV , MMV alebo NV určovala sa podľa rovníc [1], [2] alebo [3] vododajnosť v %.

V priebehu odtokania vody meralo sa jej množstvo, na základe ktorého sa vypočítal koeficient vododajnosti (vo vzťahu k celej trubici alebo jednotlivých jej častí). Pokusy ukázali, že vododajnosť stanovená na základe bezprostredného merania vytekajúcej vody je vždy menšia ako vododajnosť vypočítaná z rovnice [1], [2] a [3]. Príčinu toho treba hľadať v prítomnosti uzavretého vzduchu.

Najdokonalejší prístroj — trubicu použila O. N. Nosovová (obr. 4); pomocou neho zisťovala hodnoty nielen μ_0 a μ_{str} , ale aj povrchový koeficient vododajnosti μ_{pov} . Pri jeho zisťovaní (jeho hodnota závisí od vertikálnej rýchlosti

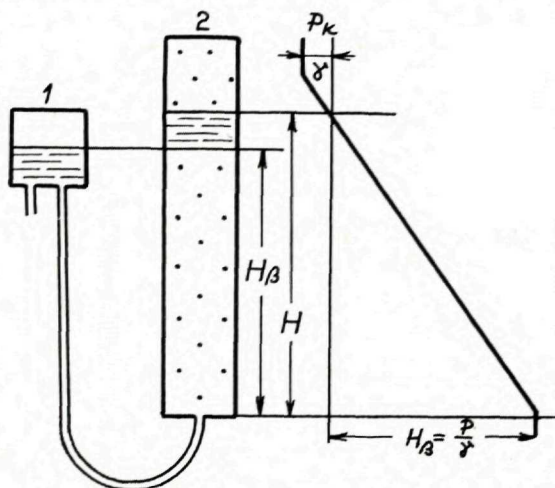
pohybu vody v piesku (Vz), t. j. $\mu p_{ov} = f(Vz)$, O. N. Nosovová vychádzala z predpokladu že $Vz = const$. Takýto pohyb nastáva pri drenáži vo vysokej trubici vtedy, keď je rýchlosť filtrácie stála, t. j. keď východ vody z trubice prebieha pri rovnomernom znižovaní hladiny vody.

Okrem vysokých trubíc používajú sovietski vedci aj iné metódy. E. S. Markov určoval napr. vododajnosť v žľabe o rozmere $744 \times 64 \times 80$ cm. Žľab sa do výšky 60 cm zaplní pieskom a úplne nasýti vodou; na vzdialenosť 10 cm sú stanovené drény. Postupným odkrývaním drénov sa zabezpečuje vytekanie vody z piesku a jej meranie. Zníženie tlaku v procese drenáže piesku a hladiny vody sa fixuje piezometrami. Vododajnosť sa vypočítava z pomeru vody vytekajúcej za čas T a objemu drenážovaného piesku. Touto metódou sa dobre modeluje vododajnosť piesku v rôznych drenážnych podmienkach. Veľkosť prístrojov a objemu drenážovaného piesku dovoľujú ju však použiť pre masové určovanie vododajnosti v laboratórnych podmienkach.

Svojrážnu metódu určovania vododajnosti pieskov navrhol P. A. Kiseľov (1951) a nazval ju metódou *indikátorov*. Zakladá sa na závislosti

medzi rýchlosťou filtrácie (V) a skutočnou rýchlosťou (U) pohybu vody v pieskoch, t. j. $V = nU$, kde n znamená pórovitosť piesku. Ak sa n zamení koeficientom vododajnosti μ a rýchlosť sa vyjadří pomocou zodpovedajúcich objemov vody (Qv) a sedimentu (Qs), podľa P. A. Kiseľova dostaneme rovnicu, z ktorej ľahko určíme μ ako pomer medzi objemom vody vytekajúcej zo sedimentu a objemom sedimentu. Stanovenie μ sa vykonalo v sklenených trubiciach o priemere 31 mm, výške 25 cm a hrúbke vrstvy piesku 10 cm. Rýchlosť filtrácie vody sfarbenej skalnicou modrou (indikátorom) cez piesok fixovala sa sekundomerom.

Kiseľovova metóda umožňuje v podstate určiť iba jeden z dynamických koeficientov vododajnosti, čo jej použitie obmedzuje. Najvýhodnejšou metódou sú vysoké trubice, najmä v modifikácii O. N. Nosovovej.



Obr. 4 Schéma aparátu pre stanovenie vododajnosti pieskov i epiura tlaku vody (podľa O. N. Nosovovej)

Fig. 4 Scheme of apparatus for water yielding determination of sands and epiura of water pressure (according to O. N. Nosova)

Niektoré výsledky laboratórnych stanovení vododajnosti pieskov Záhorskej a Meščerskej nížiny*

Pre stanovenia vododajnosti pieskov študovaných rajónov autori článku odobrali vzorky pieskov rôznej genézy a veku (eolické, fluvialne, glacialfluvialne); údaje o granulometrickom zložení, uľahnutosti, pórovitosti atď. sú uvedené v tabuľkách 2 a 3. Vidno z nich, že piesky sú väčšinou veľmi jemno-jemnozrnné (podľa klasifikácie E. M. Sergejeva 1959) dobre vytriedené ($S_0 = 1,12$ až $1,86$). Uľahnutosť pieskov je rôzna, na Záhorskej nížine $1,55$ — $1,69$ (tab. 2), v Meščerskej nížine $1,49$ — $1,73$ (tab. 3). Pórovitosť pieskov je v intervale 35 — 43 %.

Výsledky stanovenia vododajnosti pieskov

Číslo	Lokalita (genéza piesku)	Vyhodnotenie piesku (podľa klasifikácie J. M. Sergejeva)	% frakcií v mm				
			> 2	2—1	1—0,5	0,5—0,25	0,25— 0,10
1	2	3	4	5	6	7	8
1	2 km z. od Lábu (eol.)	jemno-veľmi jemnozrnný	—	0,18	3,81	20,60	65,25
2	Z okraj Jakubovafí (eol.)	rôznorodý	0,22	5,95	27,25	26,85	34,40
3	1,5 km z. od Kosto- lišťa (eol.)	jemno-veľmi jemnozrnný	—	0,47	6,20	21,25	64,38
4	0,5 km sz. od Malých Levár (al.)	rôznorodý	3,72	4,47	12,34	21,30	45,60
5	V okraj Mor. Jána (eol.)	jemno-veľmi jemnozrnný	—	0,94	14,60	32,26	48,75
6	Pieskovňa s. od Sekúl (eol. resed.)fl	rôznorodý	8,03	9,0	22,49	29,19	24,37
7	Prvá hájovňa jz. od Studienky (eol.)	veľmi jemno-fl zrnný	—	0,17	2,80	12,36	72,30

Pre stanovenie vododajnosti pieskov sme použili vysoké trubice z ebonitu, ktoré sa skladali z jednotlivých segmentov, navzájom zošraubovaných. Výška segmentov bola 5 cm, priemer 4,3 cm. Kvôli lepšej izolácii sme kládli medzi jednotlivé segmenty gumové vložky. K spodnému segmentu bol našraubovaný ebonitový lievik; vo vrchnej časti mal sitko, ktoré zároveň slúžilo aj ako dno celej trubice. K lieviku sa pripojila gumová hadica, ktorou sa privádzala voda. Na konci hadice bola sklenená nádoba na spôsob otvoreného cylindrického lievika, slúžiaca pre podávanie vody a ako zlievajúca nádoba pri vypúšťaní vody pozdĺž trubice. Výška

* Meščerská nížina sa nachádza v oblasti Ruskej roviny, je ohraničená riekami Kľazmou, Moskvou, Okou, Sudogdou a Kolpou. Nížina predstavuje fluvialnu prarovinu, vytvorenú v období kvartéru činnosťou ľadovcových vôd. Súčasťou jej geologickej stavby sú polygenetické piesky, uložené na jurských íloch.

trubice sa prispôbovala charakteru sedimentu; pre strednozrné piesky sa použila od 70 do 100 cm, pre jemnozrné od 100 do 150 cm. Trubice sa naplnili pieskom „mokrým“ spôsobom. Ich uľahnutosť sa zhruba vyrovnala prírodným podmienkam. Potom sa do piesku až do úplného nasýtenia vpúšťala cez sklenený lievik a gumovú hadicu postupne voda. Uvoľnená voda vytekala z trubice hadicou pozdĺž valca pomocou postupného znižovania skleneného lievika. Najnižšia a konečná úroveň vody v sklenenom lieviku zodpovedala 10 cm výške piesku v trubici. Čas odtekania voľnej vody z trubice bol pre strednozrné piesky 10 hodín, pre jemnozrné 24 hodín a pre piesky hlinité 48 hodín. Po vytečení sa trubica postupne, počnúc od vrchného segmentu rozoberala a po 10 cm sa odoberali vzorky na stanovenie vlhkosti; na základe množstva vytečenej vody a ostávajúcej vody sa zisťovala plná (PV), kapilárna (KV) a najmenšia (NV) nasýtenosť vodou a vypočítala sa vododajnosť.

Záhorskej nížiny (podľa E. Vaškovej)

Tabuľka 2

0,10	Granulometrické koeficienty		Špecifická váha	Objemová váha	Pórovitosť v % (obj.) Plná nasýtenosť vodou PV	Nasýtenosť vodou v % (objemnosť)		Vododajnosť	
	Md	So				Kapilárna KV	Najmenšia NV	Nadkapilárnej zóny — μo	Kapilárnej zóny (obrubby) μstr
10,16	0,18	1,35	2,65	1,55	42	24,4	6,8	0,35	0,18
5,33	0,33	1,86	2,61	1,69	35	22,8	10,5	0,25	0,12
7,70	0,18	1,38	2,62	1,62	38	22,5	7	0,31	0,16
12,57	0,21	1,74	2,62	1,61	38	24,5	11	0,27	0,14
3,45	0,28	1,58	2,62	1,63	38	23,0	8	0,30	0,14
6,92	0,36	1,86	2,64	1,65	38	23,4	8,8	0,29	0,15
12,37	0,17	1,12	2,64	1,56	40	26,5	12,9	0,27	0,14

Zhodnotenie výsledkov

Pre kvantitatívne stanovenie vododajnosti pieskov ako ich fyzikálnej vlastnosti boli použité dva koeficienty: koeficient vododajnosti piesku nadkapilárnej vrstvy μo a koeficient vododajnosti kapilárnej obrubby μstr . Výsledky sú uvedené v tabuľkách 2 a 3, podobne aj pôvodné hodnoty plnej, kapilárnej a najmenej nasýtenosti. Hodnota plnej vododajnosti sa brala podľa celkového objemu pórov, kapilárna a najmenšia nasýtenosť vodou sa zisťovala bezprostredne vo vysokej trubici. Z priložených tabuliek vidieť, že koeficient vododajnosti pieskov Záhorskej nížiny v kapilárnej zóne (μstr) kolíše od 0,12 do 0,18, priemer 0,15; z Mešcerskej nížiny od 0,09 do 0,19, priemer 0,14. Koeficient vododajnosti nadkapilárnej zóny (μo) pieskov

Výsledky stanovenia vododajnosti pieskov

Číslo	Lokalita (genéza piesku)	Vyhodnotenie piesku (podľa klasifikácie J. M. Sergejeva)	% frakcií v mm				
			> 2	2-1	1-0,5	0,5-0,25	0,25-0,10
1	2	3	4	5	6	7	8
1	J od obce Kurovskej na glacifluviálnej rovine	veľmi jemnozrnný	—	0,4	1,6	18	73
2	glacifluviálna rovina v okolí obce Česnokovo	práškovito-veľmi jemnozrnný	—	—	2	11	48
3	I. terasový stupeň r. Narma pri obci Snochine	jemno-veľmi jemnozrnný	—	3	20	32	40
4	glacifluviálna rovina pri obci Busajevo	veľmi jemnozrnný	—	—	1	10	70
5	glacifluviálna rovina pri obci Fomine	veľmi jemno-práškovitý	—	—	1	20	21
6	Údolná niva r. Gus pri obci Duchovici	práškovito-veľmi jemnozrnný	—	—	1	13	48
7	glacifluviálna rovina pri obci Okatovo	veľmi jemno-jemnozrnný	—	—	3	48	28
8	glacifluviálna rovina pri obci Obsicha	jemno-veľmi jemnozrnný	—	—	3	17	69
9	glacifluviálna rovina pri obci Pogost	jemno-veľmi jemnozrnný	1	4	20	33	39
10	III. terasový stupeň r. Oky pri obci Ižovskoe	veľmi jemnozrnný	—	—	1,5	0,5	75
11	I. terasový stupeň jazera Beloje pri obci Ušmer	práškovito-veľmi jemnozrnný	—	0,5	1,5	13	62

Záhorskej nížiny kolíše od 0,25 do 0,35, priemer 0,29; z Meščerskej nížiny 0,28—0,34, priemer 0,30, čiže hodnota vododajnosti pieskov nadkapilárnej zóny ($\mu\sigma$) je u oboch nížin vyššia a približne 2-krát väčšia ako kapilárnej (obrubby) zóny — μstr .

LITERATÚRA

[1] Aravin V. I. — Numerov S. N., 1953: Teorija dviženija židkosti i gazov v ne-deformirujemoj poristoj srede. Gostechizdat, Moskva. — [2] Bindeman N. N., 1953: Opredelenije dinamičeskich zapasov gruntovyh vod po vodootdače peskov. VODGEO, Moskva. — [3] Dolgov S. I., 1948: Issledovanie pozdvižnosti počvennoj vlagi i jejo dostup-

0,10	Granulometrické koeficienty		Špecifická váha	Objemová váha	Pórovitosť v % (obj.) Plná nasýtenosť vodou PV	Nasýtenosť vodou v % (objemnosť)		Vododajnosť	
	Md	So				Kapilárna KV	Najmenšia NV	Nadkapilárnej zóny	Kapilárnej zóny (obruba)
								μo	μstr
9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
7	0,20	1,25	2,65	1,63	39	24	8	0,31	0,15
39	—	—	2,65	1,55	43	28	11	0,32	0,15
5	0,27	1,85	2,66	1,73	35	22	3	0,32	0,13
19	0,17	1,40	2,66	1,62	39	30	11	0,28	0,09
58	—	—	2,66	1,68	37	24	9	0,28	0,13
38	—	—	2,67	1,49	44	25	13	0,31	0,19
21	0,25	1,73	2,64	1,62	39	25	5	0,34	0,14
11	0,18	1,41	2,65	1,51	43	30	11	0,32	0,13
3	0,27	1,67	2,67	1,66	38	25	7	0,31	0,13
23	0,15	1,25	2,64	1,64	38	24	8	0,31	0,15
23	0,15	1,25	2,66	1,65	38	22	9	0,29	0,16

nosti dľa rastení. Izd. AN SSSR, Moskva. — [4] Fadejev P. I., 1963: O vodootdače peskov i laboratornych metodach jejo opredelenija. Sbor. „Laboratornye metody issledovanija fiziko-mechaničeskich svojstv gornych porod v inženerno-geologičeskich celjach“, Moskva. — [5] Girinskij N. K., 1956: Podščot koeficienta vodootdači po dannym opytnych vodonipžženij i moščnych kustovych otkačček. Razvedka i ochrana nedr, No 1, Moskva. — [6] Jeseňák J., 1958: Mechanika zemín. Manuskript SVŠT, Bratislava. — [7] Kamenickij G. N., 1955: K metodike opredelenija koeficienta „ μ “ v uravnenijach neustanovivšegosja dviženija gruntovych vod. Trudy Lab. Gidrogeol. problem t. 12. AN SSSR, Moskva. — [8] Karpinskij A. A., 1937: Ob opredeleniji vodootdači peskov v vysokich kolonnach. Sb. „Eksperim. rabot po izuč. fiziko-mech. svojstv gruntov“. M. Glavgeolrazv. Moskva. — [9] Kiseľov P. A., 1951: Izučenie vodootdači porod pri pomošči indikatorov. Izv. No 2,

AN BSSR, Minsk. — [10] Lebedev A. F., 1936: Počvennyje i gruntovyje vody. AN SSSR, Moskva. — [11] Lebedev A. F., 1957: Opredelenije parametra „ μ “ po dannym stacionarnych nabludenij za vlažnostju gruntov zony aeracii. Trudy VSEGINGEO, sb. 15, Moskva. — [12] Markov E. S., 1947: Dinamika vodootdači pri neustanovivšemsja diviženiji gruntovyh vod. Dokl. VASCHNIL, No 4, Moskva. — [13] Nosovová O. N., 1962: Raščot vodootdači pesčanyh gruntov. Gosenergoizdat, Moskva — Leningrad. — [14] Plotnikov N. A., 1955: Novyj metod opredelenija koeficienta vodootdači vodonosnyh porod sposobom otkački. „Gidrotehnika i melioracija“, No 2, Moskva. — [15] Rode A. A., 1952: Počvennaja vlaga. Izd. AN SSSR, Moskva. — [16] Rode A. A., 1955: Vodnyje svojstva počv a gruntov. AN SSSR, Moskva. — [17] Rode A. A., 1960: Metody izučeniya vodnogo režima počv, Moskva. — [18] Savarenskij F. P., 1933: Hidrogeologija. ONTI, Moskva. — [19] Sergejev E. M., 1959: Gruntovedenie, Moskva. — [20] Tkačuk V. G., 1949: K metodike opredelenija vodootdači peskov, Lvov. — [21] Živovová B. M., 1957: Nekotoryje rezul'taty opytnogo opredelenija vodootdači grunta. Naučnyje zapiski MIIVCH, t. 19, Moskva.

G. FADEJEV—E. VAŠKOVSKÁ

TO THE PROBLEM OF WATER-YIELDING OF SANDS WITH APPLICATION TO THE ZÁHORIE AND MEŠČER LOWLANDS

In this article theoretical considerations of wateryielding, laboratory methods of finding it out and data of facts related to sands of the Záhorie and Meščer Lowlands are presented. The importance of determination of water-yielding, chiefly in calculations of static and dynamic ground water storage is stressed. As water-yielding of sands their ability to supply gravity water in the way of free draining is understood. Under water-yielding a property as well as process, i. e., uninterrupted diminishing of water content in sand in time is understood. The meaning of general and specific water-yielding is being distinguished. Specific water-yielding or water-yielding coefficient (μ) is determined by relation of the volume of water (Vv) flowing out from certain volume of earth (Vs) under the influence of forces of gravity,

$$\text{i. e. } n = \frac{Vv}{Vs}$$

For quantitative determination of water-yielding three indicators are recommended to be employed.

1. Coefficient of water-yielding of earth (μ_0) characterizes water-yielding of a bed of sand lying above the capillary fringe. It corresponds to the difference between full and least humidity and values of water-yielding of sands in the moment when their draining is ending i. e. as property.

2. Coefficient of water-yielding of the capillary fringe (μ_{str}) characterizes water-yielding of sands at the borders of the capillary fringe representing the average variable of the whole height of the fringe.

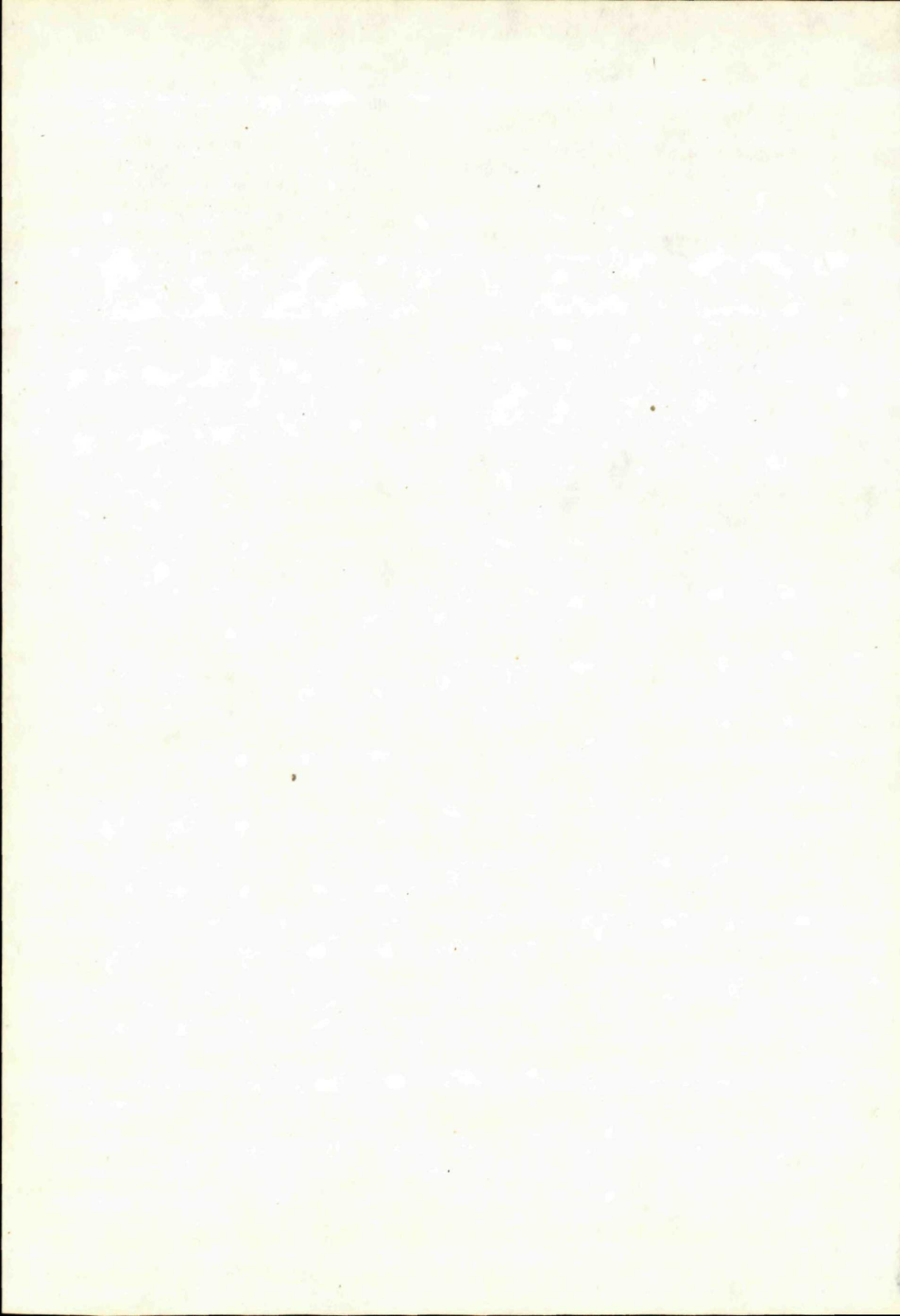
3. Superficial coefficient of water-yielding (μ_{pov}) characterizes the process of diminishing the humidity of sand with unceasing water circulation.

In the article the factors influencing water-yielding of sands are also indicated.

For determination of water-yielding of sands und laboratory conditions the method of high pipes was employed, enabling best modeeling of water-yielding of sands under natural condi-

tions. The high pipe employed consisted of bases from bakelite, 5 cm high. The height of the pipe depends on the variety of sands, within the limits of 0,6 to 2—2,5 m. Filling up of the pipe with sand was made by means of the „wet“ method, i. e. water, owing to which removal of air was attained. The time of draining the sands in the pipe was determined by means of granulometric composition of sands and that from several hours till two days.

Average values of water-yielding of sands of the Mešcer Lowland: μ_o — 0,30, μ_{str} — 0,14, the Záhorie Lowland: μ_o — 0,29, μ_{str} — 0,15.



RADAN KVĚT

PŘÍSPĚVEK K VÝSKYTU ČESKOSLOVENSKÝCH UHLIČITÝCH VOD A JEJICH SEPĚTÍ SE SYSTÉMY PUKLIN A HLUBOKÝCH ZLOMŮ

Úvod

Přehled znalostí a názorů o hlubinných zlomech publikoval souhrnně V. E. Chain (1963). Podle něho se hlubinné zlomy vyznačují třemi hlavními znaky: 1. velkou délkou, 2. značnou hloubkou založení, 3. dlouhou dobou trvání a vícefázovým rozvojem. Hlubinné zlomy rozdělují zemskou kůru ve velké kry s odlišným vývojem a režimem pohybů. Na přítomnost hlubinných zlomů lze podle Chaina usuzovat z celé řady indicií geologických i geofyzikálních. Tak je to např. ze strukturních znaků zhuštění povrchových zlomů v poměrně úzké zóně, nebo veliké regionální stříhy. Z geofyzikálních znaků lze uvést změnu úrovně Conradovy nebo Moho-diskontinuity či lineární rozmístění zemětřasných ohnisek vázané na hluboké části zemské kůry, tíhové gradienty a lineární magnetické anomálie. Pomocná kritéria dávají též znaky geomorfologické. Jsou to např. hranice horských hřbetů a mezihorských depresí. Charakteristické jsou také směry říční sítě ap. Důležitým příznakem přítomnosti hlubinných zlomů jsou základní až ultrabazické intruze a výskyty vulkanitů. Rovněž hydrotermální přeměny hornin a metalogenese mají vztah k hlubinným zlomům. Konečně se jako vedlejší znak uvádí lineární rozložení termálních vývěrů — důsledku vystupování hluboko uložených podzemních vod po hlubinných zlomech. Nepřítomnost magmatických a zemětřasných projevů však nemůže prokazovat neexistenci hlubinného charakteru zlomu. Většina hlubinných zlomů má vertikální nebo příkrý sklon.

Mnoho pozornosti hlubinným zlomům na celé zemi včetně Československa věnuje I. I. Čebanenko (1963, 1964) a podobně i V. G. Bondarčuk (1962).

Vztahem hlubinných tektonických zón k metalogenesi v Českém masivu se zabývá N. Vondrová (1963), která podrobně probírá otázky hlubinných zlomů ve své pozdější práci, na niž odkazuji jako na výchozí výklad (N. Šťovíčková 1967).

Současné názory na genetické problémy minerálních vod a jejich vztah k tektonice

Vztah minerálních vod ke geologické stavbě slovenských Karpat rozebírá M. Maheľ (1952). Soudí, že prameny sirovodíkových vod, vystupující i po velkých zlomech neobsahují juvenilní plyny, ale že jsou v nich rozpuštěny plyny chemických procesů (z redukce síranů bakteriemi, nebo uvolněné anorganickou cestou z pyritů). Kysličník uhličitý uhličitých vod* pokládá za spjatý s mladou tektonikou hluboko sahajících zlomů, předpokládá však, že je bez vztahu k vulkanické činnosti. Původ kysličníku uhličitého odvodzuje od pozvolného zplyňování karbonatických hornin pokleslých do velké hloubky podél zlomových linií za vysokých tlaků a teplot. Termální vody pak podle M. Maheľa nejsou ovlivňovány mladými magmatickými centry, ale jsou vázány převážně na centrální pásma Západních Karpat, kde je tektonická stavba charakterisována mohutným zvrásněním a vytvořením zlomů s hluboko se ponořujícími sestupnými cestami vod a zlomovou strukturou, umožňující rychlý výstup terem k povrchu. Nejběžnějším typem výstupu minerálních vod jsou podle autora zlomové poruchy, ať zlomové linie (většího i hloubkového rozsahu), nebo menší zlomy (lokální). Vody na těchto zlomech nevystupují po celé délce, ale pouze tam, kde jsou souvislosti vrstev porušeny druhotnými činiteli, často tedy ve styku podélného zlomu s příčným, někdy ve styku s vodonosným souvrstvím a pod.

Vztahem mezi geotektonikou a minerálními prameny ve střední Evropě se zabývá A. Giesler (1959). Upozorňuje, že směr pohoří utvářený saxonským vrásněním je často SZ—JV, a také S—J nebo SV—JZ. Klade důraz na velký význam hlavních geotektonických linií. Uvádí nejdůležitější dosud diskutované závěry o různých typech minerálních vod:

1. Termy získávají teplotu a) geotermickým stupněm, b) magmatickým hydrotermálním pochodem, c) geochemicky, exotermní reakcí. Přirozené termy jsou lokalisovány v závislosti na tektonických podmínkách. Uměle navrtnané termy jsou spíše závislé od hloubky vrtu.

2. Původ kysličníku uhličitého v kyselkách může být objasněn a) hydrotermálními pochody zbytkového magmatu tercierního vulkanismu, b) migrací ze zásobních prostor litosféry („fossilní“ plyn), c) recentními geochemickými anorganickými procesy, d) recentními geochemickými biogenními procesy. Obvykle je intenzivní přívod CO_2 vázán na určité oblasti.

3. Sirovodíkové vody mohou mít sirovodík původem a) z geochemických procesů omezených však podle petrografického složení hornin jen na jistá místa v litosféře, b) z biogenních procesů závislých též na petrografických a geochemických složkách, c) působením alkalických terem na pyrit (podle Frickeho). Jejich vývěry nejsou geotektonicky lokalisovány.

M. Michalíček (1960) při řešení geneze CO_2 v Podunajské nížině považuje tento plyn za většinou postvulkanický s. l., případně za plyn vzniklý metamorfními

* Pojem „uhličitě vody“, jak ho používám v této práci, zahrnuje všechny vody s rozpuštěným kysličníkem uhličitým v koncentraci zvýšené nad hodnotu jeho rovnovážného stavu (předešlým s hydrouhličitánovou složkou vod); zahrnuje tedy i vody s obsahem CO_2 menším než 1 g/l (kyselky).

pochody. Tento názor opírá o zjištěné vysoké obsahy karbonátových minerálů v horninách, nálezy karbonátových hornin v podloží západní části Podunajské nížiny a intenzivní vulkanickou ještě mladotřetihorní činnost.

Při hydrogeochemickém studiu karpatského flyše jsem pokládal (R. Květa 1960) CO₂ za postvulkanický v širším smyslu t. j. uvolněný z karbonátových hornin zvýšenou teplotou způsobenou větší tepelnou vodivostí vyvěřelých hornin, za anomálního geotermického stupně.

Cestami příronu juvenilního CO₂ se zabývá O. Hynie (1963), který se věnuje podrobně též jednotlivým zřídům a zřidelním oblastem. Za hlavní cesty CO₂ označuje velké zlomy, nebo zlomová pásma směrné tektoniky. Pohyby na zlomech umožnily dle O. Hynie vznik hlubokých propadlin se soustřeďováním teplé vody v síti hluboko sahajících trhlin a s formováním geotermálních teplec. Výstup CO₂ se naopak soustřeďuje v tektonických elevacích a podmiňuje tam formování studených kyselék. V Karpatské soustavě jsou výstupovými cestami vedle zlomů a zlomových pásem též otevřenější násunové plochy příkrovů. O. Hynie odmítá názor Lepšův o vzniku akrototerm. Soudí, že akrototermny vznikají cirkulací povrchové vody rychlým oběhem do velké hloubky po trhlinách, soustřeďováním v nejhlubší depresi a rychlým výstupem do pramenů. Jako příklad uvádí termu v Bojnici.

Hydrogeologickým významem kysličníku uhličitého v Českém masivu se zabývá V. Myslík (1964). Soudí, že kysličník uhličitý je zde třeba vázat na pochody probíhající v kůře zemské za vysokých tlaků a teplot jako postvulkanický dozvuk. Plošné rozmístění výstupů je vázáno na dva základní směry: směr krušnohorského příkopu a sudetský směr, při čemž nejintenzivnější výstupy jsou na západním a východním konci těchto směrů, t. j. v místech s nejmladšími projevy povrchového vulkanismu. Za hlubinné cesty výstupu CO₂ považuje regionální linie s větším hloubkovým dosahem v kůře zemské, např. kontaktní plochy žulových masivů, linie na styku dvou bloků, na nichž došlo k pohybu (Český masiv—Karpatská soustava), linie okrajových zlomů příkopových propadlin ap. Dále autor uvádí, že v příhodných strukturách je CO₂ druhotně akumulován. Pokládá za možné, že se zde nalézá jak v plynném tak v kapalném skupenství.

O původu kysličníku uhličitého a uhličitých vod v Českém masivu diskutuje J. Vrba (1964a). Výskyty CO₂ jsou vázány dle autora na staré a hluboké zóny především v oblasti styku Českého mezihorského bloku (z hlediska postvulkanických projevů dnes negativního) a areálu intenzivní variské tektogenese (s pozitivními postvulkanickými projevy). Předpokládá na rozdíl od názorů O. Hynieho a V. Myslíka (l. c.), že rozmístění a intenzita současných výronů CO₂ není v přímém souladu s časovým odstupem od ukončení zjevné sopečné činnosti, dále že souvislost mezi vulkanismem a výrony CO₂ je dána jejich vztahem na analogické geotektonické prvky. Výskyt kysličníku uhličitého v Českém masivu souvisí podle J. Vrby se závěrečnou fází neoidního vulkanismu; genetickou spojitost s metamorfními pochody pokládá za problematickou a málo pravděpodobnou. V této souvislosti

poukazuje na pozoruhodnou shodu mezi enormními koncentracemi chloridů a kyslíčnicku uhličitého a soudí, že ve většině případů se jedná o juvenilní původ chloru (v sedimentárních oblastech pokládá za možný původ chloridů ze sedimentů).

Svůj názor na původ CO_2 v minerálních vodách jsem nově formuloval, vcelku shodně s některými jinými autory, v roce 1964 (R. K v ě t 1966). Kyslíčnick uhličitý jsem geneticky vázal na hluboké zlomy a předpokládal jsem, že vzniká v hlubších partiích zemské kůry nebo také v podkorových oblastech Země, ať už jsou ve spojitosti s magmatickými krby či nikoliv. Zde se mění horniny za vysokého tlaku a teploty, a i když průběh změn není znám, je pravděpodobné, že za jistých podmínek se uvolňuje kyslíčnick uhličitý. Odtud tedy docházím k závěru, že původ CO_2 je možno označit jako abyssální anorganický. Nevylučuji však v některých případech též jeho vznik oxidací organických látek, avšak jeho koncentrace pak nepřesahuje asi 100 mg/l vody.

Genesí kyslíčnicku uhličitého v minerálních vodách se zabývali rovněž O. F r a n k o, L. M e l i o r i s (1965). Přiklánějí se k názoru, že CO_2 ve vodách Západních Karpat je ve vztahu k mladotřetihornímu vulkanismu a odmítají jako nepravděpodobný výklad o původu CO_2 rozkladem karbonátů. Důvod vidí v nedostatečně vysoké teplotě v hloubkách, v nichž leží karbonatické horniny a nemožnosti jejich rozkladu. Předpokládají, že k rozkladu může dojít teprve při překročení 360°C , kteréžto teplotě odpovídá podle autorů hloubka kolem 20 km, v níž se již žádné karbonáty podle současných znalostí nevyskytují.

O kyslíčnicku uhličitým v Podunajské pánvi soudí I. P a g á č (1966), že je postvulkanického původu — vázaný na neovulkanický pruh zjištěný na starých tektonických liniích obnovených při tortonských pohybech v Karpatech.

Genese kyslíčnicku uhličitého v zemské kůře je dlouho diskutovaným problémem. Většina geologů se kloní k názoru o původu CO_2 z postvulkanických exhalací — CO_2 ryze juvenilní (např. O. H y n i e 1963). Názor o metamorfním původu CO_2 např. termickým rozkladem karbonátů — CO_2 juvenilní v širším smyslu — zastává např. M. M a h e l (1952). Absorbci CO_2 ze vzduchu vadosními vodami infiltrujícími do zemské kůry zdůvodňuje vznik A. A. S m i r n o v (1955). Konečně oxidací organických látek (živic, uhlí) vysvětlují původ CO_2 další autoři (např. J. N o w a k 1927).

Hlubinné zlomy a vývěry minerálních vod v Československu

Prvním podnětem k dále uváděným vývodům bylo sestavení mapy československých minerálních vod, zvláště vod uhličitých. Jejich výskyt v uzavřených areálech, často v liniích nebo malých okrscích je nápadný i bez geologických údajů. Uhličitě vody vyvěrají u nás především v oblastech postižených třetihorním vulkanismem a na křížení významnějších zlomů. Jakmile jsem přikročil k sledování závislosti vývěrů uhličitých a termálních vod, třetihorních vulkanických projevů a průběhu zlomů stávalo se stále víc zřejmé, že nejvýznamnější minerální vody (největších

lázní) vyvěrají na nejdůležitějších, nejhlubších zlomech či zlomových pásmech a leží často na společné linii přívodních cest třetihorních sopek a též i oblastí se zvýšenou seismicitou; některé vody vyvěrají na zlomových nebo puklinových soustavách pre-disponujících směry vodních toků.

Pracovní hypotézou, z níž vycházím, je názor, že hlubinné zlomy hrají důležitou roli ve stavbě zemské kůry. Usměrnují pohyb ker-bloků, uvolňují cesty magmatu a ovlivňují tak rozmístění povrchových projevů vulkanismu, slouží za přívodní cesty hydrotermálním roztokům a konečně jsou hlavní drahou, po níž vystupují četné minerální vody, zvláště pak uhličitě vody a vody termální. Kromě hlubinných zlomů (lineamentů) často obdobně slouží jako přívodní cesty i ostatní zlomy, které ať přímo nebo nepřímo souvisí s hlubinnou tektonikou.

Pro studium vztahu minerálních vod k hlubinným zlomům na území naší republiky a jejího nejbližšího okolí jsem proto obrátil pozornost na uhličitě vody (t. j. vody alespoň se zvýšeným obsahem CO_2 nad cca 200 mg/l dále na lokality zaniklých uhličitých vod, doložené výskyty travertinů a konečně i na vody termální. Tímto, i když omezujícím výběrem jsem získal přehled o minerálních vodách velkého počtu lokalit (přes 530 míst). Soupis minerálních vod jsem vykonal excerpcí značného počtu literárních pramenů i vlastních znalostí.*

Rozborem situace a historie zjištěných minerálních vod jsem dospěl k prvému závěru, že uvedené typy vod t. j. kyselky a termy mají do značné míry společný původ. Vystupují totiž po stejných hlubinných zlomech nebo hlubokých zlomech (t. j. zlomech prvního či druhého řádu) (viz. obr. 1). Tak existují vývěry současně termální a uhličitě (Karlovy Vary), jiné ve svém vývoji mohly zaznamenat výskyt vody uhličitě a později pouhé vody termální (např. termální voda Bojnica bývala v určitém období života pravděpodobně kyselkou, jak lze usuzovat z polohy travertinu zjištěné na lokalitě vrtáním — O. H y n i e 1963, str. 581—582), jinde leží vývěry termálních vod a kyselek v nepříliš velkých vzdálenostech na stejných zlomech (Wiesbaden — Klášterec; viz obr. 1).

Místa vývěrů minerálních vod (uhličitých i termálních) jsou vázána na specifické podmínky, které umožňují snadný výstup vod z hlubin. Největší a nejvydatnější vývěry nalézáme na křížení zlomů I. řádu, resp. zlomů I. a II. řádu, často S—J směru. Tak např. karlovarské termální kyselky leží na křížení zlomu I. řádu SV—JZ směru se zlomem II. řádu SZ—JV směru a pravděpodobně ještě se zlomem S—J směru. Právě toto asi trojnásobné křížení významných zlomů přispívá k velké propustnosti na výstupové cestě a tím k udržení vysoké teploty a velké vydatnosti vod karlovarského systému. Jiným příkladem jsou vody Luhačovic. Ty vyvěrají na kří-

* Např. Deutsches Bäderbuch 1907, Bäder-Almanach 1913, V. Mrázek, A. Pohorecký 1920, E. Cmunt—F. Lenoch 1949, J. Hensel a kol. 1951, M. Mahel 1952, R. Jirkovský 1953, O. Schulhof 1957, C. Kolago 1957, M. Michalíček 1960, V. Zýka—J. Vtělenský 1960, V. Zýka 1962, 1963, O. Hynie 1963, R. Květ—M. Michalíček 1966.

žení zlomu I. řádu SZ—JV směru se zlomem S—J směru. Termální kyselky z Teplíc na Moravě leží opět na významném křížení zlomu I. řádu SV—JZ směru se zlomy SZ—JV a pravděpodobně i S—J směru. Dudinecké termální kyselky mají své vývěry v místě křížení zlomů I. řádu SZ—JV a SV—JZ směru a pravděpodobně též zlomu S—J směru. Kyselky Bardějovských kúpeľí jsou predisponovány zlomem I. řádu SV—JZ směru a pravděpodobně dalšími dvěma zlomy II. řádu SZ—JV a S—J směru. Na křížení zlomů I. nebo II. řádu vyvěrají např. kyselky lázni Poděbrad rozšířené v široké akumulaci (směry zlomů SZ—JV a V—Z) a podobně termální piešťanské vody (směry zlomů SV—JZ a snad SSV—JJZ). Na křížení zlomů I. či II. řádu s puklinovými zónami nebo podružnými zlomy nalézáme pak ostatní prameny. Výrony vod na povrch jsou pak ovšem pod vlivem lokálních podmínek faciálního vývoje pokryvu i detailní tektoniky (viz též O. H y n i e 1963 a J. V r b a 1964a). Jednotlivé prameny jedné lokality, nebo blízkých lokalit mohou být vzdáleny desítky, stovky metrů i několik kilometrů od sebe i od hlavního hlubinného zlomu. Tektonické linie mohou ovšem ovlivňovat i zvodnění podpovrchových horizontů povrchovými vodami (viz. např. J. V r b a 1964b).

Poměry výstupu jednoho nebo druhého typu vody (uhličité či termální) se mohou během dlouhých dob měnit, vývěry zanikají (travertinové kupy zaniklých výronů), vznikají ve větší nebo menší vzdálenosti od dřívějších apod. Tyto pochody závisejí především na životnosti hlubinných zlomů, jejich sepnutosti, obnovování pohybů aj. Naopak i u daného vývěru se nemusí měnit po dlouhou dobu cesta k povrchu, avšak mění se podmínky hlubinných pochodů, takže můžeme být svědky příronu CO₂ jen po jistou omezenou geologickou dobu.

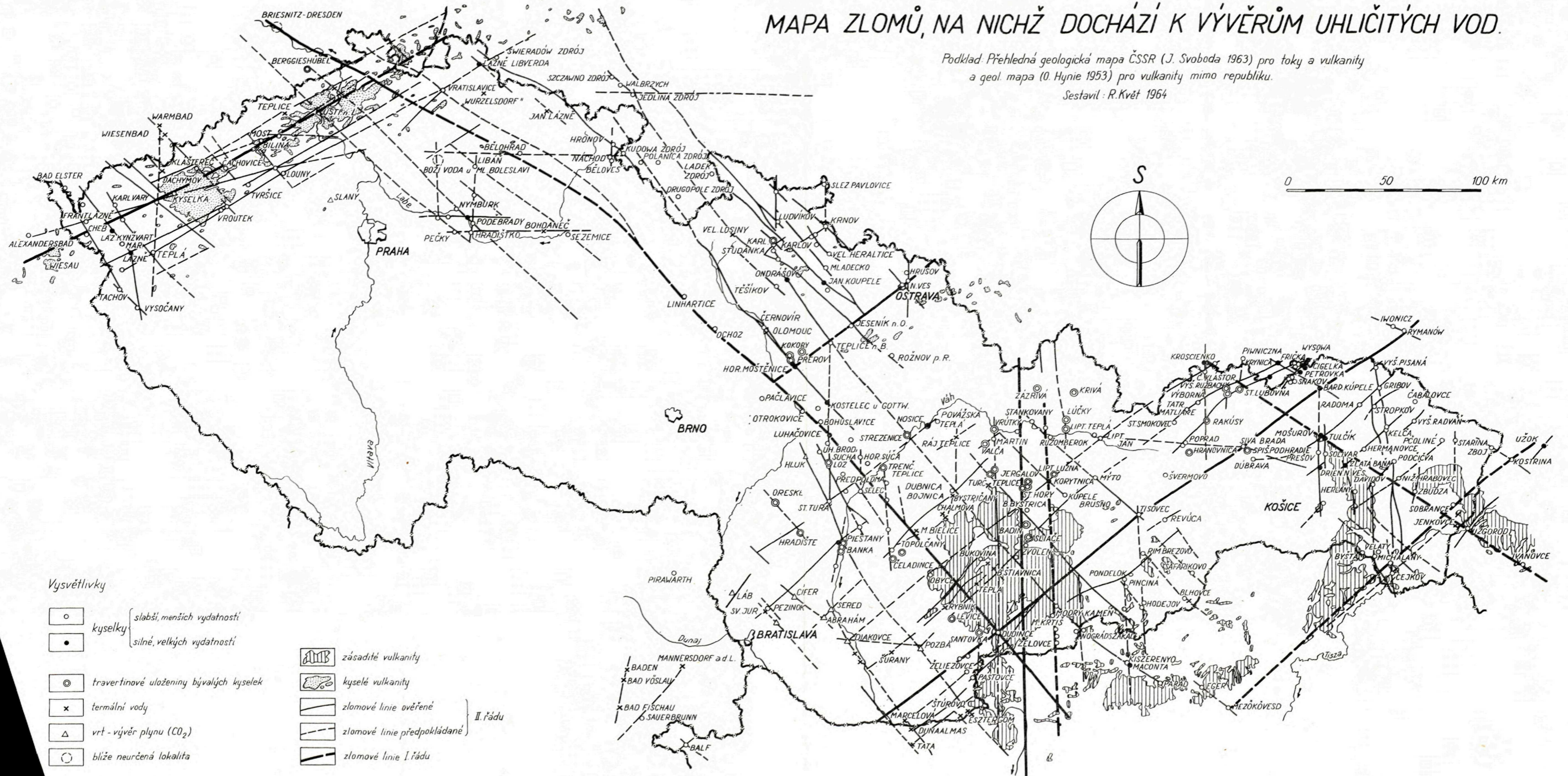
Výstupy uhličitých i termálních vod jsou často vázány na blízkost vulkanických výstupních cest, resp. přímo na tyto cesty (v Českém masivu: Kyselka, Klášterec, Karlovy Vary; v Karpatské soustavě: Zvolen, Dudince, Teplá, Banská Štiavnica, Turčianske Teplice), avšak stejně jsou nalézány daleko od vulkanických center (např. Poděbrady, Běloves, Bohdaneč, Ochoz na Drahanské vrchovině v Českém masivu; Nosice, Rajecké Teplice, Piešťany v Karpatské soustavě). V těchto případech nelze vyloučit přítomnost intrusivních hypabysálních těles, resp. jiných subvulkanických projevů na příslušných zlomových liniích. Jejich absence však je rovněž možná. Významné je pouze zjištění, že uhličité ev. termální vody jsou úzce svázány s hlubinnými zlomy. V tom je jejich shoda s terciárními vulkanickými projevy.

Pro rámcové hodnocení vztahu hlubinných zlomů k minerálním vodám uvedených typů posloužily i údaje o povrchovém průběhu zlomů. Čerpal jsem je pokud možno jen z novějších literárních pramenů, především Vysvětlivek ke geologickým mapám 1 : 200 000, Tektonické mapy Československa (1960), článků z Věstníku ÚÚG a Geologických prací (např. M. K u t h a n 1963) za spolupráce J. D v o ř á k a pro Český masiv a M. P l i č k y pro Karpatskou soustavu. Zakreslil jsem pouze ty zlomy, na nichž leží vývěry minerálních vod (uhličitých a termálních vod, resp. ložisek travertinů zaniklých uhličitých vod — viz o b r. 1).

MAPA ZLOMŮ, NA NICHŽ DOCHÁZÍ K VÝVĚRŮM UHLIČITÝCH VOD.

Podklad: Přehledná geologická mapa ČSSR (J. Svoboda 1963) pro toky a vulkanity
a geol. mapa (O. Hynie 1953) pro vulkanity mimo republiku.

Sestavil: R. Květ 1964



Vysvětlivky

○ kyselky { slabší, menších vydatností
● kyselky { silné, velkých vydatností

⊙ travertinové uloženiny bývalých kyselky

× termální vody

△ vrt - vývěr plynu (CO₂)

○ bliže neurčená lokalita

AMB zásadité vulkanity

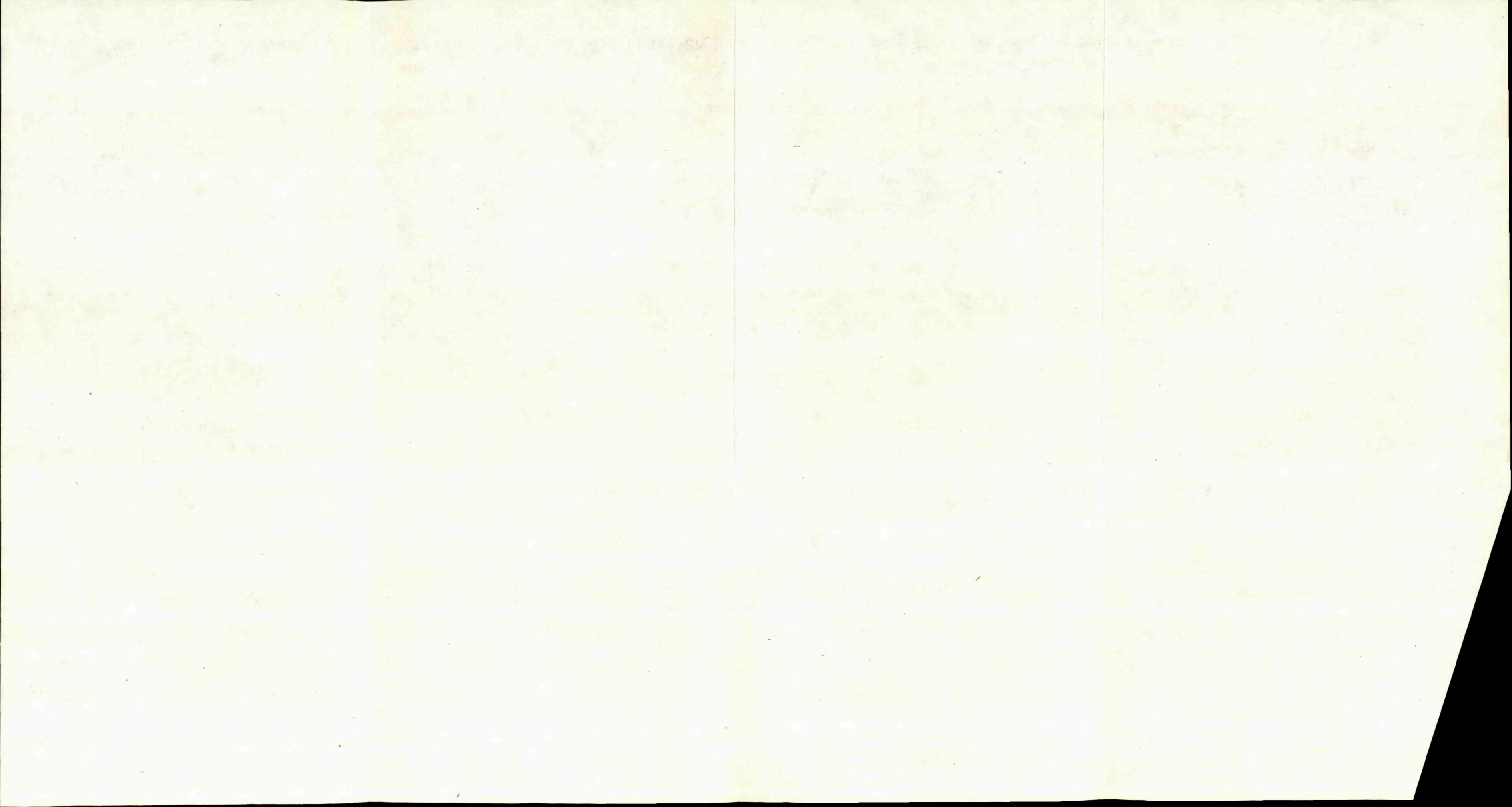
☼ kyselé vulkanity

— zlomové linie ověřené

- - - zlomové linie předpokládáné

— zlomové linie I. řádu

II. řádu



Předpokládaný průběh dosud neprokázaných zlomů jsem interpretoval podle řady pomocných hledisek: Tak na základě výskytů vývěřů kyselék nebo terem ve směru prokázaných zlomů nebo puklinových zón, podle směrů částí toků řek, podle výskytů vulkanitů, dále podle geologických kritérií — tektonické stavby oblastí, ale i paralelních směrů zlomů ap.

Tak jsem mohl prokázat, že v Českém masivu jsou hlavní směry zlomů prvního a druhého řádu, na nichž vývěrají minerální vody: SV—JZ (ohárecká linie), SZ—JV (labská linie s pokračováním do Karpatské soustavy), a předpokládat směry S—J (Poděbradsko), V—Z (Poděbradsko), stejně tak v Karpatské soustavě, kde můžeme zaznamenat směry: SZ—JV (pokračování labské linie na Luhačovice, „podvihorlatská linie“), SV—JZ (muráňská linie), S—J (zlomy východoslovenského neogénu, jihoslovenského oligocénu) a V—Z (podtatranská linie). Podrobněji uvádím několik příkladů. V Českém masivu na zlomech I. řádu SV—JZ směru — ohárecké linii jsou vývěry: Cheb, Šabina, Karlovy Vary, Kyselka, Bílina a řada vulkanitů, především Doupovských hor, touto linií jsou predisponovány též toky řek zvláště horního toku Ohře. SZ—JV směr labské linie je v Českém masivu charakterisován jen menším počtem vývěřů: Briesnitz—Dresden, Poděbrady, Linhartice, Ochoz. Z předpokládaných zlomů II. řádu je to např. S—J zlomy na Poděbradsku, podle směrů severního ukončení blanické brázdy u Českého Brodu, nebo V—Z zlomy rovněž na Poděbradsku (též podle směru toku Labe v úseku Z od Nymburka). V Karpatské soustavě leží na zlomech I. řádu SZ—JV směru v pokračování labské linie minerální vody Otrokovice, Luhačovice, Čuklasovce, Dudince; touto linií je také určena část toku řeky Moravy SZ od Otrokovic. Na „podvihorlatské linii“ téhož směru SZ—JV vyvěrají prameny Szczawnica, Mošurov, Tulčák, Zbudza, Užgorod, Ivanovce; tato linie vymezuje též severní ukončení vulkanitů Slanského pohoří a jižní rozšíření Vihorlatu. Na muráňské linii SV—JZ směru leží významné kyselky Rymanów, Bardejovské kúpele, Sivá Brada, Tisovec, Dudince, Velký Pesek; touto linií je v podstatě omezeno rozšíření vulkanitů Štiavnického pohoří. Zlom S—J směru I. řádu vyznačuje linie s vývěry kyselék, resp. travertinovými uloženinami Zvolen, Sliache, Badín, Banská Bystrica, Jelenec, Jergalov. Na zlomech II. řádu V—Z směru leží např. na podtatranské linii kyselky Liptovský Mikuláš, Liptovský Ján, Poprad, Sivá Brada.

Vývěry uhličitých a termálních vod jsou vázány na mladší hlubinné zlomy uvedených směrů. Ve většině případů se ovšem jedná o zlomy starší neoidně oživené. V Českém masivu jsou mimo oblast západních, severních a východních Čech hlubinné zlomy utěsněny, takže v českém mezihorském bloku (ve smyslu Máškově—Zoubkově) vody sledovaných typů vůbec nenalzáme.

Na uvedené směry hlubinných zlomů jsou ovšem vázány i sopečné výlevy, jak to názorně vyplývá též z přiložené mapky (obr. 1). Existenci liniových sopečných erupcí vázaných na tektonické linie popisuje např. v oblasti Jeseníků V. Barth (1963).

Výskyty uhličitých vod mohou svědčit i o přítomnosti magmatických intrusiv v oblastech, kde nejsou známy povrchové výskyty sopečných materiálů (I. M. Ovčinnikov 1960). Jako příklad lze uvést nálezy hlubinných ložisek uhličitých vod v Podunajské nížině a pozdější zjištění pohřbených sopek (I. Pagáč 1963) v téže oblasti na příslušných tektonických liniích.

Zajímavou skutečností je průběh hlavních zón hlubinných zlomů, na něž jsou vázány uhličitě a termální vody. Vytváří charakteristickou lomenou čáru. V místech křížení dvou směrů se nejvíce projevují zlomy S—J směru (Poděbradsko, okolí Levic, oblast Slanského pohoří). Podobný průběh alpinských vrásových zón na jihu SSSR zaznamenal I. I. Čebanenko (1963).

Průběh hlubinných zón s vývěry minerálních vod je také shodný s oblastmi zvýšené seismicity (viz mapka obr. 171 in J. Mašín—R. Válek 1963). Zde je vhodné upozornit též na jevy spjaté se zemětřesnou činností. Jsou známy případy, kdy silné vývěry termálních vod reagují na i velmi vzdálená zemětřesení poklesem vydatnosti nebo i krátkodobým přerušáním výtoku vody. Jako příklad lze uvést Obří pramen v Teplicích, který reagoval takto v minulém století na zemětřesení na Pyrenejském poloostrově (ústní sdělení G. Kačury) nebo yellowstonské gejzíry v roce 1964 prodloužily přechodně délku periody mezi erupcemi po zemětřesení v Aljašce (podle informací v 3. čísle bulletinu Zemní plyn a nafta z roku 1969). Tyto skutečnosti lze sotva spojovat se závislostí vývěrů na podružných zlomech nebo dokonce na vývěrech vrstevních; pouze u hlubinného zlomu je zřejmě možno předpokládat spojitost změn propustnosti přírodních cest termálních vod s přenášením seismických vln v hloubce bez současných povrchových zemětřesných projevů.

S uvedenými závislostmi na průběhu hlubinných zlomů souvisí ještě další jev. Při studiu puklinatosti byl prokázán paralelní průběh směru puklinových zón s průběhem zlomů (M. Plička 1964). I na značné vzdálenosti jsem ověřil shodu linií vývěrů uhličitých vod (resp. i s dalšími ukazateli vulkanickými, geomorfologickými) s puklinovými zónami zjištěnými M. Pličkou (1964). Na mapě puklinových zón M. Pličky je možno např. stanovit výrazné linie směřující z oblasti Českého masivu na vývěry kyselék Teplic, Jeseníku n. O., kyselék na Přerovsku a linie pokračující z oblasti čelní hlubiny do Karpatské soustavy. Z toho hlediska pak lze uvažovat i o spojitosti puklinových zón s liniemi vývěrů minerálních vod.

Podobně jako u hlubinných zlomů, také u puklinových zón byla prokázána souvislost se směry toků; ty se mění podle hlavních puklinových zón (Plička 1963).

Na základě linií určených v Podunajské nížině je možno očekávat, že ve směrech SZ—JV a zvláště na místech křížení s příčnými zlomy, se při hlubinném vrtání objeví další ložiska vod proplyněných kyslíčkem uhličitým (tak např. na linii SZ—JV Jur—Bernolákovo, viz obr. 1).

Podobně v čelní hlubině karpatské je možno očekávat navrtání dalších kyselék, nebo výronů CO₂ na velké tektonické linii Ostrava—Jeseník—Teplice—Horní Moš-

těnice. Toho důkazem je navrtání kyselky nevystupující dříve na povrch v Jistebníku (E. Hufová—V. Straškraba 1963).

I. I. Čebanenko (1963) při studiu zlomové tektoniky Země dospěl k názoru, že hlavní tektonické linie jsou seřazeny tak, že je z nich možno odvodit idealisovanou síť zemské puklinatosti. Při aplikaci jeho poznatků na naše území vyplývá určitá shoda mezi hlavními směry zjištěných dislokací (h 8—9, h 3—4, h 0—1) a jím předpokládanou idealisovanou sítí.

Připustíme-li možnost, že uhličitě vody jsou spjaty s hlubinnou tektonikou, pak je zřejmé, že původ kysličníku uhličitého nemůžeme vysvětlit jinak než z hlubinných pochodů přeměn hornin za vysokých teplot a tlaků, ať už uvažujeme přímo magmatické krby, nebo celou oblast podkorové vrstvy Země, či jen spodní části zemské kůry. Nelze uvažovat o možnosti universálního původu CO₂ oxidací organické hmoty, ani o termickém rozkladu karbonátů, v obou případech mimo jiné proto, že uhličitě vody nalézáme i v oblastech např. žulových masivů. Vzhledem k rozšíření uhličitých i termálních vod po dlouhých liniích (na př. labský lineament procházející Českým masivem i karpatskou soustavou), je přijatelný universální výklad původu CO₂. Jen ve výjimečných případech při malých koncentracích CO₂ a minimálních vydatnostech pramenů např. v uhelných ložiscích nejspíše mimo vodivé hluboké zlomy by bylo možno připustit původ CO₂ oxidací organického materiálu. Ještě řidším případem je asi vznik CO₂ biochemicko-chemickou cestou t. j. oxidací sulfidických minerálů na kyselinu sírovou a její reakcí s uhličitánovými nerosty.

Z uvedeného tedy vyplývá, že původ CO₂ uhličitých vod je stejný v Českém masivu i Karpatské soustavě. Dokladem toho je též průběh hlubinných zlomů, probíhajících v podstatě SZ—JV směrem z Českého masivu (Olomoucko) přes čelní hlubinu (Přerovsko) hluboko do Karpatské soustavy (Luhačovice, Trenčiansko, Dudince a okolí). Tím se nepotvrzuje názor M. Mahela (1952); a doplňují se vývody O. Hyního (1963), V. Myslíka (1964), i J. Vrby (1964).

Příron kysličníku uhličitého do vod v různých hloubkách může vést zvláště při komplikovaných výstupových cestách k vzniku různých typů vod. Nejčastěji však vede ke vzniku hydrouhličitánového typu vody a to i v hluboko uložených horizontech (např. svrchního karpátu na vrtbách Cífer-1 a -2, viz M. Dlabáč—M. Michalíček 1964).

Kysličník uhličitý je prakticky všude během své migrace v plynném skupenství. To vyplývá z jeho hodnot kritického tlaku 73 at a kritické teploty 31 °C (R. Brdička 1952). Při obvykle udávané střední hodnotě geotermického stupně cca 30 m dosahuje se této teploty v hloubce kolem 700 m. V hlubších polohách prakticky od 1000 m nemůže tedy CO₂ existovat v kapalně fázi. Hydrostatický tlak 730 m odpovídá 73 at. Do hloubky 730 m nemůže tedy ve většině případů existovat CO₂ kapalně. Jen ve výjimečných případech při uzavřené struktuře za vzrůstu tlaku nad 73 at a vysokém geotermickém stupni k udržení nízké teploty pod 31 °C v hloubkách kolem 700—1000 m, by bylo možno z fyzikálně chemického hlediska připustit možnost existence kapalně fáze kysličníku uhličitého. Nemůžeme tedy uva-

žovat běžně o hlubinných rezervoárech kapalného CO₂ a vůbec ne v tisícimetrových hloubkách (O. Hynie 1955, V. Myslík 1964). Na rozdíl od O. Hynieho (1963) se domnívám, že u akrototerm nelze setrvávat na stanovisku, že jde jen o nezměněnou vadosní vodu, neboť při dlouhých cestách do hloubky musíme předpokládat větší či menší zvyšování mineralisace vody. Nízkou koncentraci rozpuštěných solí můžeme vysvětlit buď juvenilním původem ve smyslu Lepšiově, nebo původem vadosním, avšak s podobným pochodem jako v předešlém případě. Vadosní voda sestupující do velkých hloubek a obohacená o minerální součásti se přehřívá při příchodu ke zlomovému vzestupnému rameni, za poklesu tlaku se přeměňuje alespoň zčásti v páru a zbavuje se tak, i když neúplně rozpuštěných solí, ve vyšších částech poruchy opět kondensuje a výronu podle rozličných okolností dosahuje s různou teplotou a minimální mineralisací. Nelze ovšem vyloučit i možnost vzniku akrototerm oběhem vadosních vod po promytých cestách.

Závěr

Analysou tektonických poměrů lokalisace vývěrů uhličitých vod i terem jsem dospěl k poznatku, že původ uhličitých a termálních vod přirozených vývěrů je v Českém masivu i Karpatské soustavě stejný jako jsou stejné vztahy těchto vod k hlubinné tektonice v obou částech Československa.

Linie vývěrů kyselk a terem mají význam při určování průběhu zlomů prvního a druhého řádu, zvláště s přihlédnutím k průběhu míst vulkanických projevů (sopky, podzemní vulkanická tělesa či pohřbené sopky) a také k průběhu částí toků řek. Shoda geologicky ověřených zlomů s průběhem linií určených pouze na základě vývěrů kyselk a terem a pomocných údajů o povrchových efusivech a toků řek je velmi dobrá. Jako dosud neověřený příklad mohu uvést hlubinný zlom označený jako „podvihorlatská linie“. Její směr je možno určit vývěry Szczawnica, Mošurov, Tulčák, (Zbudza), Užgorod, Ivanovce a severním ukončením efusiv Slanského pohří a jihozápadním omezením Vihorlatu.

Určení průběhu povrchových linií vízících se k hlubinným zlomům lze využít při vyhledávání dalších minerálních vod (zvláště uhličitých např. metodou povrchové plynové prospekce), podobně jako při studiu metalogenese, zemětřesných oblastí a tektoniky regionální i detailní.

Poděkování

Pojetí zlomové tektoniky v přiložené mapce jsem konsultoval s prof. Dr. Michalem Mahelem, kritické připomínky k textu poskytli pg. Naděžda Štovičková, Dr. Václav Špička a Dr. Ondřej Franko. Všem děkuji, jakož i recenzentu Dr. Georgijovi Kačurovi.

Lektoroval: Dr. G. Kačura

Předloženo 12. 4. 1968

Ústřední ústav geologický,
pobočka, Brno

LITERATURA

- [1] Barth V., 1963: Variský geosynklinární vulkanismus v Hrubém a Nízkém Jeseníku a jeho vztahy k tektonice. Sbor. prací přír. fak. UP/10, Olomouc. — [2] Bondarčuk V. G., 1962: Tektonika Karpat. Izdat AN USSR, Kijev. — [3] Brdička R., 1952: Základy fyzikální chemie, Přír. nakl., Praha. — [4] Cmunt E., Lenoč F. kol., 1964: Almanach lázní Československé republiky, Praha. — [5] Čebanenko I. I., 1963: Osnovnyje zakonomenosti razlomnoj tektoniki zemnoj kory i jejo problemy. Izd. AN USSR, Kijev. — [6] Čebanenko I. I., 1964: Problema skladčatych pojasov zemnoj kory. Naukova dumka, Kijev. — [7] Deutsches Bäderbuch, 1907. J. J. Weber, Leipzig. — [8] Dlabáč M., Michalíček M., 1964: Příspěvek k hydrogeochemii Podunajské nížiny. Práce VÚ ČND sv. 21, Brno. — [9] Franko O., Melioris L., 1965: Problematik der Genese des CO₂ in den Mineralwässern der Westkarpaten. Carpatho-Balkan Geol. Association VII Congress Sofia September 1965, Reports Part V. — [10] Giessler A., 1959: Mineralquellen a kol., 1951: Balneografia Slovenska. SAV, Bratislava. — [12] Hufová E. — Strašund Geotektonik in Mitteleuropa. Zeitschrift für angewandte Geologie 3. — [11] Henzel J. Kraba V., 1963: Vyhodnocení hydrogeologického vrtu Jistebník NP 612. Zpráva Manuskriptarchiv Uhelný průzkum, Ostrava. — [13] Hynie O., 1955: Hydrogeologie minerálních vod I. všeobecná. St. pedagog. nakl., Praha. — [14] Hynie O., 1963: Hydrogeologie ČSSR II. Minerální vody. NČSAV, Praha. — [15] Chain V. E., 1963: Glubinyje razlomy: osnovnyje priznaky klassifikacii i značenie v razvitii zemnoj kory (istoričeskij obzor). Izvest. vys. učeb. zaved. Geol. i razvedka 3. — [16] Jirkovský R., 1953: Minerální prameny ve Slezsku. Slezský stud. ústav, Opava. — [17] Kolago C., 1957: Geologiczne regiony wód mineralnych Polski. Przeg. geol. 5, Warszawa. — [18] Kuthan M., 1963: Tectonic deformations of the Central Slovakia neovolcanic region and the relations between the volcanism and tectonics. Geol. práce, Správy 28, Bratislava. — [19] Květ R., 1966: Über den Ursprung des Kohlendioxids in den Mineralwässern der Tschechoslowakei. Vorträge der IV. Konferenz von 1964 in Brno — Práce VÚ ČND XXIV/1, Brno. — [20] Květ R. — Michalíček M., 1966: Hydrogeochemický výzkum západní části karpatského flyše. Práce VÚ ČND XXIII, Brno. — [21] Maheř M., 1952: Minerální prameny Slovenska so zreteľom na geol. stavbu. Práce Št. geol. ústavu 27, Bratislava. — [22] Mašín J. — Válek R., 1963: Přehled užitých geofyziky pro geology. St. pedagog. nakl., Praha. — [23] Michalíček M., 1960: Hydrogeochemický výzkum východoslovenského neogénu. Zpráva. Manuskript-Geofond, Bratislava. — [24] Mrázek M. — Pohorecký A., 1920: Almanach lázní republiky Československé, Praha. — [25] Myslík V., 1964: Hydrogeochemický význam kyslíčnicku uhličitého. Sbor. geol. věd, řada HIG 1, Praha. — [26] Nowak J., 1927: Zarys tektoniki Polski, Kraków. — [27] Pagáč I., 1963: Perspektívy a možnosti prieskumu podložných formácií neogénu Podunajskej nížiny. Zemní plyn a nafta 3, Hodonín. — [28] Pagáč I., 1966: Poznámky k vzniku akumulácií neuhlovodíkových plynů v Podunajskej panve. Geol. práce, Správy 40, Bratislava. — [29] Plička M., 1963: Drobná puklinová tektonika a prvky detailního vrásnění v karpatském flyši. Zpráva. Manuskript-Geofond, Praha. — [30] Plička M., 1964: Drobná puklinová tektonika a prvky detailního vrásnění v paleozoiku vých. okraje Českého masivu. Zpráva. Manuskript-Geofond, Praha. — [31] Schulhof O., 1957: Magyarország ásvány — és gyógyvizei, Budapest. — [32] Smirnov A. A., 1955: O povode CO₂ uglekislych podzemnych vod. Sovet. geol. 44, Moskva. — [33] Štovíčková N., 1967: Genetické principy hlubinné zlomové tektoniky. Čas. pro miner. a geol. 12, Praha. — [34] Vondrová N., 1963: Hlubinné tektonické zóny v Českém masivu a jejich význam pro metalogenesi. Geol. průzkum 5/6, Praha. — [35] Vrba J., 1964a: K původu kyslíčnicku uhličitého a proplyněných minerálních vod v Českém masivu. Čas. pro

miner. a geol. 9/1, Praha. — [36] V r b a J., 1964b: K členění režimu mělkých podzemních vod v údolních terasách. Čas. pro miner. a geol. 9/2, Praha. — [37] Z ý k a V., 1962: Minerální vody Moravy. Zprávy vlast. ústavu v Olomouci č. 106. — [38] Z ý k a V., 1963: Minerální vody Čech. Zprávy vlast. ústavu v Olomouci č. 115. — [39] Z ý k a V. — V t ě - l e n s k ý J., 1960: Geochemie slovenských travertínů. Geol. práce, Správy 17, Bratislava.

R. KVĚT

BEITRAG ZUM VORKOMMEN DER TSCHECHOSLOVAKISCHEN KOHLENSAUREN WÄSSER UND IHRE BEZIEHUNG ZU KLUFT- UND TIEFEN BRUCHSYSTEMEN

Im vorgelegten Beitrag werden vor allem natürliche, aber auch künstlich erschlossene Quellen von Kohlensäurewässern untersucht. Ihre Genese wird im wesentlichen mit der Migration von Kohlensäure anorganischen (abyssalen) Ursprungs in die in den tiefer oder nicht allzu tief gelagerten Horizonten umlaufenden Wässer begründet. Bei der Untersuchung des Vorkommens der kohlensauren Wässer wird insbesondere die Beziehung ihrer Austritte zu Bruch-, resp. Kluftsystemen betont. Diese verlaufen in einem bestimmten Netz und durchqueren in gleicher Richtung sowohl das Böhmisches Massiv, als auch das Karpatensystem, was auch aus den Hauptrichtungen der kohlensauren Wasserquellen ersichtlich ist. Kohlensäure Wässer treten an den Stellen auf, wo die Klüfte bei Bildung von (besonders tiefen) Brüchen bis in rezente Zeitintervalle lebendig bleiben. Im weiteren wird auf den Zusammenhang mit anderen Anzeichen hingewiesen, die mit den beschriebenen Erscheinungen in enger Verbindung stehen (wie z. B. Vulkanismus, wichtigste Erdbebengebiete und insbesondere Austritte von natürlichen Thermalwässern).

IMRICH VAŠKOVSKÝ—EUGÉNIA VAŠKOVSKÁ

POZNÁMKY KU GENÉZE A LITOLOGICKÉMU ZLOŽENIU VIATYCH PIESKOV JV ČASTI PODUNAJSKEJ NÍŽINY

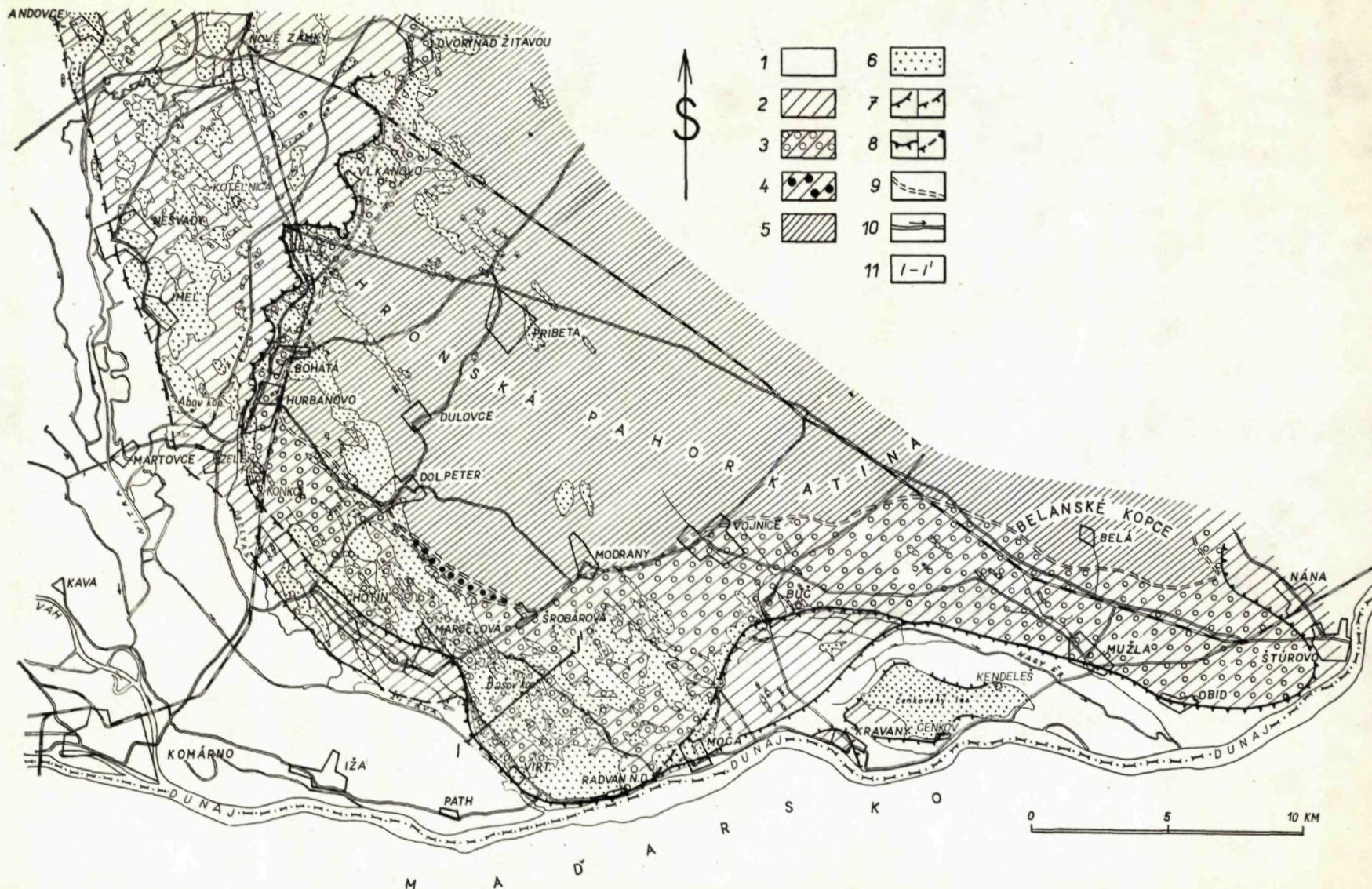
Abstract. The authors of this article point to morphological character and spatial extension of three distinguished groups of drift sands in the region of the SE part of the Danube Lowland in the area: Nové Zámky, Dvory nad Žitavou, Pribeta, Chotín, Moča and Štúrovo. They further present detailed lithological and genetic characterization of the distinguished groups of drift sands and are also dealing with the problem of their age.

Povrchové viate piesky v jv. časti Podunajskej nížiny sa na väčších plochách vyskytujú zhruba v priestore Nové Zámky, Dvory nad Žitavou, Pribeta, Chotín, Štúrovo. Neogénne (miocénne) sedimenty vystupujú na povrch na Belanských kopcoch; pont a čiastočne i levant na ostatnom území Hronskej pahorkatiny. Pleistocénne sedimenty vytvárajú súvislejší pás, lemujúci Hronskú pahorkatinu od SZ, Z a J. Najmladšie, t. j. holocénne sedimenty, zaberajú len nepatrnú plochu. Akumulácie viatych pieskov sa sústreďujú najmä na nízke terasové stupne a len v malej miere aj na vlastné územie Hronskej pahorkatiny.

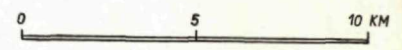
Z hľadiska morfoгенetickeho na študovanom území môžeme viate piesky a ich akumulácie rozdeliť do štyroch skupín.

I. Viate piesky v dolnej časti medziriečiska Nitry a Žitavy (pozri obr. 1) v priestore Nové Zámky, Nesvady, Imeľ, STS Kotelnica, kde tvoria niekoľko radov pozdĺžnych presypov v smere SZ—JV od Nových Zámok, Aňaly, Nesvád cez Imeľ k najväčšiemu presypu — Abov kopec (124,2 m n. m.) a do okolia STS Kotelnica. Mocnosť týchto presypov nie je veľká a značne kolíše (3—5 m max., v skupine Abovho kopca 14 m). Presypy v cca 2 km dlhom pásme pozdĺž toku Žitavy boli zreteľne sekundárne vplyvom bočnej erózie meandrujúceho toku Žitavy (najmä počas povodňových stavov) porušené, resedimentované, prípadne aj popretrhávané, takže často tvoria navzájom od seba oddelené kopce.

II. Najvýraznejšie presypové akumulácie viatych pieskov Podunajskej nížiny na



- | | | | |
|---|--|----|--|
| 1 | | 6 | |
| 2 | | 7 | |
| 3 | | 8 | |
| 4 | | 9 | |
| 5 | | 10 | |
| | | 11 | |



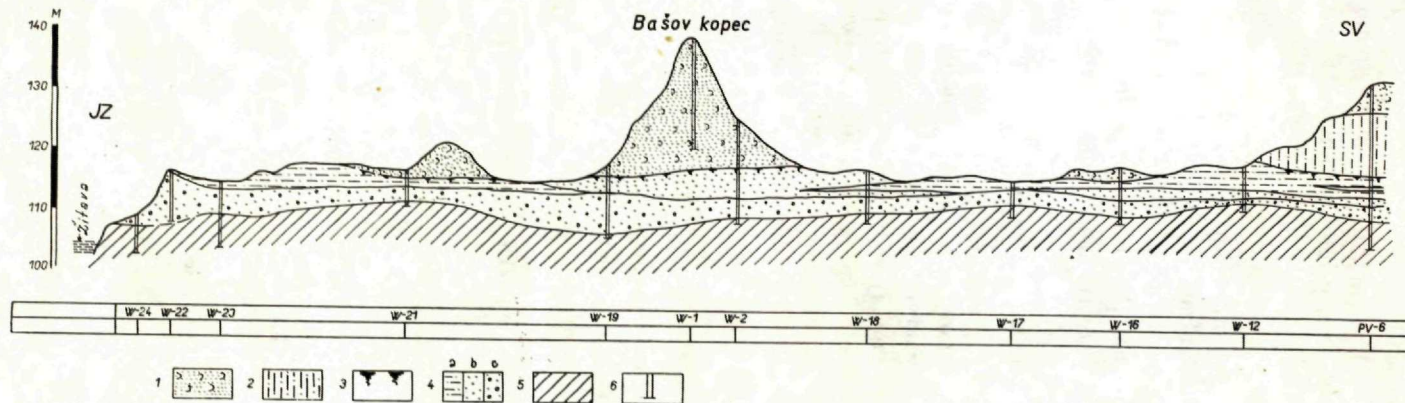
ostatnom území sa nachádzajú v priestore Dvory nad Žitavou, Vlkanovo, Bajč, Hurbanovo, Chotín, Moča, Šrobárová, Pribeta. Š. Janšák (1950) nazval tento úsek „vlastnou dunovou oblasťou“. Na morfológické tvary tohto dunového úseku už skôr upozornil H. Horusitzky (1898—1910), I. Timkó (1900—1901), M. Lukniš—Š. Bučko (1953), J. Pelíšek (1964) a ďalší. Vývoj presypov na tomto úseku nie je rovnomerný. Uložené sú na najnižšom strednom riečnom terasovom stupni pozdĺž tokov Žitavy a Dunaja; nachádzame ich aj vo výplni mrazových klinov na strednom stupni (I. Vaškovský 1967) a na úpätiach svahov Hronskej pahorkatiny. Presypy sa tu vyznačujú väčšou pravidelnosťou tvarov; zoskupené sú do súvislejších pozdĺžnych pásiem, takže tvoria tzv. pásmové presypy. Inokedy predstavujú izolované kopce. Pôdorysy pásmových presypov nie sú rovnaké; niekde sú užšie, miestami širšie. Hrebene presypov sú najčastejšie zvltné; len miestami sú strmšie a lámu sa. V priestore medzi Vlkanovom a Hurbanovom, kde sa v podstate začína tvorba dunových presypov tejto skupiny, tvoria sa hneď na okraji hrany terasového stupňa, takže viate piesky čiastočne zakrývajú jeho hranu, prípadne deflačné procesy ju porušujú. Podobné javy pozorujeme aj v priestore medzi Konkôľom a Chotínom; okrem toho v tomto priestore dochádzalo k vyvíjaniu pieskov aj z nižšieho stupňa na stredný stupeň a vyššie. K väčšej koncentrácii presypov dochádza v okolí Dolného Petra, kde nadobúdajú charakter parabolických dún, a najmä v priestore medzi Marcelovou, Virtom, Močou a Šrobárovou. Mocnosti presypov sú variabilné (3—8 m); najväčšie sú v jv. časti, v okolí Marcelovej, kde na Bašovom kopci dosahujú mocnosť 25,5 m (pozri obr. 2), na kopci Mašan 15 m atď. Stavba pásmových presypov je zložitá; skladá sa z jedného alebo najčastejšie z viacerých bochníkov uložených vedľa seba alebo na seba. Smer chrbtov pásmových presypov je väčšinou SZ—JV, v ojedinelých prípadoch aj Z—V (pozri obr. 3). Výškové rozdiely medzi chrbtami a zníženiami sú 2—5 m, v okolí Marcelovej aj viacej. Vzdialenosti medzi chrbtami sú asi 300—500 m. Dĺžka pásmových presypov

←
Obr. 1 Mapa rozšírenia viatych pieskov v jv. časti Podunajskej nížiny. Zostavil: Imrich Vaškovský 1970. Mierka 1 : 100 000.

Vysvetlivky: 1 — Podunajská rovina s holocénnym akumuláčnym povrchom, 2 — nižší terasový stupeň (vrchný pleistocén), 3 — stredný terasový stupeň (stredný pleistocén), 4 — vyšší terasový stupeň s eróznym povrchom, 5 — Hronská pahorkatina a Belanské kopce, 6 — viate piesky, 7 — zreteľná a predpokladaná hrana stredného terasového stupňa, 8—9 predpokladané ohraničenie terasových stupňov, 10 — smer tečenia tokov, 11 — profil Erläuterungen:

Abb. 1 Verbreitung der Flugsande im SO Teil der Donau-Niederung (zusammengestellt von I. Vaškovský) 1 : 100 000

1 — Donauebene mit holozäner Oberfläche, 2 — niedere Terrassenstufe (Oberpleistozän), 3 — mittlere Terrassenstufe (Mittelpleistozän), 4 — höhere Terrassenstufe mit erodierter Oberfläche, 5 — Hügelland Hronská pahorkatina und Belanské kopce, 6 — Flugsande, 7 — deutliche und vermutete Kante der niederen Terrassenstufe, 8 — jene der mittleren Terrassenstufe, 9 — vorausgesetzte Begrenzung der Terrassenstufen, 10 — Flussrichtung, 11 — Profillinie.



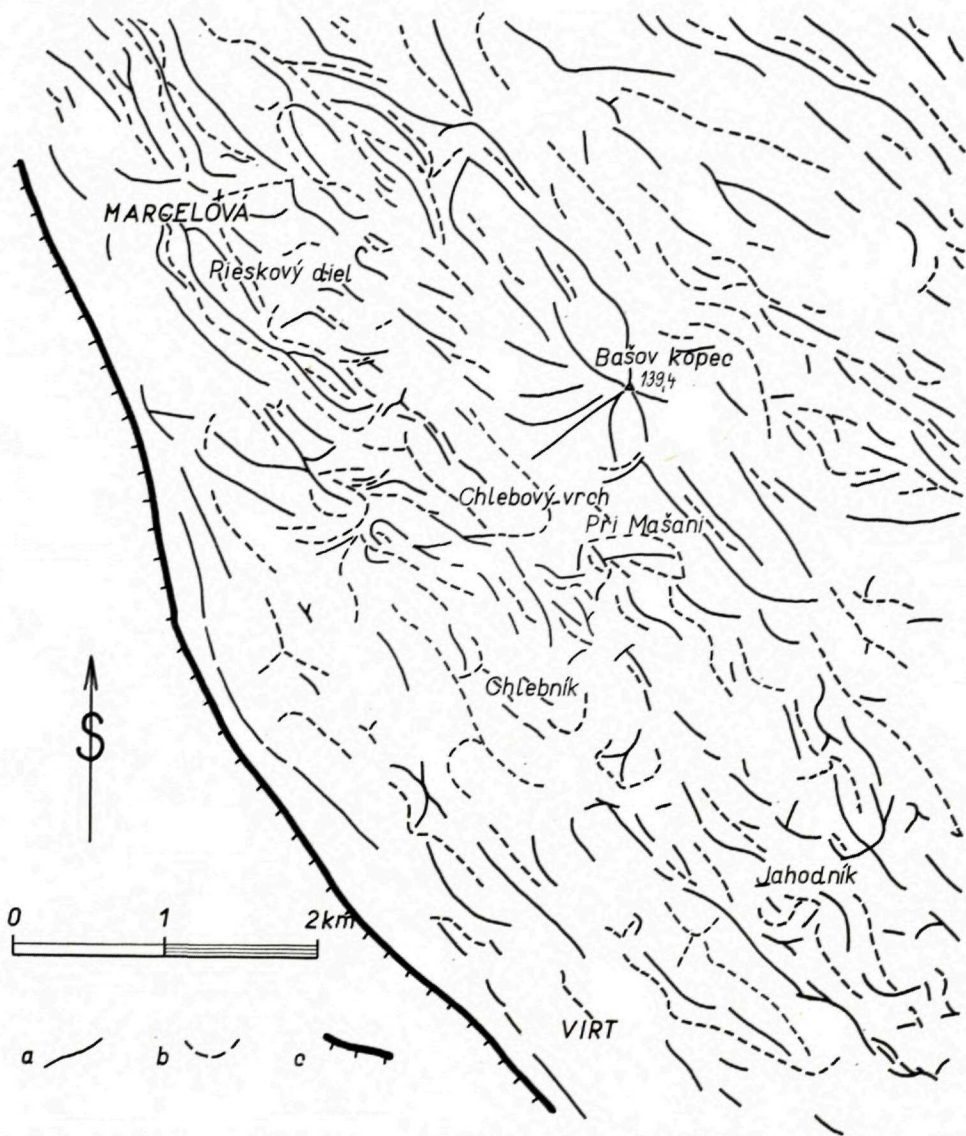
Obr. 2 Stratigraficko-litologický profil risským terasovým stupňom jv. od Marcelovej.

Zostavil: Imrich Vaškovský, 1968. Mierka V = 1 : 500, D = 1 : 12 500.

Vysvetlivky: 1 — viate piesky, 2 sprae, 3 — fosilné pôdy, 4 — fluviálne sedimenty: a) hlinité a ílovité, b) piesky, c) štrkopiesky, 5 — neogénne ílovité podložie, 6 — vibračné vrty.

A b b. 2 Stratigraphisch-lithologisches Profil der Riss-Terrassenstufe SO Marcelová (zusammengestellt von I. Vaškovský 1968)

1 — Flugsande, 2 — Löss, 3 — Fossilböden, 4—5 Fluvialsedimente: a) lehmige und tonige, b) Sande, c) Schottersande; 5 — neogener tonhaltiger Untergrund, 6 — Vibrationsbohrungen



O b r. 3 Hlavné smery chrbtov presypov viatych pieskov a zníženín medzi Marcelovou a osadou Virt na strednom terasovom stupni Dunaja

a — priebeh chrbtov, b — smer zníženín, c — hrana stredného stupňa

A b b. 3 Die wesentlichen Richtungen der Flugsanddünen-Kämme und der Tröge zwischen Marcelová und der Siedlung Virt auf der mittleren Terrassenstufe der Donau.

(a) — Verlauf der Rücken, (b) Richtung der Niederungen, (c) Kante der mittleren Terrassenstufe

tejto skupiny je rôzna, medzi Hurbanovom a Močou dosahuje až 10 km. Medzi pásmovými presypmi sú deflačné korytá s rôznou hĺbkou deflačného efektu. Na konci koróznych korýt medzi presypmi sa tvoria tzv. garmady; typickou garmadou je Bašov kopec.

III. Odlišný typ predstavujú akumulácie viatych pieskov v priestore Čenkovského lesa (pozri obr. 1), kde sú uložené na nižšom stupni Dunaja a čiastočne aj na povrchu jeho poriečnej nivy. Z hľadiska morfológických foriem vytváraných týmito pieskami dá sa predpokladať, že sú výsledkom akumulácie postupne migrujúceho Dunaja. Dunaj agradoval v zmysle faciálnej analýzy E. V. Šancera (1951) — piesčité prikorytové valy na konvexných brehoch bez vegetácie. Piesčité masy boli neskoršie, najmä v podmienkach aridnej klímy previate. Vzhľadom na ich pôvod navrhujeme ich nazývať *riečno-eolickými akumuláciami*. Mocnosť povrchových tvarov kolíše medzi 1—7 m. Ich usporiadanie vidno na obr. 4.

IV. Malé, ploché duny vo forme izolovaných ostrovov na povrchu stredného stupňa sa vyskytujú vo v. časti od Šrobárovej k Malej Mužli, potom na okraji tohto stupňa ako lem na hrane medzi Močou a osadou Pereš. Významné sú aj výskyty vo forme tenších alebo mocnejších vrstvičiek v sprašiach na stupni (Šrobárová—Búč—Štúrovo) a v deluviálno-eolických sedimentoch na svahoch Hronskej pahorkatiny.

Z uvedených štyroch skupín pieskov boli odobraté vzorky na komplexné litologické štúdium; použila sa podobná metodika ako pri štúdiu pieskov Záhorskej nížiny (E. Vaškovičová 1964). Všetky analýzy boli vyhotovené v laboratóriách GÚDŠ. Kvôli možnosti porovnávania s pieskami ostatných genetických typov, v stručnosti spomenieme aj litologickú charakteristiku kvartérnych fluviálnych a neogénnych jazerno-morských pieskov študovaného územia.

Neogénne piesky (pontu) sú zastúpené jemnozrnnými sivými, modrosivými a veľmi jemnozrnnými až práškovito jemnozrnnými pieskami modrosivej farby s muskovitom, tvoriacim vložky v konglomerátoch alebo v pieskoštrkoch (odkryv Mudroňovo) alebo súvislejšie vrstvy s jazerným zvrstvením (odkryv Dulovce, Žltý dom neďaleko Marcelovej, Dolný Peter a pod.), alebo s polohami modrosivých slienitých ílov (odkryv Modrany). Po granulometrickej stránke (pozri obr. 5) sú spravidla monodisperzné. Prevláda frakcia 0,25—0,1 mm (do 84 %); menej časté sú piesky frakcie 1—0,5 mm, príp. 0,5—0,25 mm (20—30 %). Pre tieto piesky je charakteristický veľmi malý interval granulometrických hodnôt. Stredný priemer zrn — menej ako 0,27, koeficient vytriedenia So (1,1—1,3) a koeficient Sk asi 0,10. Piesky sú vápnité a väčšinou kemité. Na obr. 8 sú sústredené v zóne bližšie k stredu súradníc.

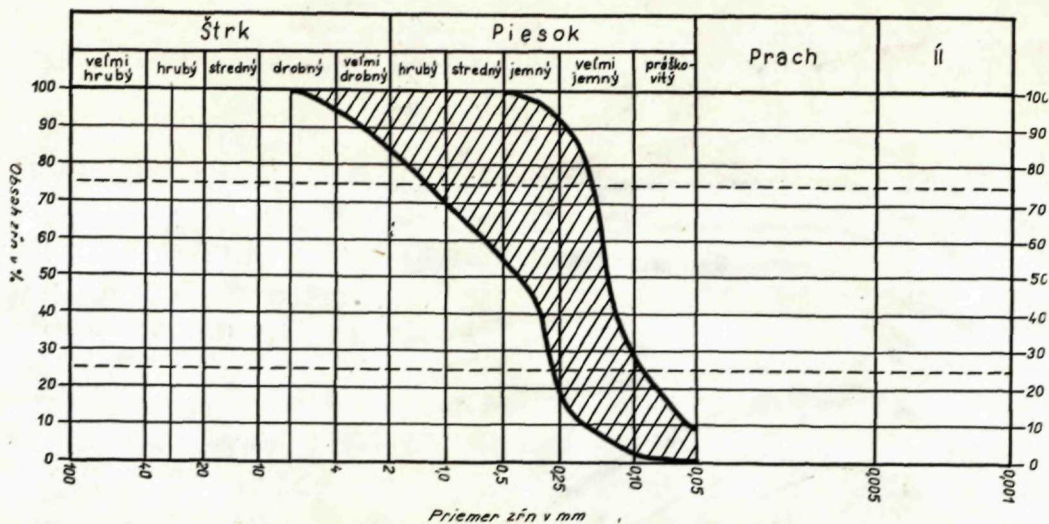
Fluviálne piesky makroskopicky majú viacero farebných odtieňov (sivý až hnedastý s povlakmi limonitu). Tvoria prímes v štrkopiesčitom materiáli korytovej a prikorytovej fácie alebo prevažne samostatné polohy s variabilným granulometrickým zložením fácie prikorytových valov a pod. Granulometricky (obr. 6) sú polydisperzné. Značná faciálna premenlivosť týchto pieskov sa odráža aj v rozpätí ich



Obr. 4 Smer chrbtov presypov a zníženín riečno-eolických pieskov sz. od osady Čenkov 1 — stredný terasový stupeň Dunaja, 2 — nízky terasový stupeň Dunaja: a) s málo výraznými tvarmi presypov, b) s výraznejšími tvarmi presypov, 3 — holocénna poriečna niva Dunaja s mŕtvymi ramenami, 4 — hrany: a) stredného stupňa, b) nízkeho stupňa

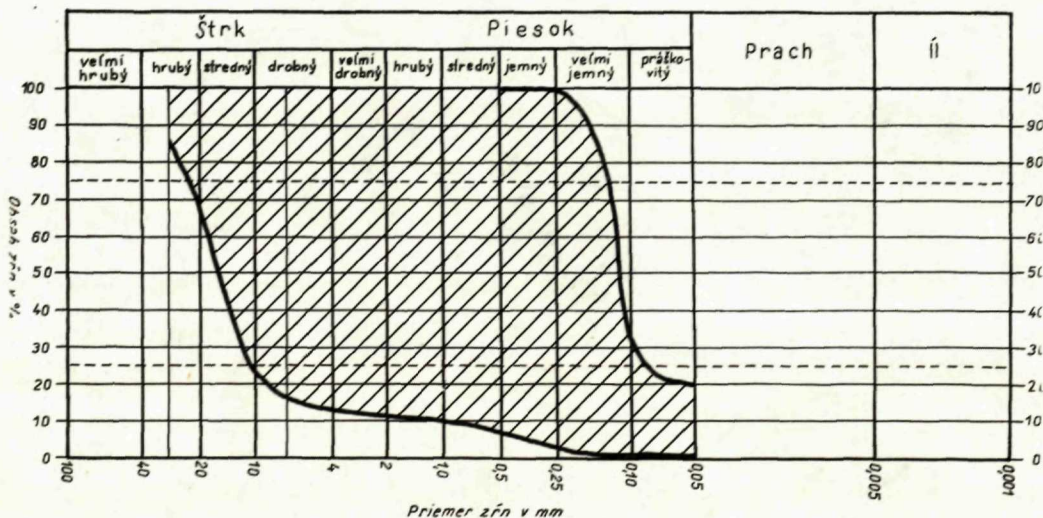
Abb. 4 Richtung der Flugsanddünen-Kämme und der Niederungen der fluvial-eolischen Sande NW der Siedlung Čenkov.

1 — mittlere Terrassenstufe der Donau, 2 — niedere Terrassenstufe: (a) mit wenig ausgeprägten Dünenformen, (b) mit ausgeprägteren Formen, 3 — holozäne Flussau der Donau mit toten Armen, 4 — Kante der mittleren (a) und niederen Stufe (b)



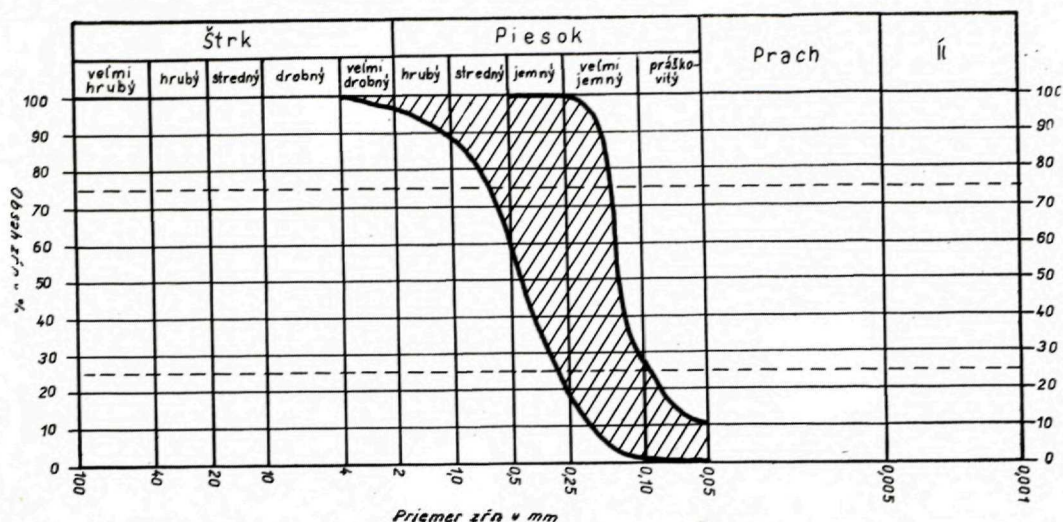
Obr. 5 Pole maximálneho sústredenia kriviek zrnitosti neogénnych (pontských) pieskov

Abb. 5 Das Feld der maximalen Konzentrierung der Körnigkeitskurven der neogenen (Pont) Sande



Obr. 6 Pole maximálneho sústredenia kriviek zrnitosti fluviálnych štrkopieskov a pieskov

Abb. 6 Das Feld der maximalen Konzentrierung der Körnigkeitskurven der fluvialen Schotter- und Sande

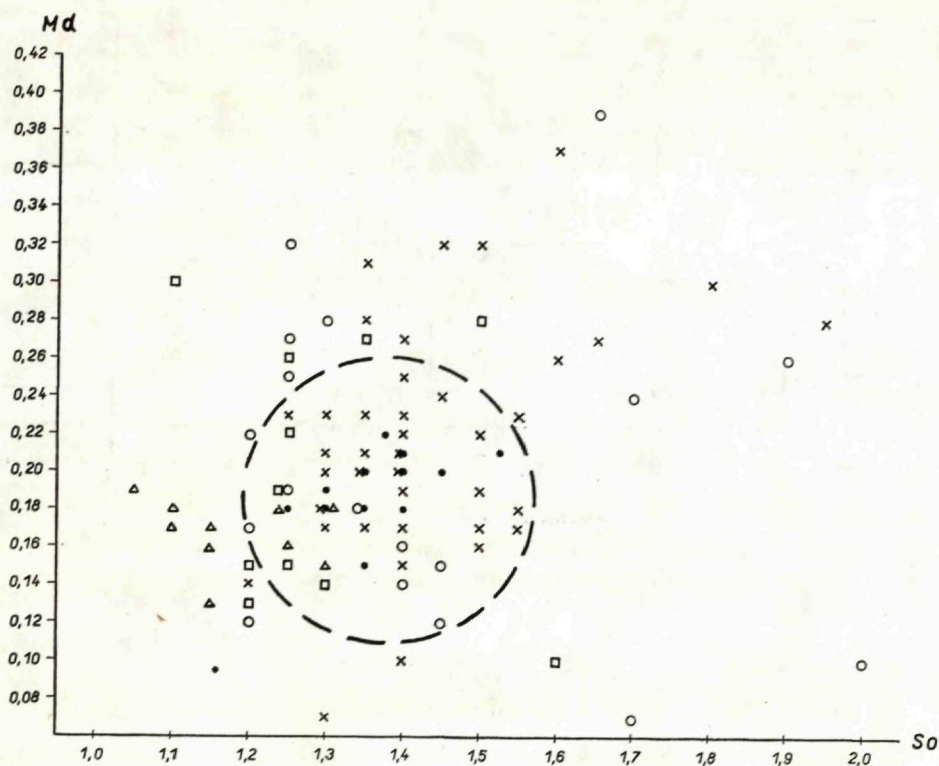


Obr. 7 Pole maximálneho sústredenia kriviek zrnitosti viatych pieskov

Abb. 7 Das Feld der maximalen Konzentrierung der Körnigkeitskurven der Flugsande

granulometrických hodnôt Md (0,12—0,30) a So (1,20—1,90) a v petrograficko-mineralogickom zložení (E. Horniš 1956, M. Mišík 1956, D. Minaříková 1967). Vo vážskom fluvialnom materiáli minerály ťažkej frakcie charakterizuje prítomnosť granátu 23 %, amfibolu 6 %, hypersténu 18 %, opaktných minerálov 17 %, skupina zoizit-epidotová 10 %, zakalených minerálov 16 % a ostatných v zanedbateľnom množstve. V nitriansko-žitavskom materiáli výrazne prevládajú pyroxény, predovšetkým hyperstén (asi 60 %) a opaktné minerály (20—30 %), ostatné sú zastúpené nepatrne. V sútokovej časti v okolí Chotúna, Marcelovej, Radvane nad Dunajom dochádzalo k vzájomnému premiešavaniu pôvodných dunajských materiálov s materiálmi jeho prítokov.

Viate piesky majú na študovanom území svetlohnedú až hnedožltú farbu, často sú vybielené. Na odkryvoch v presypoch na niektorých miestach pozorujeme rôzne výraznú vrstevnatosť, prejavujúcu sa zmenou granulometrického zloženia. Zriedkavejšie je vrstevnatosť zvýraznená sfarbením železitou zložkou. Vrstevnatosť pozorovať obyčajne v horšie vytriedených pieskoch. Typická je diagonálna vrstevnatosť (tab. I, obr. 1, 2), mocná aj niekoľko metrov. Všeobecne mocnosť sérií sa mení. Diagonálna vrstevnatosť nie je paralelná, ale krížová. Uhly sklonu sa menia; inokedy sa vrstvy navzájom sekajú. Uhly sklonu vrstvičiek sú od 0° do 3—4°, zriedkavo až 30°. Takýto typ vrstevnatosti pozorujeme na odkryvoch v Nesvadoch, na Abovom kopci, v Bohatej, Moči atď. V odkryve presypu pri Chotúne je vrstevnatosť usporiadaná koncentricky nad sebou. Nie všade je však typické diagonálne zvrstvenie; často sú piesky nezvrstvené, homogénne. Drobné diagonálno-vlnité vrstvenie sme pozorovali v pieskoch III. skupiny (odkryvy blízko osady Čenke, STS Kendeleš atď.). Eolické piesky



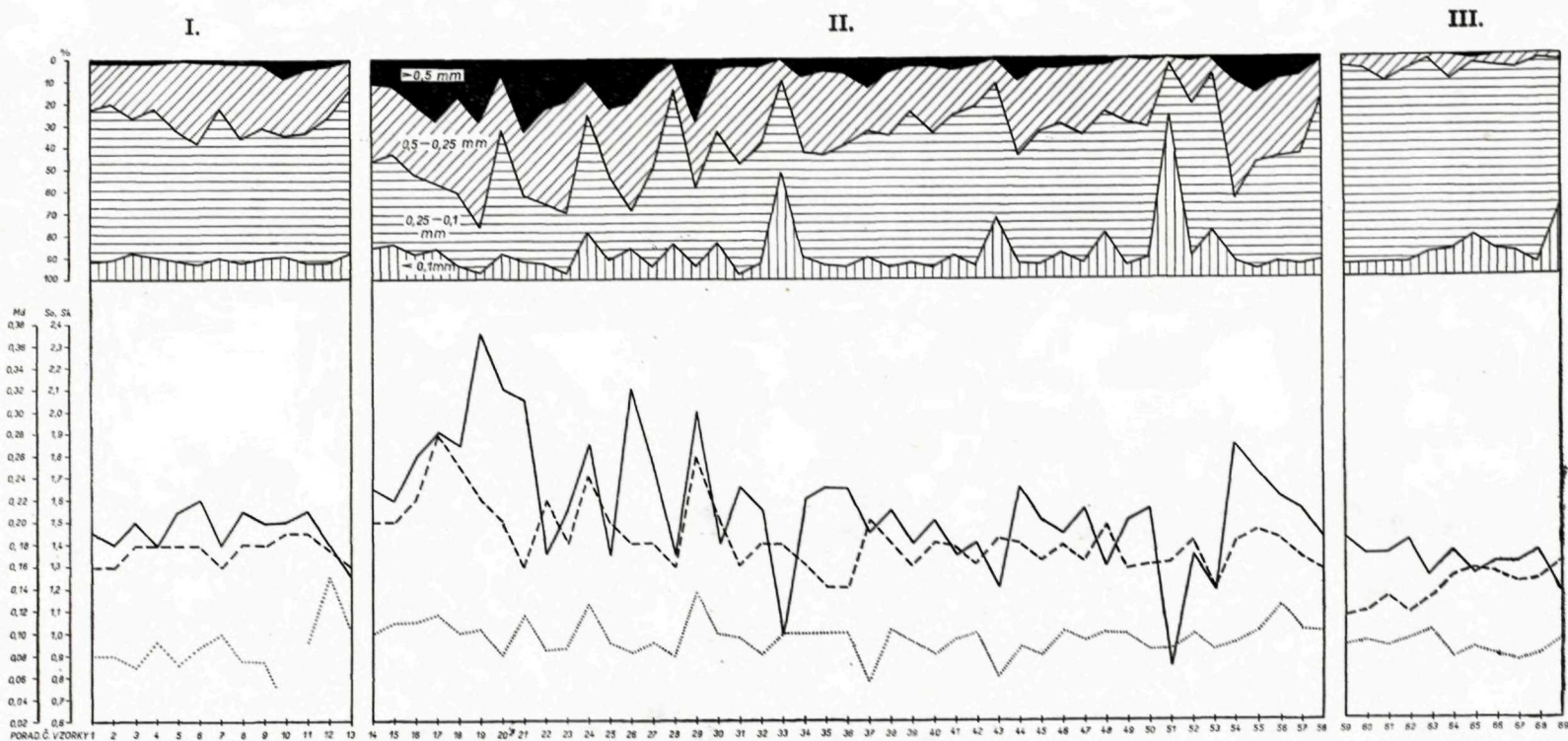
1 • 2 x 3 Δ 4 ○ 5 □ 6 —

Obr. 8 Genetický diagram pieskov jv. časti Podunajskej nížiny

1 — viate piesky I. skupiny; 2 — viate piesky II. skupiny; 3 — riečno-eolické piesky III. skupiny; 4 — fluviálne piesky; 5 — neogénne piesky (pont); 6 — predpokladané ohraničenie viatych pieskov

Abb. 8 Die genetische Gliederung der Sande im SO Teil der Donau-Niederung 1 — Flugsande der I. Gruppe, 2 — Flugsande der II. Gruppe, 3 fluvial-eolische Sande der III. Gruppe, 4 — fluviale Sande, 5 — neogene Sande (Pont), 6 — vorausgesetzte Begrenzung der Flugsande

spravidla nie sú cementované; výnimku tvorí odkryv pri Vlkanove, kde cementácia je výsledkom sekundárnych procesov. V odkryvoch v Nesvadoch a okolí Chotína vyskytujú sa vo viatych pieskoch 3, resp. 4 pochované pôdy typu pararendziny. V presypoch vo viniciach pri Chotíne, na Bašovom kopci, oproti JRD Moča nachádzajú sa vrstvičky limonitizovaných pieskov rytmicky sa opakujúce, miestami čierovite zvlhnené; K. Žebera (1953) ich nazýva „plástevný podzol“. Tento siaha do hĺbky 3 m. Vo viatych pieskoch študovaného územia karbonáty CaCO_3 tvoria rôzne konkrécie, rúrky a tyčinky (obr. 9). Kým v spodných a stredných častiach presypov je pomerne vysoký obsah CaCO_3 (do 19 % — pozri tabuľku 1 a 2),



Obr. 9 Grafické znázornenie granulometrického zloženia viatych pieskov v jv. časti Podunajskej nížiny podľa jednotlivých skupín (I, II, a III. skupina).

Abb. 9 Graphische Darstellung der granulometrischen Zusammensetzung der Flugsande im SÖ Teil der Donau-Ebene nach den einzelnen Gruppen (I, II. und III. Gruppe).

Granulometrické zloženie viatych pieskov
Granulometrische Zusammensetzung der Flugsande

Por. číslo	Lokalita	Hĺbka v m	Číslo vzorky	Číslo kriv.	Zrnitostné zatriedenie		
						2	2-1
1	2	3	4	5	6	7	8
1.	Nesvady — piesk.	0,50—0,60	122/69	5	veľmi jemnozrný	—	0,15
2.	„	1,20—1,30	123/69	6	„	—	—
3.	„	1,60—1,70	124/69	7	jemno-veľmi jemnozrný	—	0,20
4.	„	2,20—2,30	125/69	8	„	0,20	0,20
5.	„	3,00—3,10	126/69	9	„	—	—
6.	„	3,70—3,80	127/69	10	„	—	—
7.	„	4,30—4,40	128/69	11	„	—	—
8.	„	5,00—5,10	129/69	12	„	—	0,40
9.	„	5,90—6,00	133/69	13	„	—	—
10.	Abov kopec — piesk. pri kóte 124 m	1,20—1,30	118/69	1	jemno-veľmi jemnozrný	0,45	2,80
11.	„	2,10—2,20	119/69	2	„	0,70	2,85
12.	„	3,40—3,50	120/69	3	„	—	0,20
13.	„	4,70—4,80	121/69	4	veľmi jemnozrný	—	—
14.	Dvory n/Žitavou — vých. od obce	0,20—0,30	134/69	38	jemno-veľmi jemnozrný	—	1,45
15.	Pribeta — SV obce	2,00—2,10	145/69	43	„	0,40	1,35
16.	JV od Vlkanovej pri kóte 123 m	0,40—0,50	137/69	32	rôznorzrný	0,85	6,00
17.	„	0,80—0,90	138/69	33	„	1,80	9,20
18.	Bajč — SV obce	1,30—1,40	143/69	57	veľmi jemno-jemnozrný	1,10	3,50
19.	„	2,50—2,60	144/69	58	stredno-jemnozrný	2,00	5,15
20.	Bohatá — piesk. JRD	0,30—0,40	147/69	17	jemno-veľmi jemnozrný	0,40	1,90
21.	„	0,80—0,90	146/69	16	rôznorzrný	5,35	12,70
22.	„	1,00—1,20	130/69	14	veľmi jemno- jemnozrný	0,10	2,50
23.	„	2,30—2,50	131/69	15	„	0,40	2,50
24.	„	5,00—5,20	132/69	20a	jemno-veľmi jemnozrný	0,70	2,50
25.	Bohatá — SV obce, pri kóte 129,2 m	z mrzov. klinu	208/69	18	rôznorzrný	3,90	7,10
26.	Hurbanovo pri kapl.	1,20—1,30	148/69	41	„	0,85	4,40
27.	Dolný Peter — odkryv SZ obce	1,30—1,40	154/69	42	jemno-veľmi jemnozrný	0,25	1,20
28.	Chotín — W-3	9,00—9,10	205/68	19	veľmi jemnozrný	—	—
29.	Chotín — W-9	1,60—1,80	273/68	22	rôznorzrný	3,65	10,70
30.	Chotín — W-9	2,00—2,20	274/68	23	jemno-veľmi jemnozrný	—	1,20
31.	Chotín pri STS	3,80—4,00	056/68	17	„	—	—
32.	„	2,30—2,50	057/68	18	„	—	—
33.	Chotín — W-26	2,50—2,70	339/68	39	práskovito-veľmi jemnozrný	—	—
34.	Bašov kopec W-1	1,10—1,30	324/68	29	jemno-veľmi jemnozrný	—	1,85
35.	„	2,90—3,20	325/68	30	„	—	0,90
36.	„	5,70—6,00	326/68	31	„	—	1,10
37.	„	10,4—10,7	328/68	32	„	0,50	3,95
38.	„	12,1—12,6	330/68	33	„	—	1,30
39.	„	14,3—14,4	331/68	34	veľmi jemnozrný	—	0,40
40.	„	15,5—15,6	332/68	35	jemno-veľmi jemnozrný	—	—
41.	„	16,9—17,0	333/68	36	„	—	1,40
42.	Bašov kopec W-2	2,00—2,20	335/68	37	veľmi jemnozrný	—	—
43.	Marcelová — odkryv jv. od okraja obce	1,50	176/69	52	práskovito-veľmi jemnozrný	—	0,10
44.	Bašov kop. jv. od k.	0,30—0,40	177/69	53	jemno-veľmi jemnozrný	0,45	2,00
45.	Bašov na kóte	0,30—0,40	178/69	54	„	0,20	0,90
46.	Bašov SZ od k. 139,2	0,30—0,40	179/69	55	„	—	1,00
47.	„	0,50—0,60	180/69	56	„	—	0,60
48.	Bašov kopec W-18	1,10—1,35	303/68	24	„	—	0,75
49.	Bašov kopec W-20	6,80—7,10	308/68	25	„	—	—
50.	Bašov kopec W-20	11,0—11,2	309/68	26	„	—	—
51.	Bašov kopec W-22	1,40—1,60	312/68	27	veľmi jemnozrnno- práskovitý	—	—
52.	Bašov kopec W-22	3,50—3,70	313/68	28	jemno-veľmi jemnozrný	—	—
53.	Moča odkr. JRD v priemer. vzorku	406/64	206/69	59	veľmi jemnozrný	—	—
54.	Moča kóta 117,1	407/64	406/64	7	veľmi jemno-jemnozrný	—	1,70
55.	Chotín — piesk. (2)	5,00—6,00	407/64	8	jemno-veľmi jemnozrný	—	6,50
56.	„	3,00—4,00	408/64	9	„	—	3,40
57.	„	2,00—3,00	409/64	10	„	—	0,85

JV časti Podunajskej nížiny

in SÖ Teil der Donau-Ebene

Tabuľka 1

Tabelle 1

Obsah frakcií v % v mm								CaCO ₃ v %	Granulometrické koeficienty			Sku- pina
1-0,5	0,5- 0,25	0,25- 0,1	0,1- 0,05	0,05	0,5	0,5- 0,25	0,25		Md	So	Sk	
9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
0,40	20,80	69,80	8,05	0,80	0,55	20,80	78,65	12,60	0,191	1,304	0,888	I
0,80	20,10	70,25	8,00	0,85	0,80	20,10	79,10	14,10	0,182	1,288	0,909	I
1,05	25,05	61,30	11,30	1,10	1,25	25,05	73,70	15,70	0,200	1,364	0,850	I
1,05	22,30	65,60	9,25	1,40	1,45	22,30	76,25	12,05	0,178	1,364	0,968	I
0,80	32,50	57,10	6,75	2,85	0,80	32,50	65,70	13,75	0,214	1,378	0,869	I
1,25	38,50	53,30	6,05	0,90	1,25	38,50	60,25	10,30	0,224	1,364	0,940	I
1,20	20,90	60,40	8,60	0,90	1,20	20,90	77,90	14,20	0,182	1,345	0,909	I
1,30	35,10	54,65	7,45	1,10	1,70	35,10	63,20	11,65	0,209	1,396	0,886	I
2,00	29,10	59,20	8,55	1,15	2,00	29,10	68,90	14,90	0,200	1,378	0,875	I
6,00	26,60	53,50	8,10	2,55	9,25	26,60	64,15	12,60	0,200	1,463	1,025	I
2,20	29,65	55,85	7,55	1,20	5,75	29,65	64,60	16,70	0,209	1,556	0,979	I
2,80	23,85	64,55	7,45	1,15	3,00	23,85	73,15	19,30	0,178	1,396	1,250	I
0,25	15,10	72,50	11,15	1,00	0,25	15,10	84,65	15,20	0,151	1,330	1,000	I
10,60	36,70	36,75	6,45	8,05	12,05	36,70	51,25	6,70	0,234	1,549	1,000	II
10,30	32,90	40,95	5,25	8,85	12,05	32,90	55,05	8,10	0,219	1,480	1,041	II
14,15	32,70	34,15	4,75	7,30	21,00	32,70	46,20	16,70	0,263	1,622	1,057	II
18,50	25,85	30,00	6,80	7,85	29,50	25,85	44,65	6,25	0,282	1,952	1,087	II
11,50	43,70	33,50	2,60	4,10	16,10	43,70	40,20	3,15	0,275	1,349	1,000	II
22,40	49,30	18,10	1,20	1,85	29,55	49,30	21,15	3,20	0,372	1,622	1,021	II
5,45	25,75	56,10	6,15	4,25	7,75	25,75	66,50	10,30	0,324	1,513	0,904	II
14,45	29,25	29,90	5,20	3,15	32,50	29,25	38,25	—	0,309	1,367	1,073	II
20,10	44,10	25,60	7,25	0,05	22,70	44,40	32,90	4,45	0,170	1,565	0,931	II
16,30	51,50	27,10	1,15	1,00	19,20	51,50	29,25	4,00	0,214	1,367	0,934	II
6,20	16,70	51,25	8,15	14,50	8,40	16,10	73,90	10,75	0,269	1,718	1,125	II
12,70	31,10	36,00	4,40	4,80	23,70	31,10	45,20	6,90	0,170	1,530	0,965	II
14,30	49,80	16,60	1,15	12,90	19,55	49,80	30,65	—	0,316	1,446	0,910	II
6,90	42,95	43,80	2,65	2,35	8,35	42,95	48,80	—	0,251	1,382	0,952	II
0,20	13,25	69,40	9,20	7,95	0,20	13,25	86,55	—	0,170	1,288	0,896	II
15,20	30,25	33,30	2,60	4,30	29,55	30,25	40,20	—	0,302	1,800	1,175	II
3,00	28,75	49,10	10,60	7,35	4,20	28,75	67,05	—	0,182	1,546	1,000	II
3,50	40,40	53,25	2,00	0,85	3,50	40,40	56,10	—	0,234	1,273	0,981	II
3,50	34,50	55,00	3,65	3,80	3,50	34,50	62,45	—	0,214	1,367	0,912	II
—	9,50	41,00	37,50	12,00	—	9,50	90,50	—	0,102	1,418	1,000	II
6,50	34,40	47,10	2,20	8,45	8,35	34,40	58,25	—	0,224	1,411	1,000	II
5,60	38,40	48,40	5,40	1,30	6,50	38,40	55,10	—	0,234	1,288	1,000	II
5,70	33,55	53,20	4,85	1,60	6,80	33,55	59,65	—	0,234	1,288	1,000	II
8,50	20,20	56,80	8,80	1,25	12,95	20,20	66,85	—	0,186	1,513	0,771	II
5,20	29,70	58,80	4,30	0,70	6,50	29,70	63,80	—	0,209	1,411	1,000	II
2,25	20,85	69,50	5,50	1,50	2,65	20,85	76,50	—	0,178	1,330	0,968	II
3,00	30,35	61,00	4,25	1,40	3,00	30,35	66,65	—	0,200	1,411	0,900	II
4,10	18,25	65,45	8,40	2,40	5,50	18,25	76,25	—	0,170	1,364	0,965	II
3,40	19,55	70,30	3,90	2,85	3,40	19,55	77,05	—	0,178	1,334	1,000	II
0,30	10,25	62,25	20,25	6,45	0,40	10,25	89,35	13,50	0,145	1,414	0,809	II
8,00	34,20	48,10	4,25	3,00	10,45	34,20	55,35	—	0,229	1,418	0,942	II
3,30	28,90	59,00	6,10	1,60	4,40	28,90	66,70	—	0,204	1,349	0,904	II
3,25	24,90	58,90	7,95	4,00	4,25	24,90	70,85	—	0,186	1,378	1,000	II
3,00	30,10	59,45	4,40	2,55	3,60	30,10	66,40	—	0,214	1,330	0,978	II
2,90	19,40	55,90	8,20	12,85	3,65	19,40	76,95	—	0,159	1,480	1,000	II
0,50	29,30	63,75	2,90	3,55	0,50	29,30	70,20	—	0,204	1,285	1,000	II
1,35	31,50	57,00	6,65	3,50	1,35	31,50	67,15	—	0,214	1,300	0,934	II
—	2,00	22,00	57,55	18,45	—	2,00	98,00	—	0,072	1,323	1,000	II
1,35	20,20	58,50	5,70	4,25	1,35	20,20	68,45	—	0,170	1,425	0,931	II
0,30	7,10	70,10	15,00	7,50	0,30	7,10	92,60	18,30	0,138	1,204	0,952	II
12,30	54,50	29,00	1,50	7,00	14,00	54,50	31,50	—	0,269	1,425	1,083	II
10,00	31,50	48,00	2,50	1,50	16,50	31,50	52,00	—	0,240	1,459	1,172	II
6,60	34,00	48,50	5,00	2,50	10,00	34,00	56,00	—	0,224	1,428	1,040	II
7,65	36,00	49,50	4,00	2,00	8,50	36,00	55,50	—	0,234	1,349	1,038	II

Pokračovanie tab. 1

Por. číslo	Lokalita	Hĺbka v m	Číslo vzorky	Číslo kriv.	Zrnitostné zatriedenie		
						2	2-1
1	2	3	4	5	6	7	8
58.	Moča JRD – stará pieskovňa	priemerná vzorka	410/64	11	veľmi jemnozrnný	–	0,02
			172/69	48	veľmi jemnozrnný	–	–
59.	Čenkov – východ	0,40–0,50	173/69	47	„	–	–
60.	Čenkov okr. záv. duny		170/69	50	„	–	–
61.	Čenkov – východ	4,50–4,60	171/69	49	„	–	–
62.	„	3,00–3,20	211/69	51	„	–	–
63.	„	1,20–1,50	400/64	1	„	–	0,02
64.	Čenkov. les s. XV.	0,60–0,80	401/64	2	„	–	0,05
65.	Čenkov. les s. XVI.	4,00–4,20	402/64	3	„	–	–
66.	Kendeleš STS odkr.	2,50–2,80	403/64	4	„	–	0,10
67.	„	0,30–0,70	404/64	5	„	–	0,05
68.	„	priemer.	405/64	6	práškovito veľmi jemnozrnný	–	0,10
69.	Čenkov. les s. XI.	vzorka					

v najvrchnejších častiach jeho obsah klesá, resp. úplne chýba (napr. v okolí Marcelovej).

Viate piesky I. skupiny sú z hľadiska granulometrického veľmi jemnozrnné až jemno veľmi jemnozrnné (podľa klasifikácie J. M. Sergejeva 1959), bidisperzné, prevláda frakcia 0,25–0,1 a 0,5–0,25 mm, častice nad 1 mm sú vzácne. Častíc 0,25–0,1 mm je 53–70 %, častíc 0,5–0,25 mm je asi 25 do 35 % (pozri tabuľku 1 a obr. 8). Piesky tejto skupiny sú charakteristické veľkou vytriedenosťou ($So = 1,30–1,55$; $Sk = 0,90–1,25$), pričom Md najčastejšie kolíše v rozmedzí 0,15 až 0,30.

Viate piesky II. skupiny sú z hľadiska granulometrického v porovnaní s I. skupinou rôznorodejšie, granulometricky variabilnejšie, rôznorzrnné, práškovito veľmi jemnozrnné, jemno veľmi jemnozrnné (taktiež podľa klasifikácie J. M. Sergejeva 1959), bidisperzné; prevládajúcimi frakciami sú 0,5–0,25 a 0,25–0,1 mm. Častice nad 1 mm sú častejšie a v niektorých prípadoch tvoria až 17 %. Obsah častíc 0,5–0,25 mm sa pohybuje v rozmedzí 16–50 % a častíc 0,25–0,1 mm je 16–74 %. Koeficienty granulometrických hodnôt v tejto skupine pieskov sú takéto: $So = 1,20–18,0$; $Sk = 0,90–1,10$; $Md = 0,13–0,37$.

Riečno-eolické piesky III. skupiny sú prevažne veľmi jemnozrnné a tiež práškovito veľmi jemnozrnné, monodisperzné, prevládajúca frakcia 0,25–0,1 mm kolíše v rozmedzí 64–90 %. Granulometrické hodnoty (pozri tabuľku 1) sú tieto: $So = 1,00$ až 1,26; $Sk = 0,87–1,00$; $Md = 0,16–0,19$.

V zložení minerálov ľahkej frakcie vo viatych pieskoch uvedených skupín prevláda kremeň (do 85 %), v menšom množstve sú prítomné navetrané živce, plagio-klassy a K-živce, vyskytujú sa úlomky pieskocov a kremencov (J. Pelíšek 1963). Zriedkavé sú sľudy (muskovit) a ešte zriedkavejšie chlorit a biotit.

Väčšie rozdiely medzi jednotlivými skupinami viatych pieskov sú v zastúpení minerálov ťažkej frakcie u pieskov I. skupiny; ako uvádza D. Minaříková (1967)

Obsah frakcií v %								CaCO ₃ v %	Granulometrické koeficienty			Skupina
1—0,5	0,5— 0,25	0,25— 0,1	0,1— 0,05	0,05	0,5	0,5— 0,25	0,25		Md	So	Sk	
9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
1,48	15,50	74,50	7,50	1,00	1,50	15,50	83,00		0,182	1,273	1,000	II
—	4,35	90,50	4,60	0,45	—	4,35	95,65	9,20	0,186	1,072	0,942	III
—	5,90	87,60	5,90	0,60	—	5,90	94,10	8,75	0,174	1,095	0,966	III
0,20	10,10	83,25	5,45	1,00	0,20	10,10	89,70	7,70	0,170	1,158	0,939	III
—	5,80	86,90	5,90	1,40	—	5,80	94,20	10,10	0,182	1,086	0,965	III
—	0,70	88,20	6,35	4,85	—	0,70	99,30		0,129	1,149	1,000	III
0,96	9,52	78,15	9,35	2,00	0,98	9,25	89,50		0,178	1,257	0,875	III
0,25	2,20	77,50	15,50	3,50	0,30	2,20	96,50		0,151	1,278	0,913	III
0,50	4,50	83,00	9,50	2,50	0,50	4,50	95,00		0,166	1,261	0,892	III
0,40	6,00	83,00	9,00	1,50	0,50	6,00	93,50		0,162	1,229	0,862	III
1,45	6,50	84,50	5,00	2,50	1,50	6,50	92,00		0,170	1,233	0,896	III
0,40	1,50	64,00	26,50	7,50	0,50	1,50	98,00		0,118	1,319	0,928	III

nepravidelne sú zastúpené pyroxény, hlavne hyperstény, niekedy je ich obsah zanedbateľný, naproti tomu je zvýšený obsah granátov (asi 20 %). Z ďalších minerálov sú tu zastúpené: opaktné minerály, amfibol, minerály zoizit-epidotovej skupiny a apatit. Vo viatych pieskoch II. skupiny podľa analýz D. M i n a ř í k o v e j (1967) sú zastúpené hyperstén (60—70 %) a augit do 5 %, opaktné minerály (asi 20 až 30 %). Ojedinele býva prítomný amfibol, granát a minerály zoizit-epidotovej skupiny. Ostatné minerály sa nachádzajú v zanedbateľnom množstve. Podobné zloženie majú aj viate piesky nachádzajúce sa v mrazových klinoch v Marcelovej. III. skupina pieskov má v ťažkej frakcii zastúpený najmä granát a amfibol (asi 30 %). Menšie zastúpenie majú minerály zoizit-epidotovej skupiny (12—16 %) a opaktné minerály (9—15 %). Hyperstén a augit sú ojedinelé. Z ostatných minerálov sú prítomné: staurolit, distén, sillimanit, apatit, rutil, titanit, zirkón, turmalín a chlorit.

Stupeň opracovanosti zrn závisí nielen od ich mineralogického zloženia, ale aj od rozmerov častíc, najmä však, ako to potvrdili výskumy E. V a š k o v s k e j (1963) na území Záhorskej nížiny, aj od dĺžky eolického vývoja. V skúmaných skupinách viatych pieskov pozorujeme, že medzi väčšími frakciami je percento dobre opracovaných zrn väčšie než v drobných frakciách.

Pre skúmané viate piesky (tabuľka 2) je charakteristický tento obsah základných komponentov chemického zloženia: SiO₂ = 54,32—84,12 %, Fe₂O₃ = 2,39—6,18 %, CaO = 2,31—13,44 %, MgO = 0,39—2,34 %, K₂O = 1,00—1,62 %, Na₂O = 1,30 až 1,70 %, CO₂ = 3,72—10,95 %, Al₂O₃ = 1,31—11,28 %. Sledovanie chemického zloženia viatych pieskov vo vertikálnom smere, najmä v profiloch Nesvady, Abov kopec, poukazuje na určitú rovnomernosť obsahu komponentov. Všeobecne charakteristický je pre všetky piesky pomerne nízky obsah Na₂O a K₂O, čo nasvedčuje tomu, že postsedimentárne procesy aktívne nepôsobili na rozrušovanie živcov a vyľuhovanie zásad. Zvýšený obsah Al₂O₃ v pieskoch pieskovne pri JRD Bohatá oproti

Chemické zloženie viatych pieskov JV časti Podunajskej nížiny (analyzoval: V. Dvonč)

Chemische Zusammensetzung der Flugsande im SÖ Teil der Donau-Ebene (analysiert von V. Dvonč)

Tabuľka 2
Tabelle 2

Labor. číslo	Geolog. číslo	Hĺbka v m	Lokalita	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	CO ₂	Al ₂ O ₃
1002	118/69	1,20—1,30	Abov kopec	68,60	3,19	8,89	1,65	1,62	1,50	8,72	4,78
1003	119/69	2,10—2,20	Abov kopec	65,90	5,59	10,15	1,17	1,06	1,50	10,95	4,24
1004	120/69	3,40—3,50	Abov kopec	65,17	5,58	10,22	0,39	1,12	1,50	12,27	4,77
1005	121/69	4,70—4,80	Abov kopec	68,64	4,79	8,47	0,44	1,05	1,60	9,51	1,31
1006	122/69	0,50—0,60	Nesvady	62,23	2,39	9,38	0,89	1,12	1,70	8,46	6,82
1007	123/69	1,20—1,30	Nesvady	70,64	2,99	7,63	1,18	1,12	1,70	8,27	6,29
1008	124/69	1,60—1,70	Nesvady	68,02	2,79	8,75	1,44	1,12	1,60	8,83	5,77
1009	125/69	2,20—2,30	Nesvady	70,30	4,59	7,77	1,83	1,12	1,50	7,42	5,03
1010	126/69	3,00—3,10	Nesvady	70,04	2,79	7,98	2,34	1,12	1,50	7,79	7,08
1011	127/69	3,70—3,80	Nesvady	72,25	3,39	6,79	2,17	1,05	1,50	6,90	5,25
1012	128/69	4,30—4,50	Nesvady	69,50	2,39	8,47	0,91	1,05	1,50	10,70	5,77
1013	129/69	5,00—5,10	Nesvady	69,62	2,19	7,91	1,95	1,05	1,38	8,10	5,25
1017	133/69	5,90—6,00	Nesvady	56,76	4,19	13,44	1,04	1,00	1,30	7,36	8,39
1014	130/69	1,20—1,30	Bohatá JRD	58,93	5,98	7,70	1,06	1,66	1,60	3,72	11,07
1015	131/69	2,30—2,50	Bohatá JRD	54,32	6,18	10,78	0,93	1,26	1,38	3,18	11,02
1016	132/69	5,10—5,20	Bohatá JRD	63,36	4,79	6,51	1,12	1,24	1,38	6,25	11,28
1034	134/69		Dvory n/Žitavou Vých.	80,14	2,79	2,31	0,98	1,36	1,38	2,27	7,35
1035	138/69	0,40—0,50	Vlkanovo pri k. 123	84,12	2,39	2,94	1,23	1,24	1,30	4,25	2,93
16k	325/64	2,90—3,30	W-1	80,87	5,51	3,64	1,36	1,18	1,36	2,50	2,44
17k	201/64	3,70—3,80	W-3	79,12	3,58	4,20	1,76	1,36	1,48	2,96	4,43
1037	171/69		Čenkov-východ	74,40	2,99	3,08	1,09	1,14	1,30	6,07	7,08

ostatným možno vysvetliť tak, že k ich vyvíjaniu došlo z blízkeho priestoru, kde sa nachádzajú fosílné pôdy („červenozeme“) silno piesčité, vyznačujúce sa zvýšeným obsahom Al_2O_3 .

Geografické rozšírenie viatych pieskov na študovanom území poukazuje na ich úzku spätosť s rozmiestnením piesčitých más fluviálneho pôvodu. Vzájomné porovnanie litologických charakteristík (granulometrického, mineralogického, chemického zloženia) nami vyčlenených skupín eolických pieskov s fluviálnymi pieskami poukazuje na to, že materinský materiál na stavbu piesčitých presypov v tomto priestore poskytovali predovšetkým náplavy riek: Dunaja, Váhu, Nitry a Žitavy. Vyvíjanie a premiestňovanie piesčitých más z akumulácií spomínaných riek prebiehalo v podmienkach širokej doliny, vo vyvýšených častiach po ústupoch riek a pri nízkych hladinách podzemných vôd, čím sa vytvárali na pomerne veľkej ploche priaznivé podmienky pre deflačnú činnosť vetrov smeru ZV—JV. V dôsledku previevania piesčitých más nedošlo k podstatným kvalitatívnym zmenám v ich mineralogickom zložení v porovnaní s pôvodnými fluviálnymi pieskami. Vplyv previevania sa výraznejšie prejavil v triedení a granulometrickej diferenciacii piesčitého materiálu. Obsah častíc menších ako 0,05 mm vo viatych pieskoch I. skupiny vo väčšine prípadov nepresahuje 2 %, v II. skupine má táto frakcia kolísavejšie zastúpenie od 2—13 % a v III. skupine 1—7 %. Úplný výnos prachových častíc vo viatych pieskoch v dôsledku previevania teda nenastáva. Je pravdepodobné, že dochádza v tejto frakcii k dopĺňovaniu, na úkor pretierania a drobenia hrubších frakcií. Zastúpenie hrubších frakcií (0,5—1,0 mm) vo viatych pieskoch I. skupiny je asi 2 %, v II. skupine je jej obsah kolísavý a v III. skupine táto frakcia nie je prakticky zastúpená. Z opisu vidíme, že viate piesky v jv. časti Podunajskej nížiny sú zložené z častíc pomerne prísne ohraničených rozmerov, obyčajne od < 1 mm v priemere a nižšie, čím sa odlišujú od pieskov inej genézy. Toto ohraničenie rozmedzia častíc v skúmaných viatych pieskoch, ako vyplýva zo štúdií A. V. Sidorenka (1961) a starších autorov, možno objasniť veľmi obmedzenou transportačnou schopnosťou vetra. Silou vetra viacej ako 10 m/s môžu byť prenášané častice do 1 mm v priemere, vietor o sile 1,5 m/s môže preniesť častice do 0,1 mm. Častice menšie ako 0,05 mm môžu sa prenášať dokonca slabým vetrom. V súvislosti s tým môžeme povedať, že k previevaniu I. a II. skupiny pieskov došlo v podmienkach silnejších vetrov, k previevaniu III. skupiny v podmienkach slabších vetrov.

O veku viatych pieskov možno nájsť v literatúre (J. Bárta 1957, P. I. Fadejev 1951, R. F. Flint 1957, V. Ložek 1963, M. Lukniš—Š. Bučko 1953, V. K. Lukašev 1961, J. Pelíšek 1963, A. V. Sidorenko 1961, J. Sekyra 1961, E. Vaškovská 1963, K. Žebera 1958 a ďalší) rôzne názory, ktoré sa väčšinou opierajú o stratigraficky nedostatočné pozorovania. Ak na skúmanom území berieme do úvahy všetky známe geologické kritériá, ako je napr. vzťah viatych pieskov k fluviálnym sedimentom, k sprašovým komplexom, a porovnávame podmienky vzniku viatych pieskov s priebehom klimatických pod-

mienok počas mladšieho pleistocénu a holocénu, prichádzame k záveru, že priaznivé podmienky pre ich vývoj boli len v úsekoch so sucho-chladnými podmienkami. Toto nás vedie k predpokladu, že viate piesky sa tvorili v rovnakej dobe ako spraše. Vývoj sprašového komplexu na strednom terasovom stupni v úseku Šrobárová, Búč, Štúrovo poukazuje na mladopleistocénny vek (I. V a š k o v s k ý 1967), potom aj viate piesky nachádzajúce sa v západnej časti uvedeného stupňa, faciálne prechádzajúce do sprašového komplexu, sú mladopleistocénneho veku. Významnejšie fázy akumulácie viatych pieskov na skúmanom území prebiehali najmä v období konečnej fázy würmu (W_3), v neskorom glaciále s konečnou modeláciou povrchu presypov a ich stabilizáciou začiatkom boreálu. Sekundárne, málo výrazné premiestňovanie viatych pieskov poukazuje aj na mladšie obdobie holocénu, ba dokonca aj na súčasnosť (tab. 2).

Na svahoch Hronskej pahorkatiny možno predpokladať nálezy viatych pieskov zo starších období kvartéru. Vekové zaradenie viatych pieskov do mladšieho pleistocénu nepriamo potvrdzuje pre naše územie aj J. B á r t a (1957) archeologickými nálezmi na lokalite Mačanské kopce pri Seredi a J. S e k y r a (1961), ktorý poukazuje na to, že plástevný podzol je zhruba ekvivalentný vekove s fosílnymi horizontami z posledných vlhších interštadiálov alebo neskorého glaciálu.

LITERATÚRA

- [1] B á r t a J., 1957: Pleistocénne piesočné duny pri Seredi a ich paleolitické a mezolitické osídlenie. Slovenská Archeológia, V/1, Bratislava, 1957. — [2] F a d e j e v P. I., 1951: Pieski SSSR. Izdt. MGU, Moskva. — [3] F l i n t R. F., 1957: Glacial and pleistocene geology. New York — London. — [4] H o r n i š E., 1956: Petrograficko-technologický výskum štrkopieskov Váhu. Geol. práce, Správy 6, Bratislava. — [5] H o r u s i t z k y H., 1900: Die agrogeologischen Verhältnisse der Gemeinde Köbölkút, Bátorkesz und Duna Mócs im Comitate Esztergom. J. der kgl. ung. geol. Anstalt für 1889, Budapest. — [6] H o r u s i t z k y H., 1902: Nagy Surány községének agrogeologiai viszonyai. A. m. k. földt. int. évi jel., Budapest. — [7] J a n š á k Š., 1950: Eolické formácie na Slovensku. SAV, Bratislava. — [8] L o ž e k V., 1964: Quartärmollusken der Tschechoslowakei. Rozprava ÚÚG, ČSAV, Praha. — [9] L u k n i š M. — B u č k o Š., 1953: Geomorfologické pomery Podunajskej nížiny v oblasti medzi Novými Zámkami a Komárnom. Geogr. čas. SAV, V/3—4, Bratislava. — [10] L u k a š e v V. K., 1961: Nekotorije dannye o genezise i litologii eolovych otloženij Belorusskogo Polesia. Izdat. AN BSSR, Minsk. — [11] M i n a ř i k o v á D., 1967: Sedimentárně-petrografický výskum kvartérních sedimentů území mezi Komárnem a Štúrovem. Závěrečná zpráva. Manuskript-archív GÚDŠ, Bratislava. — [12] M i š í k M., 1956: I. Použitie ťažkých minerálov pre paleogeografický a stratigrafický výskum so zreteľom na neogén a kvartér Slovenska. Geol. práce, zoš. 43. SAV, Bratislava. — [13] P e l i š e k J., 1963: Charakteristika vátých písků Slovenska. Geol. práce, zoš. 64, Bratislava. — [14] S i d o r e n k o A. V., 1961: Litologija a genetičeskaja klassifikacija eolovych otloženij. Izdt. AN BSSR, Minsk. — [15] S e r g e j e v E. M., 1959: Obščije gruntovedeniye. MGU, Moskva. — [16] S e k y r a J., 1961: Wind-blown sands. Cwatorzęd Europy środkowej i wschodniej, cz. I, Prace Inst. geol. 34, Warszawa. — [17] S t a n k o v s k i W., 1963: Rzeźba eoliczna Polski północno-zachodniej na podstawie wybranych obszarów. PWZPAN, Poznań. —

[18] Šancer E. V., 1951: Alluvij ravninnych rek umerennogo pojasa i jeho značenije dľa poznaniya zakonomernostej strojenija a formirovanija alluvialnych svit. Trudy inst. geol. nauk., vyp. 135, geol. ser. (N 55), X, Moskva. — [19] Timkó I., 1900: Udvard, Perbete, Bogota, Imely, Neszvad, Bajes (Komárom megye) községek és Érsekújvár város (Nyitra megye) batárának részletes agrogeologiai fölvétele. A. m. k. földt. int. evi jel., Budapest. — [20] Timkó I., 1901: Simő, Kamocsa, Gúta és Szt. Péter községek (Komárom m.) környékének agrogeologiai viszonyai. A. m. földt. int. évi jel., Budapest. — [21] Vaškovská E., 1963: Niektoré nové poznatky o eolických pieskoch južnej časti Záhorskej nížiny. Geologické práce, zoš. 64, Bratislava. — [22] Vaškovský I., 1967: Über das Quartär der Donauniederung. Geol. Práce, Správy 42, Bratislava. — [23] Vaškovský I. — Žebera K., 1968: Quaternary of the West Carpathians. Regional geology of Czechoslovakia. Part II. ČSAV, Praha. — [24] Žebera K., 1958: Československo ve starší době kamenné, Praha.

I. VAŠKOVSKÝ – E. VAŠKOVSKÁ

ZUR GENESE UND LITHOLOGISCHEN ZUSAMMENSETZUNG DER FLUGSANDE IM SÖ TEIL DER DONAU-EBENE

Die Oberflächen-Akkumulationen der Flugsande im Raume Nové Zámky, Dvory nad Žitavou, Pribeta, Chotín und Štúrovo in der Südwestslowakei konzentrieren sich meistens auf niedrigeren Terrassenstufen, seltener sind sie auch im eigentlichen Hron-Hügellandgebiete anwesend.

Von morphogenetischer Sicht aus können in diesem Gebiete die Flugsande und deren Anhäufungen in folgende Gruppen eingeteilt werden:

I. Flugsande im Raume zwischen den unteren Flussbettgebieten der Nitra und Žitava (siehe die beigefügte Karte), wo sie in einigen NW—SO längsgerichteten angehäuften Dünen geordnet sind. Die grösste Höhe erreicht ihre Anhäufung auf der Anhöhe Abov kopec (124,2 m). Die meisten Dünen der Flugsande entlang des Flusses sind durch die Erosion bzw. den meandrierenden Fluss gestört, selbständige Erhöhungen bildend.

II. Die meist ausgeprägten Flugsandakkumulationen in der Donauniederung überhaupt sind im Raume: Dvory nad Žitavou—Hurbanovo Marcelová—Moča—Šrobárová und Pribeta zu finden, wo sie auf der tiefsten und mittleren Terrassenstufe entlang des Flusses Žitava und der Donau lagern. Ausserdem bilden sie auch die Ausfüllung der Frosteinkeilungen und finden sich auch auf den Abhängen des Hron-Hügellandes. Die Flugsanddünen sind meistens von regelmässiger Form, längsgerichtete Streifen, seltener auch isolierte Erhöhungen bildend. Im Raume Dolný Peter bilden sie auch parabelförmige Dünen. Die Mächtigkeit der einzelnen Anhäufungen ist sehr verschieden und beträgt 3 bis 8 m; auf der Anhöhe Bašov kopec bis 25,5 m, (siehe das beigelegte Profil) (Abb. 2) und Mašan (15 m). Der Aufbau der in Dünen angeäuften Flugsande ist sehr mannigfaltig. Meistens sind es zwei oder mehrere übereinander oder nebeneinander lagernde laibförmige Körper. Die Flugsandstreifen sind hauptsächlich NW—SÖ gerichtet (vgl. Abb. 3). Zwischen den Dünen sind Tröge, am Schluss welcher sich sog. Garmaden bilden (typisch ist z. B. die Anhöhe Bašov kopec).

III. Eine ganz andere Situation ist im Raume des Čenkovský les (siehe die Karte), wo die Flugsandanhäufungen auf der niedrigsten Stufe der Donau lagern. Von genetischer Sicht aus lässt sich vermuten, dass man hier mit zwei Arten von Sanden zu tun hat. Deshalb wollen wir sie als fluvial-eolische Sande bezeichnen (ihre Anordnung an der Oberfläche siehe auf Abb. 4).

IV. Kleinere flaschenförmige Dünen auf der mittleren Terrassenstufe der Donau sind im östlichen Teil zwischen Šrobárová und Malá Mužla und auf deren Kante zu finden. Von grosser Bedeutung sind die Einlagerungen dünner Sandschichtchen in den deluvial-eolischen Ablagerungen an den Abhängen des Hügellandes. Diese Vorkommen werden in diesem Artikel nicht besprochen.

Zwecks des Vergleichs mit den anderen genetischen Sandtypen wollen wir auch den Charakter der quartären fluvialen Sande und der neogenen limnischen Sande im studierten Gebiet in Kürze besprechen. Für das Studium der Flugsande haben wir ähnliche Methode gewählt wie E. Vaškovišková (1963) im Raume Záhorská nížina in der Westslowakei. Die neogenen Sande sind granulometrisch vorwiegend monodispers; es dominiert die Korngrösse 0,25—0,1 mm (über 60 %), mit den Md-Werten 0,27, So 1,1—1,3 und Sk (0,10). Die Sande sind quarz- und Kalkhaltig. Die Fluvialsande sind granulometrisch viel mehr verstreut: Md 0,12—0,30, So 1,20 bis 1,90. Auch ihre mineralogische Zusammensetzung ist verschieden und spiegelt die petrographische Zusammensetzung der Gesteine aus verschiedenen Flussbettregionen (Donau, Váh, Nitra, Žitava; Abb. 6, 8) ab. In den Flugsandanhäufungen ist oft örtlich die Kreuzschichtung (Abb. 8 u. 9), in den Sanden der dritten Gruppe auch mässig gewellte Schichtung sichtbar. Im Raume Nesvada und Chotín befinden sich 3—4 begrabene Böden („Pararendzina“ und „Plastevnyj podsol“: Chotín, Moča u. a.). Die Flugsande sind meistens kalkhaltig; allerdings vermindert sich der Kalkgehalt in den oberen Partien der Anhäufungen bis der Kalk auch fehlen kann (zum Bsp. in der Umgebung von Marcelová). Die Flugsande der ersten Gruppe sind sehr feinkörnig, bidispers, mit dominierender Körnigkeit 0,25—0,1 mm und 0,5—0,25 mm (vgl. Tab. I); die zweite Gruppe ist viel verschiedener: Sande sind pulverig bis feinkörnig, bidispers; jene der dritten Gruppe (fluvial-eolische Sande) meistens feinkörnig, aber auch pulverig monodispers (Tab. I, Abb. 7, 8, 9). In der Mineralzusammensetzung dominiert meistens (von Leichtmineralen) Quarz (bis zu 85 %), seltener sind angewitterte Plagioklase und andere Komponenten zu finden. Viel grössere Unterschiede zwischen den einzelnen Gruppen sind in der Schwermineralvertretung zu verzeichnen. In der ersten Gruppen sind vor allem Pyroxene (hauptsächlich Hypersthen) und Granate anwesend. In der zweiten Gruppe steht Hypersthen, Augit und opake Mineralien an der Spitze, in der dritten Gruppe Granat und Amphibol. Seltener sind die Minerale der Zoisit-Epidotgruppe und opake Minerale vertreten. Die Abrundung einzelner Körner der Flugsande je nach der Korngrösse deutet darauf hin, dass in der gröberen Fraktion die bessere Abrundung häufiger vorkommt als in der feineren Fraktion.

In der Tabelle 2 ist das chemische Bild der untersuchten Flugsande übermittelt; dem nach fällt es auf SiO_2 54,32—84,12 %, auf Fe_2O_3 2,39—6,18 %, auf CaO 2,31—13,44 %, MgO 0,39—2,34 %, K_2O 1,00—1,62 %, auf Na_2O 1,30—1,70 %, CO_2 3,72—10,95 % und auf Al_2O_3 1,31—11,28 %.

Die geographische Verbreitung der Flugsande deutet darauf hin, dass sie räumlich meistens an die Sandmassen fluvialen Ursprungs gebunden sind. Die granulometrische, mineralogische und chemische Zusammensetzung lässt schliessen, dass das betreffende Material vor allem von den Flussanschwümmungen der Donau, Waag, Nitra und Žitava stammt. Die Windtätigkeit spiegelt sich in der granulometrischen Differenzierung der Sande ab. Die Korngrösse unter 0,05 mm in den Flugsanden der ersten Gruppen beträgt etwa bis 2,0 %, in der zweiten Gruppe zwischen 2 % und 13 %, in der dritten Gruppe 1—7 %. Die gröbere Korngrösse (0,5 bis 1,0 mm) ist in der ersten Gruppe mit 2 %, in der zweiten Gruppe sehr schwankend vertreten. In der dritten Gruppe fehlt sie überhaupt.

Bei der Beurteilung der klimatischen Bedingungen gelangen wir zum Schlusse, dass die günstigen Bedingungen lediglich in den trocken-kalten Etappen waren, also ähnlich wie bei den eolischen Sedimenten. Die Entwicklung des eolischen Komplexes auf der mittleren Terras-

senstufe zwischen Šrobárova—Búč—Štúrovo deutet auf das jungpleistozäne Alter; daraus lässt sich schliessen, dass auch die Flugsande dieser Stufe, welche in die eolischen Sedimente übergehen, ähnlichen — jungpleistozänen Alters sind. Die bedeutenderen Etappen der Anhäufung von Flugsanden fallen in die Abschlussphase des Würm (W_3), ins Spätglazial, mit der endgültigen Ausbildung und Stabilisierung anfangs Boreal. Eine weitere, nicht mehr so bedeutende Neuversetzung der Flugsande konnte auch im jüngeren Holozän, ja sogar auch rezent stattfinden. Das jungpleistozäne Alter der Flugsande bestätigen auch die archäologischen Funde im Hügelland von Mačanské vršky bei Sereď und die Entwicklung des „plastevnjy podsol“, der eigentlich als Aequivalent der Fossilböden der letzten Interstadiale oder des Spätglazials zu betrachten ist.

Vysvetlivky k tabuľkám I—II

Erläuterungen zu Tafeln I—II

Tabuľka II

O b r. 1 Vrstevnatosť viatych pieskov v pieskovni Chotín

A b b. 1 Die Schichtung der Flugsande in der Sandgrube von Chotín

O b r. 2 Detail vrstevnatosti viatych pieskov v pieskovni Chotín

A b b. 2 Ein Detail der Schichtung der Sande in der Sandgrube von Chotín

Tafel II

O b r. 1 Súčasné previevanie viatych pieskov a tvorba čerín na snehu v odkryve pri Nesvadoch

A b b. 1 Die rezente eolische Versetzung der Flugsande und Bildung von Rippelmarken auf dem Schnee im Aufschluss bei Nesvady



ROBERT MARSCHALKO—ANDRZEJ RADOMSKI

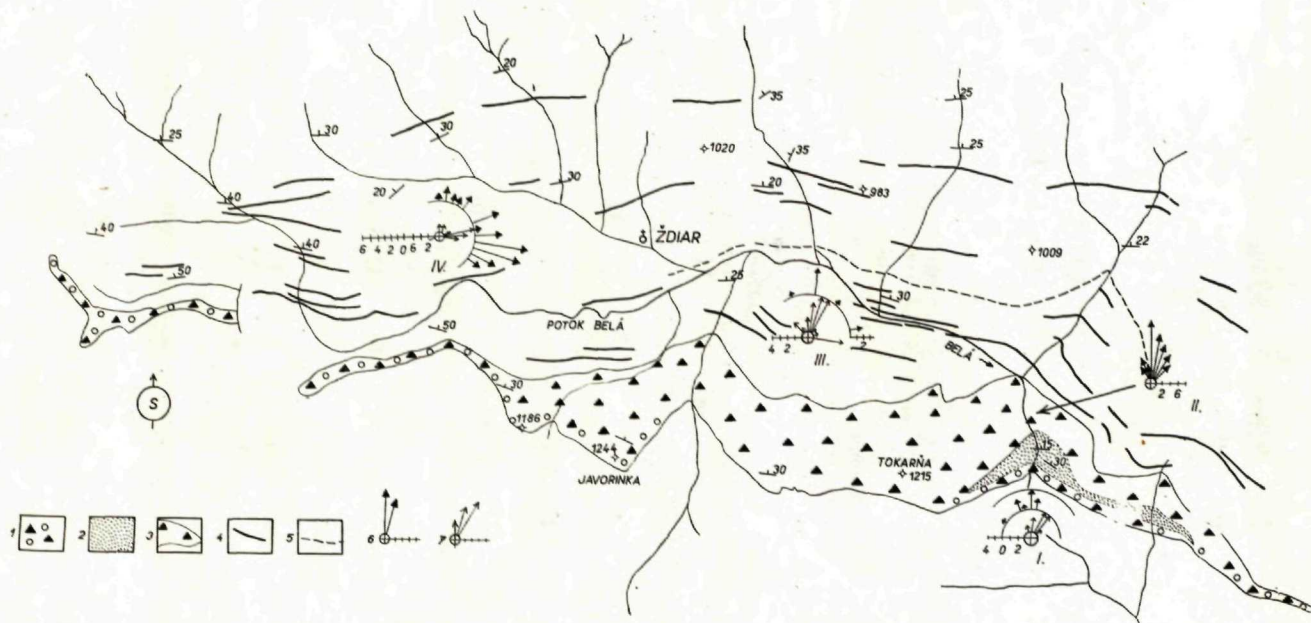
SEDIMENTÁRNE TEXTÚRY A VÝVOJ OKRAJOVÝCH FÁCIÍ EOCÉNEHO FLYŠA PRI ŽDIARI (VYSOKÉ TATRY)

Abstrakt. In dem Artikel werden die Ergebnisse der Studien von sedimentären Strukturen und der Paläoströme in den Randfazien der eozänen Flyschsedimente bei Ždiar (Hohe Tatra) diskutiert. Den Autoren zufolge unterscheiden sich die Flyschrandfazies von den transgredierenden Basalschichten durch die dominierende Stellung der Sedimente, die sich unter dem Einfluss der Gravitationsmechanismen gebildet haben, wie z. B. die durch Gravitation bedingten Schüttungen und Schlammströme. Aus dem Studium der Paläoströme geht hervor, dass sich die gradiert abgesetzten (graded bedded) Brekzien mit Olistolithen und die gradiert abgesetzten Sande in einer Richtung verlaufenden Strom-System (vom Süden nach Norden) mit kleiner Winkelstreuung des transportierten Materials geregelt haben. Der Transport war senkrecht auf die bathymetrische Achse der Flyschmulde orientiert, setzte bei der tektonisch aktivierten Quelle (im Oberlutetien) ein und klang im Unterpriabon aus.

Úvod

Okrajové fácie flyša, blízke zdrojovej zóny a nazývané tiež proximálne, stali sa v posledných rokoch predmetom intenzívneho sedimentologického výskumu. Z dostupných prác R. H. Dotta (1963), R. Marschalku (1961, 1966), K. M. Scotta (1966), D. J. Stanleya (1967), R. Unruga (1963), R. G. Walkera (1967) vyplýva, že hlavným mechanizmom transportu v nich boli sklzy, pieskotoky a kalové prúdy, ktoré produkovali jednotné faciálne vzory. Väčšinou sú budované z hruboklastických sedimentov, rýchlo erodovaných z príľahlých zdrojov a deponovaných kolmo k ose flyšového bazénu v tvare náplavových kužeľov. Nakoľko okrajové fácie prechádzajú do typicky flyšových, je osvetlenie ich stavby, sedimentárnych textúr a prúdových vzorov z hľadiska genézy flyša dôležité.

Hruboklastické okrajové fácie flyša v Belanských Tatrách boli už dávnejšie predmetom pozornosti geológov. E. Passendorfer (1958, 1959) vyjadril názor, že brekcie a zlepenca sa zjavne odlišujú od bazálnej transgresívnej formácie Vysokých Tatier najmä blokmi a ostrohrannými úlomkami tmavých ílovcov a numulito-



Obr. 1 Geologická mapa okrajových facií eocénného flyša pri Ždiari. 1 — bazálne zlepence, brekcie, pieskovce a vrstvy numulitových vápencov; 2 — flyš spodného oddielu; 3 — hrubozrnné brekcie, zlepenec s olistolitmi; 4 — gradačné brekcie s olistolitmi v zakopian-ských vrstvách; 5 — korelačná lavica masívneho pieskovca; 6 — smer úklonu šikmo zvrstvených lamín u prúdovočerinovej laminácie (prúdová ružica I, III, IV) a tabuľovitého šikmého zvrstvenia (pr. ruž. II); 7 — orientované sedimentárne textúry na spodnom povrchu vrstiev (spolu prúdové erozívne a úderové stopy)

Fig. 1 Geological map of marginal facies of the Eocene flysch near Ždiar. 1 — Basal conglomerates, breccias, sandstones and beds of nummulite limestone; 2 — flysch of the lower member; 3 — coarse grained breccias with olistoliths in Zakopané beds; 5 — Correlation bed of massive sandstone; 6 — direction of maximum dip of the foresets in current-ripple lamination (current rose diagram I, III, IV) and planar cross bedding (current rose diagram II); 7 — sole markings produced by current scour and impact casts.

vých vápencov. Predpokladá, že tieto fácie predstavujú náplavový kužeľ rieky, ktorý prinášal z juhu klastický materiál na predpolie Tatier. Podobne i D. A n d r u s o v (1965) pričleňuje brekcie a zlepenca pri Ždiari k zakopianskym flyšovým vrstvám, vyzdvihuje ich šošovkovitý tvar a poukazuje na prítomnosť morských zosunov. Príslušnosť k flyšu a ich resedimentovaný pôvod zdôrazňujú R. M a r s c h a l k o & M. V a ň o v á (1963). Neskôr R. M a r s c h a l k o (1968) tieto fácie klasifikuje ako okrajové. Vychádza najmä z toho, že sedimentárne brekcie majú črty gravitačných tokov a vznikli zosunom celých klífov. Akumulácia týchto hrubozrnných klastík súvisí s tektonickými podmorskými svahmi a vzniká po okrajoch tektonicky vysoko aktívnych zdrojov. Okrajové fácie boli často považované za transgresívne. Transgresia je však charakterizovaná stabilnými postupnosťami hornín, ktoré sa v okrajových fáciách nenachádzajú.

Litofaciálne členenie, vek vrstiev a korelačné úvahy

Okrajové fácie pri Ždiari vytvárajú obrovskú šošovkovitú akumuláciu brekcií, zlepcov a pieskovcov, ktorá sa tiahne ZV smerom. Ako celok boli pričleňované k bazálnej transgresívnej fáci (porovnaj vysvetlivky ku generálnej mape list Vysoké Tatry 1 : 200 000). Dobré odkrytie v údolí rieky Belej a v priľahlých svahoch Tokárne umožňujú sčasti kartograficky vymedziť bazálnu transgresívnu fáciu od okrajových flyšových fácií (obr. 1). I keď litologické zloženie hruboklastického materiálu, tvar a sklon vrstiev (15° — 60°) boli u oboch fácií zhodné, rozdiely sa prejavovali v organickej náplni, v type horninových asociácií a najmä vo vystupovaní sedimentárnych textúr. V kompletnom profile v údolí Belej mali vrstvy tento sled:

1. Na dolomitoch keupru bezprostredne ležia bazálne brekcie, numulitové vápence, ktoré prechádzajú pozvoľna do vrstevnatých pieskovcov, zlepcov a brekcií. Hrúbka postupnosti presahuje 15 m.

2. Bazálne vrstvy prechádzajú pozvoľna do spodného flyšového vývoja. Alternujú v ňom gradačné pieskovce, výnimočne brekcie s tmavými čokoládovohnedými ílovcami zakopianskeho typu. Mocnosť flyša prevyšuje hrúbku 35 m. Vertikálny prechod do nadložných brekcií a zlepcov je silne zasutený, a preto je ťažko určiť, či litofaciálna hranica medzi nimi je ostrá alebo sa zvolna mení.

3. Brekcie a zlepenca s olistolitmi a intraklastami vytvárajú rozsiahlu šošovku 7—8 km širokú, ktorá zaniká východným aj západným smerom. Tvoria severné svahy Tokárne a Javorinky a v profile rieky Belej dosahujú hrúbku 122 m. Hoci v tomto profile intravrstevné ílovce zakopianskeho typu nevystupujú, ílovcové intraklasty v brekciách naznačujú, že vznikli rozrušením súčasných ílovcových sedimentov vo flyšovej panve počas gravitačných pohybov.

4. Zakopianske vrstvy sú typickou flyšovou fáciou. V spodnej časti v nich alternujú hojné gradačné brekcie s olistolitmi a intraklastami v tmavých ílovcoch. Vo

vyšších polohách na svahoch Spišskej Magury tieto brekcie postupne miznú a prevahu nadobúdajú homogénne a gradačné pieskovce, laminované siltovce a dolomity. Faciálne rozhranie týchto litotypov tvorí pomerne hrubá lavica homogénnych pieskovcov, ktorú sme použili ako oporný horizont v korelačných štúdiách.

Z predloženého litofaciálneho delenia vyplýva, že gradačné brekcie a zlepenec s olistolitmi (sub. 3., 4.) sú subfáciou spodnej časti zakopianskeho flyšového vývoja a tvoria typické flyšové okrajové fácie. Nakoľko brekcie (3) západným smerom sa zastupujú(?) so spodným flyšovým vývojom, splývajú s bazálnou faciou (1) a rozhranie medzi nimi ostáva neostré. Je pravdepodobné, že brekcie s olistolitmi tu priamo ležia na diskordantnej transgresívnej báze.

Vek súvrství bol stanovený na základe numulitov (E. Köhler 1969), ktoré vystupovali v niekoľkých formách.

Prvou formou sú masívne, 8—10 metrové organogénne vápence tmavej šedohnedej farby viazané výlučne na bazálnu transgresívnu plochu. Vápence prechádzajú do nadložných zlepenčov a brekcií pozvoľna. Obsahujú tieto typické druhy: *Nummulites semicostatus* (Kaufmann), f. A. *Nummulites striatus* (Bruguère), f. A. *Nummulites cf. kovassiensis* Hantken & Madarasz, f. A. *Nummulites variolarius* Lamarck, f. A. E. Köhler (1969) zaraďuje túto asociáciu do I. a II. horizontu F. Biedu (1963). Masovejší výskyt *Nummulites striatus* a prítomnosť *Nummulites cf. kovassiensis*, ako i masový výskyt veľkých numulitov, najmä *Nummulites puschi* d Archiac, f. A. *Nummulites brongniarti* d Archiac & Haime, f. A. a *Nummulites perforatus perforatus* (Montfort), f. A. nasvedčujú o príslušnosti k II. horizontu. Neprítomnosť druhov bežných už v III. horizonte (*N. pulchellus*, *N. chavannesi*, *N. fabianii*, *Operculinoides*, *Grzybowskia*) jasne svedčí o tom, že bazálne vrstvy paleogénu pri Ždiari sú staršie, patria I. a II. horizontu, a sú teda ekvivalentné transgresívnym vrstvám Vysokých Tatier a ako celok vznikali pri rozsiahlej transgresii lutétu v Západných Karpatoch.

Druhým, pomerne častým typom výskytu numulitových vápencov je forma veľkých blokov a intraklastov v gradačných brekciách (3) a (4). Asociácie numulitov v nich sú podľa M. Vaňovej (1962) reprezentované druhmi *Nummulites perforatus perforatus* (Montfort) f. B. A. *Nummulites brongniarti* d Archiac & Haime f. B. *Nummulites rotularius* Deshayes f. A. a nelíšia sa vekovo od vyššie opísaných. Avšak rozmery blokov, opracovanie a spôsob výskytu v gradačných brekciách naznačujú, že tieto výskyty nie sú na pôvodnom mieste (porovnaj tiež E. Passendorfer & P. Roniewicz 1963, R. Marschalko & M. Vaňová 1963), ale dostali sa sem resedimentáciou z primárnych lokalít. Preto vek týchto gradačných brekcií s olistolitmi bol stanovený iba nepriamo na základe druhu *Nummulites fabianii* Prever (nález E. Köhlera v gradačných brekciách pod korelačnou vrstvou) ako predstrednopriabónsky.

Posledné mikropaleontologické stanovenia S. W. Alexandrowicza & S. Gerocha (1963), ako i novšie štúdie F. Biedu (1968) z oblasti poľských

Tatier presvedčivo ukázali, že báza zakopiaských vrstiev (ílovcov) je spodnopriabonská a miestami snáď i vrchnolutétska (F. Bieda 1968). Toto zistenie môže potvrdiť aj masový výskyt jedincov druhu *N. perforatus perforatus* (Montfort) vo flyšových pieskovochoch spodného vývoja v údolí Belej. Ich vrchnolutétsky vek je pravdepodobný za predpokladu, že redepozícia postihla len žijúce jedince. Neprítomnosť mladších foriem, najmä III. horizontu silne podporuje vyslovený názor.

Pri korelácii Ždiarskych fácií s profilmi F. Biedu (1963) v poľských Tatrách, najmä s profilom X. v doline Bialego (lom Clapky) zaráža skutočnosť, že IV. horizont s *N. fabianii* Prever vystupuje v ílovcoch nevysoko nad transgresívnou bázou, kým pri Ždiari je v zakopiaských vrstvách nad brekciami s olistolitmi asi 250 m nad bázou. Z korelácie je zjavné, že okrajové fácie sa utvárali v rýchlo subsidujúcej zóne už počas vrchného lutétu a s nezmenenou intenzitou pokračovali do spodného priabónu. Rápídna subsidencia v oblasti východných Tatier prerušila vývoj bazálnej transgresívnej fácie (mocnosť iba 15—20 m) a podmienila vznik flyša a hrubých okrajových fácií nevysoko nad bázou. Tieto batymetrické zmeny preukazujú masívne numulitové vápence v transgresívnej fáci, ktoré vznikali v nehlbokom mori. Len čo však sedimentačná oblasť začína subsidovať do väčších hĺbok, numulitové vápence sa neutvárajú a horninotvorná úloha numulitov vo flyši zaniká. Ak však gravitačné sedimentárne procesy postihli žijúce formy numulitov alebo aj samotné fosilizované numulitové vápence v litorálnych sedimentoch, strhávajú, rozrušujú a prenášajú ich na priľahlé svahy pod morom. To osvetľuje aj absenciu numulitových vápencov vo flyšových postupnostiach a zároveň objasňuje resedimentovaný hlbokomorský pôvod flyša.

Hrúbka vrstiev, sedimentárne textúry a niektoré genetické aspekty ich vzniku

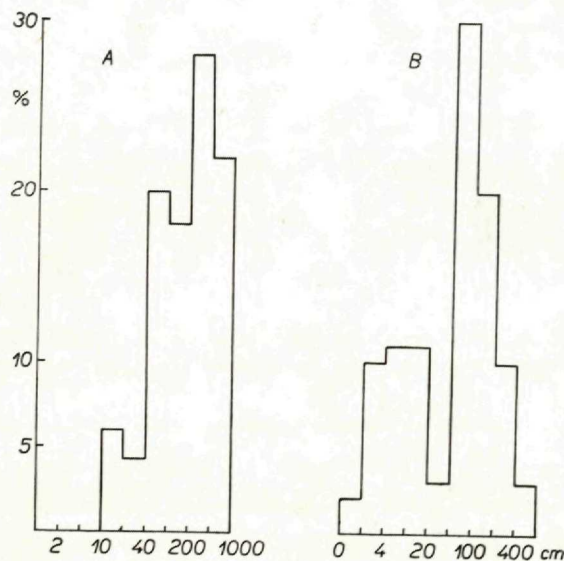
Dobré expozície umožnili podrobnejšie štúdium sedimentárnych textúr vo všetkých súvrstviach. Najvýznamnejšie sa javili tie textúry, ktoré určovali smer transportu a depozície prúdov a najmä sklon dna, po ktorom postupovali. Niektoré interné textúry poukazovali aj na typy účinkujúcich prúdov a hydrodynamické podmienky, pôsobiace počas ich diania.

1. Bazálne vrstvy

Bazálne vrstvy sa vyznačovali hrubými vrstvami (1,5—8 m) monomiktných zlepcov a brekcií s neostrými prechodmi do numulitových biostromov. Úlomky prevažne karbonatických hornín neboli vo vrstvách dobre vytriedené. Vo vyššej časti vrstvy zlepcov a brekcií nadobudli zreteľnejšie tvary a ohraničenie, čo súviselo s lepším vytriedením častíc podľa veľkosti. Tento triediaci proces možno pozorovať v rôznych polohách a nebolo zvláštnosťou ani niekoľkonásobné triedenie.

2. Flyš spodného vývoja

Vrstvy spodného flyšového oddielu pozostávajú prevažne z pieskovcov, siltovcov a nepatrný podiel (10 %) tvoria brekcie s klastami ílovcov. Mocnosti týchto vrstiev (obr. 2) sú rozdelené nerovnomerne. Najväčšie zastúpenie majú (50 %) vrstvy hrubé od 40—200 cm, potom menšie (35 %) od 2—40 cm. Mocnosť nad 200 cm majú najmä gradačné brekcie (13 %). Sedimentácia týchto vrstiev prerušovala vývoj tmavých čokoládovosivých pelagických ílovcov, ktoré dosahujú mocnosť od niekoľko cm do 4,5 m.



Obr. 2 Hystogram mocnosti vrstiev pieskovcov, brekcií a zlepenčov.

a — gradačné brekcie a zlepence s olistolitmi; b — flyš spodného oddielu.

Fig. 2 Histogram showing the beds thicknesses of sandstones, breccias and conglomerates
A — Graded-bedded breccias and conglomerates with olistoliths B — Flysch of lower member.

Vrstvy pieskovcov sú gradačne zvrstvené alebo masívne beztextúrne. Gradačné pieskovce (60 %) sprevádza v hornej časti zvyčajne interval paralelnej laminácie a prúdovočerinovej laminácie. Vo vrstvách do 20 cm tieto intervaly zaberajú celú mocnosť a gradácia nie je vyvinutá. Gradačné zvrstvenie v pieskovcoch s ubývaním veľkosti zŕn smerom nahor je diagnostickým znakom kalových prúdov, v ktorých sediment bol nesený v turbulentnej suspenzii. Ak úklon dna klesal, pudivá sila sedimentu bola nízka a gradačný interval sa začal ukladať. Postupným klesaním rýchlosti toku nastali zmeny hydrodynamických podmienok a trakčné sedimentárne textúry sa utvárajú v hornej časti vrstvy. O vysokej rýchlosti kalových prúdov svedčia ílovcové klasty rôznych veľkostí, roztrúsené v gradačnom intervale niekoľkých

vrstiev. Ich pôvod možno pripísať abrazívnym účinkom rýchlych kalových prúdov na ílovité dno.

Podľa hojnosti a typu stôp, hlavne stôp po vlečení, údere a poskakovaní predmetov prítomných na spodných vrstevných plochách gradačných a bezštruktúrnych vrstiev usudzujeme, že kalové prúdy mali vyvinutý trakčný koberec v zmysle s. D z u l y n s k é h o & J. E. S a n d e r s a (1962). Tento chránil spodnú ílovitú vrstvu do nadložných turbulentných vírov a zabraňoval vzniku erozívnych stôp (flute casts), ktoré sme vo vrstvách nenašli. Podľa toho sa zdá, že prúdy v danom mieste prechádzali iba fázou depozície s nižšou rýchlosťou, pri ktorej neerodovali ílovité dno. Tento predpoklad potvrdzujú trakčné štruktúry, ako sú prúdovočerinová laminácia alebo tzv. vzostupné čeriny tvorené za podmienok pomalého napredovania čerín pri neustálom vypadávaní zŕn zo suspenzie.

Synsedimentárne textúry. Charakteristickými textúrami hornej časti flyšového oddielu sú rôzne veľké sedimentárne vrásky s dvoma i viacerými pospolu zatočenými vrstvami. Vrásky ležia symetricky stočené a značne sploštené na tmavých ílovcoch alebo nimi oddelené na sebe a bývajú vždy výrazne vyjadrené. Čelá niektorých vrás sa vtlačali do podložných vrstiev a deformovali ich. Vzácné sú prípady najmä v mladších vrstvách flyšovej postupnosti, keď sedimentárna vrstva leží na klinovite zrezanej vrstve a pokračuje v jej úrovni. Na iných miestach sú vrstvy deformované do komplikovaných tvarov a chaotických celkov a medzi neporušenými gradačnými pieskovecami vytvárajú aj niekoľko m hrubé vložky. Tieto chaotické masy vznikali sedimentárnym procesom a podľa G. F l o r e s a (1955) ich možno nazvať olistostromami.

Vrstvy, ktoré ukladali na svahoch kalové prúdy, stali sa časom nestabilné, sklzávali, trhali sa a vrásnili s osou orientovanou kolmo na smer pohybu, ktorý bol v našom prípade (od J na S) zhodný so smerom prúdov. To dokazuje, že prúdy i sklzové vrásky boli gravitačne kontrolované (porovnaj tiež R. M a r s c h a l k o 1963) a prebiehali v tom istom čase. Takáto závislosť orientácie sedimentárných vrás a deformácií bola výrazná hlavne v okrajových fáciách (R. M a r s c h a l k o 1966, K. M. S c o t t 1966) a to tesne pred fázou vzniku gravitačného transportu, ktorá súvisela s náhlym tektonickým zdvihom zdrojov.

3. Brekcie a zlepenec s olistolitmi a intraklastami

Rozsiahle série brekcií, zlepenecov a pieskovecov (obr. 1, 3) sa vyznačujú masívnou vrstevnatosťou (Tab. III, obr. 1). Hlavnú skupinu vrstiev (50 %) tvoria masívne vrstvy od 2 m až do 7 m. menšia (38 %) mala hrúbku od 40—200 cm a najmenšia od 10—40 cm (12 %) — obr. 2.

Základným typom zvrstvenia je gradačné zvrstvenie brekcií (47 %) s pozorovateľným vytriedením blokov odspodu nahor. Toto vytriedenie podmieňuje charakteristickú asymetrickú stavbu telies. Gradačný bazálny kontakt je ostrý a triedenie

úlomkov a blokov začína spravidla niekoľko cm nad bázou. Triedenie úlomkov postupuje zvyčajne až do pieskového zrna. Opakované triedenie v 1 vrstve sa vyskytuje zriedka. V mnohých vrstvách akékoľvek triedenie chýba a bloky a úlomky sú chaoticky rozmiestnené v rôznych polohách vrstiev (Tab. IV, obr. 1).

Bloky a jednotlivé valúny dosahujú v priemere až 30—40 cm, no neboli zriedkavosťou ani bloky o veľkosti 80—120 cm. Maximálnu veľkosť dosahujú balvany keuperských vápencov (12 m), ktoré predstavujú malé sedimentárne bradlá alebo olistolity. Veľké bloky a úlomky sa nestýkajú, ale sedia rôzne orientované v matrix hrubozrnného pieskovca. Zdá sa, že prevažne asymetrický tvar blokov a úlomkov podmienil ich heterogénnu orientáciu, a preto hrubé bloky nedávajú istú orientáciu transportného smeru. Iba na jednom mieste sme pozorovali tendenciu k imbrikovanému usporiadaniu u tabuľovitých blokov a dosť jasnú orientáciu podľa dlhej osi.

Spodné plochy gradačných brekcií boli rovné a iba na dvoch miestach sa našli pravidelné poloblúkovité vrezы vyplnené hrubými úlomkami. Nakoľko vrstvy neboli odlučné podľa vrstevných plôch, sledovanie prúdových lineácií, ako i meranie orientácie spomínaných vrezov neboli možné.

Iba časť gradačných vrstiev triedených postupne do hrubozrnných pieskovcov mala vyvinuté trakčné štruktúry. Boli to hrubá paralelná laminácia a šikmé zvrstvenie tabuľovitého typu, tzv. prívalové, s rovným tvarom lamín. Šikmé zvrstvenie v priemere hrubé 10—20 cm max. až 40 cm netvorilo vo vrstve viac ako 1 sériu. Meranie úklonu lamín ukázalo prednostnú jednosmernú orientáciu prúdov (obr. 3) zhodnú s gravitačným gradientom. Podľa pomerne hojného výskytu tohto zvrstvenia by bolo možné brekcie a zlepenice s olistolitmi považovať za riečne klastiká, ako to už dávnejšie zdôraznil E. Passendorfer (1958) alebo i za klastiká plytkomorské. Šošovkovitý tvar akumulácie, prednostný smer transportu, neprítomnosť tmavých ílovcov by tomu nasvedčovali. Protirečí tomu však celý rad skutočností. Je to najmä usporiadanie a veľkosť olistolitov a blokov v gradačných hrubých vrstvách. Nič nenasvedčuje, že by bloky alebo olistolity boli transportované selektívne poskakovaním alebo sa dostali do sedimentu dodatočne, napr. skotúľaním alebo pádom (falézy). Rovné bazálne plochy vrstiev bez erozívnych výmyvov naznačujú, že bloky a zrná boli koncentrované a uzavreté v tokoch veľkej nosnej sily, ktoré vďaka disperznému napätiu boli schopné unášať celý náklad, podobne ako lavíny. Zrná sa pohybovali rozdielne v dosahu tekutiny a v dôsledku zotrvačnosti sledovali lineárne dráhy. Takéto podmienky toku nazval R. A. Bagnold (1956) a J. E. Sanders (1965) zotrvačné. Líšia sa od kalových prúdov s turbulentnou suspenziou, v ktorých boli zrná udržiavané nahor smerujúcimi komponentami turbulentného pohybu v tekutine a ktoré boli tiež schopné vytvárať gradačné zvrstvenie najmä u pieskovcov. Domnievame sa preto, že hrubozrnné gradačné vrstvy brekcií a zlepenčov sú priamym výsledkom neturbulentných zotrvačných tokov nekohezívneho štrku a piesku a môžu byť široko analogické s fluxoturbiditmi (porovnaj S. Dzulyński, M. Książkiewicz, Ph. H. Kuennen 1959) alebo s pro-



O b r. 3 Podrobný litologický profil hrubozrnnými gradačnými brekciami a zlepenkami s olistolitmi s vyznačením interných sedimentárných textúr. Po strane vyznačené smery azimutov tabuľovitého šikmého zvrstvenia. Údolie riečky Belej

Fig. 3 Detailed lithological profile through coarse-grained graded-bedded breccias and conglomerates with olistoliths; internal sedimentary structures denoted. Directions of maximum dip of the foresets planar cross bedding shown on side. Valley of the river Belej.

ximálnymi turbiditmi (porovnaj R. G. Walker 1967) po okrajoch flyšových kordiller.

O sile zotrvačných tokov, ako i morskom pôvode svedčia rozsiahle bloky a intraklasty ílovcov zakopianskeho typu (pozri tabuľky III, obr. 2; IV, obr. 2; V, obr. 1), bloky numulitových vápencov (E. Pasendorfer 1958, M. Vaňová 1962), ktoré boli strhnuté pohybom na prudkých svahoch a prenesené z miest primámeho výskytu do flyšového bazénu.

Proti riečnemu pôvodu gradačných brekcií a zlepcov hovorí neprítomnosť hlbokých riečnych korýt, hrubých nepravidelných rozmyvových štruktúr a hlavne fakt, že chýba nepravidelné šikmé zvrstvenie v nespočetných sériách nad sebou, bežné v riečnych kanáloch. Predpokladáme, že tabuľovité šikmé zvrstvenie prítomné vo vrstvách vznikalo vo fáze, keď zotrvačný tok náhle prechádzal z vrchného do spodného prúdového režimu a trakcia zrn sa vyvinula v krátkom čase. To vysvetľuje, že jedna séria tabuľovitého šikmého zvrstvenia doprevádza iba jednu gradačnú vrstvu a uzatvára akt depozície. Prijateľné je aj vysvetlenie, že rýchlosť, za ktorej zotrvačný tok prestáva, bola vyššia a vrchná časť uloženého sedimentu bola prepracovaná do paralelnej laminácie a čerín. Hoci existencia šikmého zvrstvenia tohto typu sa vo fluxoturbiditoch potvrdzuje stále častejšie (R. H. Dott 1963, R. Marschalko 1961, K. M. Scott 1966, J. E. Sanders 1965), jeho pôvod ostáva stále nejasný. Skutočnosť, že vystupuje v gradačných brekciách, zlepcoch s olistolitmi a intraklastami pelagických ílovcov a má jednosmerné prúdové vzory s minimálnym uhlom rozptylu, podporuje nami obhajovanú interpretáciu o vzniku gradačných brekcií a šikmého zvrstvenia zotrvačnými tokmi zrn na prudkých podmorských svahoch. V brekciách sa nenašli sedimenty typu „pebble mudstones“ (valúnových bahnotokov ílovcov) J. C. Crowella (1957). Z toho usudzujeme, že základný materiál, z ktorého vznikali lavíny zotrvačných tokov, mal minimálny obsah ílovitého komponenta. Preto sú tieto sedimenty po textúrnej i štruktúrnej stránke podobné uloženinám podmorských kaňonov, opísaných D. J. Stanleyom (1967) z francúzskych Álp.

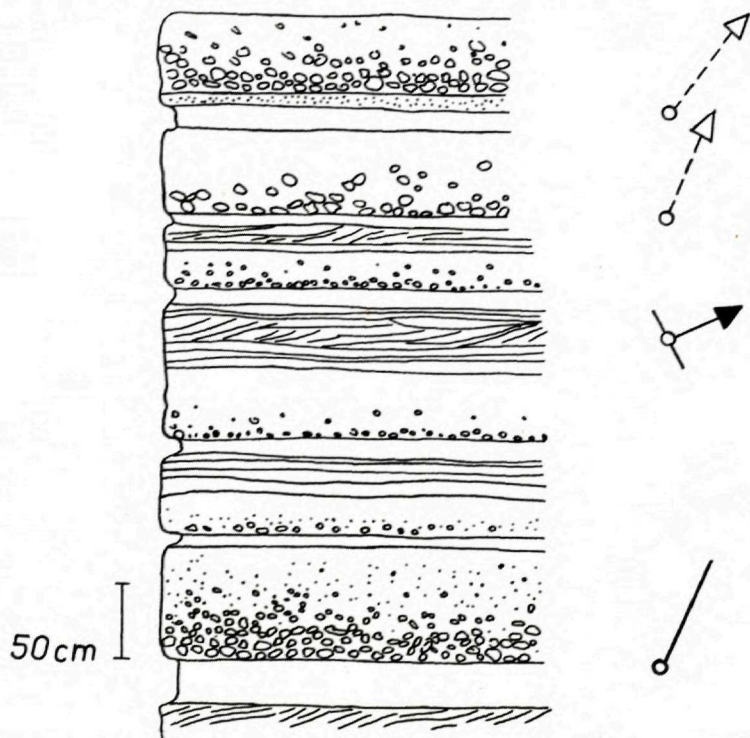
4. Zakopianske vrstvy

Gradačné brekcie podobného zloženia, ale menšieho priestorového rozsahu a hrúbky vystupujú aj v zakopianskych vrstvách (obr. 4). Sú uložené v hnedosivých až čiernych pelagických ílovcoch, ktoré sú ich stratigrafickou matrix. Materiál brekcií je ostrohranný a triedený podľa veľkosti blokov a zrn. Prechod do intervalu paralelnej a prúdovočerinovej laminácie je ostrý alebo i pozvoľný. V niektorých prípadoch sú gradačné brekcie bez týchto intervalov. Hrúbka vrstiev je 30—70 cm, maximálne 5 m. V profile flyša sa gradačné brekcie vytrácajú a postupne pribúdajú vrstvy beztextúrnych a gradačných pieskocov s výraznými trakčnými štruktúrami v strope. Podľa hrubej paralelnej laminácie s gradačným triedením zrn a najmä

vzostupných čerín usudzujeme, že kalové prúdy prechádzali hlavne štádiom depozície, a nie transportu a erózie. Preto dané sedimentárne textúry naznačujú podmienky depozície vo väčších vzdialenostiach od zdroja.

Paleoprúdový výskum

Vrstvy pieskocov v zakopijskom flyši sú litologicky odlišné od gradačných brekcí a megabrekcí s olistolitmi. Úlohou paleoprúdového výskumu bolo dokázať u oboch smer ich transportu v panve a objasniť paleogeografiu.



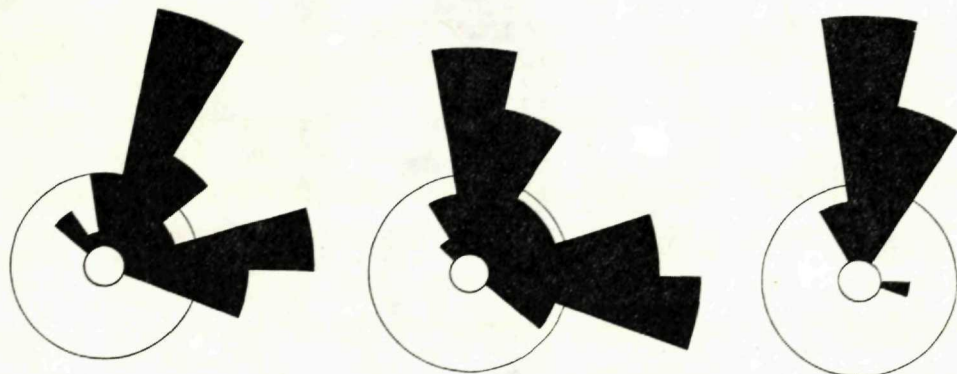
Obr. 4 Podrobný litologický profil v zakopijských vrstvách. V od Ždiaru. Vidieť prechody z gradačného intervalu do paralelnej laminácie a šikmo zvrstvenej laminácie (prúdovočerinovej laminácie). Gradačné vrstvy sú oddelené vložkami pelagických ílovcov. Po strane stopy po vlečení (plná), stopy po údere predmetov (čiarkovaná) a azimut úklonu šikmo zvrstvených lamín (plná šípka)

Fig. 4 Detailed lithological profile of Zakopané Formation east of Ždiar; transitions from graded bedding to parallel lamination and current ripple lamination well seen. Graded beds are separated by intercalations of pelagic claystones. On side groove casts (full), impact casts (dashed), maximum dip of the foresets of current ripple lamination dip (full arrow).

Paleoprúdové dáta sme vyhodnocovali v podobe kruhových diagramov priamo do litofaciálnej mapy (obr. 1, 5) a na litologické profily. Merania boli sumované pre

spodný flyšový oddiel (ružica I), pre hrubozrnné gradačné brekcie s olistolitmi (II), a pre flyš zakopijských vrstiev pod (III) a nad (IV) korelačnou lavicou.

Tie isté smerové hodnoty ukázali jemnozrnné flyšové klastiká spodného oddielu a hrubozrnné gradačné brekcie s olistolitmi. Napredujúce prúdy boli u oboch súvrství orientované od J na S a SSV. Tento regionálny prúdový smer mal malý rozptyl a variabilitu tak kalových prúdov (prúdové stopy 65° a prúdovočerínová laminácia 75°) vo flyši, ako aj zotrvačných tokov (šikmo zvrstvená laminácia 75°) v brekciách s olistolitmi. Nízky rozptyl bol podmienený tým, že toky boli gravitačne kontrolované a sledovali jednotný sklon dna. Aj výsledky výskumu sedimentárnych sklzávých vrás a deformácií vo flyši sp. oddielu, usporiadaných kolmo do smeru a uklonených dolu svahom, nasvedčujú, že sklon od J na S udržiaval jednotný transportný smer. Tento prúdový smer pretrváva aj v zakopijských vrstvách najmä u gradačných brekcií. Vo vyššej časti flyša, najmä nad korelačnou lavicou, sa prúdový obraz náhle mení. V pieskovecoch a laminovaných siltovcoch začína prevládať hlavný smer transportu orientovaný od Z na V, ktorý zodpovedá pozdĺžnemu zaplňovaniu (porovnaj A. R a d o m s k i 1958) flyšového bazénu. Z rozboru jasne vyplýva, že bočný vstup klastiek, reprezentovaných hrubozrnnými gradačnými brekciami, zlepcami ale i pieskovecami, je v zjavnej diskordancii s pozdĺžnym zaplňaním



Obr. 5 Ružice transportu klastického materiálu v okrajových fáciách sumarizujúce merania (obr. 1) sub 2—5. 1 — lineárne orientované textúry na spodnom povrchu vrstiev; 2 — azimuty úklonu šikmého zvrstvenia; 3 — smer sklzávania odčítaný z orientácie sklzávých vrás a deformácií (spodný flyšový oddiel). Bimodalita smerov podmienená bočným (J—S) vstupom gradačných brekcií, zlepcov a pieskovecov v okrajových fáciách a pozdĺžnym vstupom (Z—V) vo flyši zakopijských vrstiev

Fig. 5 Rose diagram of transport directions of clastic material in marginal facies; summation of measurements given in fig. 1 (2—5). 1 — substratal lineations; 2 — azimuths of maximum dip of the foresets; 3 — direction of slumping obtained from the orientation of slump folds and deformations (lower flysch member).

Bimodality of directions caused by the lateral (N—S) setting-in of graded-bedded breccias, conglomerates and sandstones in marginal facies and by their longitudinal (E—W) onset in the flysch of Zakopané beds.

pieskocvcov a siltocvcov v zakopianskom flyši. Paleoprúdový výskum nepreukázal postupné stáčanie bočného smeru do pozdĺžneho. Tento jav môže byť podmienený jednak druhotne tým, že sledovanie laterálneho smeru ďalej do vnútra flyšovej panvy je znemožnené zlým odkrytím fácie a ďalej tým, že sledovanie transportného smeru v hruboklastických gradačných brekciách bolo veľmi obťažné pre nedostatok spoľahlivých usmernených sedimentárnych textúr. Predpokladáme, že diskordancia prúdových smerov je daná primárne. Hrubý aj jemný klastický materiál prenikal z boku flyšovej panvy iba krátku dobu (vrchný lutét—spodný priabon). Postupným zánikom tohto zdroja prevláda vo flyšovej panve pozdĺžne zapĺňanie zo vzdialených zdrojov (vrchný priabon).

Charakter zdroja a vznik okrajových facií

Laterálne rozloha gradačných brekcií, gravitačne kontrolované štruktúry, dynamika tokov a ich jednosmerné prúdové vzory sú znaky bočného zapĺňania z tektonicky aktívneho zdroja do subsidujúcej panvy. Subsidiencia a tektonický zdvih sa diali súčasne. Určité príznaky naznačujú, že tektonický zdvih časom predbiehal subsidienciu najmä pred fázou vzniku megabrekcií a počas nej. V tejto fáze vzniku okrajových litofácií predpokladáme aj oddelenie flyšovej panvy a zdrojovej oblasti podľa synsedimentárnych zlomov. Gradačné brekcie s olistolitmi jasne postupovali po sklonoch z príkreho svahu, oddeleného zlomom. Zvyšovanie tektonickej aktivity vyvoláva rozsiahly vývoj brekcií, ktoré sa stávajú aj z tohto dôvodu nestabilné. Zosúvajú a sklzávajú sa dolu podmorským svahom a rýpu ílovce, z ktorého boli svahy budované. Intraklasty ílovcov neboli deformované preto, že rozsiahle sklzávanie sa dialo po odlučných plochách zlomov a rotačné plochy sklzov odrezali ílovce vysokého spevnenia (porovnaj tiež E. Passendorfer 1958). Tiež splavenie produktov erózie z príľahlých svahov zdroja muselo prebiehať rýchle, pretože karbonátové horniny miestneho pôvodu sú v gradačných brekciách ostrohranné. Tieto prejavy mohli vzniknúť pri rýchlom tektonickom zdvihu zdroja a tektonicko-seizmickej aktivite svahov, ktoré ho lemujú.

Bezprostredné pozorovanie týchto vzťahov nie je dnes možné. Okrajové fácie boli v ďalších etapách tektonicky rozrušené a zachovali sa iba plochy vzdialenejšie od zdroja. Neprítomnosť žulových valúnov a blokov (E. Passendorfer 1958) naznačuje, že granitový masív Tatier nebol odkrytý počas sp. priabonu. Všadeprítomné bloky, olistolity karbonátov križňanského mezozoika sú dôkazom tektonickej deštrukcie a erózie obalových sérií Tatier. Tektonický zdvih bol svojím rozsahom nevelký a podľa rozsahu a rozšírenia okrajových facií bol lokalizovaný do východnej časti masívu Tatier.

Lektoroval: T. Koráb

*Geologický ústav SAV, Bratislava
Universytet Jagielloński, Kraków
Katedra Geologii*

LITERATÚRA

- [1] Alexandrowicz S. W.—Geroch S., 1963: Zespół małych otwornic w eocenie Tatrzańskim, Roczn. Pol. Tow. Geol. 33/2, Kraków. — [2] Andrusov D., 1965: Geológia československých Karpát III. SAV, Bratislava. — [3] Bagnold R. A., 1956: The flow of cohesionless grain in fluids: Roy. Soc. London Phil. Trans., v. 249, A. — [4] Bieda F., 1963: Duże otwornice eocenu Tatrzańskiego, Pr. Inst. Geol. 37, Warszawa. — [5] Bieda F., 1968: Formacja numuliticzna w zachodnich Karpatach fliszowych, Roczn. Pol. Tow. Geol. 38/2—3, Kraków. — [6] Crowell J. C., 1957: Origin of pebbly mudstones. Geol. Soc. America, Bull., 68. — [7] Dott R. H., 1963: Dynamics of subaqueous gravity depositional processes. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 47/1, Tulsa. — [8] Dzulynski S.—Książkiewicz M.—Kuenen Ph. H., 1959: Turbidites in flysch of the Polish Carpathian Mountains, Geol. Soc. America Bull., 70. — [9] Dzulynski S.—Sanders J. E., 1962: Current marks on firm mud bottoms: Connecticut Acad. Sci., Trans., 42. — [10] Flores G., 1955: Discussion, in Beneo E. — Les résultats des études pour la recherche pétrolifère en Sicilie, Proc. 4th World Petrol. Congr. 1. — [11] Köhler E., 1969: Bazálne vrstvy pod Ždiarom. Správa. Manuskript-archív GÚDŠ, Bratislava. — [12] Marschalko R., 1961: Sedimentological investigation of the marginal lithofacies in flysch of the Central Carpathians, Geol. práce, Zošit 60, Bratislava. — [13] Marschalko R., 1963: Sedimentary slump folds and the depositional slope (Flysch of Central Carpathians). Geol. práce, Správy 28, Bratislava. — [14] Marschalko R., 1966: Geológia a sedimentológia flyšových okrajových litofácií centrálnych Karpát (Šarišská hornatina). Sbor. geol. vied, rad Záp. Karpaty, 5, Bratislava. — [15] Marschalko R., 1968: Facies distributions, paleocurrents and paleotectonics of the paleogene Flysch of Central west-Carpathians. Geol. sbor. 19/1, Bratislava. — [16] Marschalko R.—Vaňová M., 1963: Stratigraphic position of transgressive and marginal flysch Lithofacies of central Carpathian Paleogene based upon the study of larger foraminifera, Resum. Communic., Assoc. Geol. Carpatho-Balkanique, Varsovie—Cracovie. — [17] Passendorfer E., 1958: W sprawie sedymentacji eocenu tatrzańskiego, Acta Geol. Pol. 8/3, Warszawa. — [18] Passendorfer E., 1959: Paleogeografia wyspy tatrzańskiej w czasie eocenu. Biul. Inst. Geol. Pol., 149, Warszawa. — [19] Passendorfer F.—Roniewicz P., 1963: Jeszcze w sprawie wyspy tatrzańskiej w eocenie, Acta Geol. Polon. 8/1, Warszawa. — [20] Radomski A., 1958: Charakterystyka sedimentologiczna fliszu podhalńskiego, Acta Geol. Polon. 8/3, Warszawa. — [21] Sanders J. E., 1965: Primary sedimentary structures formed by turbidity currents and related resedimentation mechanisms in G. V. Middleton Symposium: Primary sedimentary structures and their hydrodynamic interpretation, Soc. Pal. Min. Sp. Publ. 12, Tulsa. — [22] Scott L. M., 1966: Sedimentology and dispersal pattern of Cretaceous Flysch sequence, Patagonia Andes, Southern Chile, Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol. 50/1. — [23] Stanley D. J., 1967: Comparing patterns of sedimentation in some modern and ancient submarine canyons, Earth and Planetary Sc. Lett. 3, Amsterdam. — [24] Unrug R., 1963: Istebna beds- a fluxoturbidity formation in the Carpathian Flysch, Ann. Soc. Geol. Pologne 33/49. — [25] Vaňová M., 1962: Veľké foraminifery z centrálnokarpatského paleogénu z lokalít Huty pri Zuberici, Nižná Šuňava, Tokárňa, Sedlice a Miklušovce. Geol. práce, Zošit 63, Bratislava. — [26] Walker R. G., 1967: Turbidite sedimentary structures and their relationship to proximal and distal depositional environments, J. Sed. Petrol. 37.

**SEDIMENTARY STRUCTURES AND MARGINAL FACIES
OF THE EOCENE FLYSCH NEAR ŽDIAR**

The marginal facies of the Eocene flysch of the Inner Carpathians in the Ždiar area build up a lens-shaped accumulation at the base of the Zakopané Formation. They differ from the basal transgressive beds in a number of features, the principal of which are the following:

1. In the marginal facies no in situ bed complexes with epicontinental nummulite biostromes have been found, but only redeposited blocks and olistoliths of nummulite limestone.

2. The marginal facies are composed of extensive graded-bedded breccias with olistoliths, 12 m long, and of megabreccias with olistoliths and intraclasts of Zakopané claystone. The breccia blocks were carried by inertia flows of great transportation power.

3. The marginal facies are of local distribution and represent a widespread submarine cone or fan originally sloping northwards. The cone thinned out east- and westwards and decreased slightly in the direction of transport towards the axis of the trough (in the north).

4. The source area of the clastic material was strongly tectonically active and during the formation of the marginal facies was separated from the basin by synsedimentary faults. Graded breccias with angular clastic material together with the intraclasts slipped down the steep slopes separated by faults. The claystone intraclasts were not deformed as long as the extensive slides occurred along the faults surfaces and the rotational slip surfaces cut across the highly consolidated claystones of different age. In the periods of weak tectonic activity mud flows transporting sand and sparse larger rock fragments originated on the surface of the submarine cone. In these phases the deposition of pelagic claystones reached the edges of the synsedimentary faults. The formation of slump folds and extensive olistostromes dates from this development stage of the marginal flysch facies.

**Vysvetlivky k tabuľkám III—V
Explanation of Plates III—V**

Tabuľka III

Plate III

Obr. 1 Celkový pohľad na gradačné brekcie a pieskovce. Pozorovať rovný a ostrý styk. — Údolie Belej

Fig. 1 General view of graded-bedded breccias and sandstones. Valley of the Belá river

Obr. 2 Veľký intraklast ílovca zakopianskeho typu v negradačnej brekcii. — Údolie Belej

Fig. 2 Large intraclast of claystone of Zakopané type in non-graded breccia. Valley of the Belá river

Tabuľka IV

Plate IV

Obr. 1 Typický vzhľad brekcie s intraklastami ílovcov a ostrohrannými blokmi karbonátov križňanského typu. — Zárez cesty Ždiar—Lomnica

Fig. 1 Typical breccia with claystone intraclasts and angular blocks of carbonates (of Krížna type). Cutting of the Ždiar—Lomnica road

O b r. 2 Intraklast ílovca transportovaný v brekcii je úplne ostrohranný. Je v ňom badateľná vrstevnatosť. — Zárez cesty Ždiar—Lomnica

Fig. 2 Angular claystone intraclast transported in breccia displays stratification. Cutting of the Ždiar—Lomnica road

Tabuľka V

Plate V

O b r. 1 Chaotické rozmiestenie ílovcových intraklastov v brekcii s ostrohranným materiálom
Fig. 1 Chaotic distribution of claystone intraclasts in breccia

O b r. 2 Vrchný kontakt brekcie s olistolitmi a intraklastami ílovcov. Vyššie v postupnosti vrstvy gradačných pieskocov a brekcií. — Zárez cesty Belej

Fig. 2 Upper contact surface of breccia bearing olistoliths and claystone intraclasts. Overlying are beds of graded-bedded sandstone and breccia. Road cutting near Belá

All photographs by R. Marschalko

JÁN NEMČOK

PRÍSPEVOK K POZNANIU NIEKTORÝCH TEKTONICKÝCH ZMIEN VÝCHODOSLOVENSKEHO FLYŠA VO VZŤAHU K PALEOPRÚDOVÝM SYSTÉMOM

Abstract. The author deals with a sigmoidal bowing of Dukla unit, based upon the Čirocha fault system. According to current marks (particularly hieroglyphs) direction or sense of movements of whole lithological-stratigraphical complexes along the thrust fault tectonic lines has been determined. The hieroglyphs in Dukla unit are favourable for further kinematic measurements bringing data on the minimum overthrust amplitude or that of the overthrust of equal stratigraphical-lithological complexes.

The author also treats the causes giving rise to the main tectonic lines of NW—SE striking in Magura unit, and their chronological localization.

Úvod

Flyšové pásmo na východnom Slovensku je tvorené kriedovými a paleogénnymi sedimentami. Staršie útvary vo flyšových Karpatoch východného Slovenska nachádzame len v zlepenoch sklzových telies vo forme valúnov.

Magurská a dukelská jednotka sú dve hlavné litologicko-tektonické jednotky flyšových Karpát na východnom Slovensku. Vznikli vo flyšovej geosynklinále s. od bradlového pásma. Lineárna distribúcia facií resp. litofacií čiastkových flyšových jednotiek je závislá predovšetkým od vystupovania kordilier, ktoré dodávali pre ich sedimentárne horniny klastický materiál. Tektonické rozdelenie celej flyšovej zóny na tektonické jednotky (obr. 1) spôsobili po sebe opakujúce sa horotvorné pochody. Tri čiastkové tektonicko-litologické jednotky magurského príkrovu (čerhovská, bystrická a račianska) majú niektoré charakteristické črty, ktoré sú prakticky odrazom tektonických tlakov na ich rozdielne litologické zloženie. Kým v čerhovskej jednotke prevláda viac-menej blokový tektonický štýl stavby, vyvolaný tektonickými tlakmi na mocne vyvinuté pieskovcové polohy čerhovskej jednotky, bystrická a račianska jednotka sa vyznačujú pretiahnutými antiklinoriálnymi a synklinoriálnymi pásmami s množstvom vrásových štruktúr o malom i veľkom polomere zakrivenia.

Rozmiestnenie litofácií v magurskom flyši vých. Slovenska

Čiastkové magurské jednotky (čerhovská, bystrická a račianska) vznikali vo flyšovej geosynklinále s. od znosovej oblasti. Vystupovanie znosovej oblasti v plnej miere ovplyvnilo aj ich rozmiestnenie. Najbližšie k zdrojovej oblasti sa nachádza čerhovská jednotka. Tiahne sa od československo-sovietskych hraníc cez Poľsko (krynická jednotka in H. Swidzinski 1961), do oblasti Oravskej Magury (paleogén Oravskej Magury D. Andrusov 1929) a na záp. Slovensko až na Myjavu (bielokarpatské pásmo) (A. Matějka—Zd. Roth 1949). Čerhovskú jednotku môžeme charakterizovať ako jednotku s prevládajúcimi hruboklastickými paleogénnymi sedimentami nad belovežskými vrstvami. Stratigraficko-litologické kolónky ďalších dvoch čiastkových magurských jednotiek (bystrickej a račianskej) ukazujú výrazné litofaciálne zmeny v nadloží belovežských vrstiev. Dokazuje to rekonštrukcia vytriedenia sedimentov nad belovežskými vrstvami v magurských čiastkových jednotkách (obr. 2). Najdôležitejším faktorom pri vytváraní čiastkových magurských jednotiek bola diferenciácia litofácií počas tektonickej štruktúrnej revolúcie.

Sedimentologickým výskumom na východnom Slovensku (T. Koráb—J. Nemček—T. Ďurkovič—R. Marschalko 1962), v Poľsku (M. Książkiewicz a kol. 1958—1962) a na záp. Slovensku a Morave (V. Pesl—I. Krystek 1965) sa zistilo, že paleoprúdy v magurskej jednotke v paleogéne opisujú približne karpatský oblúk od JV až k JZ (obr. 1). Namerané paleoprúdové stopy indikujúce obraz dynamiky paleoprúdov nám nepotvrdzujú presvedčivo, odkiaľ bol materiál do flyšovej magurskej oblasti dodávaný, ale s určitostou nám prezrádzajú jeho transport po dne magurského sedimentačného priestoru. Napriek tomu smery od J na S sú dosť časté najmä v čerhovskej jednotke (obr. 1). Aj sklzové telesá (80—90 lokalít) roztrúsené po celej čerhovskej jednotke, ukazujú na bočný vstup klastík z oblasti (kordiliery), ktorá sa rozprestierala j. od flyšovej geosynklinálnej oblasti (J. Nemček—T. Koráb—T. Ďurkovič 1968).

Na základe týchto údajov usudzujeme, že zdrojovou oblasťou dodávajúcou klastiká do magurského flyšového sedimentačného priestoru bola oblasť j. od magurského sedimentačného priestoru, a nie oblasť Marmarošského masívu, ako by sa mohlo usudzovať na základe generálneho smeru paleoprúdových meraní. Tento predpoklad potvrdzujú nielen sklzové telesá po celej čerhovskej jednotke, ale aj diferenciácia litofácií v magurskej jednotke výrazná od J na S, a nie od V na Z.

Vplyv litofácií na priebeh tektonických línií

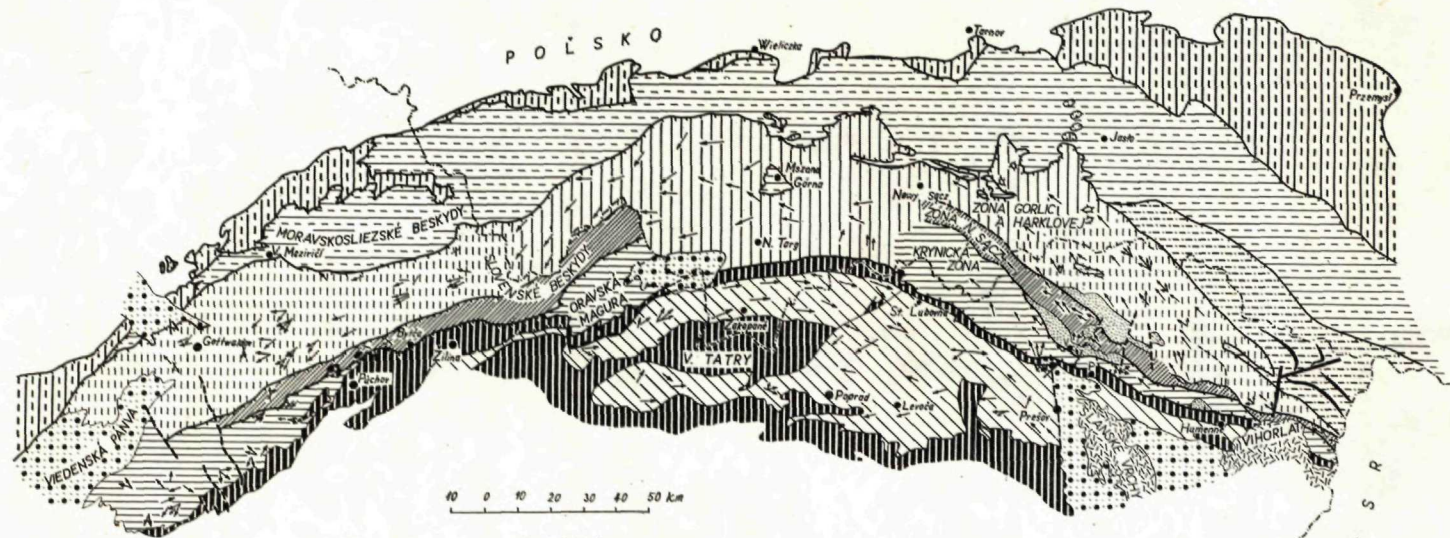
K výraznej diferenciácii magurských sedimentov v nadloží belovežských vrstiev (obr. 2) došlo v smere od J na S, kde na rozhraní litofácií dochádzalo pri tektonických pohyboch k roztrhnutiu sústavy vrás a k ich nasunutiu na odlišné litologické

celky. Z experimentálnych pokusov vyplýva, že dva komplexy s odlišnými fyzikálnymi vlastnosťami tiež rôzne reagujú na tlak. Rozhranie litofácií má svoje špecifické vlastnosti a jeho zóna je pomerne úzka. Obyčajne v nej nedochádza k vytvoreniu vrás, ale k porušeniu vrstevného sledu vo forme prešmykových plôch resp. zlomov, zlomových prešmykov atď. V oblasti styku dvoch litologických celkov s odlišnými fyzikálno-mechanickými vlastnosťami dochádza k deštrukcii a priebeh tektonických línií je približne zhodný s litofaciálnymi hranicami. Tento prípad porušenia litologicko-stratigrafických celkov a priebeh tektonických línií opisujúcich rozhrania litofácií pozorujeme v čiastkových magurských jednotkách na východnom Slovensku.

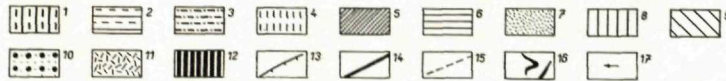
Pri tektonických pohyboch masívne lavice pieskovcov čerhovskej jednotky reagovali na tlak ináč ako zlínske vrstvy bystrickej alebo račianskej jednotky bez mohutných pieskovcových polôh. Najvýraznejšia tektonická línia presunového charakteru v magurskej jednotke, sledujúca litofaciálne rozhranie, prebieha medzi čerhovskou a bystrickou jednotkou.

Tektonické okná východoslovenského flyša a poruchy sv—jz. smeru

Tektonické okná vo východoslovenskom flyši vystupujú na povrch v račianskej a čerhovskej jednotke. Spod račianskej jednotky v oblasti Smilna a sz. od Papína vystupujú na povrch horniny dukelskej jednotky. Tektonické okná bradlového paleogénu (pozri list Košice—Zborov 1 : 200 000), nachádzajúce sa pod čerhovskou jednotkou, sú jasným dôkazom presunutia čerhovskej jednotky na paleogén bradlového obalu. V čerhovskej jednotke pri bradlovom pásme vznikli juhovergentné vrásy, ktorými sa jednotka nasúva na bradlové pásmo. Spod juhovergentných vrás, nasunutých na bradlové pásmo, vystupujú tektonické okná bradlového paleogénu v Čerhovskom pohorí medzi Raslavicami a Čirčom. Tektonické okno smilenské a polookno papínske sú neklamným dôkazom presunutia magurského príkrovu na dukelskú jednotku (obr. 1). Posledným stratigrafickým členom tektonických okien v račianskej jednotke (tekt. okno smilenské, polookno papínske a tektonické okná v Poľsku v okolí Gorlic) sú krosenské vrstvy. Menilitovo-krosenská litofácia dukelskej jednotky vznikla počas celého vrchného eocénu a oligocénu. Vo vrchnom eocéne až oligocéne sedimentovali aj menilitovo-maľcovské vrstvy v magurskom flyši. Kým menilitovo-maľcovské vrstvy tvoria nadložie čerhovskej a bystrickej jednotky, v račianskej jednotke ich nenachádzame. Možno predpokladať, že zlínske vrstvy račianskej jednotky tvoria zmes litofácií typicky magurských, ako sú napr. margle z Łącka, s ílovcami krosenského alebo maľcovského typu. Tento predpoklad potvrdzujú aj mikropaleontologické určenie O. S a m u e l a 1959—1968. Zlínske vrstvy bystrickej jednotky nezasahujú do vrchného eocénu, kým zlínske vrstvy račianskej jednotky reprezentujú magurskú faciú vo vrchnom eocéne, for-



1:1 000 000



MADARSKO

S S S R

mujúcu sa už od konca vrchnej časti stredného eocénu (J. Nemčok 1961; O. Samuel—J. Salaj 1968).

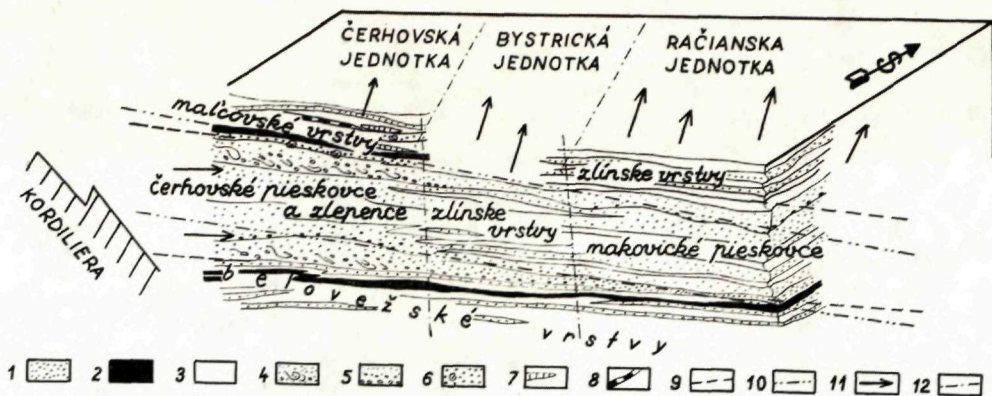
V tektonickom vývoji magurskej oblasti na východnom Slovensku mali najväčší podiel ilýrske vrásnivé pohyby a sávske horotvorné pohyby. Ilýrske tektonické pohyby v magurskej jednotke zvrásnili najmä južnejšie čiastkové magurské jednotky a tým zároveň vytvorili nové sedimentačné podmienky pre usadzovanie menilitovo-maľcovského súvrstvia. Magurské čiastkové jednotky sa presunuli cez seba severným smerom a ako celok vo forme strižného príkrovu sa nasunuli na dukelskú jednotku za sávske horotvorné pohyby. Pre mladšie horotvorné pochody v magurskom flyši nenachádzame doklady, keďže mladšie magurské sedimenty, ako sú maľcovské vrstvy, nie sú vyvinuté.

Dĺžka presunutia magurského príkrovu na dukelskú jednotku nie je všade rovnaká. Mení sa podľa toho, či v tom-ktorom bode došlo k vyrovnaniu proti sebe pôsobiacich síl skôr alebo neskôr. Z vektorového pôsobenia síl je známe, že ak začne pôsobiť sila napr. severným smerom, proti nej pôsobí odpor vyjadrený protisilou. Pojem sily má v tomto prípade funkciu pomocnú na charakterizovanie vzájomného pôsobenia materiálnych objektov. Z toho dôvodu nehovoríme o nejakej samostatnej existencii sily, nezávislej od materiálnych objektov, ale o pôsobení materiálnych objektov vyjadrených silami (f) a $f_{1/2}$. Ak súčet proti sebe pôsobiacich síl je rovnaký, nedochádza k pohybu. Ak však dôjde k porušeniu ich rovnováhy, nastane pohyb. Pohyb flyšovej hmoty severným smerom vznikol prekročením nerovnováhy protichodných síl vrásniacich a síl kladúcich im odpor. K ich vyrovnaniu došlo až po určitom premiestení tejto flyšovej hmoty, keď sa zväčšil odpor protichodných síl, resp. došlo k oslabeniu vrásniacich tlakov.

←

Obr. 1 **Litologicko-tektonické jednotky flyšových Karpát.** Zostavil: J. Nemčok 1969 (s použitím gener. máp 1:200 000, V. Pesl—I. Krystek 1965, T. Koráb a kol. 1962, R. Marschalko—A. Radomski 1960). 1. Podsliezska jednotka, čiastková školská jednotka, ždánická, frýdecká. 2. Sliezska jednotka. 3. Dukelská jednotka. 4. Račianska jednotka. 5. Bystrická jednotka. 6. Bielokarpatská, čerchovská jednotka a jednotka Oravskej Magury. 7. Menilitovo-maľcovské synklinály v magurskom flyši. 8. Nerozčlenený magurský príkrov. 9. Centrálno-karpatský flyš. 10. Neogénne pánvy. 11. Vulkanické pohoria východného Slovenska. 12. Bradlové pásmo a centrálné Karpaty. 13. Príkrovové tektonické línie. 14. Posuny. 15. Zlomy. 16. Sigmoidálny ohyb dukelských vrás. 17. Smer prúdenia klastických sedimentov.

Lithological-Tectonical Units of Flysch Carpathians. Compiled by J. Nemčok 1969 (basing on maps 1:200 000, by V. Pesl—I. Krystek 1965, T. Koráb and col. 1962, R. Marschalko—A. Radomski 1960). 1. Subsilesian unit, partial Skola unit, Ždánice and Frýdek units. 2. Silesian unit. 3. Dukla unit. 4. Rača unit. 5. Bystrica unit. 6. Biele Karpaty (White Carpathian), Čerchov, Oravská Magura units. 7. Menilite-Maľcov synclines in Magura Flysch. 8. Undissected Magura nappe. 9. Central-Carpathian Palaeogene. 10. Neogene basins. 11. Volcanic mountainranges of East Slovakia. 12. Klippen Belt and Central Carpathians. 13. Nappe tectonic lines. 14. Overthrusts. 15. Faults. 16. Sigmoidal bowing of Dukla folds. 17. Direction of flowing of clastic sediments



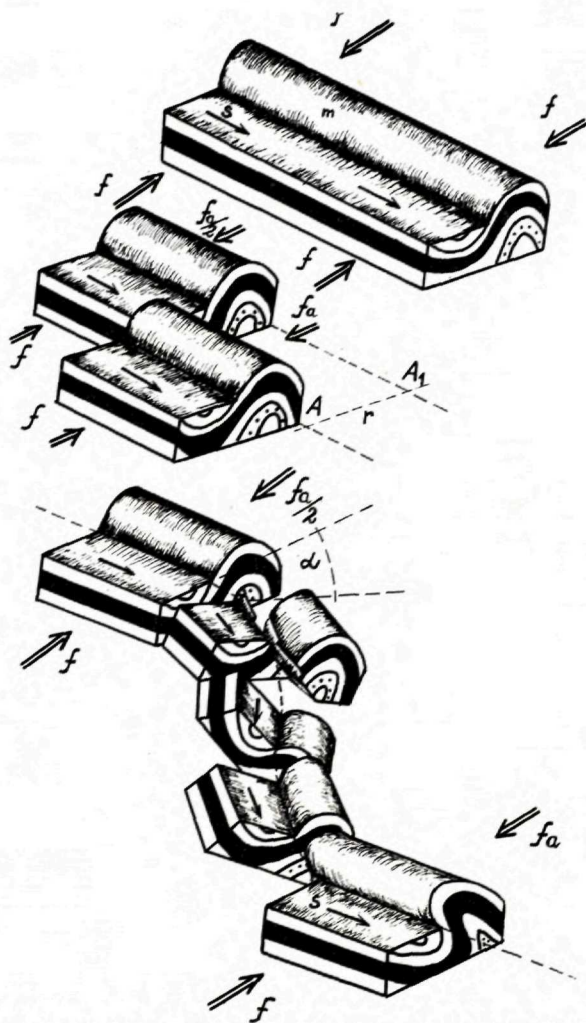
Obr. 2 Rekonštrukcia vytriedenia sedimentov nad belovežskými vrstvami v magurskej jednotke. 1. pieskovce, 2. červené ílovce, 3. ílovce sivých a zelených odtieňov, 4. podmorské sklzné telesá, 5. gradačne zvrstvené pieskovce, 6. mikrokonglomeráty s numulitami, 7. menilitové bridlice, rohovce a pelokarbonáty, 8. jaselské lupky, 9. rozhranie litofácií, 10. stratigrafické hranice, 11. smery prínosu klastického materiálu, 12. predpokladané miesta vyznievania litofácií, kde dochádzalo k vzniku veľkých tektonických línií.

Reconstruction of Sediments Sorting Above Beloveža Beds in Magura Unit. 1. sandstones, 2. red claystones, 3. claystones of grey and green colours, 4. submarine slide bodies, 5. graded-bedded sandstones, 6. microconglomerates with Nummulites, 7. Menilite schists, hornblendes, pelocarbonates, 8. Jaslo shales, 9. borderline between lithofacies, 10. stratigraphic border, 11. clastic material transport directions, 12. places of supposed lithofacies extinction and of the rise of large tectonic lines.

Vo flyšovom pásme východného Slovenska je stretnutie dvoch protipôsobiacich síl a ich nerovnomerné vyrovnanie rovnováhy vyjadrené nielen vznikom tektonických okien, ale tiež vznikom sigmoidálnych ohybov (obr. 3). V tomto období došlo tiež k vytvoreniu zlomových systémov ssv. až jjz. resp. sv.—jz. smeru.

Sigmoidálny ohyb v dukelskej jednotke v povodí rieky Cirochy vznikol pri tektonických pohyboch popaleogénnych, ale ešte pred vyliatím hlavnej masy neogénnych vihorlatských vulkanitov. Výstupové cesty vihorlatských vulkanitov boli vytvorené práve aj na tomto systéme ssv.—jjz. smeru. Cirošský poruchový systém bol vytvorený nielen poklesom proti sebe ležiacich blokov, ale hlavne pôsobením horizontálnych posunov týchto oproti sebe stojacich oblastí. Cirošský poruchový systém, na ktorom bol založený sigmoidálny ohyb v dukelskej jednotke, je vlastne posun. Cirošský poruchový systém (Vihorlatský zlomový systém B. Leška a J. Slávik a 1967) nepredstavuje v dukelskej jednotke priamočiary priebeh tektonického zlomu, ale sústavu zmapovateľných posunov.

Jv. od Cirochy majú vrásy dukelskej jednotky v tektonickom slova zmysle menšie polomery zakrivenia ako vrásy sz. od poruchového cirošského systému (pozri mapu B. Leško—J. Nemček—T. Koráb 1960). Na základe toho možno usudzovať, že v oblasti jv. od cirošského poruchového systému pôsobil väčší odpor proti



Ob r. 3 Blokdigram znázorňujúci pôsobenie síl, vznik sigmoidálneho ohybu, vznik tektonických línií v sigmoide a otáčanie smeru prúdových hieroglyfov

m — hmota zobrazená vrásou nekompetentných hornín, *f* — sila, pomocou ktorej dochádzalo k zvrásneniu a k premiestneniu hornín, *f_a* — sila znázorňujúca odpor hornín pri ich deformácii a presúvaní, *f_{a/2}* — polovičná sila vyjadrujúca odpor hornín pri ich deformácii a presúvaní, *A—A₁* — počiatočný a koncový bod pohybu hmoty, *r* — dĺžka dráhy pohybu hmoty, *S*→ smer prúdových hieroglyfov, *α* — uhol roztvorenia tektonických porúch v sigmoide

Blockdiagram illustrating forces, the rise of sigmoidal bowing, of tectonic lines in the sigmoid and turn of curret marks directions

m — mass represented by a fold of rocks with heterogeneous composition, *f* — force evoking folding and replacement of rocks, *f_a* — force representing resistance of rocks against deformations and migration, *f_{a/2}* — half-force representing resistance of rocks against deformation and migration, *A—A₁* — initial and terminal points of the movement of masses, *r* — length of the path of moving mass, *S*→ direction of curret marks (hieroglyphs), *α* — angle of tectonic faults in sigmoid

vrásniacej sile pôsobiacej od J k S ako sz. od neho. Zakrivenie sigmoidálneho ohybu ukazuje, že na JV od rieky Cirochy sedimenty dukelskej jednotky pri vrásnení narazili na nejaký odpor, vo forme protichodnej sily, ktorá tu zamedzila presúvanie flyšovej masy ďalej na S resp. SSV. Naproti tomu odpor vrásnenej masy sz. od doliny Cirochy bol menší, čo umožnilo jej presunutie ďalej na SSV (obr. 4). Vzhľadom na nerovnomerné pôsobenie protichodných síl došlo v údolí rieky Cirochy k roztrhnutiu vrásových štruktúr (obr. 4) a k vzniku protivergentných vrás jv. od rieky Cirochy. Severovergentné vrásy v dukelskej jednotke prevládajú sz. od údolia rieky Cirochy. Nápadná sigmoida v ssv. smere ciroškého poruchového systému pokračuje do podsliezskej jednotky v Poľsku neďaleko Přemysla. Založená je na tom istom poruchovom systéme ako sigmoida cirošká.

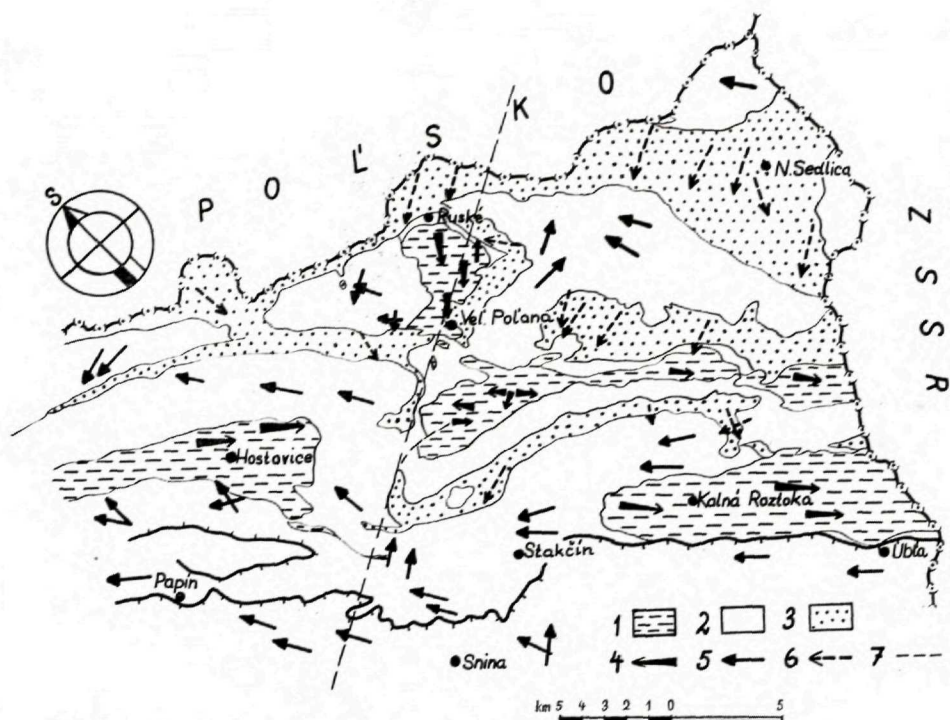
Nápadný ohyb všetkých litologicko-stratigrafických členov magurského flyša v oblasti Vaniškoviec a bradlového pásma v úseku Veľký Slivník—Pušovce (obr. 1) je založený na podobných tektonických princípoch ako sigmoidálny ohyb v dukelskej jednotke v údolí Cirochy. Tektonická zóna ssz.—jjz. smeru, na ktorej je založená aj vyššie spomínaná sigmoida, tiahne sa j. od dediny Brezovka cez údolie rieky Toply na Lopuchov a pokračuje smerom na Kapušany (obr. 1).

Výrazná tektonická línia ssz.—jjz. smeru, ktorej priebeh určujú nápadné styky rozličných litofácií a sústava minerálnych prameňov, založených na nej, nachádza sa pri Giraltovciach (obr. 1). Poznatky o type zlomu a jeho genéze sú zatiaľ skromné. Ide tu pravdepodobne o zlomový charakter tektonickej línie, pričom na Z od nej došlo k poklesu a na V k výzdvihu. Výrazný priebeh má smerom na J pod severné ukončenie Slánskych vrchov.

Vznik hlavných tektonických línií v magurskom flyši a dukelskej jednotke

Tektonické procesy, ktoré zvrásnili, presúvali, vyzdvihovali, prípadne spôsobili poklesy celých stratigraficko-litologických komplexov flyšových hornín, zanechali po svojej činnosti okrem výrazných vrás aj tektonické línie. Vo flyšových jednotkách východného Slovenska ssv.—jjz. a sz.—jv. smeru ich presekávajú sedimenty kriedy až spodného oligocénu. V magurskom flyši, ako aj v dukelskej jednotke ich pretínajú maľcovské, resp. krosnenské vrstvy. To znamená, že vznik tektonických línií karpatského smeru (SZ—JV vých. Slovenska) pred spodným oligocénom je vylúčený. Najväčším argumentom pre stanovenie veku tektonických línií násunového charakteru sú maľcovské vrstvy v jadrách synklinál magurského flyša. Na maľcovských vrstvách leží sz. od Raslavic čerhovská čiastková jednotka a pri Poliakovciach bystrická jednotka.

Tektonické línie, pozdĺž ktorých sú čiastkové magurské jednotky nasunuté na S resp. SSV, vznikli po spodnom oligocéne.



Obr. 4 Detail dukelskej jednotky v oblasti ciroškého zlomového systému

1. menilitové a krosenské vrstvy; 2. podmenilitové vrstvy; 3. inocerámová krieda; 4. smer paleoprúdov v krosenských a menilitových vrstvách; 5. paleoprúdové smery transportu materiálu podmenilitových vrstiev dukelskej jednotky a zlínskych vrstiev magurskej jednotky; 6. smer paleoprúdov v inocerámovej kriede; 7. generálny smer tektonických línií ciroškého zlomového systému

Detail of Dukla unit near Cirocha fault system

1. Menilite and Krosno beds; 2. Submenilite beds; 3. Inoceramian Cretaceous; 4. Palaeocurrent directions in Krosno and Menilite beds; 5. Palaeocurrent directions of material transport in Submenilite beds of Dukla unit and Zlín beds in Magura unit; 6. Palaeocurrent direction in Inoceramian Cretaceous; 7. General direction of tectonic lines in Cirocha fault system

Prúdové hieroglyfy ako ukazovateľ tektonických línií

Na základe orientovaných sedimentárnych textúr boli preukázané v dukelskej jednotke východného Slovenska tri výrazné paleoprúdové systémy (T. Koráb—J. Nemček—T. Ďurkovič—R. Marschalko 1962). Vo vrchnej kriede bol prinášaný klastický materiál od SV k JZ, v paleocéne od JV k SZ. Lupkovská krieda, podmenilitové vrstvy, ako aj menilitové a krosenské vrstvy predstavujú súbory litofácií určitých vývinových štádií. V jednotlivých vývinových štádiách tvor-

by sedimentov dochádzalo k zmenám nielen litologickým, ale aj k zmenám smerov prínosu klastického materiálu. Kým turbiditné prúdy vo vrchnej kriede transportovali klastický materiál od SV do flyšovej geosynklinálnej oblasti, v paleocéne až strednom eocéne došlo k náhlej zmene. Kalové prúdy donášali klastický materiál od JV. K ďalšej výraznej zmene celkového paleoprúdového systému došlo vo vrchnom eocéne až spodnom oligocéne. Menilitové a krosnenské vrstvy, podľa nameraných prúdových stôp, dostávali klastický materiál od SZ (obr. 4).

Tri hlavné smery znosu klastického materiálu a hlavne ich náhle zmeny, signalizujú tektonické dianie vo flyšovom sedimentačnom priestore a v jeho príľahlých kordilierových oblastiach. Tektonický pohyb v sedimentačnej oblasti sa prejavoval nielen zmenou smerov prínosu klastického materiálu, ale aj vynáraním, resp. zánikaním kordilierových oblastí, ktorých postavenie malo rozhodujúci vplyv na rozmiestnenie litofácií v sedimentačnom priestore. Rozčlenenie litofácií v čase a priestore, podložené nameranými smerovými prvkami, je teda jedným z kľúčov k objasneniu tektonickej činnosti študovanej oblasti. Tektonická činnosť mala najväčší vplyv na celú sedimentáciu, ktorá by bola v krátkom čase ustala bez klesania sedimentačnej panvy, resp. dvíhania zdrojovej oblasti.

Výrazné zásahy tektonickej činnosti vo flyšovej oblasti východného Slovenska sa dajú interpretovať nielen pomocou porušených stratigraficko-litologických komplexov, ale aj na základe prúdových hieroglyfov. V dukelskej jednotke z. od československo-sovietskych hraníc medzi Uličom a Papínom, nachádzame komplikovanejšiu, silne porušenú oblasť (vo flyšovej literatúre označovanú často ako sigmoida resp. sigmoidálny ohyb). V tejto oblasti je niekoľko tektonických trosiek celých stratigraficko-litologických komplexov, ktoré sú od svojho podložia oddelené a posunuté s. resp. ssv. smerom. Torzné posunutie celého stratigraficko-litologického súvrstvia kriedy až spodného oligocénu nachádzame medzi Veľkou Poľanou a Ruským: Pomocou prúdových hieroglyfov sa na spodu pieskovcových lavíc zistilo, že generálny smer nameraných stôp jednotlivých stratigraficko-litologických komplexov je tu otočený o 90°. V tektonickej troske sú prúdové hieroglyfy kriedového súvrstvia otočené zo smeru SV—JZ do smeru JV—SZ. Do podmenilitových vrstiev bol klastický materiál donášaný od JV a vo vyššie spomínanej tektonickej kryhe prúdové hieroglyfy ukazujú na smer od JZ k SV. Najmladší litologicko-stratigrafický člen dukelskej jednotky, menilitovo-krosnenské súvrstvie, má v tektonickej troske namerané smery prínosu materiálu od SV k JZ (obr. 4). Z priloženej mapky litologicko-stratigrafických súvrství a nameraných smerov prínosu klastického materiálu možno zistiť nielen smerovú interpretáciu pohybu kryhy, ale pomocou presne zisteného zmyslu prúdových stôp aj to, ktorá strana tektonickej kryhy prekonala pri pohybe dlhšiu resp. kratšiu dráhu.

Priebeh tektonických línií je možné určiť a vyznačiť nielen pomocou výrazných, stratigraficky nesúhlasných kontaktov, ale aj pomocou výrazných zmien prúdových hieroglyfov v rovnakom litologicko-stratigrafickom súvrství (obr. 4). Výrazná tekto-

nická troska na priloženej detailnej mapke, medzi Ruským a Veľ. Poľanou, je toho jasným príkladom.

Kvôli názornosti budeme sledovať len krosnensko-menilitové vrstvy. Smer nameraných hieroglyfov vyjadrený šipkami v krosnensko-menilitových vrstvách, nám ukazuje nápadnú nezhodu s generálnym smerom SZ—JV. Minimálna vzdialenosť presunutia tektonickej kryhy, lepšie povedané, torzného otočenia jej s. časti, rovná sa jej dĺžke, to znamená asi 6 km. Táto minimálna vzdialenosť presunu s. okraja tektonickej trosky medzi Ruským a V. Poľanou je odmeraná za predpokladu, že bola pokračovaním dnešného synklinálneho pruhu darského, ktorý sa tiahne k československo-sovietskym hraniciam. Ak však bola tektonická kryha prinesená ešte z juhozápadnejších pásem, potom dráha jej premiestnenia bude omnoho dlhšia. V tom prípade môžeme hovoriť nielen o tektonickej troske, ale o príkrovovej troske Ruského a Veľkej Poľany.

Vznik sigmoidálneho ohybu v dukelskej jednotke, vznik tektonických línií a otáčanie prúdových hieroglyfov (S) znázorňuje priložený blokdiagram.

Záver

Výsledky štúdia tejto problematiky môžeme zhrnúť do niekoľkých bodov:

1. Tektonické poruchy sz.—jv. smeru obmedzujúce čiastkové magurské tektonické jednotky vznikli na rozhraní litologicko-stratigrafických komplexov s rozličnými fyzikálno-mechanickými vlastnosťami.

2. Vznik tektonických línií vo flyši sz.—jv. smeru na východnom Slovensku je časovo viazaný tiež na vznik cirošského poruchového systému.

3. Cirošský poruchový systém v dukelských vrásach a vo flyšovej oblasti vôbec je svojím dosahom viazaný na sigmoidálne ohyby flyšových súvrství.

4. Na základe prúdových stôp (hlavne hieroglyfov) je možné určiť v rovnakom litologicko-stratigrafickom súvrství tektonickú líniu, po ktorej došlo k pohybu.

5. Pomocou prúdových hieroglyfov možno v dukelskej sigmoide určiť mnoho kinematických údajov, ako je smer, resp. zmysel pohybu po zlomových posuvných tektonických líniách.

6. Prúdové stopy nám v dukelskej jednotke umožňujú odmerať ďalší kinematický údaj, a to minimálnu amplitúdu presunu, alebo posunu rovnakých stratigraficko-litologických komplexov.

Lektoroval: Ing. R. Marschalko

*Geologický ústav Dionýza Štúra,
Bratislava*

LITERATÚRA

- [1] Andrusov D., 1965: Geologia československých Karpát III, Bratislava. — [2] Koráb T.—Nemčok J.—Ďurkovič T.—Marschalko R., 1962: General Investigation of Oriented Sedimentary Structures in East-Slovakian Flysch. Geol. zbor. 13. SAV, Bratislava. — [3] Książkiewicz M. a kol., 1962: Atlas geologiczny Polski (Zagadnienia stratigraficznofacjalne, Warszawa. — [4] Leško B.—Nemčok J.—Koráb T., 1960: Flyš užskej hornatiny. Geol. práce, Správy 14. Bratislava. — [5] Leško B.—Slávik J., 1967: Les Trais Fondamentaux de la Structure Géologique de la Région Située entre les Karpates Occidentales et les Karpates Orientales, Geol. zbor. XVIII/1, Bratislava. — [6] Leško B. a kol., 1964: Vysvetlivky k prehľadnej mape ČSSR 1 : 200 000 (list Snina), Bratislava. — [7] Matějka A.—Roth Zd., 1949: Geologie magurské skupiny flyšové v povodí Kysuce, Sbor. St. geol. úst. 16(2), Praha. — [8] Matějka A. a kol., 1964: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000 (list Košice a Zborov), Bratislava. — [9] Nemčok J., 1961: Vznik a výplň depresí v magurskom flyši na vých. Slovensku, Geol. zbor. 12/2, Bratislava. — [10] Nemčok J.—Koráb T.—Ďurkovič T., 1968: Lithological investigation of conglomerates of Magura Flysch in East Slovakia. Geol. práce, Správy 44—45, Bratislava. — [11] Pesl V.—Krystek I., 1965: Ergebnisse der Fazialanalyse und sedimentologischen Studien im Paläogen des westlichen Teils der Magura-Flysch-Gruppe (Westkarpaten), Sonderdruck aus der Geologischen Rundschau Band 55, Stuttgart. — [12] Samuel O.—Salaj J., 1968: Foraminifera of the Westcarpathian Paleogene, Bratislava. — [13] Swidziński H., 1961: La Série de Richvald dans les Karpates Flyscheuses, Bulletin de l'Acad. Pol. des Sc. ser. des sci. Géol. et Géogr. vol. IX/2, Warszawa.

J. NEMČOK

CONTRIBUTION TO INFORMATIONS ABOUT SOME TECTONIC ALTERATIONS IN EAST SLOVAKIAN FLYSCH IN RELATION TO PALEOCURRENT SYSTEMS

Tectonical processes that caused the folding, upheaval, and subsidence of whole stratigraphical-lithological complexes of Flysch rocks, gave also rise to tectonical lines in addition to striking folds. The tectonical lines arose predominantly in the place of contact between two lithologically different components, with different physical-mechanical properties. In these places most frequently destruction took place, and owing to this the course of the tectonical lines is approximately identic with lithofacial boundaries.

By the Lupkov Cretaceous, Submenilite beds, Menilite beds, and Krosno beds, the systems of lithofacies of certain development stages are represented.

In the separate development stages not only lithological changes took place: in the Dukla and Magura sedimentation areas the direction of the clastic material transport was also changed. While turbidity currents in Upper Cretaceous transported clastic material from the NE to the Flysch geosynclinal area, in Paleocene to Middle Eocene sudden change took place. In that time the suspension currents transport the clastic material from SE. Another important change of entire paleocurrent system took place in Upper Eocene to Lower Oligocene. The Menilite and Krosno beds were supplied with the clastic material from NW — as shown by the current marks measured.

Three main directions of the flow of clastic material, measured in the Flysch sediments of Eastern Slovakia, and especially the sudden changes indicate the tectonical activities in the

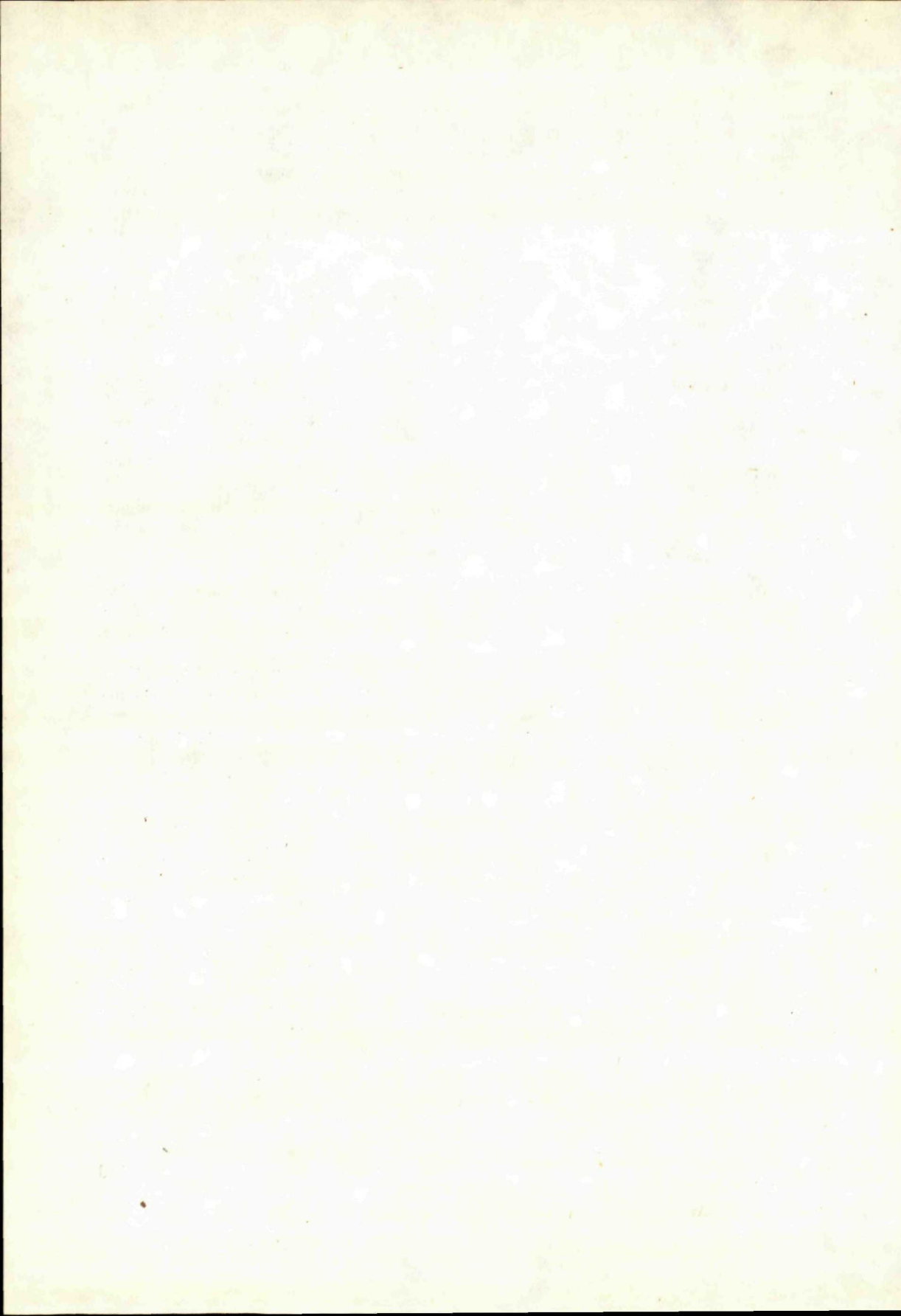
Flysch sedimentation area. The tectonic movements in the sedimentation area evoked not only the change in directions of the transport of clastic material, but also the emergence or disappearance of cordillera areas. The position of cordillera affected decisively the distribution of lithofacies in the sedimentation area. Consequently, the distribution of lithofacies in time and space may be considered one of the most important factors in the explanation of tectonic activities in the studied area of the East Slovakian Flysch zone. The tectonic activity influenced mostly sedimentation that would have finished in a short time without subsidence of the sedimentation basin or without the upheaval of the source area.

The important manifestations of the tectonic activities in the Flysch area of Eastern Slovakia may be interpreted not only by destructed stratigraphical-lithological complexes, but also by current hieroglyphs. In the Dukla unit, to the NW of the Czechoslovak-Soviet frontier, between Ulič and Papín, there is a complicated, strongly destructed area (in the references on Flysch indicated as sigmoid, or sigmoid turn). In the area there are some tectonic outliers of entire stratigraphical-lithological complexes separated from their substratum, and shifted to the N or NNE. The torsion shifting of the entire stratigraphic-lithological sequence of Cretaceous to Lower Oligocene may be found between Veľká Poľana and Ruské. The current hieroglyphs on the bottom of the sandstone beds showed that the general direction of the measured current marks of the separate stratigraphical-lithological complexes was turned in 90° in this place. In the tectonic outlier the current hieroglyphs of the Cretaceous sequence turned from the NE—SW to the SE—NW directions. In Submenilite beds clastic material was transported from SE, and in the tectonic block the current hieroglyphs indicated the direction from SW to NE. The youngest lithological-stratigraphical constituent of the Dukla unit — the Menilite-Krosno sequence displays the NE—SW directions of the transport of material in the tectonic outlier. (Cf. Enclosure). The map of lithological-stratigraphical sequences and of the direction of clastic material transport measured offers the possibility of directional interpretation of the block movement as well as to determine which part of the tectonic block passed longer or shorter way according to the precise sense of current marks.

The course of tectonic lines may be determined on the base of distinct stratigraphically unconformable contacts and by means of the striking changes of current hieroglyphs in the same lithological-stratigraphical sequence.

The present paper concerns the facts that may be summarized in the following items:

1. Tectonic faults of NW—SE striking rimming the partial Magura tectonic units arose on the boundary among lithologico-stratigraphical complexes with different physical-mechanical properties.
2. The origin of tectonic lines in NW—SE striking in East-Slovakian Flysch is chronologically connected also with the rise of the Čirocha fault system.
3. The Čirocha fault system in Dukla folds and in the Flysch region in general is bound to sigmoid bends of Flysch beds, by its extension.
4. On the basis of current marks (mainly hieroglyphs) a tectonic line may be determined in equal lithologico-stratigraphical bed sequence, along which the movements took place.
5. In the Dukla sigmoid, many kinematic data may be determined as e. g.: direction or the sense of movements along the fault thrust tectonic lines by means of current marks (hieroglyphs).
6. The current marks also serve for the measurements of further kinematic data, viz. the minimal amplitude of overthrust or of the trust of equal stratigraphical-lithological complexes in the Dukla unit.



KAROL BORZA

STRATIGRAFICKÉ ČLENENIE VÁPENCOV OBALOVEJ SÉRIE MASÍVU JAVORINSKEJ ŠIROKEJ

Abstrakt. In vorliegender Arbeit beschreibt der Verfasser eingehend die Kalke der Hohe Tatra-Serie (Dogger-Urgon). Auf Grund mikroskopischer Untersuchungen wird der Komplex der Kalke stratigraphisch gegliedert und ihre genetische Interpretation aufgestellt.

Úvod

Pre obalovú sériu Vysokých Tatier zaviedli A. Matějka — D. Andrusov (1931) názov tomanovská séria. Na území Slovenska vystupuje v súvislom pruhu pri západnom, severozápadnom, severnom a severovýchodnom obmedzení kryštalickeho jadra.

Stratigrafia rozpracovaná na poľskom území pre dogger-spodnú kriedu sa aplikuje pre celé Vysoké Tatry. Výskumom tomanovskej série na slovenskom území sa v poslednej dobe zaoberá A. Gorek (1958) a J. Veizer (1968). O litológii dogger-urgonských vápencov v oblasti Javorinskej Širokej sa zmieňuje autor práce (K. Borza 1959; K. Borza — E. Martiny 1962). Stratigrafickým členením obalovej série na základe mikrofaciálnych výskumov sa zaoberajú: Z. Kottański — A. Radwański (1960), J. Lefeld — A. Radwański (1960), J. Lefeld (1962, 1968). Údaje o tektonickej stavbe tejto oblasti nájdeme v prácach D. Andrusova (1950, 1959, 1968), ktorého geologickú mapu som v tejto práci použil (obr. 1).

Vápence obalovej série dogger-urgonského veku v oblasti Javorinskej Širokej obsahujú zle zachovanú makrofaunu, na základe ktorej nie je možné presnejšie stanoviť ich vek. Preto sa pri začleňovaní do jednotlivých stupňov vychádzalo z analógie jednotlivých typov vápencov rôznych oblastí vysokotatranskej série, ako aj mikrofaciálnych výskumov, ktoré boli detailne spracované v bradlovom pásme (K. Borza 1969, 1970).

Litologicko-mikrofaciálna charakteristika študovaných hornín*

B a j o k vystupuje v sv. stene Košiara nad strednotriasovými dolomitmi resp. šošovkou keupru. Zastúpený je ružovými a sivými krinoidovými vápencami, ktoré sú analogické iným krinoidovým vápencom z oblasti Vysokých Tatier kladených do bajoku. Na styku s keuprom, ktorý je tvorený červenými a zelenými ílovitými bridlicami s polohami sivých slabo slienitých dolomitov, pozorovať asi 2 cm mocnú polohu obohatenú hematitom. V tejto vrstvičke sa vyskytujú drobné úlomky pelitomorfných a mikrozrnných dolomitov, ojedinele zrná kremeňa. Veľkosť detritu 0,1—0,5 cm. Ojedinele sa vyskytujú úlomky dosahujúce 2 cm (dolomit).

Krinoidové vápence sú na báze ružovkasté, vyššie sú sivej farby, hrubozrnné, silne rekrystalizované. Obsahujú faunu mlžov a brachiopodov, predovšetkým rynchonely.

Pod mikroskopom pozorovať, že hornina je tvorená takmer krinoidovými článkami, ktoré sú spojené kalcitovým tmelom regeneračného charakteru. Krinoidové články majú zriedkavo zachované zvyšky sieťovitej štruktúry, ale zväčša prešli v zdvojitú monokryštalú kalcitu. Ojedinele v strede pozorujeme kanálik. Zachované články majú štruktúru zvýraznenú hematitovým pigmentom. Okrem krinoidových článkov vápence veľmi zriedkavo obsahujú machovky. Klastiká sú zriedkavé, zastúpené sú úlomkami mikritického dolomitu a zrnami kremeňa. Ojedinele bol zistený zirkón a rutil. Z autigenných minerálov sa ojedinele vyskytuje chlorit, turmalín a zhľuky hematitu. Na základe R. L. F o l k o v e j klasifikácie opísaný vápenc možno označiť ako krinoidový biosparit (tab. VI, obr. 1).

V nadloží krinoidových vápencov vystupuje asi 50 cm poloha hnedastých laminovaných a hnedých celistvých vápencov. Laminy sa odlišujú svojím sfarbením. Mocnosť lamín kolíše v rozmedzí 0,5—3 mm. Vápence obsahujú zle zachovanú faunu amonitov. Prechod medzi krinoidovými vápencami a laminovanými vápencami je pozvoľný. Krinoidový biosparit prechádza do krinoidového biomikritu a ďalej do biomikritu. U krinoidového biomikritu pozorovať výrazné mikrostylolity, ktoré postihujú aj krinoidové články (tab. VI, obr. 2).

Vo výbruse pozorovať, že u laminovaného vápenca tmavšie laminy sú tvorené mikritom, kým svetlejšie mikrosparitom. Z organických zvyškov obsahujú tenké úlomky juvenilných schránok lamelibranchiátov, krinoidové články, ktorých štruktúra je zvýraznená hematitovým pigmentom, *Globochaete alpina* L o m b a r d — vyskytuje sa v rôznych štádiách delenia (A. L o m b a r d 1937, 1945), radiolárie, ostrakódy — niekedy dve lastúry pospolu, foraminifery (*Lenticulina* sp., *Frondicularia* sp., *Involutina* sp., *Spirillina* sp., a „protoglobigeriny“ — schránky tvorené z drobných zrn kalcitu, niekedy sú sfarbené hematitovým pigmentom (od jasného kalcitového materiálu sa odlišujú hnedastou farbou). Zistené boli aj prierezy juvenilnými schránkami amonitov.

* Pri označovaní vápencov sa pridriavam klasifikácie R. L. F o l k a (1959, 1962).

Vápence obsahujú stylolity a mikrostylolity zvýraznené hematitovým pigmentom alebo ílovitým podielom.

Miestami v laminovaných vápencoch sa vyskytujú polohy, u ktorých pozorovať náznaky tvorby „pseudoolitov“ (pelletov) (tab. VI, obr. 3) a mikroonkoidov (tab. VI, obr. 4). Z mikrofosílií boli v nich zistené krinoidové články, *Globochaete alpina* L o m b a r d, foraminifery a „protoglobigeríny“. Spoločenstvo organizmov, ktoré sa vyskytuje v laminovaných vápencoch a červenohnedastých celistvých vápencoch je typické pre pelagickú fáciu mediteránnej oblasti (G. C o l o m 1955).

Z autigénnych minerálov obsahujú laminované vápence hojne kryštáliky kremeňa (tab. VII, obr. 1).

Manometrickou analýzou bolo stanovené toto zloženie laminovaných vápencov (analyzoval E. M a r t í n y): CaCO_3 — 97,60; $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ — 1,19 %; nekarbonátový podiel 1,21 %. Tieto vápence najpravdepodobnejšie patria b a t h u.

V nadloží laminovaných vápencov vystupuje poloha sivých a sivoružovkastých vápencov krinoidových. Tieto podobne ako krinoidové vápence sú hrubozrnné, rekryštalizované, tvorené prevažne rekryštalizovanými krinoidovými článkami, ktoré zväčša prešli v monokryštály kalcitu, často dvojčatne lamelované. Len ojedinele majú zvyšky sieťovitej štruktúry. Veľkosť rekryštalizovaných krinoidových článkov sa pohybuje od 0,5—1,5 mm. Najbežnejšia veľkosť krinoidových článkov je okolo 1,0 mm. Okrem krinoidových článkov vápence zriedkavejšie obsahujú úlomky juvenilných schránok lamelibranchiátov, machovky a foraminifery. Klastická prímes je nepatrná. Nachádzajú sa úlomky dolomitu a zrná kremeňa. Tmel krinoidových článkov je kalcitový, regeneračný. Ide o krinoidový biosparit.

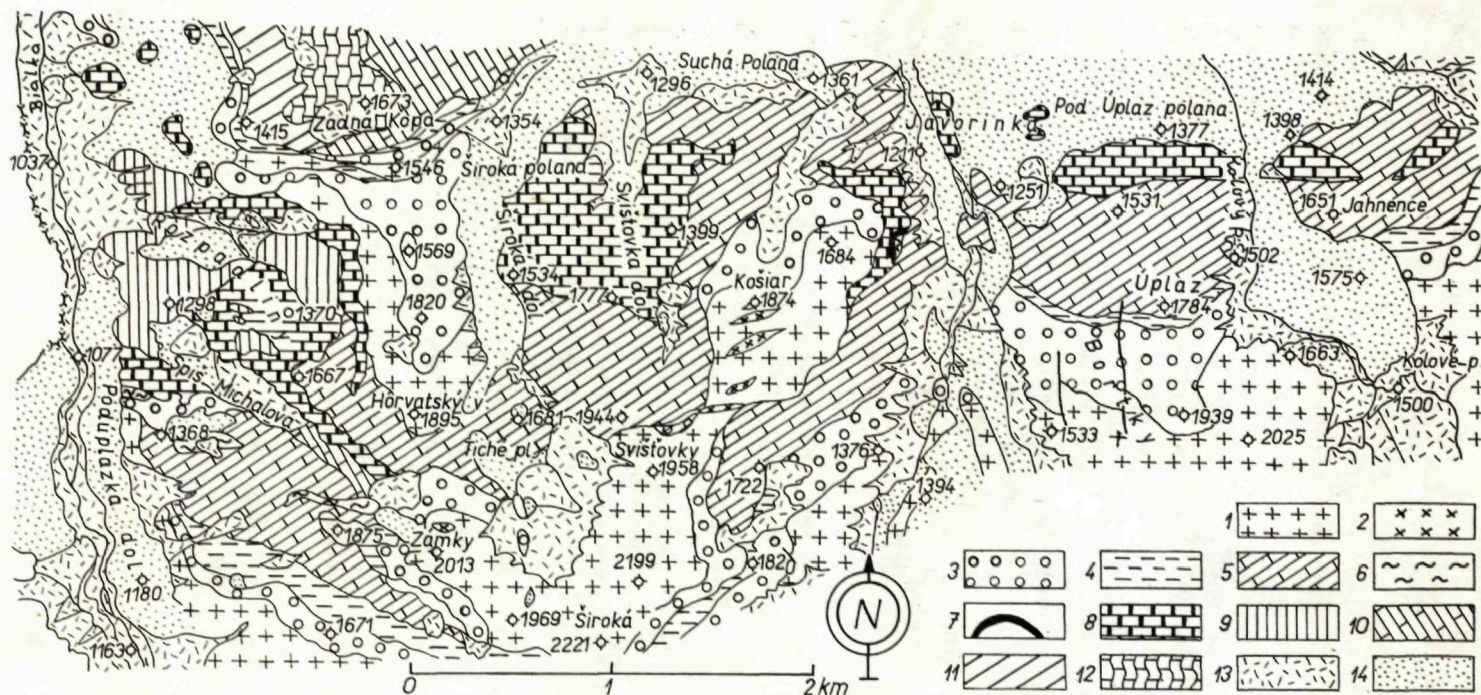
Miestami krinoidové vápence prechádzajú do červenkastohnedastých celistvých vápencov so zhlukmi hematitu. Základná hmota vápenca je tvorená mikrokryštalickým kalcitom. Z organických zvyškov vápence obsahujú krinoidové články, „protoglobigeríny“, ktoré niekedy sú zvýraznené hematitovým pigmentom (veľkosť schránok od 0,13—0,20 mm), foraminifery (*Fronicularia* sp., *Lenticulina* sp., *Involutina* sp.), úlomky juvenilných schránok lamelibranchiátov, rádiolárie a ostrakódy. Zriedkavý je klastický kremeň. Ide o krinoidový biomikrit, resp. o biomikrit.

Na základe analógie z iných oblastí Vysokých Tatier zadeľujem tieto vápence ešte do b a t h u.

Vo vápencoch považovaných za bath je nedostatok stromatolitov tak charakteristických pre tento horizont z iných oblastí vysokotatranskej série (M. S z u l c z e w s k í 1963 a, b, 1968).

V nadloží vyššie opísaných vápencov sa vyskytuje mohutný komplex sivých a sivoružovkastých vápencov, ktoré možno rozčleniť len na základe mikrofaciálnych výskumov. Ich stratigrafický rozsah je kelloway — valangin.

K e l l o w a y. Sem zaraďujem svetlosivé celistvé vápence s výraznými stylolitmi. Vo výbruse sú pelitomorfné, miestami slabo rekryštalizované, preplnené úlomkami juvenilných schránok lamelibranchiátov (mikrofácia juvenilných schránok lameli-



Obr. 1 Geologická mapa východnej časti Vysokých Tatier podľa D. Andrusova. *Vysokotatranská séria*: 1. žuly; 2. pararuly; 3. spodnotriasové kremence; 4. verfénske bridlice; 5. strednotriasové vápence a dolomity; 6. keuperské slieňe a pestré bridlice; 7. krinoidové vápence doggeru; 8. malm-urgónske vápence; 9. alb; *križňanský príkrov*; 10. strednotriasové dolomity; 11. spodnoliasové bridlice a pieskovce; 12. škvrnité vápence a slieňe (vyšší lias); 13. suť; 14. morény a hĺina

Abb. 1 Geologische Karte des östlichen Teiles der Hohen Tatra nach D. Andrusov. *Hohe Tatra-Serie*: 1. Granite, 2. Paragneise, 3. untertriassische Quarzite, 4. werfenische Schiefer, 5. mitteltriassische Kalke und Dolomite, 6. bunte Schiefer — Keuper, 7. Crinoidenkalke — Dogger, 8. Malm/Urgon-Kalke, 9. Mergel des Alb, *Križna-Decke*; 10. mitteltriassische Dolomite, 11. unterliassische Schiefer und Sandsteine, 12. fleckige Kalke und Mergel (oberes Lias), 13. Schutt, 14. Moränen und Lehm.

branchiátov — tab. VII, obr. 2). Z ostatných organických zvyškov v podstate v menšom množstve sa nachádzajú krinoidové články, *Globochaete alpina* Lombard, foraminifery a rádiolárie. Stylolity sú zvýraznené hematitovým pigmentom.

Smerom do nadložia pribúdajú rádiolárie a globochety. Vápenc je charakterizovaný rádioláριοvo-globochétovo-„vláknitou“ mikrofáciou. Okrem rádiolárií, globochét a úlomkov juvenilných schránok lamelibranchiátov vápence obsahujú aj krinoidové články, foraminifery a „protoglobigeríny“. Vo vápenci sa vyskytujú aj pellety (pseudoolity).

V ďalšom vývoji pozorovať postupné pribúdanie a ubúdanie jednotlivých druhov organických zvyškov. Na základe toho môžeme ešte vyčleniť „protoglobigerínovo“-„vláknitú“ mikrofáciu, vyššie „protoglobigerínovo“-globochétovú mikrofáciu a „protoglobigerínovú“ mikrofáciu (tab. VII, obr. 3). Vápenc v podstate zostáva mikritový, častejšie sa však objavujú pellety.

Stylolity sú zvýraznené ílovitými minerálmi a pyritom.

Oxford. Sem zaraďujem svetlosivé celistvé vápence. Vo výbruse sú mikritové so zriedkavými pelletmi. Obsahujú rekrystalizované rádiolárie, zriedkavejšie globochéty a ostrakódy. Typická je pre ne rádioláριοvá mikrofácia, aj keď nie je veľmi výrazná (tab. VII, obr. 4).

Kimmeridge — titón. Zastúpené sú v podstate ako predchádzajúce stupne sivými celistvými vápencami, miestami oolitickými vápencami. Charakteristická pre ne je sakokomová mikrofácia, ktorá má pomerne veľké vertikálne rozšírenie. Vyznačuje sa hojným výskytom úlomkov schránok planktonických krinoidov *Saccocoma* Agassiz a hojným výskytom *Globochaete alpina* Lombard. Podľa J. Lefeld (1962) nemá táto mikrofácia užší stratigrafický význam, pretože sa vyskytuje od kimmeridgu do neokómu — vrátane. V týchto vápencoch som nezistil ďalšie skupiny vodčích mikrofosílií (*chitinoideley* a niektoré druhy rodu *Cadosina*), na základe ktorých by sa dalo urobiť detailnejšie členenie. Okrem rodu *Saccocoma* a globochét vápence obsahujú ešte *Cadosina fusca* Wanner, *Cadosina lapidosa* Vogler, *Cadosina sublapidosa* Vogler, *Stomiosphaera moluccana* Wanner, ostrakódy, rádiolárie, aptychy, krátke úlomky juvenilných schránok lamelibranchiátov a *Involutina* sp.

Mikroskopickým výskumom sa zistilo, že malmské vápence sú tvorené predovšetkým z drobných, často okrúhlych mikritových pelletov (pseudoolitov). Okrem prevažnej časti mikritových pelletov sa vo vápencoch vyskytujú aj ooidy, mikroonkoidy, organické zvyšky a intraklasty.

Veľkosť pelletov sa pohybuje od 0,15—0,25 mm.

Pelletové vápence často nemajú veľa miesta pre bazálny — tmeliaci vápenc, ktorý je v podstate mikritový. Sú prípady, keď sa pellety veľmi ťažko odlišujú od mikritovej základnej hmoty. Miestami je základná hmota mikrosparitová a v týchto prípadoch sú pellety veľmi výrazné. Hojnejšie sa sparitová základná hmota vyskytuje vo vápencoch tvorených ooidmi a intraklastami. Pretože vo vápencoch sú pellety,

ooidy, intraklasty a organické zvyšky na jednej strane, mikritová a sparitová základná hmota, ktorá sa môže nachádzať v rôznej kombinácii a množstvách na druhej strane, môžeme v týchto vápencoch pozorovať celý rad mikrofaciálnych obmien. Hlavné mikrofaciálne obmeny môžeme opísať samostatnými názvami. Niekedy však v jednom výbruse pozorovať niekoľko obmien.

Na základe vyššie uvedených poznatkov vo vápencoch kimmeridge-titónu môžeme vyčleniť niekoľko typov sakokomovej mikrofácie: a) mikritová, kde hlavnou zložkou sedimentu je mikrit; b) pelmikritová a pelsparitová (tab. VIII, obr. 1), tvorená prevažne pelletmi väčšinou sférického tvaru bez vnútornej štruktúry s mikritovou alebo sparitovou základnou zložkou; c) oosparitová fácia, u ktorej prevládajú ooidy (tab. VIII, obr. 2). Ostatné zložky ako pellety a intraklasty sa vyskytujú v podradnom množstve. U týchto vápencov je charakteristická prítomnosť sparitového tmelu. Uvedené vápence s predchádzajúcimi typmi môžu byť spojené rôznymi prechodmi.

U ooidov pozorovať koncentrickú stavbu. Oproti pelletom sú väčšie, dosahujú veľkosť až 1 mm, ojedinele sa vyskytujú aj väčšie. Ooidy sú utvorené okolo úlomkov organických zvyškov, intraklastov alebo agregátnych hľuziek. Nebývajú dobre vytriedené. Intraklasty dosahujú veľkosť 1,5 mm, zriedkavejšie sa nachádzajú aj väčšie. V jadrách ooidov a pelletov, ako aj v intraklastoch sa vyskytujú fragmenty *Saccocoma*, globochéty a ostrakódy.

Nedávne výskumy s recentnými sedimentami (C. Monty 1967) bahamskými ukázali, že nie len onkoidy, ale aj značná časť agregátnych zŕn (pellets) vznikla v dôsledku činnosti siníc. Zrná vzniknuté agregáciou v dôsledku činnosti siníc môžu byť dodatočne spojené kryštalickým kalcitom chemogénneho pôvodu (L. V. Illing 1954). Treba však poznamenať, že značná časť sparitového kalcitu vznikla v dôsledku selektívnej rekryštalizácie, pohlcujúc predovšetkým mikritový vápenec a drobné zrnité zložky vápenca. O takomto procese svedčia veľké sparitové polia, ktoré vzhľadom na svoje rozmery, najmä u oosparitovej fácie, nemohli zodpovedať prvotným pórom sedimentu.

V mikritoch, ako aj v pelmikritoch, sa vyskytujú polohy dolomitov. Prechod medzi vápencom a dolomitom je prevažne pozvoľný. Pozorovať, ako v mikrite pribúdajú klenčeky dolomitov (tab. VIII, obr. 3) až vápenec prechádza v dolomit. V pelmikritoch sú často pellety zatláčané dolomitovými klenčkami.

Polohy dolomitov a dolomitických vápencov z malmu v profile Suchého žľabu uvádza A. Gorek (1958). V tomto profile sa vyskytuje niekoľko drobnejších polôh s prejavmi dolomitizácie. Okrem tohto výskytu boli pozorované podobné polohy dolomitov a dolomitických vápencov aj na iných miestach (v rokli pod Čubou Goryčkovou). Tieto dolomitové polohy treba považovať za výsledok diagenetických pochodov. Podobnú polohu dolomitov uvádza J. Lefeld (1957) v malmurgonských vápencoch z Kopy Magury a považuje ju za polohu tektonickú.

Manometrickými analýzami bolo stanovené toto zloženie vápencov a dolomitov (analyzoval E. Martiny):

- a) *pelmikrit*: CaCO_3 — 99,63 %, $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ — 0,0 %, nekarbonátový podiel 0,37 %;
- b) *vápnitý dolomit*: CaCO_3 — 24,5 %, $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ — 73,20 %, nekarbonátový podiel 2,30 %;
- c) *dolomit*: CaCO_3 — 2,0 %, $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ — 94,4 %, nekarbonátový podiel 3,60 %.

Vrchný titón — *berrias*. Ide o sivoružovkasté vápence prevažne pelmikrity a pelsparity, miestami mikrity. Treba poznamenať, že uvedené stupne sa v iných oblastiach Západných Karpát dajú veľmi detailne rozčleniť na základe tintiníd. Uvedená skupina mikrofosílií je však v tejto oblasti veľmi zriedkavá. Podobne je to aj v iných oblastiach obalovej série (porovnaj M. Bac 1963, M. Sulczewski 1963, K. Siecarz 1963, K. Grochocka-Rečko 1963). Výnimku tvoria len masívy Osobitej a Kominow Tylkowych (por. J. Lefeld 1962, 1968), kde je masový výskyt tintiníd a nedostatok iných mikrofosílií.

Vápence obsahujúce úlomky schránok lamelibranchiátov, ostrakódy globochéty, *Saccocoma* sp., belemity a *Calpionella alpina* Lorenz pričleňujem do titónu.

Vo vyšších častiach som nepozoroval *Saccocoma* sp., ojedinele sa objavuje *Calpinella elliptica* Cadisch a *Tintinopsella carpathica* (Murg. & Filip; porovnaj tiež J. Lefeld 1968), na základe ktorých uvedené vápence pričleňujem k *berriasu*. Prevažne sú to pelmikrity i pelsparity, v ktorých sa vyskytujú aj ooidy a onkoidy. Podľa J. Lefeld (l. c.) sakokomová mikrofácia sa vyskytuje ešte aj v *berriase* (v profile Hala Gasienicowa). Poznamenáva, že *Saccocoma* sp. a tintininy sa vyskytujú spolu. Tintininy sú veľmi zriedkavé v horninách obsahujúcich *Saccocoma* sp. aj napriek tomu, že patria k planktónu.

Na základe vlastných výskumov z oblasti bradlového pásma (K. Borza 1969), ako aj z iných oblastí Západných Karpát možno konštatovať, že sakokomová mikrofácia doznieva, len čo sa objavujú tintininy. Tintininy a *Saccocoma* sp. sa vyskytujú spolu len vo vrchnom titóne.

Valangin — *hauteriv*. Sem počítame sivé až tmavšie sivé celistvé vápence pelmikritové, pelsparitové a oosparitové, vo vyšších častiach vápenec sa stáva slabo krinoidový, vo výbruse organogénno-gravelový. Gravely (intraklasty) majú nepravidelný tvar, drobné krinoidové články sú rekrystalizované. Tmel je sparitový, miestami mikritový kalcit. Z organických zvyškov okrem krinoidových článkov sa vyskytujú úlomky schránok lamelibranchiátov, ostne ježoviek, ojedinele nanokony, *Cadosina semiradiata* Wanner a prvé výskyty hedbergel. Intraklasty sú tvorené mikritovým a čiastočne rekrystalizovaným vápencom. Zriedkavo sa vyskytuje klasický kremeň, ktorý ojedinele opticky zhodne dorastá v idiomorfne krystáliky.

J. Lefeld (1968) poznamenáva, že valangin v masíve Širokej nebol dostatočne dokumentovaný faunisticky, predovšetkým vzhľadom na celkový nedostatok tintiníd. Predpokladá, že je zastúpený tmavými pseudoolitovo-onkolitovo-oolitovými vápencami, ktoré obsahujú *Saccocoma* Agassiz (mikrofácia) a *Globochaeta alpina*

Lombard, neurčené amonity a aptychy. Poznamenávam, že sakokomovú mikrofáciu som vo valangine v masíve Javorinskej Širokej zatiaľ nezistil. Táto mikrofácia, ako som už vyššie uviedol, je charakteristická pre kimmeridge — titón (por. K. Borza 1969), a preto súvrstvie obsahujúce túto mikrofáciu považujem za kimmeridge — titón.

Podľa J. Salaja — O. Samuela (1966) sa rod *Hedbergella* v oblasti Západných Karpát objavuje v hauterive, na základe čoho sem zaraďujem uvedené vápence. Podobný vývoj hauterivu som zistil v bradle pri Súľove (K. Borza 1970).

Urgón. Vápence s hedbergelami smerom do nadložia prechádzajú do svetlosivých jemnozrnných organogénnych až organodetritických vápencov s orbitolínami a úlomkami rudistov. Úlomky organických zvyškov sú dobre pozorovateľné už na navetranej ploche. Hornina je prevažne veľmi rekryštalizovaná. J. Lefeld (1962, 1968) miestami tento vývoj považuje za veľmi blízky rífovej fácií.

Vo výbruse pozorovať, že vápenec je organogénno-klastický. Intraklasty sú prevažne z mikritu a mikrosparitu bez organických zvyškov. Intraklasty mikrosparitov majú bežne okraje granulované. Iba ojedinele boli pozorované úlomky vápenca s *Calpionella alpina* Lorenz a *Globochaete alpina* Lombard. Úlomky uvedených vápencov sme zistili aj pri našich predchádzajúcich výskumoch (K. Borza — E. Martíny 1962).

Organické zvyšky sú pomerne hojné, ale zle zachované. Zistené v nich boli *Orbitolina* sp. (tab. VIII, obr. 4), *Macroporella* sp. (tab. IX, obr. 1), *Petruscula* sp., úlomky rudistov a lamelibranchiátov, globochéty, ostne ježoviek, foraminifery, predovšetkým textuláriového typu, hedbergelly, miliolidy, krinoidové články prevažne rekryštalizované, serpuly, machovky a koralý.

Veľkosť intraklastov sa pohybuje v rozmedzí 0,01—0,30 mm. Zriedkavejšie dosahujú veľkosť 1,5 mm. Sú rôzneho tvaru, väčšinou zle vytriedené. Spojivom je mikritický, miestami sparitický vápenec. Vápence bežne obsahujú stylolity zvýraznené ílovitým podielom a hematitovým pigmentom. Vzhľadom na to, že štruktúra vápencov v závislosti od základnej zložky, ako aj organických zvyškov a intraklastov sa mení, možno v nich odlišiť biomikrity a kalkarenity a intrasparity.

Vo vápencoch bola zistená dolomitizácia (tab. IX, obr. 2) vo dvoch horizontoch. Dolomit úplne zatláča vápence, ako aj organické zvyšky. Vytvára klence rôznej veľkosti, prípadne je strednozrnný.

V najvyšších častiach urgónskych vápencov pozorovať výskyt glaukonitu (tab. IX, obr. 3) a černasté škvrny zodpovedajúce fosfátovému minerálu. V najvyšších polohách sa ich množstvo zväčšuje. V týchto partiách býva vápenec dolomitizovaný, miestami prechádza v dolomit.

Poznámky k chemizmu vápencov

Malm-urgónske vápence vysokotatranskej série na južnom úpätí horskej skupiny Mnícha v najzápadnejšej časti Liptovských holí podľa S. Poláška (1961) majú chemické zloženie pomerne homogénne, pričom sa jednotlivé podstatné zložky podľa väčšieho počtu rozborov pohybujú v týchto medziach:

SiO ₂	0,38—1,68 %
Al ₂ O ₃	0,29—2,19 %
Fe ₂ O ₃	0,08—0,42 %
CaO	53,48—55,54 %
MgO	0,16— 0,80 %
strata žíhaním	42,16—43,45 %

Z analýz vyplýva, že v západnej časti Liptovských holí sa jedná o čisté vápence (porov. klasifikáciu M. Mišíka 1959).

Podľa výskumov A. Goreka (1958) a výskumov vlastných nie sú východným smerom, resp. v najvýchodnejšej časti Vysokých Tatier vápence už natoľko čisté ako v západnej časti, pretože sa tu nachádza niekoľko dolomitových polôh a pozorovať postupný prechod z vápencov do dolomitov. Zrejme ide o diagenetické dolomity.

Sedimentačné podmienky dogger-urgónskych vápencov

Na strednotriasové dolomity resp. šošovku keupru transgredujú hrubozrnné krinoidové biosparity bajoku, ktoré možno považovať za sedimenty plytkého neritika, otvoreného morského prostredia. Základná mikritická časť vápenca bola v dôsledku pohybu morskej vody (morské prúdy alebo vlnenie) vymytá. Hornina je tvorená takmer úplne úlomkami krinoidových článkov, ktoré sú dobre vytriedené.

Laminované a hnedé celistvé vápence bathu predstavujú pokojnejšiu sedimentáciu s planktonickými organickými zvyškami. Oproti krinoidovým biosparitom sedimentovali v hlbších oblastiach. Sedimentácia pokračuje potom hrubozrnnými krinoidovými vápencami (biosparity), ktoré vyššie prechádzajú do krinoidových biomikritov. Krinoidové biomikrity sedimentovali pomalšie, za kľudnejších podmienok, kde vápnitý kal, ako základná hmota nebol z horniny vymytý. Ak porovnáme krinoidové biosparity a biomikrity prichádzame k záveru, že biomikrity sedimentovali skôr v hlbších ako plytších oblastiach.

Pre kelloway sú charakteristické mikritové vápence s hojnými úlomkami juvenilných schránok lamelibranchiátov (*Posidonia*, *Halobia*). Stručný prehľad názorov na ich pôvod uvádzajú M. Mišík (1964) a K. Borza (1969). Názory na sedimentáciu vápencov s úlomkami juvenilných schránok lamelibranchiátov sa rôznia. Niektorí autori ich považujú za litorálne alebo sublitorálne sedimenty

(W. Schwarzacher 1948, G. Craig 1955, H. Flügel 1967), iní predpokladajú, že vznikli ako batyálne sedimenty (G. Colom 1955, J. Aubouin 1965). V recentných moriach sa vyskytujú lamelibranchiátové schránky v litorálnom a sublitorálnom pásme. Podľa F. Raupacha (1952) sú veľké plochy morského dna v Kaspickom a Čiernom mori pokryté schránkami lamelibranchiátov, ktoré siahajú najviac do hĺbky 150 m. V Kaspickom mori dosahujú až do hĺbky 300 m. Lamelibranchiátové schránky poznáme z dnešného litorálneho a sublitorálneho pásma, chýbajú nám však poznatky o takomto vzniku v batyálnom pásme, prípadne vo väčších hĺbkach. Ako ukazujú výskumy M. L. Sandersa a kol. (1965) počet lamelibranchiátov na m² s hĺbkou rýchlo ubúda, takže výskyt lamelibranchiátových plôch vo veľkých hĺbkach je málo pravdepodobný. Na základe toho predpokladáme, že vápence s úlomkami juvenilných schránok lamelibranchiátov sú plytkomorské.

Vápence malmu poskytli dosť batymetrických, litologických (mikrity, pellety, mikroonkoidy, ooidy a intraklasty) a paleontologických údajov, na základe ktorých môžeme usudzovať na podmienky sedimentácie.

V oxforde a kimmeridge sa vyskytujú biomikrity rádiolariové resp. sakokomové. Vo vápencoch bolo zistené nepatrné množstvo nerozpustného zvyšku. Veľmi jemnozrnná štruktúra, ako aj nepatrné množstvo nerozpustného zvyšku predstavujú pokojnú sedimentáciu s planktonickými organickými zvyškami. Hĺbky, v akých sedimentovali vyššie uvedené vápence, nie je ľahké stanoviť. Podľa R. G. C. Bathursta (1967) sa mikritové vápence môžu tvoriť v rôznych hĺbkach v tichých vodách. Predpokladáme, že sedimentovali vo väčších hĺbkach ako vápence bathkellowaya.

V kimmeridge až neokóme okrem vyššie uvedených biomikritov sa prevažne vyskytujú pelmikrity, u ktorých podstatnú zložku tvoria pellety. Predpokladáme, že vznikli cestou anorganickou a sú agregátneho pôvodu, čomu nasvedčujú tieto fakty: 1. neprítomnosť úlomkov, ktoré by mali znaky intraklastov; 2. medzi pelletmi nepozorovať tvary, ktoré by mali znaky výkalových hľuziek (fecal pellets); 3. pellety majú prevažne stálu veľkosť, sú hlavnou zložkou vápencov; 4. organické zvyšky vyskytujúce sa vo vápencoch sa nachádzajú tak v pelletoch, ako aj v mikritovej základnej hmote.

Nevyklúčujeme však možnosť, že na ich tvorbe sa podieľali aj riasy. J. Leffeld—A. Radwański (1960) predpokladajú, že pellety (v ich ponímaní pseudoolity) vznikali činnosťou rias (*Cyanophyceae*). Oosparitová fácia sedimentovala v malých hĺbkach. V súčasných moriach dobre utvorené ooidy sa tvoria intenzívne v hĺbkach spravidla nepresahujúcich 2 m (N. D. Newell, E. G. Purdy—J. Imbrie 1960; D. J. J. Kinsman 1964; M. M. Ball, 1967; R. G. C. Bathurst 1967). Väčšie agregátne zrná boli doteraz nájdené v súčasných sedimentačných prostrediach v hĺbkach nepresahujúcich 10 m (L. V. Illing 1954, R. N. Ginsburg 1960, E. G. Purdy 1963, R. G. C. Bathurst 1967, J. P. Millimann 1967, L. V. C. Monty 1967). Ooidy nemajú

zvrstvenie a mohli sa tvoriť na mieste alebo boli pretransportované. O ich transporte by mohli svedčiť intraklasty. Na plytkovodný pôvod poukazujú tiež mikroonkoidy (porovnaj tiež J. Lefeld 1968).

V urgóne sedimentovali svetlé organodetritické vápence („proksymálne“ — J. Lefeld 1968), ktoré svojím zložením predstavujú typickú urgónsku faciú (E. Passendorfer 1922, D. Andrusov 1959 a i.). Vápence obsahujú malé úlomky rífortvorných organizmov (J. Lefeld 1968). Intrasparity sedimentovali v nehlbokom prostredí, v ktorom dochádzalo k rozsušeniu čiastočne spevneného materiálu. Nasvedčuje tomu prítomnosť intraklastickej zložky tvorenej z úlomkov vápencov. Na ich vzniku sa podieľala krátka erózia a transport, pretože úlomky sú nepatrne opracované. Vo vrchných častiach vápencov sa objavuje glaukonit a fosfátový minerál (najmä v Javorovej doline). Prítomnosť rias, koralov, serpul, rudistových lumachel, ako aj glaukonitu a fosfátového minerálu poukazujú na plytkovodnú sedimentáciu. Urgónskymi vápencami končí spodnokriedová sedimentácia, po ktorej došlo ku krátkodobému vyzdvihnutiu oblasti V. Tatier v dôsledku manínskej fázy (D. Andrusov 1959 a, b). Samotný vývin urgónu je prvým náznakom tohto dvíhania.

LITERATÚRA

- [1] Andrusov D., 1950: Tektonická stavba masívu Širokej. Geol. zbor. 1/1, Bratislava. — [2] Andrusov D., 1959a: Geológia československých Karpát II, Bratislava. — [3] Andrusov D., 1959b: Prehľad stratigrafie a tektoniky druhohorného pásma masívu Vysokých Tatier na území Slovenska. Geol. zbor. 10/1, Bratislava. — [4] Andrusov D., 1968: Grundriss der Tektonik der nördlichen Karpaten, Bratislava. — [5] Aubouin J., 1965: Geosynclines. Elsevir, Amsterdam — London — New York. — [6] Bac M., 1963: Budowa geologiczna Stołow pod Kominami Tyłkowymi w Tatrach Zachodnich. Acta Geol. Pol. 13/1, Warszawa. — [7] Ball M. M., 1967: Carbonate sand bodies of Florida and the Bahamas. J. Sediment. Petrol. 37/2, Menasha. — [8] Bathurst R. G. C., 1967: Depth indicators in sedimentary carbonates. Marine Geol. 5/5—6, Amsterdam. — [9] Borza K., 1959: Geologicko-petrografické pomery mezozoika Belanských Tatier a masívu Širokej. Geol. zbor. 10/1, Bratislava. — [10] Borza K., 1969: Die Mikrofazies und Mikrofossilien des Oberjuras und der Unterkreide der Klippenzone der Westkarpaten. SAV, Bratislava. — [11] Borza K., 1970: Nové poznatky o stratigrafii súľovského bradla. Geol. práce, Správy 51, Bratislava. — [12] Borza K. — Martíny E., 1962: Výskum glaukonitového vápenca albu Javorovej doliny. Geol. zbor. 13/1, Bratislava. — [13] Colom G., 1955: Jurassic-Cretaceous pelagic sediments of the western Mediterranean zone and the Atlantic area. Micropaleontology 1/2, New York. — [14] Craig G., 1955: The paleoecology of the top Hosie Shale (Lower Carboniferous) at a locality near Kilsyth. Quart. J. Geol. Soc., London. — [15] Flügel E. — Kirchmayer M., 1962: Zur Terminologie der Ooide, Onkoide und Pseudooide. N. Jb. Geol. Paläont. Monatsh. 3, Stuttgart. — [16] Flügel H. V., 1967: Die Lithogenese der Steinmühl-Kalke des Arracher Steinbruches (Jura, Österreich). Sedimentology 9/1, Amsterdam — London — New York. — [17] Folk R. L., 1959: Practical petrographic classification of limestones. Bull. Am. Assoc. Petrol. Geologists 43. — [18] Folk R. L., 1962: Spectral subdivision of limestone types. (In W. E. Ham: Classi-

fication of carbonate rocks, Symposium). Memoir No 1, Amer. Assoc. Petrol. Geologists. — [19] Ginsburg R. N., 1960: Ancient analogues of Recent stromatolites. Intern. Geol. Congr. Rep. 21 Sess., Part. 22, Copenhagen. — [20] Gorek A., 1958: Geologické pomery skupiny Červených vrchov, Tomanovej a Tichej doliny. Geol. zbor. 9/2, Bratislava. — [21] Grochocka-Rečko K., 1963: Budowa geologiczna Wyżniej Świstówki. Acta Geol. Pol. 13/2, Warszawa. — [22] Illing L. V., 1954: Bahaman calcareous sands. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 38/1, Tulsa. — [23] Kinsman D. J. J., 1964: The recent carbonate sediments near Halat el Bahrani, Trucial coast, Persian Gulf. Developments in Sedimentology 1, Amsterdam — London — New York. — [24] Kotański Z., 1956: O stratigrafii i paleogeografii kajpru wierchowego w Tatrach. Acta Geol. Pol. 6/3, Warszawa. — [25] Kotański Z. — Radwański A., 1960: Występowanie mikrofacji lombardiowej w malmie wierchowym Tatr. Przegląd geol. 9, Warszawa. — [26] Lefeld J., 1957: Budowa geologiczna Zawratu Kasprowego i Kopy Magury. Acta Geol. Pol. 7/3, Warszawa. — [27] Lefeld J., 1962: Preliminary stratigraphy of the High-Tatric Lower Cretaceous and some Palaeogeographic Problems of the Urgonian in the Tatra Mts. Bul. Acad. Pol. Sci. Ser. sci. geol. geogr. 10/3, Warszawa. — [28] Lefeld J., 1968: Stratygrafia i paleogeografia dolnej kredy wierchowej Tatr. Studia Geol. Pol. 24, Warszawa. — [29] Lefeld J. — Radwański A., 1960: Planktoniczne liliowce Saccocoma Agassiz w malmie i neokomie wierchowym Tatr Polskich. Acta Geol. Pol. 10/4, Warszawa. — [30] Lombard A., 1937: Microfossiles d'attribution incertaine du Jurassique supérieur alpin. Eclogae geol. Helv. 30, 2, Basel. — [31] Lombard A., 1945: Attribution de microfossiles du Jurassique supérieur alpin à des Chlorophycées (Proto- et Pleurococcacées). Eclogae geol. Helv. 38/2, Basel. — [32] Matějka A. — Andrusov D., 1931: Aperçu de la géologie des Carpathes occid. de la Slovaquie centrale et des régions avoisinantes. Knihovna Stát. geol. úst. 13 A, Praha. — [33] Milliman J. P., 1967: Carbonate sedimentation on Hogsty Reef, a Bahamian atoll. J. Sediment. Petrol. 37, 2, Menasha. — [34] Mišík M., 1959a: Návrh na jednotnú klasifikáciu a terminológiu zmiešaných karbonátických hornín. Geol. práce, Správy 16, Bratislava. — [35] Mišík M., 1964: Lithofazielles Studium des Lias der Grossen Fatra und des westlichen Teils der Niederen Tatra. Zborník geol. vied, Západné Karpaty 1, Bratislava. — [36] Monty L. V. C., 1967: Distribution and structure of Recent stromatolitic algal mats, Eastern Andros Island, Bahamas. Ann. Soc. Géol. Belgique 90/1—3, Bruxelles. — [37] Newell N. D. — Purdy E. G. — Imbrie J., 1960: Bahamian oölitic sand. J. Geol. 68/5, Chicago. — [38] Passendorfer E., 1922: Urgon w Tatrach. Spraw. P. I. G. I/4—6, Warszawa. — [39] Poláček S., 1961: Vysokoprocenční vapence malm-urgonu vysokotatranské serie. Geol. průzkum 8, Praha. — [40] Purdy E. G., 1963: Recent calcium carbonate facies of the Great Bahama Bank. J. Geol. 71/3—4, Chicago. — [41] Raupach F., 1952: Die rezente Sedimentation im Schwarzen Meer, im Kaspí und im Aral und ihre Gesetzmässigkeiten. Geologie 1, Berlin. — [42] Salaj J. — Samuel O., 1966: Foraminifera der Westkarpaten-Kreide. Bratislava. — [43] Sanders H. L. — Hessler R., — Hampson G., 1965: An introduction to the study of deep-sea benthic faunal assemblages along the Gay-Bermuda transect., Deep-Sea Res. 12. — [44] Schwarzacher W., 1948: Sedimentpetrographische Untersuchungen kalk-alpiner Gesteine. Hallstätterkalke von Hallstatt und Ischl. Jahrb. Geol. B. A. 91, Wien. — [45] Sieciarz K., 1963: Budowa geologiczna wschodniego zbocza Kopy Kondrackiej. Acta Geol. Pol. 13/2, Warszawa. — [46] Sulczewski M., 1963: Stromatolity z batonu wierchowego Tatr. Acta Geol. Pol. 13/1, Warszawa. — [47] Sulczewski M., 1963: Budowa geologiczna Malej Swistowky. Acta Geol. Pol. 13/2, Warszawa. — [48] Sulczewski M., 1968: Stromatolity jurajskie w Polsce. Acta Geol. Pol. 18/1, Warszawa. — [49] Veizer J., 1968: Obalová séria Vysokých Tatier — slovenská časť. Kandidátska dizertačná práca. Manuscript-archív GÚDŠ, Bratislava.

Vysvetlivky k tab. VI—IX

Tab. VI

O b r. 1 Krinoidový biosparit. Krinoidové články v dôsledku rekryštalizácie sú zmenené v monokryštalý kalcitu. Bajok, sv. stena Košiara, výbr. 3091, zväčš. 55×. — O b r. 2 Krinoidový biomikrit s mikrotylitolom, zvýrazneným hematitovým pigmentom. Bajok-bath, sv. stena Košiara, výbr. 3088, zväčš. 45×. — O b r. 3 Sivoružovkastý laminovaný vápenec. Striedanie sa lamín mikritu a mikrosparitu. V mikritových lamínach pozorovať náznaky tvorby pelletov („pseudoidov“). Bath, sv. sten Košiara, výbr. 3136, zväčš. 20×. — O b r. 4 Onkoidy v laminovanom vápenci. Bath, sv. stena Košiara, výbr. 3136, zväčš. 30×.

Tab. VII

O b r. 1 Mikrit s autigénnymi kryštálkami kremeňa. Sv. stena Košiara, bath, výbr. 3134, zväčš. 80×. — O b r. 2 Biomikrit s úlomkami juvenilných schránok lamelibranchiátov. Kelloway, sv. stena Košiara, výbr. 3132, zväčš. 60×. — O b r. 3 „Protoglobigerínový“ biomikrit. Kelloway, sv. stena Košiara, výbr. 3090, zväčš. 55×. — O b r. 4 Rádiolárový biomikrit. Oxford, sv. stena Košiara, výbr. 3086, zväčš. 55×.

Tab. VIII

O b r. 1 Pelmikrosparit. Kimmeridge, sv. stena Košiara, výbr. 3131, zväčš. 55×. — O b r. 2 Oosparit. Kimmeridge, sv. stena Košiara, výbr. 3125, zväčš. 26×. — O b r. 3 Dolomitizovaný pelmikrit. Kimmeridge, sv. stena Košiara, výbr. 3134, zväčš. 45×. — O b r. 4 *Orbitolina* sp. z organogénno-gravelových vápencov. Urgón, Košiar, výbr. 3169, zväčš. 45×.

Tab. IX

O b r. 1 *Macroporella* sp. v organogénno-gravelovom vápenci. Urgón, Javorová dolina, výbr. 3259, zväčš. 45×. — O b r. 2 Dolomitizovaný urgónsky vápenec. Javorová dolina, výbr. 3208, zväčš. 45×. — O b r. 3 Vápnitý dolomit s glaukonitom. Urgón, Javorová dolina, výbr. 3209, zv. 45×.

Mikrofoto K. Machaj.

K. BORZA

DIE STRATIGRAPHISCHE GLIEDERUNG DER KALKE DER HÜLLEN-SERIE DES JAVORÍNSKA ŠIROKÁ-MASSIVS

Die Kalke der Dogger-urgonischen Hüllenserie im Gebiet des Berges Javorínska Široká führen schlecht erhaltene Makrofauna, nach welcher es nicht möglich ist, ihr Alter genauer zu bestimmen. Wir gingen daher bei der Eingliederung in die einzelnen Stufen von der Analogie der einzelnen Kalk-Typen verschiedener Bereiche der Hohe Tatra-Serie, sowie von mikrofaziellen Untersuchungen, die in der Klippenzone eingehend durchgeführt worden sind (K. Borza 1969, 1970) aus.

Bajocien tritt in der NO-Wand des Košiar über mitteltriassischen Dolomiten, resp. einer Linse von Keuper, auf. Vertreten ist es durch rosarote und graue Crinoidenkalke. Die Crinoiden-Glieder sind rekristallisiert, durch Kalzit-Zement mit Regenerationscharakter verfestigt. Klastische Gesteine werden vereinzelt durch Dolomit-Bruchstücke und Quarz-

Körner dargestellt. Nach der Klassifikation von R. L. Folk (1959, 1962) können die angeführten Kalke als Crinoiden-Biosparit bezeichnet werden (Taf. VI, Abb. 1).

Im Hangenden der Crinoidenkalke tritt eine ungefähr 50 cm mächtige Lage bräunlicher lamierter und crinoidenführender Kalke auf. Im Dünnschliff ist zu beobachten, dass die dunkleren Feinschichten von Mikrit, die helleren von Mikrosparit gebildet werden. Als organische Reste enthalten sie *Globochaete alpina* Lombard, Radiolarien, Ostracoden, Foraminiferen (*Lenticulina* sp., *Fronicularia* sp., *Spirillina* sp., „Protoglobigerinen“). Örtlich kommen in den Kalken Lagen vor, in denen die Anzeichen der Bildung von „Pseudooiden“ (Pellets) (Taf. VI, Abb. 3) und Mikroonkoide (Taf. VI, Abb. 4) zu beobachten sind. Diese Kalke gehören höchstwahrscheinlich zu dem Bathonien.

Im Hangenden der Crinoidenkalke tritt eine Lage grauer und grau-rosaroter Crinoidenkalke auf, die stellenweise in kompakte Kalke mit Hämatit-Aggregaten übergehen. Die grauen und grau-rosaroten Crinoidenkalke sind den oben beschriebenen Crinoidenkalken ähnlich. Die rötlich-braunen kompakten Kalke mit Hämatit-Aggregaten sind biomikritisch. Sie enthalten Crinoiden-Glieder, „Protoglobigerinen“, *Fronicularia* sp., *Lenticulina* sp., *Involutina* sp., Radiolarien, Ostracoden und Bruchstücke juveniler Lamellibranchierschalen. Die angeführten Kalke reihen wir noch zu dem Bathonien.

Kelloway. Hierher gliedern hellgraue kompakte, von Schalenbruchstücken juveniler Lamellibranchier überfüllte Kalke (Taf. VII, Abb. 2). Hangendwärts nimmt in den Kalken die Anzahl von Radiolarien, Globochaeten und „Protoglobigerinen“ zu (Taf. VII, Abb. 3).

Oxford. In das Oxford zählen wir hellgraue, kompakte Kalke, im Dünnschliff mikritisch mit seltenen Pellets. An organischen Resten enthalten sie rekrystallisierte Radiolarien (Taf. VII, Abb. 4).

Kimmeridge-Tithon. Sind im Grunde den vorhergehenden Stufen ähnlich, durch graue kompakte, stellenweise oolitische Kalke vertreten. Charakteristisch für sie ist eine Saccocoma-Fazies. Bei diesen Kalken können einige Typen von Saccocomen-Fazies ausgegliedert werden:

- a) Mikrit-Fazies, wo Mikrit die Hauptkomponente des Sediments bildet,
- b) Pelmikrit- und Pelsparit-Fazies (Taf. VIII, Abb. 1), gebildet vorwiegend von Pellets Pelmikrite bis Pelsparite, stellenweise Mikrite. Kalke die Bruchstücke von Lamellibranchiersphärischer Gestalt ohne innerer Struktur,
- c) Oosparit-Fazies, bei welcher Ooide überwiegen (Taf. VIII, Abb. 2). Die übrigen Komponenten wie Pellets und Interklaste kommen in untergeordneter Menge vor.

Die Kalke enthalten ausser *Saccocoma* sp. noch *Globochaete alpina* Lombard, *Cadosina fusca* Wanner, *Cadosina lapidosa* Vogler, *Cadosina sublapidosa* Vogler, *Stomiosphaera moluccana* Wanner, Ostracoden, Radiolarien, Aptychen, kurze Bruchstücke juveniler Lamellibranchierschalen und *Involutina* sp.

In diesen Kalken sind auch Dolomit-Lagen zu beobachten, die das Ergebnis diagenetischer Vorgänge sind.

Oberes Tithon-Berriasien. Es handelt sich um rosarötliche Kalke, vorwiegend Pelmikrite bis Pelsparite, stellenweise Mikrite. Kalke die Bruchstücke von Lamellibranchierschalen, Ostracoden, Globochaeten, Belemniten, *Saccocoma* sp. und *Calpionella alpina* Lorenz enthalten, gliedern wir zu dem Tithon.

In höheren Partien wurde *Saccocoma* sp. nicht beobachtet, vereinzelt treten *Calpionella elliptica* Cadisch und *Tinninopsella carpathica* (Murgeanu et Filipescu) auf, nach denen wir die angeführten Kalke zu dem Berriasien reihen. Es sind vorwiegend Pelmikrit und Pelsparite, in denen auch Ooide und Onkoide vorkommen.

Valendis-Hauterive. Hierher zählen wir graue bis dunkelgraue Pelmikrit-, Pelsparit- und Oosparit-Kalke in höheren Lagen wird der Kalk schwach Crinoidenhaltig und

es erscheinen Interklaste. Von organischen Resten kommen ausser Crinoiden-Gliedern Bruchstücke von Lamellibranchier-Schalen, Stacheln von Seeigeln, vereinzelt *Nannoconus* sp., *Cadosina semiradiata* Wanner und die ersten Hedbergellen.

Urgon. Die Kalke mit Hedbergellen gehen zum Hangenden ih hellgraue feinkörnige organogene bis organodetritische Kalke mit Orbitolinen und Bruchstücken von Rudisten über. J. Lefeld (1962, 1968) sieht diese Entwicklung als der Riff-Fazies sehr nahe liegend an.

Im Dünnschliff sehen wir, dass der Kalk organogen-klastisch ist. Die Interklaste sind überwiegend Mikrit und Mikrosparit, vereinzelt enthalten sie (Intrasparite) *Calpionella alpina* Lorenz und *Globochaete alpina* Lombard.

Die organogen-klastischen Kalke führen reichhaltig, zumeist schlecht erhaltene organische Reste. Festgestellt wurden in ihnen *Orbitolina* sp. (Taf. VIII, Abb. 4), *Macroporella* sp. (Taf. IX, Abb. 1), *Petruscula* sp., Bruchstücke von Rudisten und Lamellibranchiern, Globochaeten, Stacheln von Seeigeln, Foraminiferen, vor allem vom Textularia-Typ, Hedbergellen, Milioliden, Crinoiden-Glieder — vorwiegend rekristallisiert, Bryozoen und Korallen.

In den Kalken wurde in zwei Horizonten eine Dolomitisation (Taf. IX, Abb. 2) festgestellt. Der Dolomit verdrängt die Kalke sowie auch die organischen Reste vollkommen. Er bildet Rhomboeder verschiedener Grösse, ist gegebenenfalls mittelkörnig.

In den obersten Partien der urgonischen Kalke ist das Vorkommen von Glaukonit (Taf. IX, Abb. 3) und schwärzliche, einem Phosphat-Mineral entsprechende Flecken zu beobachten. In den obersten Lagen vergrössert sich ihre Menge. In diesen Teilen pflegt der Kalk dolomitisiert zu sein, örtlich geht er in Dolomit über.

Die Sedimentationsbedingungen der Dogger/Urgon-Kalke

Die Crinoiden-Biosparite des Bajocien können als Sedimente des seichten Neritikums eines offenen Meeres-Bereiches angesehen werden. Die grundlegende mikritische Komponente des Kalkes wurde unter Einwirkung der Bewegung des Meerwasser (Meeresströmungen oder Wellengang) ausgewaschen.

Die laminierten und braunen kompakten Kalke des Bathonien stellen eine ruhigere Sedimentation mit planktonischen organischen Resten dar. Entgegen den Crinoiden-Biospariten sedimentierten sie in tieferen Regionen. Die Sedimentation setzt wieder mit grobkörnigen Crinoidenkalken (Biosparite) fort, die weiter oben in Crinoiden-Biomikrite übergehen. Die Crinoiden-Biomikrite sedimentierten langsamer, unter ruhigeren Bedingungen, wobei der Kalkschlamm als Grundmasse nicht ausgewaschen wurde. Bei einem Vergleich der Crinoiden-Biosparite und Biomikrite kommen wir zu dem Schluss, dass die Biomikrite in eher tieferen als seichteren Regionen sedimentierten.

Für das Kelloway sind mikritische Kalke mit häufigen Bruchstücken von Schalen juveniler Lamellibranchier charakteristisch, die wir als Flachseesedimente ansehen.

Im Oxford und Kimmeridge kommen Radiolarien- und Saccocomen-Biomikrite vor. In den Kalken wurde eine geringfügige Menge unlöslichen Restes festgestellt. Die Entstehungstiefe der oben angeführten Kalke ist nicht leicht zu bestimmen. Nach R. G. C. Bathurst (1967) können Mikrit-Kalke in ruhigen Wasser in verschiedenen Tiefen entstehen. Wir setzen voraus, dass sie in grösseren Tiefen sedimentierten als die Kalke des Bathonien-Kelloway.

In dem Kimmeridge bis Neokom kommen ausser den oben angeführten Biomikriten überwiegend Pelmikrite vor, deren ausschlaggebende Komponente an, dass sie auf anorganischem Wege entstanden sind und Aggregat-Ursprung besitzen worauf folgende Umstände hinweisen: 1. Fehlen von Bruchstücken die Anzeichen von Interklasten hätten; 2. unter den Pellets sind keine Formen zu beobachten, die Merkmale von Kotballen (fecal pellets) hätten; 3. die Pellets sind überwiegend gleichen Grösse, sie bilden Hauptkomponente der Kalke; 4. in den Kalken

vorkommende organische Reste befinden sich sowohl in den Pellets wie auch in der mikritischen Grundmasse.

Wir schliessen jedoch die Möglichkeit, dass sich auch Algen an ihrer Bildung beteiligten, nicht aus. Die Pellet- sowie die Oosparit-Fazies sedimentierten in Flachseen. Auf einen Flachsee-Ursprung weisen auch Mikroonkoide hin.

In dem Urgon sedimentierten helle organodetritische Kalke, welche durch ihre Zusammensetzung eine typische Urgon-Fazies darstellen. Intersparite sedimentierten in einem nicht tiefen Bereich, in welchem es zu Störungen des zum Teil verfestigten Materials kam. Dies bezeugt die Gegenwart einer Interklast-Komponente die aus Bruchstücken der Kalke besteht. Die Anwesenheit von Algen, Korallen, Serpulen, Rudisten-Lumachellen sowie von Glaukonit und Phosphatmineral weisen auf eine Flachsee-Sedimentation hin. Mit den urgonischen Kalken endet die unterkretazische Sedimentation, nach welcher es infolge der Manín-Phase (D. Andrusov 1959a), zu einem kurzfristigen Emporhoben des Gebietes der Hohen Tatra kam. Die Entwicklung des Urgons selbst ist das erste Anzeichen dieses Elevationsvorganges.

Erläuterungen zu Taf. VI—IX

Taf. VI

Abb. 1 Crinoiden-Biosparit. Crinoiden-Stielglieder infolge der Rekristallisation in Kalzit-Monokristalle umgebildet. Bajocien, NO-Wand des Košiar, Dünnschl. 3091, Vergr. 55×. — Abb. 2 Crinoiden-Biomikrit mit Mikrotylolith, durch Hämatit-Pigment hervorgehoben, Bajocien-Bathonien, NO-Wand des Košiar, Dünnschl. 3088, Vergr. 45×. — Abb. 3 Graurosarötlischer laminiertes Kalk. Wechsel von Mikrit- und Mikrospart-Feinschichten. In den Mikrit-Feinschichten ist die Andeutung der Bildung von Pellets („Pseudooide“) zu beobachten. Bathonien, NO-Wand des Košiar, Dünnschl. 3136, Vergr. 20×. — Abb. 4 Onkoide in laminiertem Kalk. Bathonien, NO-Wand des Košiar, Dünnschl. 3136, Vergr. 30×.

Taf. VII

Abb. 1 Mikrit mit authigenen Quarz-Kristallen. NO-Wand des Košiar, Bathonien, Dünnschl. 3134, Vergr. 80×. — Abb. 2 Biomikrit mit Bruchstücken juveniler Schalen von Lamellibranchiern. Kelloway, NO-Wand des Košiar, Dünnschl. 3132, Vergr. 60×. — Abb. 3 „Protoglobigerinen“-Biomikrit. Kelloway, NO-Wand des Košiar, Dünnschl. 3090, Vergr. 55×. — Abb. 4 Radiolarien-Biomikrit. Oxford, NO-Wand des Košiar, Dünnschl. 3086, Vergr. 55×.

Taf. VIII

Abb. 1 Pelmikrospart. Kimmeridge, NO-Wand des Košiar, Dünnschl. 3131, Vergr. 55×. — Abb. 2 Oosparit. Kimmeridge, NO-Wand des Košiar, Dünnschl. 3125, Vergr. 26×. — Abb. 3 Dolomitisiertes Pelmikrit. Kimmeridge, NO-Wand des Košiar, Dünnschl. 3134, Vergr. 45×. — Abb. 4 *Orbitolina* sp. aus organogen-graveligen Kalken. Urgon, Košiar, Dünnschl. 3169, Vergr. 45×.

Taf. IX

Abb. 1 *Macroporella* sp. in organogen-graveligem Kalk. Urgon, Javorová-Tal, Dünnschl. 3259, Vergr. 45×. — Abb. 2 Dolomitisierter Urgon-Kalk. Javorová-Tal, Dünnschl. 3208, Vergr. 45×. — Abb. 3 Kalk-Dolomit mit Glaukonit. Urgon, Javorová-Tal, Dünnschl. 3209, Vergr. 45×.

Mikrofoto K. Machaj

A. BEGAN—K. BORZA—E. KÖHLER—O. SAMUEL

STRATIGRAFICKO-LITOLOGICKÁ CHARAKTERISTIKA PROFILU VRTU MS-1 (JZ OD POVAŽSKEJ BYSTRICE)

Abstract. The present work gives lithological description and palaeontological characteristics of sediments from the bore-hole MS-1 (to the W of Považská Bystrica); Albian-Cenomanian sandstones and marls of the Manín nappe, Santonian-Campanian marls with sand strata of the Klippen belt; claystones, marly limestones and bioherm limestones of Middle Palaeocene (Thanetian).

Úvod

Juhozápadne a južne od Považskej Bystrice sú už dlhší čas známe relikty paleogénu ležiaceho zväčša na vrchnej kriede bradlového pásma. Najznámejšie sú výskyty v okolí kostolíka sv. Heleny a pri osade Makovec (v novších mapách Rybárikovo; keďže je však v geologickej literatúre zaužívaný názov Makovec, budeme ho v ďalšom texte používať). Spomína ich vo svojich prácach D. Andrusov (1945, 1965), ktorý ich považoval za senónske; paleocénny vek vrstiev udávajú J. Sallaj—O. Samuel (1963). Zoznam rias z biohermných rífových vápencov uvádza P. Lemoine (1924) a A. Schaleková (1964). Uvedené lokality spomína aj E. Scheibner (1968).

Treba zdôrazniť, že výskyty paleogénu neboli doteraz komplexne skúmané, pozornosť sa venovala prevažne rífovým vápencom. Pre získanie obrazu o vrstevnom slede paleogénu a jeho podložia bol r. 1969 situovaný vrt pri osade Makovec (obr. 1). JZ od nej sa nachádzajú dva bloky rífových vápencov, v ich okolí sú východy jemnozrnných zlepcov.

Litologicko-biostratigrafické vyhodnotenie vrtu MS-1

Alb-cenoman (hĺbka 55,0—150,0 m). Je zastúpený súvrstvím flyša, kde sa striedajú polohy sivých, prípadne zelenkastých slieňov s lavicami sivých jemnozrnných, prípadne strednozrnných pieskocov s vápnitým tmelom. V spodnej časti

(130—150 m hĺbka) je prevaha pieskovcov nad piesčítymi a slabopiesčítymi slieňmi. Vo vrchnej časti nadobúdajú prevahu sliene. Polohy pieskovcov sú 30—50 cm mocné. Pieskovce sú sivé, prevažne jemnozrnné, prestúpené žilkami druhotného kalcitu. Klastický materiál pieskovcov je zväčša neopracovaný; iba niektoré zrná, zvlášť v hrubozrnejších typoch pieskovcov, sú nepatrne zaoblené. Priemerná veľkosť zrna pieskovcov kolíše od 0,05—2 mm. Menej sú zastúpené strednozrnné pieskovce o veľkosti 0,3—0,5 mm. Hrubozrnné pieskovce nad 0,5 mm sú pomerne vzácne.

Najdôležitejšou zložkou všetkých pieskovcov sú zrná kremeňa (65—85 %) najrôznejších tvarov, takmer vždy ostrohranné. Obsahujú kvapalnú alebo plynnú uzavreninu (žilný kremeň). Bežne sa vyskytujú úlomky undulózne zhášajúce, prípadne drobnozrnné agregáty kremenných zrn laločnate a zubovite zrastené s ojedinelými šupinkami muskovitu a sericitu. Zdrojom boli kyslé vyvreniny a kryštalické bridlice, v menšej miere tiež sedimenty (zriedkavo zaoblené zrná).

Ďalšou zložkou sú úlomky hornín, a to melafýrov, kremitých porfýrov, kryštalických bridlíc a karbonátov. Zriedkavo boli pozorované úlomky kremitých pieskovcov, resp. kremencov a silicity. Zistilo sa, že obsah úlomkov karbonátov stúpa so zrnitosťou sedimentu.

Živce sú veľmi zriedkavé. Častejšie sú u hrubozrnejších variet, v jemnozrnejších typoch sa vyskytujú ojedinele. Živce sú často sericitizované. Draselné živce sú bežnejšie ako plagioklasy. Bázicita plagioklasov kolíše medzi oligoklasom a andezínom. Ojedinele bol zistený mikroklin. Zdrojom živcov boli kyslé vyvreliny.

Bežnou zložkou pieskovcov, hlavne jemnozrnných, sú sľudy, ktorých lupienky sú spravidla uložené paralelne so smerom vrstevnatosti. Hojnejšie sa vyskytuje muskovit, biotit je zriedkavý a býva chloritizovaný. Úlomky ílovitých bridlíc sa vyskytujú zriedkavo.

Z ťažkých minerálov sa vyskytuje zirkón, turmalín, rutil a zriedkavo granát. Ojedinele boli zistené zrná glaukonitu. Z epigenetických minerálov sa vyskytuje pyrit, ktorý miestami vytvára drobné zhluky.

Tmel pieskovcov je prevažne kalcitický, miestami vápnito-ílovitý, väčšinou bazálny, niekde pórovitý. Stupeň jeho rekryštalizácie sa mení podľa množstva jemne rozptýlených ílovitých minerálov, ktoré kryštalizáciu brzdia.

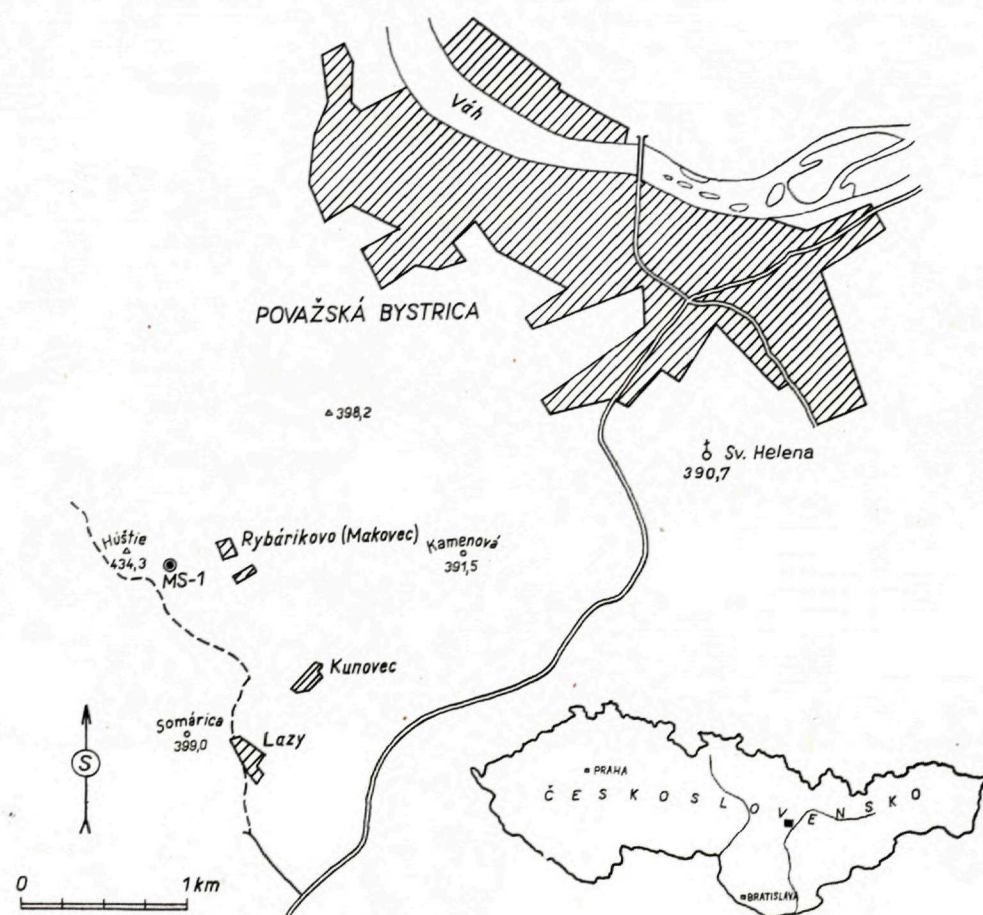
Organické zvyšky v pieskovcoch sú zriedkavé. Zistené boli prevažne zle zachované foraminifery, *Orbitolina concava* (L a m a r c k) (tab. X, obr. 1) — v hĺbke 84,0 až 84,5 m, *Solenopora* sp. a solitárny koral. Nájdená bola aj *Cadosina fusca* W a n n e r (hĺbka 94,0—95,0 m).

Poznamenávame, že pieskovce z hĺbky 63,0—63,5 m a 66,0—66,5 m majú väčšie zrná kremeňa, ako aj úlomky hornín, ktoré sú popraskané, a praskliny sú druhotne vyplnené kalcitom.

Sliene sú tvorené z ílovito-vápnitých zložiek. Mikroskopicky sme v nich zistili veľmi jemné lupienky ílovitých minerálov, muskovit a zriedkavo kremeň siltovej

veľkosti. Miestami však množstvo kremeňa stúpa a sliene sa stávajú piesčité, resp. prechádzajú do pieskocov.

Vyššie opísané súvrstvie prechováva asociácie foraminifér skladajúce sa predovšetkým z planktonických foriem. Bentósne dierkovce sú zastúpené premenlivo, podľa piesčitej prímеси v pelitickej zložke. Monospoločenstvá planktonických foraminifér sú viazané na „najčistejšie“ pelitické polohy. Medzi najbežnejšie druhy patrí „*Hedbergella*“ *roberti* (Gandolfi), *Hedbergella primula* (Lutterbacher), *Hedbergella raynaudi* (Sigal). V populácii uvedených druhov ojedinele sa vyskytuje i *Biticinella breggiensis* (Gandolfi), ktorá podľa názoru J. Salaja — O. Samuela (1966) je viazaná hlavne na apt. Keďže spomínaný druh nenesie žiadne stopy po redeponácii, treba spresniť jeho vrchné stratigrafické ohraničenie v Karpa-



Obr. 1 Situačné umiestnenie vrtu MS-1
Fig. 1 Situational position of bore-hole MS-1

toch v tom zmysle, že zasahuje až do albu. Na základe vertikálneho rozšírenia jednotlivých druhov prevažná časť opísaného súvrstvia stratigraficky zodpovedá spodnému až strednému albu (= subzóna *Haplophragmoides nonioninoides* a zóna *Thalmaninella ticinensis* v zmysle delenia J. Salaja — O. Samuela (1966). Vyššiu časť tohto súvrstvia kladieme na základe nálezu *Orbitolina concava* Lamarck (tab. X, obr. 1) do cenomanu.

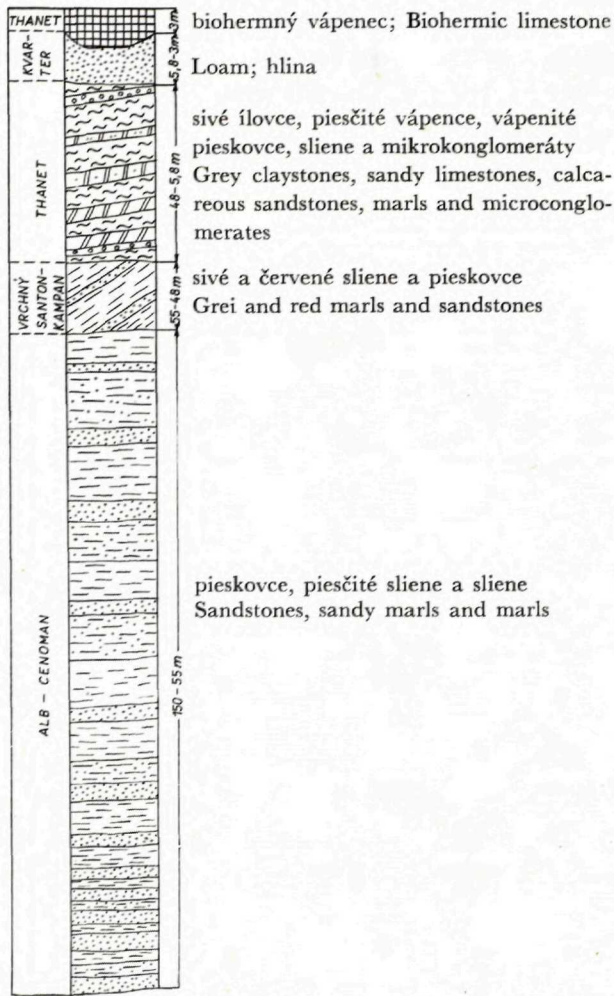
Tabuľka 1

Zoznam albských foraminifér MS-1	stupeň	alb			
	hĺbka v m	108	114	125	130
<i>Ammodiscus</i> cf. <i>rotularius</i> Loeb. & Tapp.		+	+	+	+
<i>Glomospira charoides</i> (Jon. & Par.)		+	+	+	+
<i>Glomospirella gaultina</i> (Berthelin)		+	—	+	—
<i>Haplophragmoides nonioninoides</i> (Reuss)		—	+	+	+
<i>Trochammina</i> cf. <i>concavata</i> Chapman		—	+	—	—
<i>Dorothia oxycona</i> (Reuss)		—	+	+	+
<i>Epistommina</i> ex gr. <i>spinulifera</i> (Reuss)		—	+	+	+
<i>Epistommina</i> cf. <i>reticulata</i> (Reuss)		—	+	+	—
<i>Conorboides umiatensis</i> (Tappan)		—	+	+	—
<i>Gyroidina infracretacea</i> Morozova		—	+	+	+
<i>Anomalina</i> (G.) ex gr. <i>intermedia</i> Berth.		+	+	+	+
<i>Biticinella breggiensis</i> (Gandolfi)		+	+	+	—
„ <i>Hedbergella</i> “ <i>roberti</i> (Gandolfi)		—	+	+	+
<i>Hedbergella infracretacea</i> (Glaessner)		+	—	+	+
<i>Hedbergella primula</i> Lutterbacher		+	—	+	+
<i>Hedbergella</i> aff. <i>raynaudi</i> (Sigal)		—	+	+	+
<i>Hedbergella trocoidea</i> (Gandolfi)		—	+	—	—
<i>Hedbergella washitensis</i> (Carsay)		+	—	—	—

Santon-kampan (hĺbka 48,0—55,0 m — pozri profil obr. 2) je tvorený červenkastými slieňmi so zriedkavými lavicami pieskovcov a v najvrchnejších polohách sa nachádzajú rozdrvené slieňe a pieskovce. Pieskovce sú sivé, vápnité, jemnozrnné, prestúpené žilkami druhotného kalcitu. Klastický materiál pieskovcov je ostrohranný. Veľkosť klastík sa pohybuje v rozmedzí 0,05—0,3 mm. Najbežnejšia veľkosť je 0,1—0,2 mm.

Najdôležitejšou zložkou pieskovcov sú zrná kremeňa (60—65 %) najrôznejších tvarov, temer vždy ostrohranné. Sú číre, s rôznymi uzavreninami (plynné a kvapalné), ktoré sú u niektorých zrn čiastočne usmernené. Časté sú tiež úlomky undulózne zhášajúce, zriedkavejšie jemnozrnné agregáty kremenných zrn zubovite do seba zapadajúce. Z ďalších zložiek sú to úlomky vyvrelých hornín, úlomky vápencov a dolomitov, úlomky ílovitých bridlíc. Živce sú veľmi zriedkavé. Bežne pozorujeme sľudy — najčastejší je muskovit, zriedkavejší chlorit a biotit. Z ťažkých minerálov sa vyskytuje zirkón, turmalín a rutil. Ojedinele boli zistené aj zrná glaukonitu. Z epigenetických minerálov pozorovať pyrit.

Oproti alb-cenomanským pieskovcom pozorujeme vyšší obsah zrn kremeňa, ná-



Obr. 1 Schematický profil vrtu MS-1

Fig. 2 Schematic cross-section of bore-hole MS-1

padne pokleslo zastúpenie úlomkov hornín, ako aj slúd. Tmel je karbonátový, bazálny a % jeho zastúpenia oproti alb-cenomanským pieskovcom stúplo (až 30%). Najspodnejšie polohy pieskovcov majú väčšie kremité zrná polámané a druhotne vyhojené kalcitom.

Slieňa sú tvorené z ílovito-vápnitých zložiek, často sú piesčité. Pestré slieňa „púchovského“ (gbelanského) typu v spodnej časti obsahujú druho-ve pomerne monotónnu globotrunkánovú asociáciu s dominujúcim postavením druhu *Globotruncana co-*

ronata. Bolli. Spolu s týmto druhom boli ojedinele zistené *Globotruncana* ex gr. *tricarinata* (Quereau), *Globotruncana* cf. *linneiana* (Orbigny) a *Globotruncana elevata* Brotzen, ktorá sa začína objavovať v najvyššom santone. Keďže ďalšie tri spomínané druhy neprechádzajú do kampanu, opísaný typ spoločenstva nám indikuje vrchnosantonský vek [= subzóna *Anomalina* (*Gavelinella*) *pseudocolata* podľa delenia J. Salaja — O. Samuela l. c.] najspodnejšej časti pestrých vrstiev.

Zoznam vrchnokriedových foraminifér z vrtu MS-1	stupeň	santon	kampan	
		vrchný	spodný	vrchný
	hĺbka v m	55	49	48
<i>Bolivinopsis spectabilis</i> Grzybowski	—	—	+	—
<i>Bolivina incrassata gigantea</i> Wicher	—	—	+	—
<i>Bolivinoïdes decoratus decoratus</i> Jones	—	—	+	—
<i>Stensioeina exsculpta</i> (Reuss)	—	—	+	—
<i>Globotruncana arca</i> (Cushman)	—	—	+	+
<i>Globotruncana contusa</i> (Cushman)	—	—	—	+
<i>Globotruncana coronata</i> Bolli	+	+	—	—
<i>Globotruncana elevata</i> Brotzen	+	+	+	+
<i>Globotruncana elevata stuartiformis</i> Dalbiez	—	—	+	+
<i>Globotruncana</i> cf. <i>linneiana</i> (Orbigny)	+	+	—	—
<i>Globotruncana rugosa</i> Marie	—	—	—	+
<i>Globotruncana</i> ex gr. <i>tricarinata</i> (Quereau)	+	+	—	—

Z vyššej časti pestrých vrstiev (tab. 2) sme získali druhy celkom odlišné spoločenstvá. Sú reprezentované druhmi, ktoré sa začínajú objavovať v kampane. Patrí k nim predovšetkým *Globotruncana arca* (Cushman), *Globotruncana rugosa* Marie a *Globotruncana contusa* (Cushman). V populácii týchto druhov sa ojedinele vyskytujú aj *Bolivina incrassata gigantea* Wicher, *Bolivinopsis decoratus* Jones, *Stensioeina exsculpta* (Reuss) atď. Uvedený typ asociácie je charakteristický pre kampan, pričom spoločenstvo získané napr. z hĺbky 49 m má veľa spoločných znakov s karpatskou zónou *Globotruncana arca*, kým spoločenstvá z hĺbky 48 m už so zónou *Globotruncana rugosa*.

Paleocén (thanet — hĺbka 5,8—48,0 m) je tvorený súvrstvím flyša, v ktorom sa v spodnej časti striedajú sivé ílovce s piesčitými slieňmi a slienitými vápencami (hĺbka 28,0—48,0 m) pričom prevahu majú ílovce, kým vo vyššej časti (5,8 až 28,0 m) sa striedajú ílovce s piesčitými vápencami resp. vápnitými pieskovicami a v najvrchnejších polohách aj s polohami jemnozrnných zlepcov. I tu majú prevahu ílovce.

Sliene až slienité vápence sú sivé, celistvé, miestami slabo škvrnité. Vo výbruse sú mikritové s hojnými organickými zvyškami predovšetkým foraminiferami (globigeriny, globotrunkány, gümbeliny), z ktorých časť je preplavená zo starších súvrství.

Tiež obsahujú vápňité riasy a *Distichoplax biserialis* (Dietrich). Sliene niekedy obsahujú siltovú prímes klastického kremeňa, ktorého množstvo miestami stúpa a sliene sa stávajú piesčité. Okrem zrn kremeňa (prevažne o veľkosti 0,05—0,1 mm) boli zistené aj lupienky muskovitu, chloritu a ojedinele zrná zirkónu. Z epigenetických minerálov obsahujú pyrit vo forme globúl alebo drobných kryštálikov. Zistený bol tiež hnedastý fosfátový minerál.

V spodnej časti súvrstvia sliňov (hĺbka 44,0—44,5 m) sa vyskytuje tenká vrstvička (1—2 cm) mikrokonglomerátov, tvorená prevažne úlomkami sliňov, resp. slienitých vápencov (časť je kriedová s globotrunkánami), menej zrnami kremeňa o veľkosti 0,1—0,2 mm. Uvedená poloha je veľmi bohatá na úlomky rias, ďalej sa tu nachádzajú úlomky schránok lamelibranchiátov (časť je rozpadnutá na drobné prizmy), foraminifery, machovky a krinoidové články. V tejto vrstvičke bola nájdená aj *Discocyclina* cf. *seunesi* Douvillé. Tmel mikrokonglomerátov je vápňitý.

Vápňité pieskovce sú prevažne jemnozrnné (0,1—0,2 mm), zriedkavo strednozrnné (0,3—0,5 mm), často prechádzajú do piesčitých vápencov.

Hlavnú klastickú zložku tvoria zrná kremeňa (6—30 %). Ostatné zložky sa vyskytujú v nepatrnom množstve. Z nich sú najhojnejšie úlomky karbonátov (1—5 %), zriedkavé sú agregáty kremenných zrn, silicity (pravdepodobne rádiolarity), muskovit, chlorit, ojedinelé sú živce (plagioklasy). Veľkosť klastík sa pohybuje v rozmedzí 0,05—0,5 mm, najhojnejšie 0,15—0,2 mm. Zriedkavo sa vyskytuje zirkón, turmalín,

Tabuľka 3

Zoznam paleocénnych (thanet.) foraminifér z vrtu MS-1	stupeň		Thanet						
	zóna	malé foramin.	<i>Globorotalia pusilla</i>						
		veľké foramin.	<i>Alveolina (Glomalveolina) primaeva</i>						
	hĺbka v metroch		9,5	14	16	29	31	39	44
<i>Globigerina</i> cf. <i>linaperta</i> Finlay			+	—	—	—	—	—	+
<i>Globigerina pseudobulloides</i> Plummer			—	—	—	+	+	+	—
<i>Globigerina spiralis</i> Bolli			+	—	—	+	—	—	—
<i>Globigerina triloculinoides</i> Plummer			+	+	+	+	+	+	+
<i>Globigerina varianta</i> Subbotina			—	+	—	+	+	—	—
<i>Globigerina velascoensis</i> Cushman			+	—	cf.	—	—	+	+
<i>Globorotalia</i> cf. <i>albeari</i> Cushman & Bermudez			—	—	—	+	—	—	—
<i>Globorotalia angulata</i> (White)			—	+	—	+	—	—	—
<i>Globorotalia angulata praepentacamerata</i> Šuckaja			—	—	—	+	—	—	—
<i>Globorotalia chapmani</i> Parr			—	+	—	—	—	—	—
<i>Globorotalia pusilla laevigata</i> Bolli			—	—	—	+	+	—	—
<i>Globorotalia</i> cf. <i>velascoensis</i> (Cushman)			—	—	—	—	—	—	+
prechodná forma medzi <i>T. (A.) inconstans praecursoria</i> (Morozova) a <i>Gr. angulata</i> (White)			—	+	—	+	—	—	—
<i>Turborotalia</i> (A.) cf. <i>acarinata</i> (Subbotina)			—	+	—	+	—	—	—

rutil a zrná trávovozeleného glaukonitu. Z epigenetických minerálov sa vyskytuje chlorit a pyrit. Zistený bol tiež hnedastý fosfátový minerál.

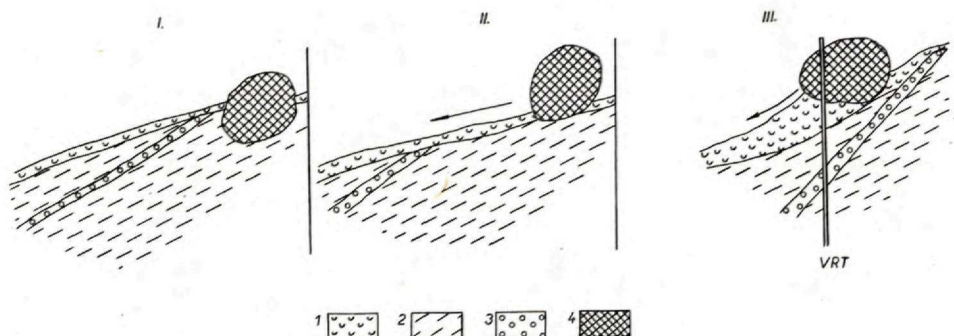
Vápenec je mikritový, prevažne však mikrosparitový. Organické zvyšky sú pomerne bežné. Obsahujú foraminifery (medzi nimi miliolidné formy hnedasto sfarbené — sfarbenie organického pôvodu — porovn. D. Andrusov 1950, str. 94), úlomky rias, *Distichoplax biserialis* (Dietrich), ihlice húb, úlomky diskocyklín a acikulárie (hnedasto sfarbené). Oproti santon-kampanským pieskovcom pozorovať zvýšenie vápencového podielu až nakoniec pieskovce prechádzajú do piesčitých vápencov. Vyšší je aj obsah organických zvyškov. Sivé litotamniové hrubozrnné pieskovce až mikrokonglomeráty vystupujú prevažne vo vrchnej časti vrtu (v hĺbke 5,8—12,0 m). Makroskopicky pozorovať, že sú tvorené drobnými úlomkami karbonátov, väčšie úlomky sú dobre opracované s nápadným výskytom litotamnií. Veľkosť klastíkov 0,3—10 mm, najbežnejšie 2—5 mm. Vo výbrusoch pozorovať, že hlavnú zložku tvoria úlomky vápencov (medzi nimi tiež vápence s „protoglobigerínami“, „filamentami“ a úlomky biohermných vápencov), dolomitov, silicitov (rádiolarity), zrná kremeňa (do 3 %), úlomky kremitých porfýrov, úlomky slieňov s globigerinami a globotrunkánami. Tmel mikrokonglomerátov je vápnný.

Organické zvyšky sú hojné. Najbežnejšie sú litotamnie, časté sú foraminifery (aglutinované, miliolidné formy, rotaliidy a i.) *Discocyclina seunesi* Douvillé, *Alveolina (Glomalveolina) primaeva* Reichel, *Alveolina (Glomalveolina) primaeva ludwigi* Reichel (tab. X, obr. 2), machovky, úlomky schránok lamelibranchiátov, krinoidové články, koralý a *Planorbulina* sp.

Malé foraminifery, ktoré sme získali z vyššie opísaného súvrstvia, opäť sa skladajú prevažne z planktonických foraminifér (tab. XII). Podľa najnovších údajov literatúry o planktonických foraminiférach, ako aj z vlastných skúseností z Karpát (O. Samuel 1965; O. Samuel—J. Salaj 1968) zistený typ asociácií môžeme paralelizovať so zónou *Globorotalia pusilla*, ktorá sa všeobecne koreluje s thanetským stupňom.

Biohermný vápenec (thanet — hĺbka 0,0—3,0 m) leží na 2,8 m hrubej vrstve hliny a nepochybne je premiestnený. Pôsobením exogénnych činiteľov a gravitácie posúvalo sa teleso po mierne uklonenom svahu, tlačiac pred sebou zvetrané sliene (obr. 3). Takýmto spôsobom sa dá vysvetliť veľká mocnosť hliny pod rífovým telesom, hoci v okolí vidieť, že zvetraný povrch má menšiu hrúbku. Takto možno vysvetliť, prečo sa teleso biohermného vápenca nachádza v nadloží vrstiev s *Alveolina (Glomalveolina) primaeva* Reichel, hoci obsahuje asociáciu trochu staršiu.

Biohermný vápenec je svetlý s nádychom do siva, žltá a miestami do hneda. Svetlejší odtieň možno pozorovať len pri povrchu telesa, vnútri je vápenec sivý až tmavosivý. Už makroskopicky pozorovať, že je tvorený prevažne riasami, miestami koralmi, ojedinele obsahujú veľké foraminifery. Štruktúra vápenca je biomikritová, miestami biosparitová. Ojedinele boli tiež zistené polohy s „pelletami“. V podstate



O b r. 3 Recentný pohyb vápencového bloku po miernom svahu.

I — Čiastočné vypreparovanie bloku a odnos okolitých, málo odolných sedimentov. II — Vypreparovanie celého bloku a začiatok jeho posunu svahom. III — Súčasný stav posunu bloku po svahu s tlačením zvetralín pred a čiastočne i pod sebou.

1 — hlina, 2 — sliene, 3 — mikrokonglomeráty, 4 — biohermný vápenc.

F i g. 3 Recent movements of limestone block along moderate slope.

I. Partly prepared block and transport of surrounding less resistant sediments

II. Fully prepared block, its initial shift along slope.

III. Present state of block shift along slope with wastes pushed in front of the block and partly under the block.

1 — loam, 2 — marls, 3 — microconglomerates, 4 — bioherm limestone

ide o mikritový vápenc v čiastočne rekrystalizovanom mikrosparite. Vápence sú dosť čisté, miestami však obsahujú siltovú prímes klastického kremeňa a ojedinele úlomky zirkónu, pyrit a autigénny chlorit.

V mikroskope pozorovať, že hlavnú časť organických zvyškov tvoria vápnité riasy, najčastejšie červené. P. Lemoine (1928), A. Schaleková (1964) uvádzajú odtiaľ tieto druhy: *Archeolithotamnium* ? *proprium* (Lemoine) Schaleková, *Lithophyllum quandrangulum* Lemoine, *Lithothamnium contraversum* Lemoine, *Jania* cf. *mengaudi* Lemoine, *Elianella elegans* Pfender — Basse, menej hojné *Pseudolithothamnium album* Pfender. Okrem rias boli zistené koralý (D. Andrusov 1958, tab. 8, 3), mechovky, krinoidové články, ostne ježoviek, ostrakódy, ihlice húb, úlomky schránok lamelibranchiátov, gastropódy. Zriedkavý je *Distichoplax biserialis* (Dietrich). Foraminifery sú hojné (miliolidné, rotaloidné, aglutinované formy, globigeríny), určené boli v prierezoch *Globigerina trilocolinoides* Plummer, *Globorotalia angulata* (White), *Planorbulina antiqua* Mangin, 1958 (= *Planorbulina uva* Scheibner 1968). Z veľkých foraminifér sú početné *Discocyclusina seunesi* Douvillé, *Discocyclusina* sp. a *Ranikothalia* cf. *sindensis* (Davies).

Na základe štúdia veľkých foraminifér možno konštatovať, že biohermný vápenc vznikol skôr, ako sa usadili vrstvy s alveolinami, pretože asociácia *Discocyclusina seunesi* Douvillé, *Ranikothalia* cf. *sindensis* (Davies) je považovaná za staršiu ako

asociácia s *Alveolina* (*Glomalveolina*) *primaeva* Reichel (porovn. napr. Y. Tambareau 1965, Y. Tambareau, J. Villatte 1968).

Záver

V študovanom profile vrtu boli paleontologicky preukázané 3 súvrstvia: alb-cenomanské, santon-kampanské a thanetské.

Alb-cenomanské pieskovce a sliene možno na základe poznatkov o geologickej stavbe širšieho okolia interpretovať ako súčasť manínskeho príkrovu, nasunutého na pienidné série bradlového pásma. Na tektonickom styku s podložím sa nachádzajú sliene a pieskovce santon-kampanu, ktoré predstavujú pravdepodobne tektonickú šupinu vrchnej kriedy bradlového pásma. V nadloží (tiež na tektonickom styku — prítomnosť drvenej zóny) je súvrstvie thanetu. Chýba tu teda maastricht a spodný paleocén. Hoci ide o tektonický styk, je tu hiát, ktorého najpravdepodobnejším objasnením je pôsobenie laramskej fázy vrásnenia.

Na základe stratigrafického rozboru a pozície bloku biohermného vápenca sme dospeli k záveru, že tento nie je na mieste (in situ), ale došlo k recentnému pohybu bloku po mierne uklonenom svahu vplyvom gravitácie. S týmto zjavom treba počítať aj pri interpretácii iných biohermných telies. Gravitačné posúvanie vápencových blokov po miernom svahu sa mohlo diať aj v morskom prostredí počas sedimentácie, čím možno aspoň čiastočne vysvetliť ich častú redeponovanosť.

Lektoroval: Akad. D. Andrusov

LITERATÚRA

- [1] Andrusov D., 1938: Rôle des Thallophytes dans la constitution des roches sédimentaires des Carpathes tchécoslovaques. Věst. král. čes. spol. nauk. Tř. mat.-přír., Praha. — [2] Andrusov D., 1945: Geologický výskum vnútorného bradlového pásma v Západných Karpatoch IV—V. Práce Št. geol. ústavu 13, Bratislava. — [3] Andrusov D., 1950: Skameneliny karpatských druhohôr. I. Rastliny a prvoky. Práce Št. geol. ústavu 25, Bratislava. — [4] Andrusov D., 1965: Geológia československých Karpát III, Bratislava. — [5] Lemoine P., 1924: Vápňité řasy z čel. Corallinaceae nasbírané v Západních Karpatech D. Andrusovem. Věst. Stát. geol. ústavu ČSR 915, Praha. — [6] Mangin J. Ph., 1958: Le Nummulitique sud-pyrénéen a l'Ouest de l'Aragon, Zaragoza. — [7] Salaj J. — Samuel O., 1963: Contribution to Paleogene of Myjavská pahorkatina, vicinity of Považská Bystrica, Žilina and Eastern Slovakia. Geol. zbor. SAV 14/1, Bratislava. — [8] Salaj J. — Samuel O., 1966: Foraminifera der Westkarpaten-Kreide. Bratislava. — [9] Samuel O. — Salaj J., 1968: Microbiostratigraphy and Foraminifera of the Slovak Carpathian Paleogene, Bratislava. — [10] Samuel O., 1965: Die Zonengliederung des westkarpatischen Paleogen auf Grund der planktonischen Foraminiferen. Geol. práce, Správy 37, Bratislava. — [11] Schaleková A., 1964: New Information of the Calcareous Algae in the Bioherm Limestones of the Paleocene-Lower Eocene in Western and Central Slovakia. Geol. zborn. SAV 15, Bratislava. — [12] Scheibner E., 1968: Contribution to the Knowledge of the Palaeogene Reef-Complexes of the Myjava—Hričov—Haligovka Zone (West Carpathians). Mitt. Bayer. Staatssaml. Paläont. hist. Geol. 8, München. — [13] Tambareau Y., 1965:

Observation sur le Thanétien des Petites Pyrénées. Bull. Soc. Hist. Nat. de Toulouse 100, Toulouse. — [14] Tambareau Y.—Villatte J., 1968: Les zones de grands Foraminifères du Paléocène (Thanétien-Sparnacien) de l'avant-pays pyrénéen à l'Est du plateau de Lannemezan et leur extension. Mémoires du B. R. G. M. 58, Paris.

A. BEGAN—K. BORZA—E. KÖHLER—O. SAMUEL

STRATIGRAPHICAL-LITHOLOGICAL CHARACTERISTICS OF THE WELL-LOG MS-1 (TO THE NW OF POVAŽSKÁ BYSTRICA)

In the Klippen belt and along its inner (southern) margin a particular Palaeogene facies is running, representing a subject of study in the last period.

The stratigraphic and tectonic position of the Paleogene has not been sufficiently determined as yet. The question, and the relation of Cretaceous to Palaeogene (Laramic phase) and of bioherm limestones to their host sequence had to be solved by means of the bore-hole MS-1 situated to the W of Považská Bystrica. In the area there are Palaeogene relicts on the Upper Cretaceous of the Klippen Belt, mentioned by D. Andrusov (1945—65) as Santonian. The beds are referred to Palaeocene by J. Salaj—O. Samuel (1963) and O. Samuel—J. Salaj (1968). The list of Algae from bioherm reef limestones was quoted by P. Lemoine (1924) and A. Schaleková (1964). In the cross-section of the bore-hole MS-1 three sequences were palaeontologically determined: Albian-Cenomania, Santonian-Campanian and Thanetian.

On the basis of informations about the geological structure of a wider area, the Albian-Cenomanian sandstones and marls may be interpreted as a component part of the Manín nappe thrust over the Pienid series of the Klippen belt. On the tectonic contact with the basement there are Santonian-Campanian marls and sandstones representing probably a tectonic slice of the Klippen belt Upper Cretaceous. In the overlies (tectonic contact — the presence of a crushed zone) there is a Thanetian sequence. Maastrichtian and Lower Palaeocene are absent most probably due to the Laramic folding phase.

Recent movements of a block of bioherm limestones along moderately declined slope, caused by gravitation, were also found. This phenomenon is evidently frequent and should be considered in interpretation of other bioherm formations. Gravitational shift of reef bodies along moderate slopes might also have passed in marine environment in the course of sedimentation. This may partly explain frequent redeposition of the bodies.

Vysvetlivky k tabuľkám X—XIII

Tab. X.

Obr. 1 Jemnozrnný pieskovec s *Orbitolina concava* (Lam.). Cenoman; vrt MS-1, hĺbka 84 m. Zväčš. 20×

Obr. 2 Hrubozrnný pieskovec s *Alveolina primaeva ludwigi* Reichel a *Discocyclus seunesi* Douvillé. Thanet; vrt MS-1, hĺbka 9,0—10,0 m. Zväčš. 20×

Tab. XI

Obr. 1 Biohermný organogénny vápenec s hojnými *Discocyclus seunesi* Douvillé. Na obraze vidieť ďalej mechovky, riasy a miliolidnú foraminiferu (? *Quinqueloculina* n. sp.); Thanet; vrt MS-1, hĺbka 0,0—2,0 m. Zväčš. 20×

Obr. 2 Biohermný organogénny vápenec. Na obraze vidieť prierez *Ranikothalia* cf. *sindensis* Davies, *Discocyclusina seunesi* Douvillé, *Planorbulina antiqua* Mangin (= *Planorbulina uva* Scheibner, 1968). Thanet; vrt MS-1, hĺbka 0,0—2,0 m. Zväčš. 20×

Tab. XII

Biohermný organogénny vápenec Rybárikovo (Makovec); vzorka odobraná z povrchu rífa. Zväčš. 75×

- 1 — *Globigerina triloculinoides* Plummer
- 2 — *Globigerina triloculinoides* Plummer
- 3 — *Globotruncana* ex gr. *contusa* (Cushman); redeponovaný exemplár
- 4 — *Globorotalia angulata* (White)
- 5 — *Globorotalia angulata* (White) a *Discocyclusina seunesi* Douvillé
- 6 — *Planorbulina antiqua* Mangin, 1958 (= *Planorbulina uva* Scheibner, 1968)
- 7, 8 — *Miliolidae* div. sp.

Tab. XIII

Biohermný organogénny vápenec Rybárikovo (Makovec); vzorka odobraná z povrchu rífa. Zväčš. 75×

- 1 — *Quinqueloculina* sp.
- 2 — *Quinqueloculina* sp. n.
- 3 — *Quinqueloculina* sp. n. a *Discocyclusina seunesi* Douvillé
- 4 — ? *Gaudryina* sp.

Explanation of Plates X—XIII

Plate X

Fig. 1 Fine-grained sandstone with *Orbitolina concava* (Lam). Cenomania, bore-hole MS-1, depth 84 m. Magnified 20×

Fig. 2 Coarse-grained sandstone with *Alveolina primaeva ludwigi* Reichel and *Discocyclusina seunesi* Douvillé, Thanetian, bore-hole MS-1, depth 9,0—10,0 m. Magn. 20×

Plate XI

Fig. 1 Bioherm organogene limestones with abundant *Discocyclusina seunesi* Douvillé. The figure shows Bryozoa, Algae and miliolid Foraminifera (? *Quinqueloculina* n. sp.), Thanetian, bore-hole MS-1, depth 0,0—2,0 m. Magn. 20×.

Fig. 2 Bioherm organogene limestones. The Figure also shows *Ranikothalia* cf. *sindensis* (Davies), *Discocyclusina seunesi* Douvillé, *Planorbulina antiqua* Mangin 1958 (= *Planorbulina uva* Scheibner 1968), Thanetian, bore-hole MS-1, depth 0,0—2,0 m. Magn. 20×

Plate XII

Biohermic Organogenic Limestone from Rybárikovo (Makovec); Sample Taken from Reef Surface 75×

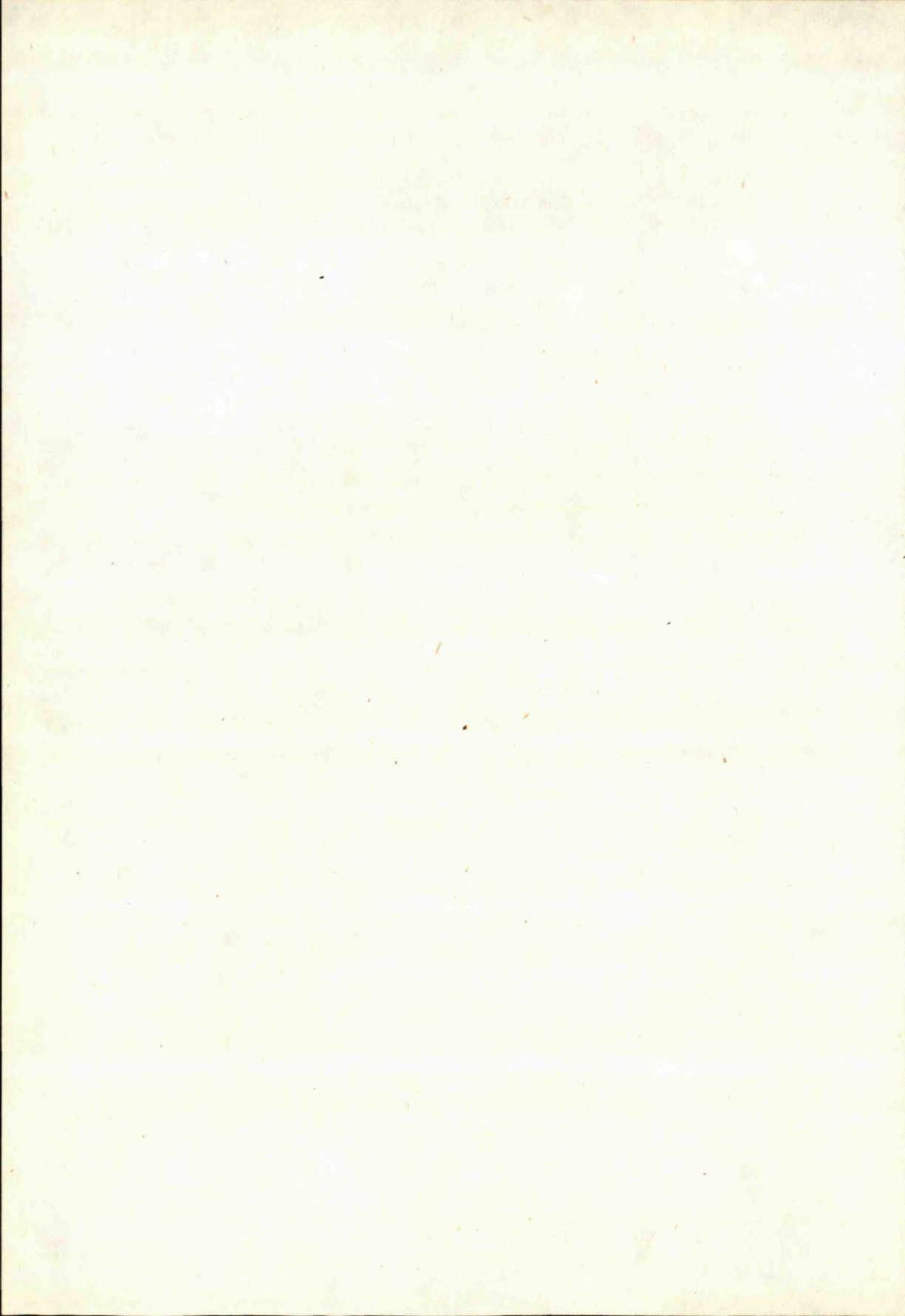
- 1 — *Globigerina triloculinoides* Plummer
- 2 — *Globigerina triloculinoides* Plummer
- 3 — *Globotruncana* ex gr. *contusa* (Cushman); redeposited specimen
- 4 — *Globorotalia angulata* (White)
- 5 — *Globorotalia angulata* (White) and *Discocyclusina seunesi* Douvillé

- 6 — *Planorbulina antiqua* Mangin, 195 (= *Planorbulina uva* Scheibner, 1968)
7, 8 — *Miliolidae* div. sp.

Plate XIII

Biohermic Organogenic Limestone from Rybárikovo (Makovec); Sample Taken from Reef Surface 75×

- 1 — *Quinqueloculina* sp.
2 — *Quinqueloculina* sp. n.
3 — *Quinqueloculina* sp. n. and *Discocyclina seunesi* Douvillé
4 — ? *Gaudryina* sp.



RUDOLF RUDINEC—JÁN SLÁVIK

GEOLOGICKÁ STAVBA PODLOŽIA VÝCHODOSLOVENSKEHO NEOGÉNU

Abstract. The authors are dealing with the basement of the Neogene in the eastern part of Slovakia. On the basis of deep boreholes and gravimetric measurements they distinguished Pre — Neogene and Neogene tectonic structures.

Východoslovenská neogénna oblasť je západnou časťou zakarpatského vnútorného prehybu, sformovaného v priebehu burdigalu až pliocénu. Leží na zložitom tektonickom uzle, na ktorom sa stretávajú štruktúry západokarpatské a východokarpatské a štruktúry panónskeho bloku — Tisze.

Plocha zakrytá sedimentami neogénu zaberá asi 3500 km².

Množstvo geologických — mapovacích, geofyzikálnych i vrtných prác dáva predpoklady pre vytvorenie prvého variantu geologickej mapy podložia neogénu východného Slovenska.

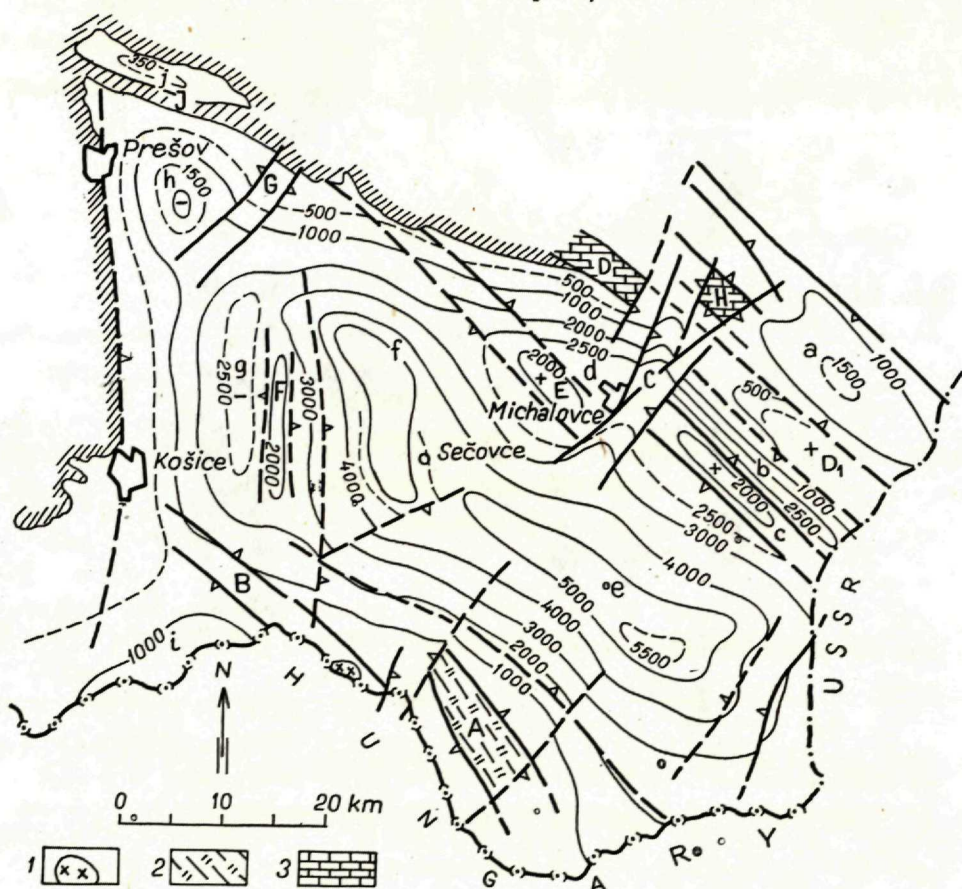
Reliéf podložia

Na základe konfrontácie gravimetrických meraní s doposiaľ vyhlbenými hlbokými vrtmi (R. Rudinec 1969) možno konštatovať, že podložie panvy má prepadlinovo-synklinálnu štruktúru, paralelnú s priebehom východokarpatských štruktúr, t. j. sz.—jv. smeru, pričom os panvy prebieha v smere Kecerovské Pekľany—Sečovce—Veľké Kapušany s postupným ponáraním sklonu osi od SZ k JV a miernym stúpaním v pohraničnej oblasti.

Extrémne hodnoty bouguerových anomálií v osi panvy sa pohybujú od —10 mgal na západe (košická kotlina) do +20 mgal na východe (M. Bližkovský 1961; J. Hadačovský 1964; J. Odstrčil 1965).

Predpokladaná maximálna hĺbka podložia v osovej časti depresie je 5 km. Na J je neogénna panva obmedzená zložitou zemplínskou a myšľansko-byšľanskou hrasťou, ktoré sú západnými časťami zemplínsko-beregovskej elevácie (J. Slávik 1968).

Hodnoty bouguerových anomálií dosahujú na hrasti 40 mgal. Os zemplínskej hraste má priebeh SSZ—JJV a je odklonená od osi panvy asi o 30°.



Obr. 1 Štruktúrne-hypsometrická mapa podložia východoslovenského neogénu. 1 — kryštalinikum, 2 — paleozoikum, 3 — mezozoikum, 4 — okraj neogénnej panvy. Štruktúrne elevácie podložia: A — zemplínska, B — myšlansko-byštanská, C — iňačovská, D — humensko-užhorodská, E — pozdišovská, F — ďurkovská, G — hanušovská, H — jovská, I — kapušanská. Štruktúrne depresie podložia: a — choňkovská, b — závadská, c — priečna michalovsko-klokočovská, d — strážska, e — centrálna depresia, f — sečovská, g — čižatická, h — prešovská, i — komárovská, j — čelovecká.

Fig. 1 Structural-Hypsometric Map of the Basement of the Neogene of East Slovakia. 1 — Crystalline, 2 — Paleozoic, 3 — Mesozoic, 4 — Margin of the Neogene basin; *Structural elevations of the basement*: A — of Zemplín, B — of Myšľa — Byšta, C — of Iňačovce, D — of Humenné — Užhorod, E — of Pozdišovce, F — of Ďurkov, G — of Hanušovce, H — of Jovsa, I — of Kapušany. *Structural depression of the basement*: a — of Choňkovce, b — of Závadka, c — Transverse Michalovce—Klokočov depression, d — of Strážske, e — Central depression, f — of Sečovce, g — of Čižatica, h — of Prešov, i — of Komárovoce, j — of Čelovece

Severný okraj neogénnej panvy tvorí priútesová elevácia (J. Slávik 1968), na ktorej sú tektonicky zblížené mezozoické jednotky centrálnych západných Karpát a bradlového pásma. Tieto prebiehajú paralelne od hornádskeho zlomu až po vihorlatský priečný zlomový systém (B. Leško—J. Slávik 1967). Na východ od vihorlatského zlomového systému dochádza k ich divergencii — elevácia bradlového pásma zachováva východokarpatský smer, zatiaľ čo vnútorné — humenské — mezozoikum vytvára humensko-užhorodskú hrasť, ktorá sa diagonálne ponára pod neogén. Medzi humensko-užhorodskou hrasťou a bradlovým pásmom zostáva zovretá choňkovecká neogénna depresia. Hodnoty bouguerových anomálií na elevácii bradlového pásma i na humensko-užhorodskej hrasti (aj v oblasti, kde ich priebeh je paralelný) dosahujú 30 mgal.

Západný okraj neogénu je kontrolovaný hornádsnym zlomovým systémom s j. smeru, pozdĺž ktorého stupňovite neogén zaklesáva. Hodnota bouguerových anomálií na z. strane zlomového systému dosahuje +20 mgal. Na v. strane až —10 mgal.

Geologická stavba podložia

Metamorfované predmezozoické formácie

Najstaršími horninami tvoriacimi podložie neogénu je kryštalikum, ktoré patrí rôznym tektonickým jednotkám:

a) Sú to varisské granitoidy Čiernej hory, ktoré sa pod miocén ponárajú s. od Košíc. Ich plošný rozsah podľa dnešnej interpretácie nie je veľký. Sú to hlavne mylonitizované biotitické granodiority, prechádzajúce do žulorúl, blastomylonitov a chlorit-sericitických bridlíc.

b) Predvarisské proterozoické (?) kryštalické jadro zemplínskeho ostrova vystupuje na povrch iba v okolí obce Byšta. Tvoria ho chloriticko-muskovitické a sericitické svory, sericiticko-kremité fylonity, grafiticko-muskovitické svory, silimaticko-granáticko-biotitické pararuly a amfibolity (J. Magyar 1969). Plošný rozsah týchto hornín podložia neogénu je nevelký (max. niekoľko desať km²).

c) Na povrchu neznáme kryštalikum v podloží terciéru predpokladáme v oblasti kapušanskej hraste na severozápadnom okraji východoslovenského neogénu. Tu v kumulodómoch a semiintrúzičných telesách granátických, amfibolických andezitov a diorit-porfýritov sa nachádzajú uzavreniny biotitických granátických svorov s granátmi až 1 cm veľkými, o ktorých niet pochýb, že boli vytrhnuté z podložia pri extrúzii magmy. Ich stratigrafická ani tektonická pozícia nie je doposiaľ známa. Vnútorňou pozíciou voči bradlovému pásmu ich však možno pričleniť ku karpatskému kryštalikumu, ktorého najbližší ekvivalent treba hľadať v oblasti Braniska.

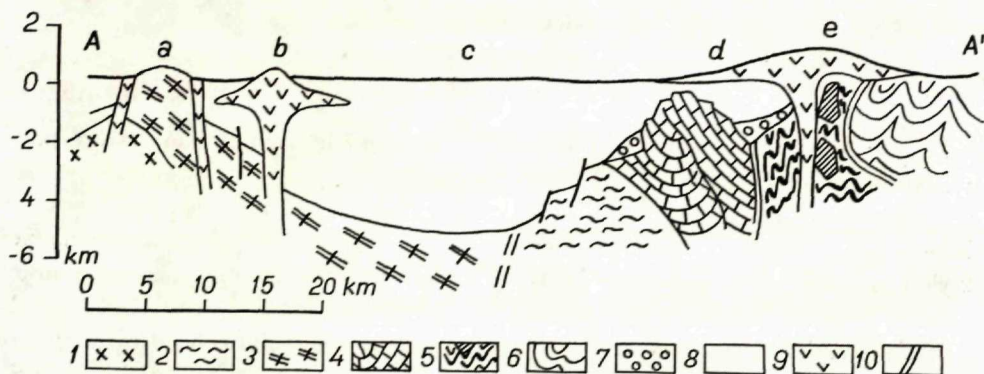
d) V južnej časti košickej kotliny pod sedimentárny neogén zabieha epimetamorfované série Spišsko-gemerského rudohoria. Sú to kambrosilúrske fylity gelnickej série a devónske fylity série rakoveckej. Miestami sú tu v podloží prítomné i ultra-

báziká. V oblasti Jasova sa na stavbe podložia zúčastňuje i juhogemeridný morský vývoj vrchného paleozoika. Podľa priebehu gravitačného poľa možno predpokladať, že gemeridné jednotky sa v tejto oblasti stáčajú k JJZ a ich pokračovanie nemožno hľadať v oblasti zemplínskeho ostrova.

e) Severnejšiu časť centrálnej depresie východoslovenského neogénu budujú epimetamorfované, svetlozelené, sericitické, grafiticko-sericitické aj kremité fylity s veľmi jemnou klivážou. Boli identifikované vo vrtoch Iňačovce-1, Iňačovce-2 a Pozdišovce-1. Miestami obsahujú tenké vložky kryštalických vápencov (Iňačovsko-pozdišovský blok).

Nemetamorfované až anchimetamorfované predmezozoické formácie

Značnú časť podložia východoslovenskej panvy budujú predmezozoické jednotky s veľmi slabým až nezreteľným stupňom metamorfózy. Ich povrchovým ekvivalentom je mladšie paleozoikum zemplínskeho ostrova, pravdepodobne iba karbón



Obr. 2 Priečný geologický profil východoslovenským neogénom. 1 — kryštalické podložie zemplínskeho ostrova, 2 — epimetamorfované série pozdišovsko-iňačovského bloku, 3 — nemetamorfované až anchimetamorfované súvrstvia mladšieho paleozoika zemplínskej elevácie, 4 — mezozoické formácie Humenského pohoria, 5 — mezozoikum bradlového pásma, 6 — magurský flyš, 7 — centrálne-karpatský flyš, 8 — výplň neogénnej panvy (zakarpatský vnútorný prehyb), 9 — neovulkanity, 10 — najvýznamnejšie tektonické línie: a) zemplínska hrásť, b) vulkanické horniny pásma Sírnik — Hráň, c) centrálna depresia východoslovenského neogénu, d) choňkovská depresia, e) vulkanický masív Vihorlat

Fig. 2 Geological Cross Profile of the Neogene of East Slovakia. 1 — Crystalline basement of Zemplín „island“, 2 — Epimetamorphosed series of the Pozdišovce—Iňačovce block, 3 — Unmetamorphosed to anchimetamorphosed Upper Paleozoic complexes of the Zemplín elevation, 4 — Mesozoic formations of the Humenské pohorie Mts., 5 — Mesozoic of the Klippen belt, 6 — Magura Flysch, 7 — Central Carpathian Flysch, 8 — Filling of the Neogene basin (Transcarpathian inner deep), 9 — Neovolcanites, 10 — Most important tectonic lines. a — Zemplín horst, b — Volcanic rocks in the strip of Sírnik—Hráň, c — Central depression of the Neogene of East Slovakia, d — Choňkovce depression, e — Vihorlat volcanic massif.

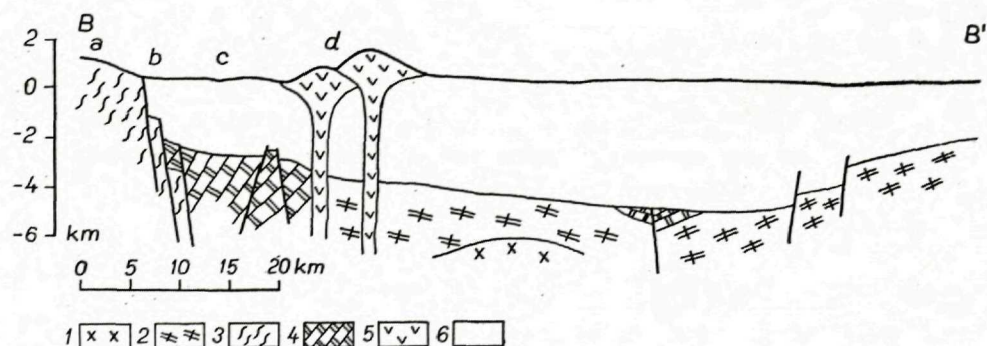
a perm. Karbón reprezentuje cyklicky sedimentárne detritické morské súvrstvie s diabázmi a s ojedinělými slojkami uhlia metaantracitického typu. Bez zreteľnej diskordancie prechádza do permského detritického súvrstvia — silne muskovitických arkóz až muskovitických bridlic s vložkami konglomerátov, ako aj kremitých porfýrov a ich tufov.

Ekvivalentné súvrstvie bolo navrátané v panve vo vrte Ptrukša-2 v oblasti slovensko-sovietskeho pohraničia. Na základe súčasného stavu poznatkov možno predpokladať, že tento nemetamorfovaný až anchimetamorfovaný blok buduje podstatnú časť neogénneho podložja panvy v. od Prešovsko-tokajského pohoria až po sovietske hranice.

Mezozoické podložie neogénu

Mezozoické súvrstvia vystupujú v troch úsekoch podložja východoslovenského neogénu: v košickej kotline, pozdĺž s. okraja neogénu, a v priečnom páse sv.—jz. smeru, prebiehajúceho od v. okraja zemplínskeho ostrova do oblasti Stretavy.

a) Mocné súvrstvie mezozoika v košickej kotline je overené vrtom Ďurkov-1, ktorý v hĺbke 2100 m zachytil komplex karbonátov, mocný vyše 700 m. Interpretáciou geofyzikálnych údajov dospievame k záveru, že mezozoikum v tejto oblasti



O b r. 3 Pozdĺžny geologický profil východoslovenskou neogénnou oblasťou. 1 — kryštalinikum, 2 — nemetamorfované až anchimetamorfované vrchnopaleozoické súvrstvia, 3 — epimetamorfované súvrstvia a granitoidy Spiško-gemerského rudohoria, 4 — mezozoické formácie vcelku, 5 — neovolkanity, 6 — neogénna výplň; a) Spiško-gemerské rudohorie; b) hornádsky zlomový systém; c) košická kotlina, d) Prešovsko-tokajské pohorie

Fig. 3 Geological longitudinal — Profile of the Neogene Area of East Slovakia. 1 — Crystalline, 2 — Unmetamorphosed to anchimetamorphosed Upper Paleozoic complexes, 3 — Epimetamorphosed complexes and granitoids of the Spiško-gemerské rudohorie Mts., 4 — Mesozoic formations generally, 5 — Neovolcanites, 6 — Neogene filling, a — spiško-gemerské rudohorie Mts., b — Hornád Fault System, c — Basin of Košická kotlina, d — Prešovsko-Tokajské pohorie Mts.

vyplňa hlbokú jazvu, paralelnú s hornádkym zlomom, zaberajúcu takmer celú košickú kotlinu. Súvrstvie je homogénne a tvoria ho vápence a dolomitické vápence triasu. Tektonická príslušnosť tohto karbonatického komplexu zostáva zatiaľ nejasná. Najpravdepodobnejšia je jeho príslušnosť k mezozoickým komplexom obalu Čiernej hory.

b) Pozdĺž s. okraja východoslovenského neogénu vystupujú mezozoické komplexy, dobre odkryté najmä v oblasti Humenského pohoria. Je to detriticko-karbonatické súvrstvie v rozsahu trias až neokóm. Okrem vlastného pohoria vystupuje ešte v útržkoch pri Podčičve a pri Pavlovciach. Toto mezozoikum v podloží panvy nesiahá asi j. od čiar Prešov—Vranov—Užhorod. Neogénne súvrstvie vo vihorlatskej oblasti presahuje rozsah humenského mezozoika, takže podloží neogénnej panvy sú v malých úsekoch aj mezozoické súvrstvia bradlového pásma, a to jednak v oblasti čeloveckej formácie a jednak v oblasti choňkovskej depresie. V oboch týchto prípadoch však medzi miocénom a bradlovým obalom leží tenké súvrstvie centrálnekarpatiského resp. beňatinského (porov. B. Leško 1964) flyšu. Neogén priamo na bradlovom obale spočíva jedine v malom útržku s. od Vihorlatu v okolí Modrej nad Cirochou. Tento útržok je aj jediným miestom na východnom Slovensku, kde neogénne súvrstvie presahuje cez bradlové pásmo do vonkajších Karpát.

c) Tretí výskyt mezozoika možno lokalizovať na okolie Ladmoviec, odkiaľ pokračuje po východnom okraji zemplínskeho ostrova transversálne do oblasti Stretavy. Na povrchu je zistený ne zemplínskej hrasti a jeho zásah do oblasti Stretavy signalizujú úlomky karbonátov v ryolitových pyroklastikách tortónu vo vrtoch v okolí Stretavy. Jeho priebeh koinciduje s priebehom mezozoickej zóny na panónskom bloku v Maďarsku. O tom, že ide o úzku jazvu, svedčí zatiaľ fakt, že východnejšie, v oblasti Ptrukše, bolo vrtom zachytené podložie ekvivalentné muskovitickým arkózam a arkózovitým pieskvcom permu zemplínskeho ostrova. Okrem karbonátov v tomto pásme vystupujú na perme diskordantne uložené kvarcité triasu.

Paleogénne podložie východoslovenského neogénu

V úzkom pruhu, lemujúcim priútesovú eleváciu, vystupuje pozdĺž s. okraja neogénnej panvy súvrstvie centrálnekarpatiského paleogénu, najmä eocénneho veku. zastúpené predovšetkým epikontinentálnymi, hrubo až jemne klastickými sedimentami. Nápadné je náhle zúženie rozsahu centrálnekarpatiského paleogénu od hornádskeho zlomu na V.

Centrálnekarpatiský paleogén má šírku sotva 10 km (merané od bradlového pásma) a v podloží neogénu sa jeho šírka pohybuje iba v rozsahu niekoľkých km

Nedostatočne je známa j. hranica centrálnekarpatiského paleogénu v košickej kotline.

Tektonika podložia východoslovenského neogénu

Najzávažnejšie zlomové tektonické štruktúry v podloží východoslovenského neogénu môžeme rozdeliť do dvoch skupín. Prvú z nich tvoria tektonické línie, ktoré zohrali významnú úlohu pri predneogénnom formovaní fundamentu a majú predovšetkým charakter významných geologicko-tektonických hraníc. Druhú skupinu tvoria tektonické línie neogénneho veku, ktorých význam spočíva predovšetkým v tom, že vytvárajú morfológiu panvy.

Predneogénne štruktúry

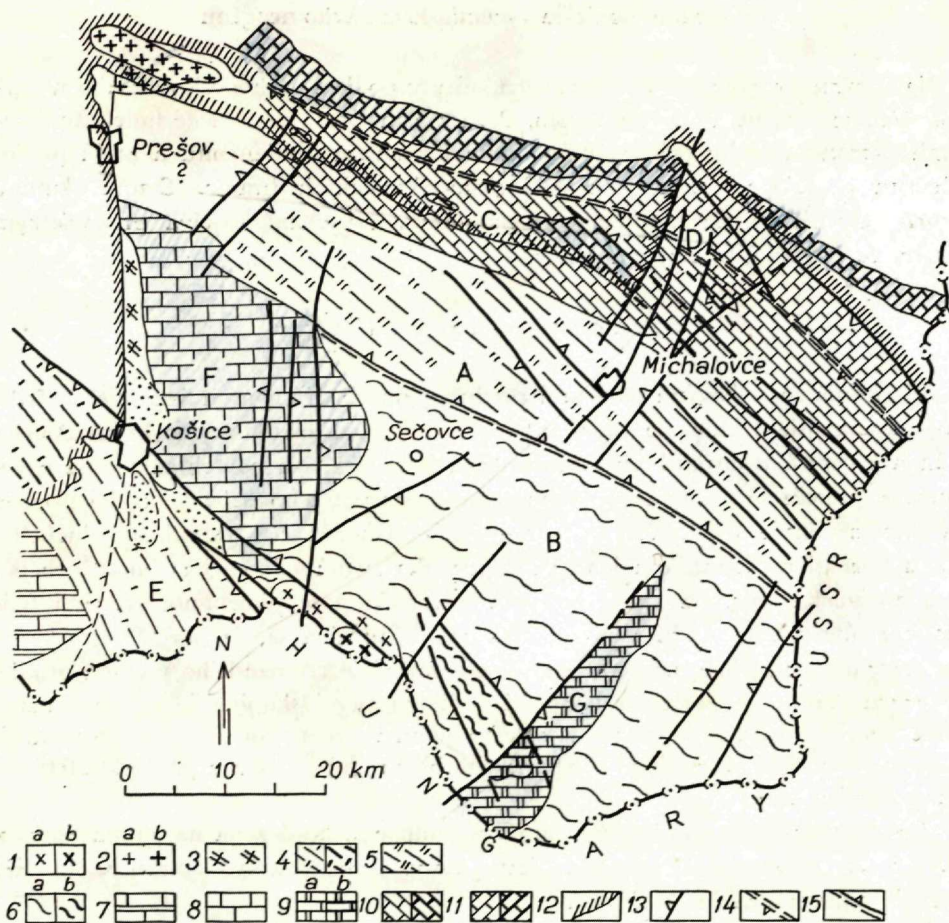
Tieto línie sú stykovými plochami predneogénnych vrásnených jednotiek. Medzi najvýznamnejšie tektonické línie tejto skupiny patrí tektonický styk bradlového pásma a centrálnokarpatských mezozoických jednotiek. Na povrch táto línia nevystupuje, pretože je prikrytá súvrstvím centrálnokarpatského paleogénu. Jej priebeh sa približne kryje s čiarou Hanušovce—Ptičie—Choňkovce. Na základe dnešného stavu poznatkov tento zlom interpretujeme ako strmú tektonickú líniu. Južnejšie leží tektonická línia, na ktorej sa stýka mezozoikum s epimetamorfovanými fylitickými súvrstviami pozdišovsko-iňačovského bloku. Zdá sa, že pozdĺž tejto stromo na sever uklonenej línie upadajú mezozoické formácie Humenského pohoria prudko k severu. Treťou významnou tektonickou líniou prvej skupiny je predpokladaná línia medzi fylitmi pozdišovsko-iňačovského bloku a nemetamorfovanými, resp. anchi-metamorfovanými súvrstviami zemplínskeho bloku. Jej situácia a priebeh zatiaľ nie sú spoľahlivo určené.

Tektonickou líniou predneogénneho významu je styková zóna nasunutia Spišsko-gemerského rudohoria na komplex Čiernej hory. Tento styk sa v oblasti Košíc stáča na JJV a prechádza do Maďarska.

Dôležitú funkciu pri predneogénnom vývoji plnili hornádsky a vihorlatský zlomový systém. Pozdĺž hornádskeho zlomového systému došlo zrejme už pred neogénom k poklesu mezozoických formácií, ktoré sa takto v neredukovanej mocnosti zachovali ako základ neogénu centrálnej časti košickej kotliny. Podobne aj pozdĺž vihorlatského zlomového systému došlo ku zaklesnutiu karbonatických, pravdepodobne triasových súvrství, ktoré sa takto zachovali v podobe jazvy medzi v. okrajom zemlínskeho paleozoika a Stretavou.

Neogénne štruktúry

Druhú skupinou zlomov sú neogénne zlomy, ktoré iba morfológicky diferencujú panvu a postihujú jej neogénnu výplň. Najvýznamnejšie z nich z hľadiska štruktúry panvy sú zobrazené na obrázku 1 a 2. Tieto zlomy môžeme zhrnúť do dvoch systémov — *pozdĺžneho*, ktorý má voči okraju panvy diagonálnu orientáciu a vytvára



Obr. 4 Geologická mapa predterciérneho podložja východoslovenského neogénu.

1 a b — kryštalínium v oblasti Byšty, vystupujúce na povrch, resp. zakryté; 2 — mezozonálne metamorfované kryštalínium v podloží kapušanskej hráste; 3 — kryštalínium Čiernej hory v podloží košicko-prešovskej kotliny; 4 — paleozoikum Spišsko-gemerského rudohoria; 5 — epimetamorfované súvrstvia pozdišovsko-iňačovského bloku; 6 — nemetamorfované až anchimetamorfované súvrstvia zemplinského bloku; 7 — juhogemeridné mezozoikum; 8 — mezozoikum Košickej kotliny; 9 — mezozoikum vyplňujúce ladmovsko-stretavskú jazvu, hlavne trias; 10 — mezozoikum Humenského pohoria a) zakryté, b) vystupujúce na povrch; 11 — mezozoikum bradlového pásma a) zakryté, b) vystupujúce na povrch; 12 okraj neogénnej panvy; 13 — hlavné zlomy; 14 — násunová plocha medzi centrálnymi Karpatami a bradlovým pásmom; 15 — tektonický styk pozdišovsko-iňačovského a zemplinského bloku

A — pozdišovsko-iňačovský blok; B — zemplínsky blok; C — pásmo Humenského pohoria; D — pásmo bradiel; E — Spišsko-gemerské rudohorie; F — mezozoická výplň Košickej kotliny; G — ladmovsko-stretavská jazva

rad hrastových a poklesových štruktúr. *Zlomy priečne* nám diferencujú panvu a prejavujú sa najmä v jej okrajových častiach; hypsometricky sa v centrálnej časti panvy výraznejšie neprejavujú.

LITERATÚRA

- [1] Blížkovský M., 1961: Závěrečná zpráva o podrobném gravimetrickém průzkumu východoslovenského neogénu v r. 1960. Manuskript-archív ČND, Hodonín. — [2] Hadamovský J. a kol., 1964: Výroční zpráva o podrobném gravimetrickém výzkumu ve východoslovenském neogénu v r. 1963. Oblast: Prešovská kotlina. Manuskript-archív ČND, Hodonín. — [3] Leško B., 1964: Vysvetlivky ku prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000, list Snina. Geofond, Bratislava. — [4] Leško B.—Slávik J., 1967: Les traits fondamentaux de la structure géologique de la région située entre les Karpatés occidentales et les Karpatés orientales. Geol. zborník XVIII/1, Bratislava. — [5] Magyar J., 1969: Geologicko-petrografické pomery kryštalinika zemplínskeho ostrova a jeho okolia. Dipl. práca na Katedre petrografie PFUK, Bratislava. — [6] Odstrčil J. a kol., 1965: Výroční zpráva o podrobném tíhovém výzkumu ve východoslovenském neogenu v r. 1964. Oblast: Košická kotlina. Manuskript-archív ČND, Hodonín. — [7] Rudinec R., 1969: Poznámky k podloží východoslovenskej neogénnej panvy. Geologické práce, Správy 50, Bratislava. — [8] Slávik J.—Danilovič L. G.—Čverčko J.—Rudinec R., 1968: Tectonics and Subsequent Volcanism in the Western Part of East Carpathians. XXIII — MGK 2, Praha.

R. RUDINEC—J. SLÁVIK

GEOLOGICAL STRUCTURE OF THE BASEMENT OF THE NEOGENE OF EAST SLOVAKIA

The area of Neogene in East Slovakia is the western part of the Transcarpathian inner deep formed in the period of the Burdigalian to the Pliocene. It is situated on a complicated tectonic knot, in which West Carpathian, East Carpathian structures and the structures of the Pannonian block — Tisia are meeting.

←

Fig. 4 Geological Map of the Basement of the Neogene of East Slovakia. 1 a b — Crystalline in the area of Byšta, cropping out or covered, 2 — Crystalline metamorphosed mesozonally in the basement of the Kapušany horst, 3 — Crystalline of the Čierna hora in the basement of the basin of Košicko-Prešovská kotlina, 4 — Paleozoic of the Spišsko-gemerské rudohorie Mts., 5 — Epimetamorphosed complexes of the Pozdišovce—Iňačovce block, 6 — Unmetamorphosed to anchimetamorphosed complexes of the Zemplín block, 7 — South Gemeride Mesozoic, 8 — Mesozoic of the basin of Košická kotlina, 9 — Mesozoic filling up the Ladmovce — Stretava scar, mainly Triassic, 10 — Mesozoic of the Humenské pohorie Mts. a — covered, b — cropping out, 11 — Mesozoic of the Klippen belt a — covered, b — cropping out, 12 — Margin of the Neogene basin, 13 — Principal faults, 14 — Thrust plane between the Central Carpathians and Klippen belt, 15 — Tectonic contact of the Pozdišovce—Iňačovce and Zemplín block. A — Pozdišovce—Iňačovce block, B — Zemplín block, C — Zone of the Humenské pohorie Mts., D — Zone of klippen, E — Spišsko-gemerské rudohorie Mts., F — Mesozoic filling of the basin of Košická kotlina, G — Ladmovce — Stretava scar.

On the basis of confrontation of gravimetric measurements with deep boreholes sunk so far (R. Rudinec 1969) we may state that the basement of the basin shows graben-synclinal structure parallel to the course of the East Carpathian structures, i. e. of NW—SE direction (fig. 1).

Supposed maximum depth of the basement in the axial part of the depression is 5 km. In the south the Neogene basin is bordered by the complicated horsts of Zemplín and Myšľa — Byšľa, which are the western parts of the Zemplín — Beregov elevation (J. Slávik 1968).

The northern margin of the Neogene basin is formed by peri-klippean elevation (J. Slávik), on which Mesozoic units of the Central Carpathians and Klippen belt are approaching tectonically.

The western margin of the Neogene is controlled by the Hornád Fault System of direction north-south, along which the Neogene is sinking step-like.

The oldest rocks are formed by the crystalline:

a) Variscian granitoids of the Čierna hora, mainly mylonitized biotite granitoids, passing into gneissose granites, blastomylonites and chloritic-sericitic schists;

b) Pre-Variscian (?) crystalline core of the Zemplín „island“. It is formed by chloritic-muscovitic and sericitic mica schists, sericitic-quartz phyllonites, graphitic-muscovitic mica schists, sillimanite-garnet-biotitic paragneisses and amphibolites;

c) Crystalline unknown on the surface, forming the basement of the Tertiary, supposed in the area of the Kapušany horst in the NW;

d) In the southern part of the basin of Košická kotlina below the sediments of Neogene epimetamorphosed Cambro-Silurian phyllites of the Gelnica Group and Devonian phyllites of the Rakovec Group are present.

e) Epimetamorphosed, light-green, sericitic, graphitic-sericitic and also quartz phyllites with very fine cleavage are forming the northern part of the central depression of the Neogene of East Slovakia (Pozdišovce—Iňačovce block).

A considerable part of the basement of the East Slovakian Basin is formed by Pre-Mesozoic units with very slight to indistinct grade of metamorphosis. The Carboniferous is represented by cyclic sedimentary marine complex with diabases and scarce seams of coal of metaanthracite type. Without any distinct discordance it passes into the Permian detritic complex—highly muscovitic arkoses to muscovitic shales with intercalations of conglomerates as well as quartz porphyries and their tuffs.

This unmetamorphosed to anchimetamorphosed block builds up the essential part of the Neogene substratum of the basin easterly of the Prešovsko-Tokajské pohorie Mts. as far as the frontier of the Soviet Union.

The Mesozoic complex in the basin of Košická kotlina fills up a deep scar parallel to the Hornád Fault in a transverse girdle of NE—SW direction. It is formed by Triassic limestones and dolomitic limestones.

Along the northern margin of the Neogene of East Slovakia Mesozoic complexes are present, cropping out distinctly mainly in the Humenské pohorie Mts. There is a detritic-carbonate complex ranging in its age from the Triassic up to the Neocomian. We suppose the extension of this Mesozoic in the basement of the basin approximately to the North from the line Prešov—Vranov—Užhorod.

The third occurrence of the Mesozoic continues from Ladmovce transversely as far as the area of Stretava.

In a narrow strip bordering the peri-klippean elevation the complex of the Central Car-

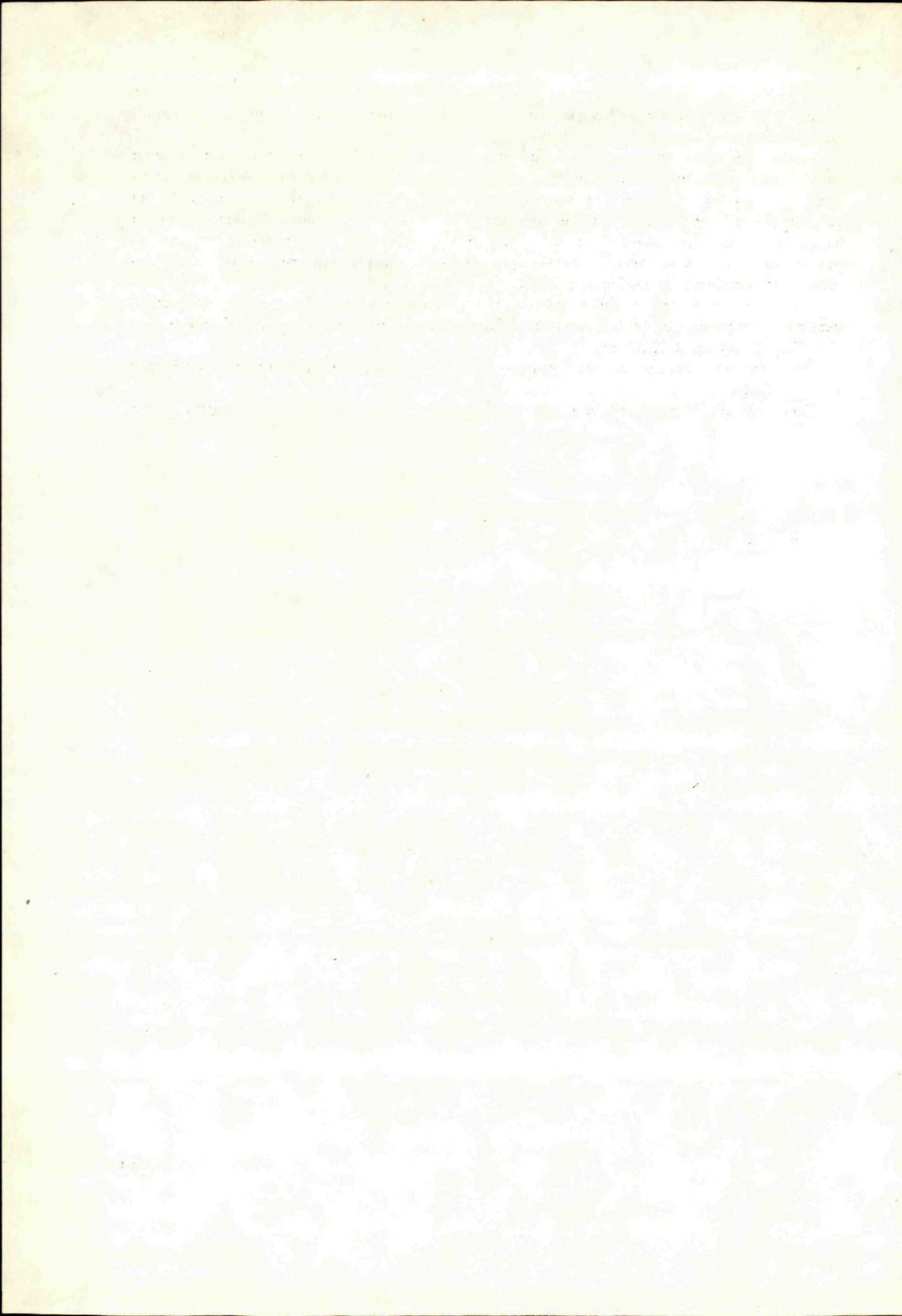
pathian Paleogene, mainly of Eocene age, is found, especially represented by epicontinental, coarse to fine clastic sediments.

Among the most important tectonic lines of the Pre- Neogene group the tectonic contact of the Klippen belt and Central Carpathian Mesozoic units belongs. Its course approximately coincides with the line Hanušovce—Ptičie—Choňkovce. More to the south the tectonic line is situated, at which the Mesozoic is in contact with epimetamorphosed phyllite complexes of the Pozdišovce—Iňačovce block. The most important tectonic line is the supposed line between phyllites of the Pozdišovce—Iňačovce block and unmetamorphosed or anchimetamorphosed complexes of the Zemplín block.

A tectonic line of Pre- Neogene foundation is the contact zone of thrusting of the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. on the complex of Čierna hora. This contact turns SSE in the area of Košice and passes to Hungary.

An important function in Pre- Neogene development had the fault systems of Hornád and Vihorlat.

The Neogene faults differentiate the basin in morphology and affect its Neogene filling.



PETER REICHWALDER

NIEKOĽKO POZNÁMOK K VÝSKYTU GLAUKOFANICKÝCH HORNÍN V OKOLÍ HAČAVY

Abstrakt. Im vorliegenden Beitrag wird das Vorkommen, die Genese und das Alter der glaukophanischen Gesteine in der Umgebung von Hačava (Zips-Gömörer Erzgebirge) behandelt. Die Glaukophanite kommen im Rahmen der kristallinen Kalke vor, die man zur Meliata-Serie stellt. Sie sind als das Ergebnis der regionalen Metamorphose unter den Bedingungen der glaukophanischen Schieferfazies anzusehen. Die vulkanische Tätigkeit war an die tief angelegten ost-westlichen Bruchstrukturen gebunden und trug den submarinen Charakter. Die Umwandlung der Diabasgesteine zu Glaukophaniten fand während der Hauptphase der alpinen Faltung in der Zone des höheren orientierten Druckes am Kontakte des Jungpaleozoikums mit dem Mesozoikum stat.

V okolí Hačavy (jv. časť Spišsko-gemerského rudohoria) dosahujú glaukofanické horniny najväčšie rozšírenie v Západných Karpatoch. Najkomplexnejšie ich spracoval spolu so serpentinitmi a diabasmí triasu J. Kantor (1950, 1955, 1956) a J. Kamenický (1957), ktorý ich považuje za produkty iniciálneho (ofiolitového) vulkanizmu alpínsko-karpatského orogénu.

Glaukofanity na území Hačava, Lúčka, Bôrka vystupujú v horninách, ktoré väčšina autorov považovala za vrchný karbón. Výsledky ich petrografického a petrochemického štúdia, ako uvádza J. Kamenický (1957) však ukázali, že všetky glaukofanity gemeríd patria triasovému magmatizmu a ich lokálne vystupovanie vo vrchnom karbone, resp. perme možno interpretovať ako výplň prírodných kanálov triasového magmatizmu, alebo ako tektonické šupiny zavrásnené do starších podložných útvarov pri zvrásňovaní a slabom presúvaní gemeridného mezozoika.

Pri terénnych prácach na glaukofanických horninách v okolí Hačavy som zistil niektoré nové údaje, týkajúce sa najmä ich vzťahu k okolitým horninám, stratigrafického zaradenia i genézy.

Stručné geologické pomery bližšieho okolia

Glaukofanické horniny tvoria jedno väčšie teleso (o dĺžke takmer 3 km) a niekoľko menších telies v komplexe kryštálických vápencov s. a sv. od Hačavy. Stratigrafické postavenie kryštálických vápencov je nejasné. Najčastejšie ich považovali za vrchný karbón (J. Šuf 1936; E. Noszky 1938; V. Homola 1951; D. Andrusov 1953), prípadne za perm (M. Máška 1957), kým O. Fusán (in M. Maheľ a kol. 1967) uvažuje o ich mezozoickom veku.

Podľa terénneho štúdia vzájomnej pozície jednotlivých súvrství a porovnávacej faciálnej analýzy so západnou oblasťou Spišsko-gemerského rudohoria som podrobnejšie rozčlenil južný mladopaleozoický pruh (rožňavsko-železnická séria — J. Šuf 1936; železnicko-jasovská séria — M. Máška 1957; južný karbónsky pruh — O. Fusán 1967) na území južne od Medzeva, pričom som vymedzil tieto komplexy: 1. zlepecovo-bridličnaté súvrstvie vrchného karbónu; 2. súvrstvie zodpovedajúce bučinským vrstvám vrchného karbónu, resp. až spodnému permu (O. Fusán 1959); 3. súvrstvie vrchného permu v spodnej časti s kontinentálnym, vo vyšších častiach morským vývojom; 4. súvrstvia, zodpovedajúce „meliatskej sérii“.

Ani v jednom prípade sa v tejto oblasti nepodarilo preukázať vek paleontologický.

Kryštálické vápence, v ktorých vystupujú telesá glaukofanických hornín, boli zaradené do súvrstvia, zodpovedajúceho meliatskej sérii vyčlenenej v jz. časti Spišsko-gemerského rudohoria (V. Čekalová 1954). K tomuto stratigrafickému zaradeniu ma viedlo ich vystupovanie v nadloží pieskovcovo-bridličnatého súvrstvia analogického súvrstviu medzi Štítnikom a Jelšavou, ktoré J. Bystrický a O. Fusán (1955) zaradili k permu, resp. O. Fusán (1961) k vrchnému permu, ako i úplná zhoda so svetlými hrubokryštálickými vápencami i niektorými sprievodnými horninami, napr. tmavými bridlicami pri Meliate. Ležia v zóne intenzívne tektonicky namáhanej počas alpínskeho horotvorného pochodu, čo sa prejavilo vznikom prešmykov až šupinovitej stavby. Tým si možno vysvetliť i pomerne značnú mocnosť komplexu kryštálických vápencov (vyše 500 m) pri pomerne malej smernej dĺžke ich vystupovania (cca 4 km). Zaujímavé je zistenie, že ich maximálny výskyt je v miestach, kde tektonický styk mezozoika s podložím má charakter strmo ukloneného prešmyku. Naproti tomu v mierne uklonených násunoch mezozoikum leží obyčajne priamo na súvrství vrchného karbónu alebo permu.

V dôsledku intenzívnych tektonických porúch a pri obmedzených možnostiach zistiť štruktúrne prvky na detailnejšie určenie stavby dá sa len veľmi ťažko interpretovať stratigrafický sled tohto súvrstvia. Najstarším členom sa zdajú byť tmavé až čierne bridlice, vo vrchných častiach s tenkými preplástkami tmavých, jemnokryštálických vápencov. Vystupujú len lokálne a nedosahujú väčšiu mocnosť (pravdepodobne v dôsledku tektonickej redukcie). Nad nimi je poloha silne znečistených (chloritických, piesčitých) kryštálických vápencov. Znečistenie vápencov je pravdepodobne prejavom báziickej vulkanickej činnosti (vápence okrem chloritu obsahujú často

živce a rudné minerály). Vyššie prechádzajú do bielych, stredne až hrubokryštalických, nevrstevnatých, silne rozpukaných vápencov, prerušovaných telesami glaukofanických hornín. Najvyššími členmi sú zelenkavé bridlice, červenkavé hematitické bridlice, červené brekciovité kryštalické vápence a žltohnedé dolomity. Tieto tvoria úzke pásmo v bezprostrednom podloží stredotriasových karbonátov a môžu patriť i kampilu.

Na rozdiel od západnej časti, kde bola prvýkrát vyčlenená meliatska séria, nie sú tu takmer vôbec zastúpené rádiolarity, ale značné rozšírenie dosahujú bázické vulkanické horniny, premenené na glaukofanity. Je pravdepodobné, že rádiolarity sú odrazom zvýšenej vulkanickej činnosti v iných častiach panvy. Podobne ako v okolí Meliaty rádiolarity sú sprevádzané pelitickými bridlicami, obohatenými hematitom a vytvárajú ložiská sedimentárne-efuzívneho pôvodu (M. M a h e l' 1954; J. K a n - t o r 1955; J. B y s t r i c k ý 1959), severne od Hačavy sú glaukofanické horniny sprevádzané metamorfovanými polohami hematitických bridlíc podobnej genézy.

Vek glaukofanitov

Na vek glaukofanitov v okolí Hačavy bolo vyslovených niekoľko názorov a autori ich väčšinou považovali za mladšie ako okolité kryštalické vápence. E. N o s z k y (1938) i J. Š u f (1938) na základe geologického mapovania upozornili, že prerážajú vrchnokarbónske kryštalické vápence, v dôsledku čoho ich považujú za mladšie ako vrchný karbón. V. H o m o l a (1951) kladie ich vznik dokonca do súvisu s neokómskym vulkanizmom, kým J. K a m e n i c k ý (1957) s triasovým. Všetci autori predpokladajú mladší vek glaukofanických hornín na základe ich kontaktného účinku na kryštalické vápence.

Na rozdiel od spomínaných názorov dospel som terénnym i mikroskopickým štúdiom k záveru, že časť glaukofanitov, prípadne i celá hornina v okolí Hačavy sa vytvárala súčasne s kryštalickými vápencami, to znamená, že karbonatickú sedimentáciu sprevádzala vulkanická činnosť bázického, pravdepodobne diabasového charakteru. Vulkanická činnosť mala väčšinou efuzívny charakter, miestami však boli jej prejavy i extruzívne. Svedčí o tom výskyt lapíl až bombičiek vulkanického materiálu v kryštalických vápencoch, pozorovaný v odkryvoch vo svahu na pravej strane Šugovskej doliny, asi 200 m SZ od k. 558,3 (tab. XIV, obr. 1, 2). Možno tu pozorovať prechody od čistých kryštalických vápencov cez vápence s nepatrným obsahom vulkanického materiálu v podobe tenkých nesúvislých vrstvičiek, ďalej vápence so súvislými vrstvami vulkanického materiálu (tab. XV, obr. 1) až po pyroklastické horniny s karbonatickým tmelom (tab. XIV, obr. 1). Vulkanický materiál na povrchu odkryvov veľmi výrazne selektívne vyvetráva. Zriedkavo možno pozorovať pyroklastické textúry i v čistých glaukofanitoch (tab. XV, obr. 2), tie však v dôsledku alpínskej metamorfózy bývajú silne zastreté. Mikroskopickým štúdiom boli zistené reliktne kryštaloklastické štruktúry.

Vynára sa teda otázka, či glaukofanity vyvolali kontaktnú metamorfózu okolitých hornín (kryštalických vápencov), ako to uvádzajú spomínaní autori. Aj keď tento proces nemožno celkom vylúčiť, a to najmä na styku glaukofanitov, vyplňujúcich prírodové cesty magmy s okolitými horninami, predpokladám, že dominantným činiteľom bola pomerne silná alpínska dynamometamorfoza celého súvrstvia za pomerne vysokého, čiastočne orientovaného tlaku. V karbonátoch obsahujúcich vulkanický materiál mohla vyvolať javy, ktoré sa pripisovali kontaktnej metamorfóze (prítomnosť silikátových minerálov asociácie glaukofanitov vo vápencoch). Domnienka, že tieto javy vznikli dynamometamorfózou, je o to pravdepodobnejšia, že ich výskyt je často viazaný na miesta, kde v blízkosti vôbec neboli zaznamenané nálezy magmatických hornín.

Napriek zisteniu, že vulkanické horniny vznikali súčasne s karbonatickými, nepodarilo sa ich vek bezprostredne preukázať. Na základe analógie s vekom meliatskej série možno však predpokladať, že ich vek spadá do vrchného permu a na niektorých miestach až do spodného triasu.

Genéza glaukofanitov

Glaukofanity predstavujú premenené bázické vulkanické horniny. Magma mala simatický charakter. Súhlasne s J. Kamenickým (1957) predpokladám, že vulkanická činnosť sa viazala na hlbšie založené zlomové štruktúry. Vznik týchto zlomov súvisí pravdepodobne s procesom, keď sa začala vo vrchnom permu až spodnom triase vytvárať a postupne diferencovať karpatská geosynklinála. Niektoré takéto zlomy, napr. rožňavský, fungovali i počas sedimentácie (syndimentárny zlom), čo sa prejavilo odlišnou mocnosťou spodného triasu na oboch stranách zlomu.

Podľa J. Aubouina (1965), bázický geosynklinálny vulkanizmus (iniciálny vulkanizmus v zmysle Stilleho) je viazaný na zlomové štruktúry, vznikajúce najčastejšie na krídle eugeoantiklinály uklonenom do eugeosynklinály, zriedkavejšie na krídle miogeoantiklinály. Vzniká preto otázka, či i v našom prípade nie je bázický vulkanizmus viazaný na zlomové štruktúry, ktoré sa vytvárali na J krídle vznikajúcej čiastkovej antiklinálnej štruktúry (oblasť, kde dnes vystupuje prevažne Spišskogemerské paleozoikum) prechádzajúcej na J do čiastkovej synklinály v rámci vytvárajúcej sa karpatskej geosynklinály.

Aj keď u časti glaukofanických a iných bázických hornín vystupujúcich v blízkosti styku mezozoika a paleozoika došlo počas alpínskej orogenézy k určitým menším pohybom, nikdy nešlo o väčšie posuny. Nápadné je preto, že prevaha väčších telies bázických hornín sa sústredila do jednej línie (serpentine pri Komárovciach, vrt KO-1, telesá pri Hodkovciach, Rudníku, Jasove, doline Miglinc, pri Hačave, Bôrke, Lúčke, Krásnohorskom Podhradí, Štítniku a pod.), čo ešte viac nabáda k predpokladu, že vznikli, aj keď nie nevyhnutne naraz, na zlomovej štruktúre, ktorá sa dnes výraznejšie neprejavuje.

Zaujímavý je tiež proces premeny báziických hornín (diabasov) na glaukofanity. J. K a m e n i c k ý (1957) považuje glaukofanity za metamorfne produkty triasových diabasov. Vznikli z nich alkalickou (prevažne sodnou) metasomatózou, geneticky viazanou na pneumatolyticko-hydatogénnu fázu triasového vulkanizmu. Tento názor podľa neho potvrdzujú pozvolné prechody medzi diabasmí a glaukofanitmi, ako aj ich nápadne príbuzný chemizmus. Ich petrografickú pestrosť vysvetľuje tým, že vznikli z diabasov premenlivého látkového zloženia, ktoré bolo výslednicou kryštalizačnej diferenciacie diabasovej magmy, a nemalú úlohu tu zohralo aj chemické zloženie pneumatolyticko-hydatogénnych roztokov, spôsobujúcich premenu diabasov na glaukofanity.

Autori novších prác spájajú vznik glaukofanitov s dynamometamorfózou. Glaukofán sa objavuje len v metamorfovaných horninách, ktoré vznikli v podmienkach fácie glaukofanických bridlíc. Predpokladá sa, že glaukofán, podobne ako crossit sa tvoril len v tých metamorfovaných horninách, ktoré boli bohaté na Na. Aj keď sú však niektoré glaukofanické bridlice bohaté na Na_2O , mnohé nemajú vyššie obsahy Na_2O ako typické zelené bridlice, prípadne epidotické amfibolity. Glaukofanické horniny vystupujú prevažne v zvrásnených geosynklinálnych sériách a obyčajne sú sprevádzané zelenými bridlicami a epidotickými amfibolitmi. Podmienky vzniku glaukofanických bridlíc sa len nepatrne odlišujú od podmienok tvorby hornín fácie zelených bridlíc. Minerály asociácií, typických pre fáciu glaukofanických bridlíc (glaukofán, lawsonit a pod.), vyznačujú sa však väčšou hustotou, takže je pravdepodobné, že na ich vznik pri rovnakej teplote je potrebný vyšší tlak ako pre zelené bridlice.

W. S. F y f e — F. J. T u r n e r (1958) sa domnievajú, že glaukofanity a ich asociácie s obsahom lawsonitu a jadeitu tvoria odlišnú fáciu. Jej kritické podmienky sú nízka teplota (okolo $300\text{ }^\circ\text{C}$) a veľmi vysoký tlak H_2O , ako aj vyšší tlak nadložía, než je potrebný pre tvorbu hornín fácie zelených bridlíc, čo potvrdili i experimentálne práce (reakcia plagioklas + voda = jadeit + lawsonit + kremeň — táto asociácia sa javí ako kritická pre fáciu glaukofanických bridlíc).

Vo svetle nových názorov možno predpokladať, že premena diabasových hornín na glaukofanity prebiehala pravdepodobne v dvoch štádiách. V prvom došlo k obohateniu diabasov o Na (spilitová reakcia). J. K a m e n i c k ý (1957) predpokladá ich zdroj v autometamorfnych procesoch. Avšak po zistení, že ide o podmorský vulkanizmus, nemožno vylúčiť ako zdroj Na ani morskú vodu. V tomto štádiu došlo asi k albitizácii plagioklasov. Menej pravdepodobná je však domnienka, že už v tomto štádiu došlo aj k vzniku glaukofánu. Jeho vznik tu pravdepodobne nesúvisí len s Na-metasomatózou, lebo z porovnania chemizmu diabasových hornín a glaukofanitov (J. K a m e n i c k ý 1957) vidieť, že chemické zloženie oboch typov hornín je v podstate rovnaké.

K premene albitizovaných diabasov (spilitov) a ich pyroklastík na glaukofanity, sprevádzanej vznikom glaukofánu, došlo až neskoršie, pravdepodobne v kriede, počas

hlavnej fázy alpínskeho horotvorného pochodu. Tento proces bol sprevádzaný epizonálnou metamorfózou mladšieho paleozoika, prípadne i časti mezozoika, vrásnením a miestami i vznikom prešmykov. Najintenzívnejšie pohyby boli práve v zóne na styku paleozoika s mezozoikom, čo možno výrazne pozorovať aj v oblasti Hačavy, kde vzniklo niekoľko prešmykových šupín. Prešmyky majú pravdepodobne charakter medzivrstevných prešmykov, avšak k presunom na väčšie vzdialenosti asi nedošlo. A práve v tejto tektonicky silnejšie namáhanej zóne v okolí Hačavy i v južnej časti Spišsko-gemerského rudohoria (Lúčka, Bôrka, Štítik) vystupujú ako glaukofanity. Pri predpokladanej pomerne nízkej teplote tu došlo k zvýšenému tlaku, ktorý viedol k regionálnej metamorfóze vo fácii glaukofanických bridlíc, a tak z hornín priaznivého chemizmu vznikli glaukofanity. Hĺbka ponorenia však nebola veľká, takže ani všesmerný tlak nedosiahol väčšie hodnoty. Rozhodujúcu úlohu tu pravdepodobne zohral orientovaný tlak (tangenciálne stlačenie), ktorý bol asi hlavným činiteľom pri vytváraní glaukofanitov. Severne od styku mezozoika s paleozoikom došlo v pomerne úzkej zóne k zmene podmienok metamorfózy, ktoré zodpovedali fácii zelených bridlíc. Južne od Nižného Medzeva sa to prejavuje vystupovaním diabasov s absolútnou neprítomnosťou glaukofánu. Možno to vysvetliť poklesom orientovaného tlaku, prípadne vyššou teplotou v dôsledku hlbšieho ponorenia.

M. C. Blake—W. P. Irwin—R. G. Coleman (1968) pri opise hornín — fácie glaukofanických bridlíc v eugeosynklinálnej mezozoickej „Franciscan Formation“ uvádzajú zvyšovanie metamorfného gradientu smerom k prešmyku, pričom metamorfná zonálnosť je obrátená. K jej vzniku došlo počas prešmykovania v zóne anomálne vysokého tlaku H_2O v podložnej kryhe pozdĺž prešmyku. Toto vysvetlenie možno čiastočne akceptovať i pre študované územie. Tu však v minerálnej asociácii neboli doteraz opísané také minerály, ako lawsonit a jadeit, ktoré sú podľa F. J. Turnera (1958) kritické pre fáciu glaukofanických bridlíc. Z experimentálnych prác a termodynamických prepočtov vysvitá, že na tvorenie jadeitu a lawsonitu je nevyhnutný veľmi vysoký tlak, u lawsonitu dokonca vysoký tlak H_2O . Podľa F. J. Turnera (1958) fácia glaukofanických bridlíc sa obmedzuje len na pokrytie tých jej častí, v minerálnej asociácii ktorých sú prítomné lawsonit, jadeit-egirín alebo pumpellyit. Horniny, ktoré sa od normálnej paragenézy zelených bridlíc odlišujú len prítomnosťou glaukofánu, čo sa plne vzťahuje i na výskyt glaukofanitov v okolí Hačavy a v Spišsko-gemerskom rudohorí, považujeme za prechodný stupeň medzi fáciou zelených bridlíc a glaukofanických bridlíc.

Záver

Glaukofanické horniny v okolí Hačavy vystupujú v komplexe kryštalických karbonátov, ktoré boli zaradené ako ekvivalent vápencov „meliatskej série“. Vznikli premenou produktov bázičského vulkanizmu diabasového charakteru, viazaného na

hlbšie založené zlomové štruktúry V—Z smeru. Vulkanická činnosť mala submarinný charakter a prebiehala súčasne s karbonatickou sedimentáciou. Premena diabasových hornín mala dve etapy — v prvej došlo k obohateniu o Na (spilitizácia), v druhej k regionálnej metamorfóze v zóne intenzívnejšieho tlaku na styku mezozoika s paleozoikom a k premene spilitizovaných diabasov na glaukofanity. Metamorfóza prebiehala za podmienok zodpovedajúcich prechodnému štádiu medzi faciou zelených bridlíc a faciou glaukofanických bridlíc. Prejavuje sa to prítomnosťou glaukofánu v minerálnej paragenéze zelených bridlíc a neprítomnosťou lawsonitu, jadeitu alebo pumpellyitu, považovaných za kritické minerály fácie glaukofanických bridlíc.

Lektorovali: Dr. O. Fusán a Dr. L. Snopko

Geologický ústav Dionýza Štúra,
Bratislava

LITERATÚRA

- [1] Andrusov D., 1953: Geologická stavba oblasti medzi Drnavou a Zádielskou dolinou (Spiško-gemerské rudohorie) a jej vzťah k zrudneniu. Geol. zbor. 4/1—2, Bratislava. — [2] Aubouin J., 1965: Geosynclines. Developments in geotectonics 1. Elsevier Publishing company, Amsterdam—London—New York. — [3] Blake M. C.—Irwin W. P.—Coleman R. G., 1968: Blueschist-facies Metamorphism Related to Regional Thrust Faulting. Report of the XXIII-rd Session IGC. Abstracts, Praha. — [4] Böckh H., 1906: Adatok a Szepes-Gömöri Érezhegység lerakódásainak taglalásához. Évi jelentés 1905-ről, Budapest. — [5] Böckh H., 1906: Über die geol. Detailaufnahme des in der Umgeb. von Nagyröcze etc. gelegenen Teiles des Szepes-Gömörer Erzgebirges. Jahresberichte, Budapest. — [6] Bystrický J., 1954: Geologické pomery oblasti južne od Jelšavy. Geol. zbor., 5/1—4, Bratislava. — [7] Bystrický J., 1959: Príspevok k stratigrafii Slovenského krasu (o veku „meliatskej série“). Geol. práce, Správy 15, Bratislava. — [8] Bystrický J.—Fusán O., 1955: O veku pieskocového súvrstvia v okolí Štítnika. Věstník ÚÚG 30, Praha — [9] Čekalová V., 1954: Geologické pomery západnej časti Juhoslovenského krasu. Geol. práce, Správy 1, Bratislava. — [10] Fusán O., 1957: Paleozoikum gemeríd. Geol. práce, Zošit 46, Bratislava. — [11] Fusán O., 1959: Poznámky k mladšiemu paleozoiku gemeríd. Geol. práce, Zošit 55, Bratislava. — [12] Fyfe W. S.—Turner F. J.—Verhoogen J., 1958: Metamorphic reactions and metamorphic facies. Geol. Soc. America Mem. 73, Baltimore. — [13] Homola V., 1951: Stratigrafia a paleografia Juhoslovenského krasu. Sborník ÚÚG 18, Praha. — [14] Kamenický J., 1956: Vulkanizmus Spiško-gemerského rudohoria. Geol. zbor. 7, Bratislava. — [15] Kamenický J., 1957: Serpentinity, diabasy a glaukofanické horniny triasu Spiško-gemerského rudohoria. Geol. práce, Zošit 45, Bratislava. — [16] Kantor J., 1950: Geologicko-montanistické pomery oblasti Štós—Hačava—Niž. Medzev. Rukopis — archív GÚDŠ, Bratislava. — [17] Kantor J., 1955: Diabasy juhoslovenského mezozoika. Geol. práce, Zošit 41, Bratislava. — [18] Kantor J., 1956: Serpentinity južnej časti Spiško-gemerského rudohoria. Geol. práce, Správy 6, Bratislava. — [19] Mahel M., 1954: Príspevok k stratigrafii južnej časti Spiško-gemerského rudohoria. Geol. práce, Správy 1, Bratislava. — [20] Máška M., 1957: Správa o výskume paleozoika Spiško-gemerského rudohoří (I. perm). Správy o geol. výskumech ÚÚG v r. 1956, Praha. — [21] Noszky E., 1938: Beiträge zum geologischen Aufbau der Umgebung von Ajfalnecska,

Jászai und Döbröd. Évi jelentés az 1939—40-ről, Budapest. — [22] Š u f J., 1936 Příspěvky k poznání geologie a petrografie JV části Slov. Krušnohoří. Carpatica 1, Praha — [23] Š u f J., 1939: Předběžná zpráva o geologické mapování provedeném v r. 1938, v okolí obcí Gemerské Kováčové, Lúčky a Bôrky. Hornický věstník 21, Praha.

P. REICHWALDER

SOME NOTES ON OCCURRENCES OF GLAUCOPHANITE ROCKS NEAR HAČAVA

Near Hačava (SE part of Spišsko-gemerské rudohorie Mts.) glaucophanite rocks display the richest distribution within West Carpathians in a sequence referred to Upper Carboniferous in earlier literature. Glaucophanites were considered Triassic products of initial (ophiolite) magmatism of Alpine cycle (J. K a m e n i c k ý 1957).

In newer works the complex of crystalline limestones with glaucophanites is included in Meliata series of Upper-Permian age. Glaucophanites represent products of regional metamorphism of basic volcanic rocks and their pyroclastic constituents. Volcanic activity was then bound to deep synsedimentary E—W striking faults (Rožňava fault zone) formed during sedimentation of Upper-Permian between two blocks with different mobility (a northern elevation and a southern depressional structures with intensive subsidence). The volcanism had subaqueous character and was partly syngenetic with carbonate sedimentation indicated by the presence of volcanoclastic material of the size of volcanic ash, lapilli and bombs in crystalline limestones (Pl. XIV, fig. 1; Pl. XV, fig. 1).

Alterations of basic volcanic rocks to glaucophanites took place during the main orogenic phase of Alpine orogenesis in the zone of higher unidirectional pressure (stress) on the tectonic contact of Mesozoic with younger Palaeozoic, characterized by sliced overthrust structure.

During the metamorphosis a mineral association of glaucophane-albite-epidote-zoisite-chlorite \pm stilpnomelan \pm garnet \pm titanite arose.

In glaucophanic rocks near Hačava neither lawsonite nor pumpellyite have been found. The mineral association supports a supposition about the intensity of regional metamorphosis corresponding to the intermediary zone between facies of green and glaucophane-lawsonite schists.

Vysvetlivky k tabuľkám XIV—XV

Tabuľka XIV

O b r. 1 Úlomky glaukofanitov (bomby, lapily) tmelené kryštalickým vápencom. Medzev, Šugovská dolina

O b r. 2 Detail úlomkov glaukofanických hornín v kryštalických vápencoch meliatskej série. Medzev, Šugovská dolina

Tabuľka XV

O b r. 1 Kryštalické vápence s vysokým obsahom vulkanického materiálu tvoriaceho miestami súvislé vrstvičky. Medzev, Šugovská dolina

O b r. 2 Glaukofanit s reliktnými vulkanoklastickej textúry. Medzev, Šugovská dolina

Explanation of Plates XIV—XV

Plate XIV

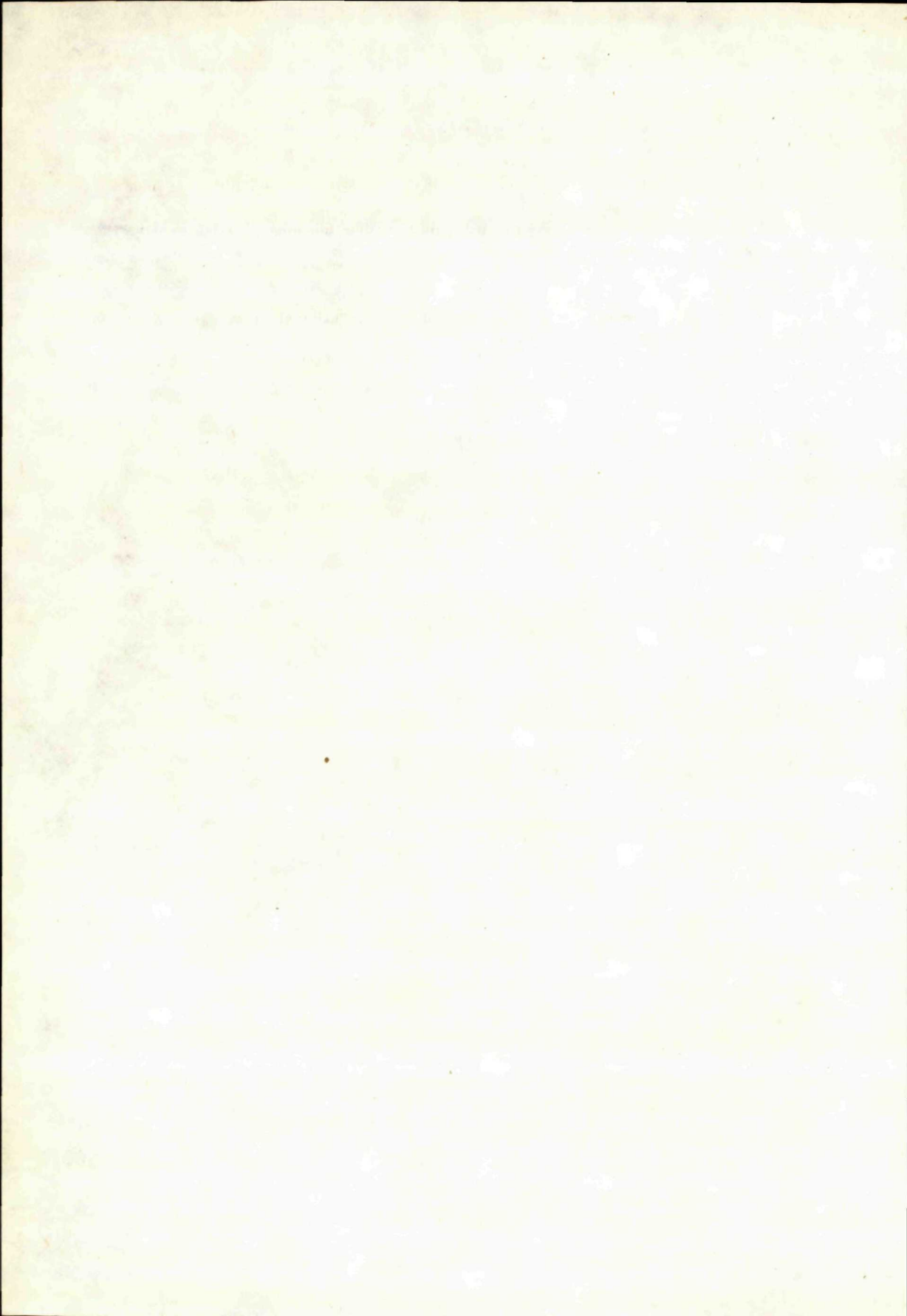
Fig. 1 Fragments of glaucophanites (bombs, lapilli), cemented with crystalline limestone. Medzev, Šugovská dolina valley

Fig. 2 A detail of glaucophanite rocks fragments in crystalline limestones of Meliata series. Medzev, Šugovská dolina valley

Plate XV

Fig. 1 Crystalline limestones with high content of volcanic material forming continuous layers in some places. Medzev, Šugovská dolina valley

Fig. 2 Glaucophanite with relicts of volcanoclastic structure. Medzev, Šugovská dolina valley



MILAN CIESARIK

EMYS ORBICULARIS (L) FROM THE LIMNOQUARTZITES OF THE ŽIAR DEPRESSION

Abstract: A carapace imprint of *Emys orbicularis* (L.) found in the limnoquartzites (freshwater quartzites) near Žiar nad Hronom in central Slovakia is described. In discussing the stratigraphic assignment of limnoquartzitic sedimentation, the author dates the limnoquartzites and the products of rhyolite volcanism as Pliocene.

Introduction

In quarrying the limnoquartzites (freshwater quartzites) near St. Kremnička in the Žiar nad Hronom district, an imprint of the carapace of *Emys orbicularis* (L.) was found last year.

This find is of special interest as it is the first major specimen of macrofauna so far recovered from the limnoquartzites. Only D. Štúr (1867) reported the find of mammalian bones and of the skull of an unidentifiable insectivore from the limnoquartzites near Hliník nad Hronom, and of one tooth of a rhinocerotid from the tuffites in the Kremnica mine gallery.

From Czechoslovak territory several specimens of *Emys orbicularis* have been recorded that come from the Pleistocene and Pliocene beds (O. Štěpánek 1934 — Gánovce, T. Szalai 1934 — Hajnáčka, M. Młynarski 1963, 1964 — Hajnáčka, Ivanovce and Koněprusy).

Description of the specimen

The imprint of the inner carapace side was found in the whitish-grey compact limnoquartzite, which is very rich in silicified plant remains of various size.

The carapace is strongly arched, markedly broader in the caudal part. The individual morphological characters are well seen, only two first anterior marginalia are incomplete and a small part of nuchale is lacking. In the right anterior part,

marginalia and some costalia are coated with limnoquartzite. The original substance of carapace is replaced by SiO_2 , which precipitated in drop-like forms mainly on the right side of costalia and several last marginalia.

The total length of carapace is 110 mm, its width in caudal part 90 mm. From the strong convexity and roughly rounded outline, the carapace is attributed to a young individual.

The plastron has probably also been preserved, but its separation involves the risk of damaging the specimen.

According to the imprints and casts of sutures the following morphological characters can be differentiated:

1. *nuchale*,
2. *neuralia*,
3. *costalia*,
4. *marginalia*,
5. *pygale*

Nuchale (nu). Anterior unpaired plate, hexagonal in outline, is well distinguishable from the others by the casts of sutures. It is fairly flat, being more arched posteriorly. The breadth of nuchale measured between contact points of costalia and marginalia is 25 mm.

Neuralia (n). Unpaired plates of indistinct hexagonal outline, larger anteriorly than posteriorly. In the anterior and central part, processes of vertebra and a cast of neural canal are well seen. The last four plates (n_7 — n_{10}) are strikingly shorter.

Costalia (c). Originated by expansion of ribs they are of oblong shape. Eight rib pairs are distinguishable on the imprint. They are strongly convex in the central part of carapace. Maximum length measured at c_4 is 32 mm, breadth 10 mm. First left plate is partly distorted.

Marginalia (m). Developed in 11 pairs, they covered free ends of ribs. On the left side they are distinct, on the right anterior side they are coated with limnoquartzite. Plates m_1 — m_6 are nearly upright, high-oblong in form, plates m_7 — m_{11} are not so steep. They are massive and show prominent rounding at the border. Faint grooves are perceptible on plates m_7 — m_{11} .

Pygale (p). At the posterior of the carapace two imprints of plates are discernible. Suprapygale (p_1) is steeper and is connected by an indistinct suture with last neurale. Pygale (p_2) is roughly quadrilateral and a small incision is seen in its posterior part.

The specimen described shows almost identical morphological characters of carapace with the specimens referred to by O. Štěpánek (1934), M. Młynarski (1953) and H. Ullrich (1956).

Palaeoecological remarks

At the time of the deposition of limnoquartzites, the water bodies of central Slovakia were of lacustrine-swampy character (M. Ciesarik 1964; M. Ciesarik — E. Planderová 1965). During recurrent thermal activity the SiO_2 solutions of high temperature penetrated into the basins and the rock became gradually precipitated. This environment, especially prior to the deposition of limnoquartzites, provided most favourable living conditions for *Emys orbicularis*.

As referred to by H. Ullrich (1956, 1958), *Emys orbicularis* is very sensitive

to climatic fluctuations. During summer months it needs sufficiently high temperature (above 19 °C), when the young hatch from eggs.

The climatic conditions of that time are inferable from the plant assemblages that have been preserved in limnoquartzites. The paludal plants *Nyssaceae* and *Taxodiaceae* and the genera *Alnus* and *Salix* suggest a fairly humid climate (M. Ciesarik — E. Planderová lit. cit.). Some facies changes, however, are observable. The number of plant species of allochthonous origin, less moisture-demanding, increases particularly in the tuffites. All these observations indicate that during the deposition of limnoquartzites the climate was humid subtropical, well suited for the existence of *Emys orbicularis*.

The other prerequisite living conditions, i. e. sufficient amount of food and clean water environment, were doubtless also satisfied. *Emys* fed on crustaceans, frogs and fish, and the relics of small ostracods and fish scales found in exploratory borings indicate that the lakes were not poor in fauna, especially before the thermal activity set in.

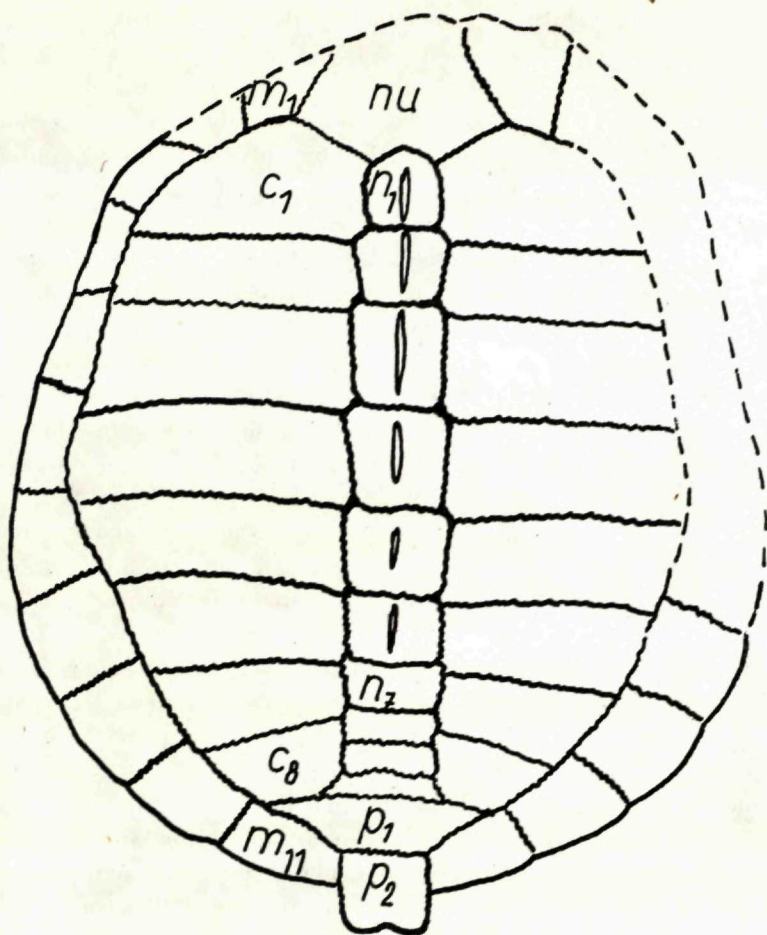
The original position of the carapace imprint in the limnoquartzite is unknown and no counterpart has been found. Therefore it is unclear how the animal got into the siliceous gel. It can be explained in two terms: Either it fell into SiO₂ gel in looking for food or, which seems more probable, it was caught by thermal solutions right in the basin. The absence of dark organic substance in the limnoquartzite suggests that the solutions were concentrated and of a very high temperature, so that the organic substance was burned and plant remains and the carapace of the tortoise were completely silicified.

The genus *Emys* seems to have appeared first in the Early Tertiary (M. Młynarski 1953). The separation of this genus from *Terrape* and *Clemmys* on the basis of fossil relics, as was made by H. Ulrich (1956), is not unequivocally demonstrable. The more numerous specimens from the Miocene beds, such as *Cistudo morloti*, *Emys nicoloti*, *Emys sansaniensis*, etc., can be assigned to *Emys*.

The genus *Emys* seems to have appeared first in the Early Tertiary (M. Młynarski Pliocene. T. Szalai (in H. Ulrich 1956) reported in 1934 on specimens recovered from the Lower Villafranchian sands of Hajnáčka, and from several localities in Hungary. M. Młynarski (1953, 1955) described a number of specimens from the Pliocene of Poland (near Weża), and of Czechoslovakia (1963) — Hajnáčka and the Astian karst filling at Ivanovce near Trenčín.

The Pleistocene specimens have been described from several European localities, frequently under different names (H. Ulrich 1956, 1958, etc.). The Pleistocene material from the Czechoslovak territory comes from the travertine of Gánovce (O. Štěpánek 1934) and from the filling of Zlatý Kůň Cave (M. Młynarski).

From the survey mentioned above it follows that *Emys orbicularis* is unquestionably evidenced in the Pliocene and Pleistocene, the assignment of earlier



Náčrt vnútorného povrchu carapaxu

Sketch of inner surface of carapace

nu — nuchale, n₁—n₁₀ — neuralia, c₁—c₈ — costalia,
m₁—m₁₁ — marginalia, p₁, p₂ — pygale

specimens being problematic.

The limnoquartzites which yielded the imprint described have been assigned to the Sarmatian, together with the accompanying rhyolite tuffs, tuffites, clays and lignites, but according to recent pollen analyses they are dated as Upper Sarmatian to Lower Pannonian (M. Ciesarik—E. Planderová 1965). Analogous occurrences of freshwater quartzites from the Tokay Mts. in Hungary are placed in the boundary interval between the Lower and Upper Sarmatian (E. Szádecky—Kardoss et al. 1967).

As referred to in the earlier papers (M. Ciesarik 1964, M. Ciesarik—E. Planderová 1965), the limnoquartzites of central Slovakia form several layers of different thickness. They are usually interbedded with tuffs, tuffites, clays and various limnic sediments. The lower limnoquartzite layers are invariably of dark colour-shades and are rich in plant remains. The upper layers are generally light-coloured, owing to cleaner environment of deposition and to the combustion of organic remains.

The microflora of these sediments comprises elements of Miocene and Pliocene age. Whereas the flora of limnoquartzites is chiefly of autochthonous origin, the tuffites and clays abound in drifted plant remains. In addition to moisture-loving species, the conifers are quite frequent. In the macrofloral assemblage described by F. Němejč from Žiar nad Hronom and Jastrabá (1951) there are also elements that are not typical of the Miocene. The species distinctive rather for the Pliocene (*Carya*, *Ulmus effusa*) have been identified particularly at the Jastrabá locality.

From the above-said and from the find of *Emys orbicularis*, which is referred to from the Pliocene, it is inferable that the limnoquartzite sedimentation occurred in the latest interval of the Neogene. Only detailed examination of particularly the plant fossils can decide whether it did not persist into the subsequent period. Because the limnoquartzites are closely connected in time, space and genesis with the rhyolite volcanism of the Kremnické pohorie Mts., this volcanic phase has to be also placed in the Pliocene.

Recommended for print by Dr. O. Samuel

Katedra pedológie
a geológie VŠLD, Zvolen

REFERENCES

- [1] Ciesarik M., 1964: Stará Kremnička — limnokvarcit. Záverečná správa s výpočtom zásob z podrob. prieskumu. Manuskript-Geofond, Bratislava. — [2] Ciesarik M. — Planderová E., 1965: Geologická pozícia limnokvarcitov ložiska Stará Kremnička. Geol. práce, Správy 35, Bratislava. — [3] Młynarski M., 1953: Żółw blotny *Emys orbicularis* (L.) z pliocenu Polski. Acta Geol. Pol., 3, Warszawa. — [4] Młynarski M., 1955: Żółwie z pliocenu Polski. Ibidem, 5, Warszawa. — [5] Młynarski M., 1963: Die plio-pleistozänen Wirbeltierfaunen von Hajnáčka und Ivanovce (Slowakei) ČSSR. IV. Schildkröten-Testudines. N. Jb. Geol. Paläont. Tbh., 118/3, Stuttgart. — [6] Młynarski M., 1964: Nálezy želvy bahenní (*Emys orbicularis*) Linnaeus, 1758) ze starého pleistocenu v jeskyni C 718 na Zlatém Koni u Koněprus. Věstník ÚÚG, XXXIX/6, Praha. — [7] Němejč

F., 1951: K vzájemnému poměru fosilních květen Handlovské hnědouhelné panvy a některých uloženin z oblasti ryolitových vyvěřelin jižně od Kremnice na Slovensku. Sborník ÚÚG, XVIII., odd. paleont., Praha. — [8] Szádecký-Kardoss E. a kol., 1967: Die Neovulkanite Ungarns. Acta Geol. Sc. Hung., 11/1—3, Budapest. — [9] Štěpánek O., 1934: Pleistocenní želva bahenní (*Emys orbicularis* L.) z travertinu v Gánovcích. Časopis učené spol. Šafaříkovy 8, Bratislava. — [10] Ullrich H., 1956: Fossile Sumpfschildkröten (*Emys orbicularis* L.) aus dem Diluvialtravertin von Weimar—Ehringsdorf—Taubach und Tonna (Thür.). Geologie, 5, 4/5, Berlin.

EUDOVÍT IVAN

O STRATIGRAFICKOM ZAČLENENÍ BENTONITOVÝCH LOŽÍSK

Ložiská bentonitov okrem Antarktídy sa nachádzajú na všetkých kontinentoch. Z aspektu veku momentálnu exploatáciu možno vymedziť na formácie paleozoika až pliocénu. Dominantná produkcia má najväčší efekt zo súvrství vrchnej kriedy (Severná Amerika), sekundárny zdroj avizuje neogén (Európa).

V posledných rokoch početné terénne a laboratórne výsledky upriamujú pozornosť aj na *mladšie paleozoikum, predovšetkým na karbón (Poľsko) a na perm (Austrália)*.

Štatistické schémy disponujú údajmi, podľa ktorých primát od začiatku priemyselnej ťažby (od r. 1888) z kriedového útvaru vedie štát Wyoming v USA. Tak napr. r. 1966 činila ťažba tejto suroviny vo Wyomingu 1 506 579 schort v hodnote 15 753 520 dolárov. V tom istom roku celková produkcia USA bola 2 060 616 schort ton v hodnote 22 022 049 dolárov. Sem treba zahrnúť aj údaje o Fullerových hlinkách, keďže ide o bentonitické horniny, ktoré reprezentuje ílový minerál montmorillonit.

Ich úhrnná produkcia r. 1966 činila v USA 759 368 schort ton v hodnote 18 353 884 dolárov.

USA sú najväčším producentom bentonitov a na celosvetovej ťažbe sa podieľajú asi 70 %. Významný podiel na produkcii bentonitov vrátane Fullerových hliniek majú európske štáty, najmä ZSSR (predpoklad niekoľko stotisíc ton), Rumunsko (100 000 ton r. 1966), Maďarsko (110 000 ton r. 1966), Taliansko (156 243 ton r. 1965), NSR (414 206 ton r. 1965).

Štatistické údaje svedčia o rastúcom ekonomickom význame bentonitov, z čoho vyplýva aj intenzívnejší gnozeologický prístup k tejto problematike. K základným kritériám úspešnej efektívnosti patrí pomer medzi vyhľadávaním ložísk a stratigrafickou pozíciou. Geologická orientácia sa preto zameriavala aj na stratigrafické poznanie bentonitových súvrství a v tomto smere zaznamenala značný prínos.

So stratigrafickou pozíciou bentonitových horizontov nemusí však byť totožný ich vek. Montmorillonity totiž obyčajne vznikajú neskôr, napr. za procesov diagenézy (G. Gallitelli 1959), ale aj po dlhom období za vhodných podmienok. Čas medzi uložením, resp. deponovaním vulkanických hornín a vznikom bentonitov ne-

musí byť teda ten istý. Sú priamo závislé od vulkanických hornín, z ktorých vznikli, a ich existencia v rozličných útvaroch pomáha dešifrovať vulkanickú činnosť počas vývoja zeme.

Deficitnosť bentonitov v starých útvaroch sa vysvetľuje pôsobnosťou rozličných faktorov. R. E. Grim (1953, 1956) uvažuje o metamorfných zmenách, ktorým regionálne podľahli horniny najstarších ér, čo spôsobilo zmenu montmorillonitu v prospech sludových minerálov. Podrobnejšie informácie o premenách ílových minerálov možno získať aj z práce *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologist* (1958).

O genéze bentonitov, o súvislosti medzi vulkanizmom a hydrotermálnymi procesmi a vznikom montmorillonitov vyšlo viacero prác. Zásadnejšie z nich uvádzam v zozname literatúry. V stručnom prehľade sa pokúsím načrtnúť významnejšie ložiská, resp. bentonitické polohy na kontinentoch z hľadiska ich stratigrafickej príslušnosti.

Literárne pramene zaregistrovali *priemyselnú exploataciu zo staršieho paleozoika*, a síce z *ordovického útvaru* ako najstaršieho súvrstvia z vrstevného sledu kôry zemskej. Táto exploatacia sa uskutočňovala na severoamerickom subkontinente.

Medzi autormi, ktorí prví zhodnotili ordovické bentonity v USA, boli L. Whitcomb — R. R. Rosenkrans (1932, 1935). Ich výskyt zaznamenali v niekoľkých štátoch, cez ktoré sa tiahnu v podobe dlhých pruhov. Napr. v štáte Mississippi prechádzajú územím Smith-County. Ložiská sa našli aj v pruhu medzi Georgiou a Alabamou. Pruh je reprezentovaný pätnástimi polohami medzi Lowille a Trentonom. S. A. Forman — R. H. Lake (1954) zhodnotili niekoľko ďalších výskytov ordovického veku na území Kanady a USA.

V Kanade vo vekove najstaršom útvere sa ťažili bentonity z ordoviku. D. S. Maddoch (1930) ich opísal z Lexillskej formácie, kde vystupujú vo vápencoch. Ich mocnosť je niekoľko stôp.*

Predmetné horniny vystupujú v strednej časti provincie Ontario. Známa je lokalita Collingwood. Tieto ordovické bentonity poskytovali aj stratigrafické prvky pre paralelizáciu a geologickú orientáciu, čo všeobecne platí ako poznatok, najmä v komplikovaných tektonických sériách.

V juhozápadnej časti Švédska pri jazere Vänner vrtným prieskumom overili niekoľko polôh vulkanických hornín, patriacich do ordovicko-silúrskeho komplexu.

Na lokalite Kinnekule A. Bystřomová (1956) podrobne mineralogicky zhodnotila 2 m mocnú polohu bentonitov s obsahom 63 % montmorillonitov. Autorka uskutočnila mineralogický výskum i na ďalšej ordovickej lokalite Billingen, nachádzajúcej sa v jz. Švédsku.

W. Ryka — H. Tomczyk (1959) podali správu o mineralogicko-petrogra-

* 1 stopa — foot = 12 palcov — inch; 1 inch = 2,6 cm; 1 stopa = 0,3 m

fickej charakteristike ordovických bentonitov z Poľska. Sú zastúpené v lupkoch spodného ludlova a majú mocnosť 10 cm. Ide o lokality Mójcza a Widelek.

D. M. E v a n (1956) zaregistroval lokality montmorillonitov v silúre v Anglicku. V Nemecku G. F a h r—G. H ö s e l (1964) opísali 2—4 cm mocné polohy zo silúru v okolí Plauen a Altmengrün, ktoré sú zastúpené v kemitých bridliciach. J. K o n t a (1955) poukázal na existenciu ílových minerálov typu zmiešaných štruktúr (illit, montmorillonit) v karbonátoch silúru v Čechách.

V *spodnom devóne* v provincii Quebec v Kanade na Forillonskom polostrove vystupujú bentonity, na ktoré upozornil L. S. R u s s e l (1946). Z formácie Grande Grève bývajú v literatúre označované lokality z Cape Gaspé. G. W. S m i t h a ďalší (1961) identifikovali predmetné horniny ako zmiešané minerály s illitovou a montmorillonitovou štruktúrou.

Zo Severnej Ameriky uvádzajú lokality z ordoviku a devónu aj C. S. F o x a T. G r a n d (1944). V dolomitoch pri Jurkovciach v Poľsku J. C z e r n i n s k i a W. R y k a (1962) zistili polohu 20 cm mocnú. Dolomity — teda aj bentonitická poloha — sú devónskeho veku (stupeň eifel). V devóne vo Swietokrzyzskom pohorí objavili niekoľko východov tejto horniny.

V *novšom období perspektívnym útvarom sa stal karbón*. Zásľuhu na tom majú aj francúzski bádatelia G. K u l b i c k i—P. V e t t e r (1955) a A. B o u r o z (1963), ktorí upozornili na výskyt vo Francúzsku. Tieto ich práce akiste dali impulz k ďalším bádaniam, najmä v Poľsku. V Hornom Sliezsku, ale aj na Ostravsku v súvrství produktívneho karbónu sú zastúpené íly, v ktorých konštatovali aj montmorillonity.

Nádejnosť na hospodársku exploatáciu sa datuje od začiatku šesťdesiatych rokov. Poľský bádateľ S. Z. S t o p a (1962) zistil pri Radzienkove v sladkovodnom vývoji na značnej rozlohe viac ako 10 m mocnú polohu montmorillonitových ílov, ktorých mineralogická charakteristika i technologické analýzy dávali nádej na ekonomickú výnosnosť.

Íly od Radzienkova (oblasť Bytom) podrobnejšie spracoval Z. M i c h a l e k (1965). V Hornom Sliezsku na niekoľkých odkryvoch boli výskumom potvrdené bentonitické íly, ktoré naznačujú perspektívnosť suroviny z poľského karbónu (J. S z t e l a k, 1963; M. K u l i g a J. K a p i ň s k a 1966).

Praktický dosah z karbónskych sedimentov možno očakávať aj v ďalších regiónoch na kontinentoch. Napr. na Ukrajine v karbónskych vrstvách zistili bentonity v Donbasskej uhoľnej panve. Výskyt označili pod názvom Petrikovské ložisko. Prítomnosť ílových minerálov typu zmiešaných štruktúr illit-montmorillonit v permokarbóne v ČSSR opísal E. S l á n s k ý (1967).

V Brazílii v štáte Rio Grande do Sul pri obci Tiaraju zistili bentonity o hrúbke 3 až 5 cm (P. T. V. D e l a n e r a M. L. L. F o r m o s a 1960). Horizont je viazaný na pensylvanian — vrchný karbón. Výnosné ložiská odhalili aj v perme v Austrálii, ktoré dosahujú miestami až niekoľko stôp. V Queenslande ich exploatu-

jú pri Springsure. Bentonit má tu zelenú farbu a mocnosť až 8 stôp. Je deponovaný v bridliciach vrchného permu. V posledných rokoch objavili v Austrálii ďalšie lokality. V perme sú vyvinuté bentonity aj na území ZSSR. V niekoľkých regiónoch vypočítali aj zásoby až na niekoľko miliónov ton.

Najpriaznivejšie zdroje bentonitov poskytlo mezozoikum, predovšetkým jura a krieda.

Z historického aspektu je potrebné uviesť exploatáciu bentonitických hornín z 18. storočia v Anglicku. Surovinu ťažili zo série Fullonien, ktorú začlenili k jure. Používali ju na odstraňovanie nečistôt a mastnoty z obuvi a textílií. Anglický geológ W. Smith (1799) nazval ťaženú surovinu „Fuller's Earth“. Tento názov sa ujal na všetkých kontinentoch. U nás termín „Fuller's Earth“ sa udomácnil v preklade ako „Fullerove hlinky“, „Fullerove zeminy“, resp. „valchárske hlinky“ — „bieliace hlinky“. Spomínané výrazy možno považovať za synonymum. Genéza i chemické zloženie Fullerových hliniek z rozličných lokalít má značné výkyvy; ich spoločnou vlastnosťou je absorpčná schopnosť, ale v zásade ide o ílové horniny montmorillonitického typu, teda o bentonitické horniny. Od bentonitov sa líšia predovšetkým technickým využitím. V jurskom útvere v Anglicku sú zastúpené dve polohy spomínanej horniny. Surovinu ťažili z vrchnej polohy (Upper Fuller's Earth Clay) a to hlavne z lokalít Bath, Midford, Coombe Hay. Podobný typ objavili v Anglicku aj v súvrství kriedového vekú s polohami až 2,5 m (Kent, Dorset, Surrey, Bedfordshire). Významnú prácu o bentonitoch Veľkej Británie má J. Taylor (1963).

V Kalifornii (USA) k jurským bentonitom počítajú ložisko, nachádzajúce sa vo formácii Hew Hill. Vo svetlomodrých tufitických bridliciach bolo overené rozsiahle ložisko. Surovinu používali na vrtné práce. Okrem montmorillonitov zistili v nich akcesorický výskyt vulkanického skla, jemnozrnný kremeň a živce.

Za najvýznamnejší útvar na produkciu bentonitov možno označiť kriedu. Začiatok priemyselnej exploatácie sa kladie do roku 1888, keď V. Teylor začal ťažiť na svojom ranči v štáte Wyoming (USA) surovinu, ktorú nazývali „teylorite“. Až roku 1898 pomenoval W. C. Knight ťaženú surovinu bentonitom, a to podľa kriedovej formácie Benton group, v ktorej sa táto hornina nachádzala. Pomenovanie bentonit sa postupne zaužívalo v komerčnom, ťažiarskom i vo vedeckom svete.

Predmetná hornina je zastúpená v štáte Wyoming, Montana a Južná Dakota v morských bridliciach a v jemných pieskovcoch vrchnej kriedy, rozprestierajúcej sa v pohorí Black Hills. Ložiská sú deponované hlavne v štáte Wyoming. Vyskytujú sa v niekoľkých stratigrafických polohách v súvrstviach mezozoika. Vo Wyomingu sú zastúpené bentonity aj v terciéri, ale produkcia je sústredená na polohy vrchnej kriedy. Ložiská v kriede majú značné plošné rozšírenie a mocnosť 15 i viac stôp. Mocnosť sa pohybuje spravidla v dimenziách 2,5 až 4 stopy. Ťažba na desiatkach ložísk je okrem zimných mesiacov povrchová s maximálnou produkciou i vo svetovom meradle.

Podrobnejšie údaje geologické i ekonomické prináša práca M. M. Knechta a S. Pattersona (1962), v ktorej je zhodnotená aj staršia literatúra.

V Kanade je dostatočná koncentrácia bentonitových ložísk aj v kriedových vrstvách. V provincii Manitoba napr. prebiehajú pozdĺž Pembina Mountain a ich priemerná ťažená mocnosť sa udáva na 30 palcov. Ďalšie ložiská v kriedových sedimentoch zaznamenali v provinciách Saskatchewan, Alberta, Britská Kolumbia.

V mezozoických súvrstviach sú zastúpené bentonity aj na ďalších kontinentoch. Najpodrobnejšie boli spracované na eurázijskom kontinente, a síce v oblasti Krymu a Kaukazu. Na Kryme sa ťažba datuje od začiatku tridsiatych rokov. Hornina leží v slieňoch vrchnej kriedy a jej priemerná mocnosť je 1,3 m.

Obchodný názov bentonitov z Krymu (lokalita Kurci — Ukrajinka) je „kil“. V Malom Kaukaze mocnosť kriedových bentonitov je až 70 m — priemerne 8—10 m (A. G. Seidov — Ch. Alizade 1964). V kriedových vrstvách sú známe lokality: Charlanské ložisko v Azerbajdžane a Gumbrin v Gruzínsku, Jerevan v Arménsku.

V literatúre sú zmienky o kriedových bentonitoch v Turecku, v Izraeli a v Jordánsku. Z toho istého útvaru opísali nenapučiavacie bentonity T. A. Ritchie a D. R. Gregg (1965) z Nového Zélandu z provincie Canterbury.

G. Gallitelli (1959) skúmal íly z alochtónnej formácie severných Apenín. Íly obsahujú vrchnokriedovú faunu (*Gumbelina globulosa*). V horizonte „Argille Scagliose“ sú zastúpené aj asociácie ílových minerálov typu montmorillonit-illit.

Starší terciér — paleogén neposkytuje zdroje podstatnejšieho významu. V Poľsku, keďže donedávna mali nepriaznivú situáciu v domácej produkcii, sústredili výskum aj na paleogén. Niekoľkí autori našli bentonity vo viacerých horizontoch flyšového pásma, ale pre malú hrúbku nie sú zatiaľ tieto vrstvy hospodársky efektívne.

M. S. Merabišvili (1962) spomína eocénne lokality z Veľkého Kaukazu. V Rumunsku potvrdili niekoľko ložísk v paleogéne. Ekonomicky významné ložisko v Bulharsku je pri Dimitrograde (G. Nikoforova 1962). Na Novom Zélande v marinných vrstvách spodného eocénu, charakterizovaného foraminiferami, identifikovali bentonity na Južnom ostrove pri rieke Grey (H. E. Fyfe 1933).

Na Madagaskare v eocénnych karbonátoch sú polohy až 8 stôp mocné (N. de Kun 1965). V USA v štáte Mississippi ekonomicky využívajú eocénne a oligocénne bentonity v oblasti Smith a Pearl River. Z oblasti pohoria Black Hills sa využívajú paleogénne bentonity len sporadicky, keďže v tomto území je dostatočný arzenál vysokokvalitnej suroviny z kriedy.

Potencionálnou zásobárňou je aj neogén. Predovšetkým v Európe sa pásmo paratetidy vyznačuje početnými lokálnymi vývoji sedimentov so značným obsahom vulkanického materiálu. Časté sú polohy bentonitovaných tufov a tufitov, ako aj bentonitov.

Vývoj cyklov s uvedenými horninami môžeme dobre sledovať aj na Slovensku vo východoslovenskom neogéne. Od prvého objavu z roku 1949, resp. 1954 (Kuz-

mice) dosiahol sa veľký pokrok vo vedeckom poznaní i odkrytí zásob. Touto problematikou sa zaoberalo viacero autorov (I. Horváth, L. Ivan, B. Leško, V. Radzo, J. Slávik). Odkazujem na ich publikované práce.

Bentonitizované tufy, tufity a bentonity sa nachádzajú v rozličných mocnostiach vo všetkých neogénnych stupňoch vo východoslovenskej neogénnej panve. Výskyty i ložiská sú viazané predovšetkým na kyslé pyroklastikum, ale sú známe i lokality z bázických i zmiešaných pyroklastík. Najrozsiahlejšie ložisko bolo objavené v rokoch 1962—1963 (L. Ivan 1965) v priestore Michalian (okres Trebišov), kde bentonity, resp. tufiticko-bentonitické súvrstvie, ležia na brakických vrstvách spodného sarmatu. Spomínané súvrstvie považujem za vyšší sarmat. Ide o sladkovodný vývoj s vložkami lignitov.

Prvá zmienka o bentonitoch v Lastovciach je datovaná z roku 1954 (GÚDŠ). Geologický prieskum Vranov v rokoch 1960—1962 vypočítal aj zásoby priemyselných bentonitov z lastovskej vetvy ložiska. Avšak bentonity a pyroklastikum z Lastoviec a tufiticko-bentonitické súvrstvie z Michalian sú stratigraficky, tektonicky i geneticky späté. Dosiaľ menšie nádeje možno klásť do tortónskych sedimentov (Kučín, N. Hrabovec, Poša, Kysta, Kašov). S optimizmom možno očakávať väčšie zásoby z Cejkova (L. Ivan 1965).

V spodnom miocéne ako prvý overil ložisko B. Leško roku 1954. M. Ciešarik — J. Očenáš (1964) opísali bentonity zo Žiarskej kotliny. Pripisuje sa im vrchnosarmatský až pliocénny vek. V oblasti stredoslovenských neovulkanitov boli zistené početnejšie lokality bentonitických hornín tortónskeho až pliocénneho veku.

Bentonity v oblasti Českého masívu sa viažu na severozápadné a západné Čechy. Vystupujú hlavne v troch orografických jednotkách: a) Severočeská krušnohorská panva, b) České stredohorie, c) Doupovské hory. Prvým ložiskom v ťažbe boli Braňany (1933). V uvedených orografických jednotkách bentonity sú oligocénneho až pliocénneho veku.

V Poľsku v neogénnych vrstvách boli zistené len menšie polohy bentonitov. Pri Chmieníku a Rachove sa v malom množstve z nich i ťažilo. K. Kowalevski (1958) začleňuje polohy do tufiticko-bentonitického komplexu a pripisuje im sarmatský vek. J. Tokarski (1953) spomína výskyty i tortónskych sedimentov.

V ZSSR sa v pásme *paratetídy* zistili a vymedzili desiatky bohatých lokalít. Na Zakarpatskej Ukrajine sa nachádza významné ložisko Gorbky s priemernou mocnosťou 11 m. Priemyselné zásoby sa odhadujú na 7,2 miliónov ton (E. K. Lazarenko — J. F. Pekun 1966). Z neogénnych bentonitov Ukrajiny majú ekonomický efekt najmä Pyževsk, Čerkassk, Staryj Počajev. I ďalšie výskyty sú uložené v sarmatských a v tortónskych vrstvách. Z tortónskych vrstiev sú známe bentonity v Rumunsku, napr. v Banáte, lokality Pirvov a Zarlecul Mare. V sarmate (?) sa nachádza lokalita Ocna Mure.

Aj Maďarsko je potenciálnou krajinou v exploatacii bentonitov z neogénu. Do-

nedávna exportovali surovinu najmä z ložísk Nagytétény a Istenmezeje aj do bratislavskej Dimitrovky. Výskyty z Tokajského pohoria (Mád, Komló) majú podobné stratigrafické postavenie ako slovenské bentonity z provincie Michaľany—Lastovce—Kuzmice.

Bentonity i montmorillonitové íly identifikovali vo viacerých regiónoch *Juhoslávie*, ktoré krajina aj vyváža. V depresii Slávište na lokalitách Cinovci a Kankovici vystupujú bentonity v neogéne. Neogénneho veku sú aj bentonity na lokalitách Blace a Bogovina.

V *Rakúsku* je známa neogénna lokalita Feldbach. Najvýznamnejšia ťažba tejto horniny v *Nemecku* je deponovaná pri rieke Isar v Bavorsku. Je zastúpená v miocéne a intenzívna exploatacia je zhruba medzi mestami Meinburg—Moosburg—Landshut.

V neogénnych usadeninách na území západných a južných európskych štátov (Francúzsko, Belgicko, Španielsko, Taliansko) včítane Švajčiarska výskum potvrdil mnohé lokality montmorillonitov. Ložiská sa však exploatujú hlavne v Taliansku, kde smotanovobiele bentonity z ostrova Ponza sú svetovou raritou. V niektorých horizontoch majú takmer 100-percentné zastúpenie montmorillonitov. Ich úžitkové vlastnosti podmieňujú ich komerčialnu hodnotu. Napr. roku 1959 sa platilo až 92,6 US-dolárov za tonu.

V *Španielsku* a v *severnej Afrike* sú viazané výskyty bentonitov na pohoria alpínskej orogenézy. V Maroku sú známe lokality Maadza, v Alžírsku lokalita Dar Embarek. Obidve sú neogénneho veku.

Teritórium USA okrem kriedových ložísk má významný zdroj bentonitov aj v neogénnych vrstvách. Čo do rozsahu, kvality i vedeckého spracovania najvýznamnejšie sú dve oblasti: *oblasť atlantická* a *oblasť pacifická*.

Z hľadiska moderných metód (litológie, sedimentárnej petrografie, mineralógie) zaujímavá je interpretácia výskytov bentonitov v Gueydanskej (Catahoula) formácii v južnom Texase. Podrobne o tom hovorí práca E. F. M c B r i e d e — W. L. L i n d e m a n n — P. S. F r e s m a n (1968).

Gueydanská formácia je oligocénneho a spodnomiocénneho veku. Vyvíjala sa v období hlavného vulkanizmu (Big Bend). Pyroklastický materiál postupoval od západu (Západný Texas, severné Mexiko) k východu. Hlavne v dôsledku dažďov, väčšinou vo forme bahenných tokov v jv. smere stekali produkty po paleosklone. Počas gigantických erupcií bola určitá časť pyroklastika transportovaná eolicky. Ďalší transport obstarávali bahnotoky a povrchové toky. Gueydanská formácia je tiež reprezentovaná polohami bentonitov, ktoré iba v niekoľkých depozíciách čistého bentonitu majú mocnosť niekoľkých palcov. Bentonity sú spravidla mäkké až stredne tvrdé horniny ílového charakteru. Obsahujú až 100 % montmorillonitov. Bentonitové polohy sa striedajú s tufitickými ílmi a celý komplex máva mocnosť 16 až 20 stôp. Zriedkavo sa nachádzajú v prirodzených odkryvoch, čo sťažuje presnejší odhad ich zásob.

Za perspektívny terén je považovaná aj otayská oblasť v Kalifornii pri hraniciach Mexika neďaleko pobrežia Pacifiku. Ťažba bola zameraná hlavne na údolie rieky Otay. Bentonity sa vyskytujú vo vrchnej časti formácie San Diego, ktorej vek sa považuje za strednopliocénny alebo vrchnopliocénny. Miestami sedimenty obsahujú hojné zvyšky fauny *Molusca* a najmä pekténov, ktoré boli určené ako pliocénne. Vo formácii San Diego v otayskej oblasti boli bentonity identifikované v 6 horizontoch. Sú takmer horizontálne uložené s mocnosťou od niekoľko palcov až po 4 i viacej stôp.

Priemyselné ložiská v neogéne sa nachádzajú v západnej časti Kanady. Späté sú s terciárnym vulkanizmom, resp. s atmosferickým transportom sopečných popolov. V Britskej Kolumbii, v rajóne Princeton, sú dve polohy bentonitov, ktoré oddeľuje poloha lignitov. Vyššie polohy dosahujú až 11 stôp. Lokalitu Walsh v provincii Alberta pokladajú za terciárnu; bentonity tu dosahujú 5 stôp.

Zásľuhu na objavení bentonitových ložísk na Kube majú predovšetkým experti z ČSSR. Ložiská sa zatiaľ vyskytujú v marinných sedimentoch neogénu (Quanabo, Managua, Rodas, Redention, Amoro).

Materskými horninami bentonitov v Japonsku sú neogénne vulkanické horniny, predovšetkým dacitové a ryolitové tufy. Ložiská sú deponované do tzv. „formácií zelených tufov“. O výskytoch ílových minerálov, včítane montmorillonitov, bohatých na Mg v okolí niektorých hydrotermálnych rudných ložísk, pojednávajú autori S. Iwao a H. Minato v práci z roku 1959.

Na Novom Zélande v provincii Canterbury zaznamenali ložiská vo dvoch formáciách.

Vo formácii Chalk Hill v nadloží piesku je zastúpená poloha do 20 stôp mocného sivozeleného bentonitu, ktorý je prikrýty bazaltovým tufom a brekciou. Chalk Hill korelovali s vulkanickou formáciou Harper Hills, ktorú považujú za vrchný miocén. Táto formácia zahrnuje niekoľko bazaltových prúdov, tufov, brekcií a bentonitov.

Technickými prácami bolo potvrdené, že miestami je surovina až 80 stôp mocná. Za prirodzenej vlhkosti má olivovozelenú farbu a voskovitý vzhľad. Obsah premenlivého množstva dobre opracovaných a vyleštených kremitých zrníčok naznačuje eolický transport. Zachované zvyšky rastlín pomáhajú dešifrovať sedimentáciu, ktorá sa považuje za sladkovodnú.

Genéza bentonitov sa odvodzuje od sklovitého bazaltového popola. Poukazujú na to aj mierne zmenené bázické vulkanické sklá v hornine.

Aj v kvartérnych sedimentoch i v recente konštatovali na početných miestach montmorillonity. Napr. I. H. Milne a T. H. Barby (1958) skúmali sedimenty riek, tečúcich do Mexického zálivu, najmä deltovité usadeniny Mississippi. V miestach pomalej sedimentácie pozorovali zmeny montmorillonitu v illit. Uvedení autori kladú hlavný dôraz na klimatické faktory pri vzniku a premenách ílovitých minerálov.

V Mexiku na polostrove Jucatan študoval ílové minerály v pôdach N. Agui-

lera (1959). Sú to pôdy v zásade reziduálne, prevažne ležiace na karbonátoch oligocénného veku. V neskorom pleistocéne získali vápnité, reziduálne sedimenty, resp. pôdy, prímies vulkanických komponentov, pochádzajúcich z regiónu Tabasco, Chiapas i zo susednej Guatemaly. Jucatan sa rozprestiera v tropickom pásme, kde klimatický faktor má podstatný vplyv na vývoj pôd. N. Aguilera (1959) pozoroval v čiernych, rendzinových pôdach hojnosť montmorillonitov (súvis s vulkanickým materiálom), kým v červených pôdach prevládal gibbsit, kaolinit a hematit, čo zodpovedá lateritickému vetraniu v tropickom podnebí.

Poukázal som na dva významnejšie pramene v problematike montmorillonitov v kvartéri. Komentovanie obsiahlej literatúry presahuje rámec vytýčeného zámeru, avšak kvôli úplnosti zásadnejšie práce uvádzam v zozname literatúry, v ktorých je ďalšia bibliografia.

Záverom zdôrazňujem význam poznania stratigrafickej pozície bentonitov, ktorá môže veľmi výrazne finančne i číselne v zásobách ovplyvňovať prospekciu vyhľadávania ložísk i samotnú ťažbu.

Znalosť stratigrafie uľahčuje koreláciu a môže byť jedným zo základných vodidiel na dešifrovanie, resp. interpretáciu fosílnych, vulkanických erupcií; prípadne dedukciou podnecuje uvažovať o odraze vulkanizmu na tektonický pulz.

Geofond Bratislava

LITERATÚRA

- [1] Atanasov G. — Stefanov G. — Trašliev St. — Goranov A., 1964: Bentonitovi gliny ot rajona na Dimitrograd. God. Sof. u-tet. GG fak. t 57. kn. 1, Geologia, Moskva. — [2] Battalov Š., 1961: Katalitičeskíe i otbelivajuščie svojstva bentonitovyh glin Kazachstana. Akad. Kaz. SSR, č. 5, p. 6—16, 1963, Alma-Ata. — [3] Bregvadze V. A., 1961: Issledovanie nekotorych sorbionnyh svojstv novykh estestvennyh bentonitovyh glin Gruzii. Tr. Gruz. instituta subtrop. č. 5—6, Tbilisi. — [4] Byström A. M., 1958: Die Tonminerale in der ordovicischen Bentonitlagern in Billingen, Südwest Schweden, Chem. Z., p. 129, Stockholm. — [5] Byström A. M., 1956: Mineralogy of the Ordovician Bentonite Beds at Kinnekulle. Sweden, Sveriges Geol. Undersökning, s. C. No 5, Stockholm. — [6] Cavinato A., 1959: Geologia e genesi della rocce bentoniche italiane Industria Mineraria 10, Roma. — [7] Ciesarik M. — Planderová E., 1965: Geologická pozícia limnokvarcitov ložiska Stará Kremnička. Geologické práce, Správy 35, Bratislava. — [8] Cílek V., 1967: Ložiska bentonitu na východním úpatí Doupovských hor, Sborník, Ústí n/Labem. — [9] Clem A., 1963: Industrial applications of bentonite. Clay and clay minerals. Pergamon Press, Oxford—London—New York—Paris. — [10] Cleveland G. B., 1960: Geology of the Otay Bentonite deposit San Diego County. California. Special Report 64, San Francisco. — [11] Csajághy G., 1957: A hazai bentonitokról Földt. közl., 87/3, Budapest. — [12] Czermiński T. — Ryka W., 1962: Bentonit w dolomitach eiflu w Jurkovicach kolo Klimontowa. Kwart. geol., č. 1, Warszawa. — [13] Čada M. — Fišera E., 1967: Průzkum ložisek bentonitu v Severočeské hnědouhelné pánvi. Sborník, Ústí n/Labem. —

- [14] Čuchriajeva A. P.—Mirtov T. V., 1961: Bentonitovyje gliny Kuzbasa. Mest. Zap. Sibiri i Novos. geol. uprv., č. 3. — [15] Fahr G.—Hösel G., 1964: Bentonitisierte Tuffe im Silur des südwestlichen Vogtlandes. *Geologie* XIII/4. — [16] Forman S. A.—Lake R. M., 1954: The identification of the clay constituents in some geological field samples from central Ontario. Mines Branch, Research Report MD 160, Dept. Mines and Tech. Surv., Ontario. — [17] Grim R. E., 1953: *Clay Mineralogy*. McGraw-Hill series in Geology. New York—London—Toronto. — [18] Horváth I., 1966: Kryštalochemická štruktúra montmorillonitov východného Slovenska, možnosť jej využitia a význam. *Silikáty* 2, Praha. — [19] Ivan L., 1965: Poznámky k vývoju východoslovenského neogénu vo vzahu k nerudným surovinám. Sborník východoslovenského múzea, Košice. — [20] Ivan L., 1966: Die Entstehung der Bentonite in der ostslowakischen Tiefebene. *Geolog. zborník* 17/1, Bratislava. — [21] Ivan L., 1967: Svetové ložiská bentonitov — rešerše. Manuskrift-Geofond, Bratislava. — [22] Ivan L.—Leško B., 1962: Stratigrafická pozícia keramických surovín v neogéne a ich využitie. *Geol. práce, Zošit* 63, Bratislava. — [23] Januszewicz P.—Czajka A., 1963: Masy syntetyczne dla odlewów stalowych i żeliwnych z bentonitem radzionkowskim. *Przegl. Odl.* 14/3, Warszawa. — [24] Karamata S., 1957: Einige Betrachtungen über die Entstehung der Bentonite von Slavište. *Heidelberger Beit. zur Mineral. und Petrographie*, 5, Heidelberg. — [25] Koszarski L.—Wieser T., 1963: Bentonitized tuffs in the complex of Menilite silex rocks in the Flysch Carpatians. *Bull. Acad. Po. S. X/1*, Warszawa. — [26] Kulig M.—Kapińska I., 1966: Bentonity. *Techn. Poszuk. Polske*, 19, Warszawa. — [27] de Kun N., 1965: The mineral resources of Africa. Amsterdam—London—New York. — [28] Latin E., 1961: Cercetari asupra unor paminturi bentonitice din regiunile Banat si Hunedoara. *Studii Acad. RPR* 8/1—2, Timisoara. — [29] Leško B., 1957: Geológia východnej a južnej časti Ondavskej vrchoviny. *Geologické práce, Zošit* 46, Bratislava. — [30] MacEvan D. M. C., 1956: A study of a interstratified illite-montmorillonite clay from Worcestershire England, *Clays and Clay Min.* — [31] Maddox D. S., 1930: Bentonites in Ordovician near Collingwood, Ontario. *Science, N. Series* 72, Ontario. — [32] Marsh O. T., 1960: *Geology of the Orchard Peak Area, California*. Special Report 62, San Francisco. — [33] McBride F. E.—Lindemann L. W.—Freeman S. P., 1968: *Lithology and Petrology of the Guydan (Catuhoula) Formation in South Texas*. Bureau of economic Geology. Report of Investigations No 63, Austin. — [34] Merabišvili M. S., 1962: Sostojanie i perspektivy osvojenija bentonitovyh glin glavnejšich mestoroždenij SSSR. *Geol. s. Kaukaz. instituta min. syrja*, č. 2. — [35] Michalek Z., 1965: Ily montmorillonitove z Radzionkova na gornym Slasku. *Rozprawy* 39, Kraków. — [36] Mirza I.—Chergariu L., 1963: Bentonitul de la Valea Chioarului. *Nota prelim.* 4/1. — [37] Nikolić-Obradović J., 1963: Bentonitska glina iz okoline Blaca. *Geološki anali Balkanskog poluostrva kryiga XXX*, Beograd. — [38] Osterwald Frank W.—Osterwald Doris B.—Long Joseph S.—Wilson Jr.—William H., 1966: *Mineral Resources of Wyoming*. University of Laramie, Wyoming. — [39] Pekun J. F., 1956: Mineralogija bentonitovyh glin zapadnyh oblastej USSR, *Evov.* — [40] Pietracaprina A., 1966: La bentonite di Uri (Sardegna). *Boll. Soc. Geol. ital.*, 85/3—4, Roma. — [41] Richte A. T.—Gregg D. R., 1965: Bentonites of Canterbury. *Mining and Metallurgical Congress Australia and New Zealand*. — [42] Ross J. S., 1964: Bentonite in Canada. Dept. Min. Techn. Surv. Min. Branch, Ottawa. — [43] Sikora W.—Wieser T., 1961: Obecny stan wiadomości i perspektivy poszukiwan bentonitow skal pokrewnych polskich Karpat fliszowych. *Przegl. geol.* 9/12, Warszawa. — [44] Slánský E., 1967: Jílové minerály smíšených struktur a metodika jejich určování. *Časopis pro min. a geologii* 12/2, Praha. — [45] Slávik J., 1962: Geológia a genéza niektorých ložisk pelitov v neogéne východného Slovenska. *Geologické práce, Zošit* 63,

Bratislava. — [46] Smith D. G. W. — Duadsgaard H. — Folinsbee R. E. — Lipson J., 1961: K/ar age of lower Devonian bentonites of Gaspé, Que., Geol. Soc. Am. Bull. 72. — [47] Stopa S. Z., 1962: Poziom stratygraficzny ílow montmorillonitowych w karbonie produktywnym okolia Bytomia. Spraw. Pos. Kom. Oddz., Kraków. — [48] Sudo T. — Hayashi H., 1959: Clay mineralogical Aspects on montmorillonite from Japan. Congreso geológico internacional, Mexiko. — [49] Šalát J. — Ončáková N., 1966: Mineralógia II. vyd. VŠT, Košice.

L. IVAN

STRATIGRAPHIC ASSIGNMENT OF BENTONITE DEPOSITS

Although bentonites do not provide a suitable medium for fossilization, they are marked stratigraphic layers which can contribute to the establishment of the stratal sequence, particularly in the regions of intricate tectonic structure. As they are derived from the alteration of volcanic, chiefly pelitic, rocks, they exist and can be presumed to exist within the reach of old, young and recent volcanism. The rocks of bentonitic type have been registered in various stratigraphic horizons from the Early Palaeozoic until the Recent. With the exception of Antarctica the bentonites are known from all continents.

For the stratigraphic assignment of bentonites the genesis of bentonites is of essential importance. They are generally formed by post-genetic processes relative to the stratal sequence in which they occur.

At present bentonites dating from the interval of Carboniferous — Neogene are exploited with economic effect. The absence of bentonite deposits from the Archean, Proterozoic and Early Palaeozoic is explained by the activity of several factors (see R. E. Grim 1953, 1956; I. H. Milne — T. H. Barby 1958; E. Ch. Weswer 1958; M. C. Powers 1957).

The oldest bentonites exploited in the past are those from the Ordovician Lexill Formation (Collingwood) in Canada. Ordovician rocks bearing bentonites are also known from the U. S. A. (Mississippi, Georgia, Alabama); from the Kinnecul locality in Sweden; and from the localities Mojczy and Widelek in Poland. In America and Europe bentonites also occur in the Silurian. Occurrences of thin beds of bentonitic rocks have been found in the Devonian of America and Europe. Carboniferous seems to be promising for bentonite reserves. Thus, for instance, an extensive deposit has been proved in the fresh-water facies of the coalbearing Carboniferous of Poland, which may be of economic significance. In Australia the bentonites are exploited from the Permian (Queensland).

On the world-scale, the most important deposits occur in the Cretaceous complexes. The State of Wyoming (U. S.) has the greatest production in the world from the Cretaceous deposits. Of Cretaceous derivation are also bentonites in Asia (Z. S. S. R., Turkey, Israel).

Numerous bentonite deposits have been reported from the Tertiary. In Europe they occur in all the Neogene stages. The most significant deposit of Slovakia (Michalany—Lastovce) rests on the Sarmatian. Deposits of economic importance are in the Neogene of the Ukraine, Rumania, Hungary, Jugoslavia, Germany and Italy, and are exploited in Morocco and Algeria. The Tertiary rocks furnish bentonite deposits worth of exploitation in Japan, New Zealand and America (California, Texas, Cuba).



EUGÉNIA VAŠKOVSKÁ

NIKTORÉ MIKROMORFOLOGICKÉ ČRTY FOSÍLNEJ PÔDY POSLEDNÉHO INTERGLACIÁLU V PROFILE NOVÉ MESTO NAD VÁHOM (MNEŠICE)

Abstrakt. Auf Grund von mikromorphologischen Studien konstatiert die Autorin und belegt auch mit Photographien die Anwesenheit der beweglichen Ton-Substanz (Teilbraunlehmplasma von optisch orientiertem Tone, der geschichtet in Poren abgelagert ist) in der Plasma-Komponente des Fossilbodens des letzten Interglazials (PK III) im Loess-Profil von Nové Mesto nad Váhom (Mnešice), was auf Illimerisierungsprozesse hinweist.

V rámci mikromorfologického štúdia fosílnych pôd študovala som aj sprašový profil pri Novom Meste nad Váhom. Nachádza sa v opustenej tehelni na s. okraji obce Mnešice, v predmestí Nového Mesta nad Váhom. V tomto profile, ako už skôr poukázali J. Bárta — V. Ložek — J. Kukla (1961) a I. Vaškovský (1969), možno odlíšiť nad sebou ležiace, vekove rozdielne čiastkové pokryvy, zložené z horizontov spraší a fosílnych pôdnych komplexov (PK V, PK IV, PK III + PK II, PK I), ktoré vo vzťahu k podložným fluviálnym terasovým sedimentom majú rôzne priestorové rozšírenie. Osobitný význam študovaného profilu, nielen z hľadiska miestneho, ale aj stredoeurópskeho spočíva v tom, že sa tu zatiaľ stanovili zvyšky ľudských kultúr v piatich nad sebou ležiacich horizontoch (Gravettien, Szeletien, Moustérien, Levallois, Clactonien). Z práce spomínaných autorov vyplýva, že horizonty ľudských kultúr sa dajú spájať s horizontami fosílnych pôdnych komplexov; doložené sú aj paleontologicky.

V predložennom príspevku načrtávam niekoľko postrehov k mikromorfologickej charakteristike fosílnaj pôdy posledného interglaciálu — k pôde PK III, ktorá je v študovanom profile priestorove najrozšírenejšia a má veľký korelačný význam pre stratigrafiu sprašových komplexov širšieho okolia.

Pri mikroskopickom štúdiu tejto pôdy bola pozornosť sústredená na charakter plazmy*, ktorá je najcitlivejším indikátorom všetkých procesov prebiehajúcich

* Pri mikromorfologických štúdiách vychádzam najmä z myšlienok zakladateľa pôdnej mikromorfológie W. L. Kubiěnu (1938, 1956), ktorý vyčleňuje v pôdach dve základné kategórie: skelet (zložka primárna) a plazma s novotvarmi (zložka sekundárna).

v pôde a je relatívne najstabilnejšia voči diagenetickým procesom, zasahujúcim pôdu po jej fosilizácii (W. L. Kubiěna 1938, N. G. Minašina 1958, J. I. Parfionovová, J. A. Jarilovová 1962, T. D. Morozovová 1963, L. Smolíková 1967 a i.).

Vo výbrusoch z B-horizontu tejto fosilnej pôdy bol zistený opticky orientovaný íl, vrstvovite uložený po stenkách puklín, najmä pórov (tab. XVII, obr. 1, 2; tab. XVIII, obr. 1), alebo úplne vyplňujúci póry, prípadne pukliny (tab. XVIII, obr. 2). Hrúbka nátekov dosahuje 0,05—0,07 až 0,1 mm. Farba ílu je červenohnedá, vo vrchnom horizonte sýtejšia (červenohnedá, tmavohnedá až čierna), čo spôsobuje prítomnosť organo-minerálnych zlúčenín. Okrem toho opticky orientovaný íl červenkastožltej až žltej farby má šupinkovitú a vláknitú mikroštruktúru, pričom hrúbka jednotlivých šupiniek dosahuje tisíce milimetra a možno ju pozorovať vo výbrusoch len pri skrížených nikoloch a väčšom zväčšení (tab. XIX, obr. 1).

Novotvary vo fosilnej pôde majú formu kompaktných mikroortsteinov (tab. XIX, obr. 2), alebo sú to segregácie hydroxidov Fe s nejasne ohraničenými okrajmi (tab. XX, obr. 1). Uhlíčitany sú vyluhované a vyskytujú sa len ojedinelé vyzrážaniny sekundárneho mikrokryštalického kalcitu v póroch (tab. XX, obr. 2).

Zistené skutočnosti nasvedčujú tomu, že fosilna pôda posledného interglaciálu (PK III) na lokalite Mnešice formovala sa vo vlhkých podmienkach. Zistený opticky orientovaný íl vláknitej a šupinkovitej mikroštruktúry naznačuje, že v pôde prebiehali procesy vnútropôdneho zvetrávania in situ, na čo poukázali na pôdach podobného charakteru R. Brewer (1956), N. G. Minašina (1958) a na niektorých typoch recentných pôd na trnavskej pahorkatine (Z. Bedrna 1966). Dôležité je aj zistenie pohyblivého, opticky orientovaného ílu, posunovaného v pôdnom profile a vrstvovite uloženého po stenkách pórov a puklín, prípadne úplne vyplňujúceho póry v B-horizonte. Táto posunutá plazma, ktorú jednotliví autori nazývajú rôzne (W. L. Kubiěna 1938, 1956 *Braunlehm-Teilplazma*, N. G. Minašina 1958 *natečený alebo sekundárny íl*, J. I. Parfionovová—J. A. Jarilovová 1962 *kolomorfný íl*, L. Smolíková 1967 *čiasťková braunlehmová plazma*), je hlavným indikátorom, poukazujúcim na proces illimerizácie v tomto pôdnom horizonte.

LITERATÚRA

- [1] Bárta J.—Ložek V.—Kukla J., 1961: Das Lössprofil von Nové Mesto im Waagtal. Eiszeitalter und Gegenwart. Bd. 12, Öhringen. — [2] Bedrna Z., 1966: Topografický rad pôd výškovej pásmovitosti na trnavskej pahorkatine. SAV, Pedologica 2, Bratislava. — [3] Brewer R., 1956: Optically oriented clays in thin sections of Soils = Rapp. VI. Congr. Int. Sci. Soil., Vol. E, Paris. — [4] Fink J., 1966: Zаметky k voprosu o lesse. Izd. Nauka AN ZSSR, Moskva. — [5] Kubiěna W. L., 1938: Mikropedology. Jówa, Ames. — [6] Kubiěna W. L., 1956: Zur Mikromorphologie, Systematik und Entwicklung der recenten und fossilen Lössböden. — [7] Kukla J.—Ložek V., 1961: Loesses and Related Deposits Survey of Czechoslovak Quaternary. Inst. Geol. Prace XXXIV, 11—28, War-

szawa. — [8] Minašina N. G., 1958: Optičeski orientirovannyje gliny v počvach. Počvo-vedenije, N. 4, Moskva. — [9] Morozovová T. D., 1963: Mikromorfologičeskoje izučeníje pogrebennyh počv. AN ZSSR, Počvovedenije, N 9, Moskva. — [10] Parfionovová J. I. — Jarilovová J. A., 1962: Mineralogičeskie issledovanija v počvovedeniji, Moskva. — [11] Smolíková L., 1967: K metodice mikromorfologického výzkumu půd. Geologický průzkum 7, Praha. — [12] Smolíková L., 1968: Mikromorfologija pogrebennyh počv v lessových serijach. Lessovije seriji Českoslovakii. Inst. geogr. ČSAV, Brno. — [13] Šajgalík J., 1964: Die Lössablagerungen des Váh-Tales. Geolog. zbor. 15/2, Bratislava. — [14] Vaškovský I., 1969: To the Development of Quaternary near Nové Mesto nad Váhom (Mnešice). Věstník ÚÚG, Praha.

E. VAŠKOVSKÁ

MICROMORPHOLOGY OF THE LAST INTERGLACIAL SOIL FROM THE LOESS PROFILE IN NOVÉ MESTO NAD VÁHOM (MNEŠICE)

The profile is located in an abandoned loam pit in the northern outskirts of Mnešice, the suburb of Nové Mesto nad Váhom. In this profile loess horizons alternate with fossil soil complexes (PK V, PK IV, PK III + II, PK I). These overlying partial covers differ in age and extent. The profile is not only of local but also of Central European importance especially because relics of human cultures have been recovered from five superposed horizons (Gravettian, Szeletian, Moustérian, Levalloisian, Clactonian). The cultural layers can be linked with the fossil soil horizons and, moreover, are palaeontologically evidenced.

In this paper the author comments on the micromorphological characteristics of the Last Interglacial soil (PK III), which is most extensive in this profile and is of primary importance for correlation.

In the thin sections from B-horizon of this fossil soil optically oriented clay has been identified. It forms coatings on the walls of fissures or pores (Pl. XVII, fig. 1, 2; Pl. XVII, fig. 1) or fills the pores and fissures completely (Pl. XVIII, fig. 2). These coatings are 0,05—0,07 up to 0,1 mm thick. The clay is reddish — brown, in upper horizon also dark-brown up to black, owing to organo-mineral compounds. The optically oriented reddish-yellow and yellow clay shows a flaky and fibrous microstructure which is observable in thin sections under crossed nicols. The thickness of flakes reaches one thousandth of millimetre (Pl. XIX, fig. 1).

The new forms in fossil soil appear as „micro-ortstein“ (Pl. XIX, fig. 2) or as segregations of Fe-hydroxides with diffused margins (Pl. XX, fig. 1). Carbonates are leached; precipitates of secondary microcrystalline calcite in pores are sporadic (Pl. XX, fig. 2).

These facts suggest that the fossil soil dating from the Last Interglacial (PK III) at the Mnešice locality originated under humid conditions. The optically oriented clay of fibrous and flaky microstructure indicates that in-situ internal weathering took place in the soil. Of importance is also the identification of movable, optically oriented clay, which was displaced in the soil profile and deposited as coatings on the walls of pores and fissures, or as fillings of pores in B-horizon. The displaced clay plasma is the main indicator of illimerization in this soil horizon.

Vysvetlivky k tabuľkám XVII—XX
Opticky orientovaný íl vrstvomite uložený v pórach
(tmavé náteky)

Tab. XVII

- O b r. 1 Nikoly II; zväčš. 160×
O b r. 2 Nikoly II; zväčš. 160×

Tab. XVIII

- O b r. 1 Nikoly II; zväčš. 160×
O b r. 2 Nikoly II; zväčš. 160×

Tab. XIX

- O b r. 1 Opticky orientovaný íl šupinkovitý a vláknitý (biele šupinky) nikoly +; zväčš. 160×
O b r. 2 Mikroortstein kompaktný tmavý, nikoly II; zväčš. 160×

Tab. XX

- O b r. 1 Vyzrážaniny hydroxydov Fe (tmavé), nikoly II; zväčš. 63×
O b r. 2 Sekundárne vyzrážaniny mikrokryštalického kalcitu v póre (biele), nikoly +; zväčš. 160×

Explanation of Plates XVII—XX

Clay of Optical Orientation, Deposited with Stratification in Pores
(Dark-Coloured Partial Brown Loam Plasma)

Plate XVII

- F i g. 1 Nicols II; magnif. 160×
F i g. 2 Nicols II; magnif. 160×

Plate XVIII

- F i g. 1 Nicols II; magnif. 160×
F i g. 2 Nicols II; magnif. 160×

Plate XIX

- F i g. 1 Scaled and filamentous clay of optical orientation (white scales), nicols +; magnif. 160×
F i g. 2 Compact microortstein; dark-coloured, nicols II; magnif. 160×

Plate XX

- F i g. 1 Coagulations of Fe hydrated oxides (dark-coloured), nicols II; magnif. 63×
F i g. 2 Secondary coagulations of microcrystalline calcite in the pore (white), nicols +; magnif. 160×

RUDOLF KUŠÍK

O TMAVOSIVEJ ÍLOVITEJ BRIDLICI KAMPILU(?) Z DRIENKU

V ťachtici PV-1, hlbenej na Drienku neďaleko cesty Banská Bystrica—Poniky boli zastihnuté tmavosivé ílovité bridlice v tektonickom styku s podložným dolomitom série Drienku, v ktorom sa nachádzajú galenit-sfalerit-pyritové ťošovky. Stratigrafická príslušnosť týchto bridlíc je problematická, pretože J. Bystrický (1964) uvádza z oblasti Drienku v kampilu pestré bridlice, ale o čiernych bridliciach nie je tu ani zmienka. Mikropaleontologický výskum týchto bridlíc nejestvuje, zdá sa však, že by jeho výsledky boli negatívne, pretože vápnitá zložka bola dolomitizovaná, čo by sťažovalo prípadné určovanie fauny. V predloženej práci pojednávam o petrograficko-mineralogickom zložení týchto bridlíc a vyvodzujem určité závery.

Podstatnou súčasťou horniny je ílovitá zložka, ktorá je výrazne pigmentovaná organickou substanciou. Pigmentácia zvyrazňuje lamináciu, ktorá je zhruba daná vrstvičkami ílovitej zložky, kremeňa a dolomitu. Karbonát som identifikoval farbivou skúškou v roztoku dusičnanu meďnatého a ponorením do konc. amoniaku. Na pigmentácii vzorky sa zúčastňuje aj pyrit, ktorý je zväčša rozptýlený vo forme jemných zrníek. Zriedka sa grupuje do väčších zhlukov a ťmúh, ktoré sú tiež usporiadané podľa laminácie. Kremeň prítomný vo vzorke je klastický i autigénny. Klastický tvorí drobné zrníčka (0,06—0,1 mm), usporiadané v laminách. Autigénny tvorí väčšie zhluky s jemným zrnom, intímne prerastaným dolomitom.

Bridlica ukázala toto chemické zloženie: $\text{SiO}_2 = 50,23$, $\text{MnO} = 0,06$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 17,26$, $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 5,60$, $\text{CaO} = 2,42$, $\text{MgO} = 7,17$, str. žih. = 9,25, $\text{TiO}_2 = 0,56$, $\text{S} = 1,08$, $\text{Na}_2\text{O} = 0,19$, $\text{K}_2\text{O} = 5,12$, $\text{P}_2\text{O}_5 = 0,16$, $\text{PbO} = 0,05$, $\text{ZnO} = 0,63$, spolu 99,78 %.

Kvôli separácii ílovitej zložky som vzorku podrvil pod 0,5 mm a prítomný dolomit rozpúšťal v konc. HCl. Zdá sa, že prítomná ílovitá zložka nebola pri rozpúšťaní postihnutá. Získaný nerozpustný zvyšok predstavuje 77,26 % pôvodnej navážky, takže na rozpustný podiel pripadá 22,74 %, čo je len o niečo viac, ako pripadá na karbonát z chemickej analýzy. Vzorku som vysušil a podrvil na prach (< 0,09 mm). Ílovitú zložku som separoval sedimentáciou v Andreasenových valcoch. Získanú frakciu pod 2 mikróny som podrobil rtg. a DT analýze.

Rtg. údaje prírodnej vzorky pri $Cu_{K\alpha}$ žiarení

tmavosivá bridl.		illit (Michajev 840)		montmorillonit (Michejev 881)		poznámky
I	d	I	d	I	d	
2	14,2			10	11,5	(?) dif.
4	10,02	8	9,98			
2	7,07			4	6,67	(?) dif. kaolinit
3	5,32					
2	5,09					
2	4,95	4	4,97			
7	4,46	8	4,47	8	4,45	
2	4,29			1	4,28	
2	4,21					kremeň?
2	4,17					hydrogoethit?
2	4,10	2	4,11			
2	3,96					
2	3,85			1	3,87	
3	3,76	2	3,7			
6	3,32	6	3,31			SiO ₂ ?
2	3,21	2	3,2			
2	3,11			2	3,113	
2	3,02			4	3,034	
2	2,97	4	2,98			
2	2,87	2	2,84			
2	2,75			3	(2,812)	dif.
7	2,57			7	2,576	
8	2,53	8	2,56			
2	2,43	4	2,44	2	2,404	
3	2,36	6	2,38			
2	2,23	6	2,24	2	2,249	
2	2,14	4	2,18	1	2,175	
2	2,11	4	2,11			
2	1,95	6	1,98			
3	1,68	6	1,64	5	1,697	
2	1,528					
1	1,514					
6	1,490	8	1,50	10	1,495	
2	1,288	6	1,29	2	1,292	dif.

Kvôli overeniu línie pri 14,2 kX, ktorá by mohla patriť tak montmorillonitu, ako aj chloritu, bola vzorka sýtená glycerínom a tak exponovaná. Došlo pritom ku zvýšeniu hodnoty d tejto línie až na 17,7 kX, čo bezpečne poukazuje na montmorillonit. Hodnota d pri 7,07 kX charakterizuje s najväčšou pravdepodobnosťou zastúpenie kaolinitu. Ostatné údaje tohto minerálu neuvádzam, lebo v zázname chýbajú ďalšie línie, hoci ekvivalenty najsilnejších líní kaolinitu na snímke sú pozorovateľné, i keď nie merateľné. Z toho dôvodu ho považujem za najslabšie zastúpený.

Napriek komplikovanému minerálnemu zloženiu vzorky nepodarilo sa niektoré línie identifikovať. Prichádza do úvahy prítomnosť jednak kremeňa, jednak hydrogoethitu, ktorý bol identifikovaný aj mikroskopicky. Vo výbruse kolmom na vrstevnatosť pozorovať jeho prítomnosť v dosť značnom množstve; spolu s organickou prímiesou zvyrazňuje páskovitú textúru. Tvorí výplň medzi jednotlivými laminami,

sčasti je však rozptýlený aj v základnej hmote. Prítomnosť hydrogoethitu naznačuje aj DTA (obr. 2) endotermou pri 350 °C. DTA bola robená v dusíkovej atmosfére, pretože pri normálnych podmienkach sa výrazne prejavila organická substancia rozsiahlou exotermou, prekrývajúcou ostatné reakcie. Illit sa prejavil jedine pri vysokých teplotách, a to výraznou endotermou tesne pri 900 °C a nad 900 °C plochou exotermou. Priložená krivka DTA robená v dusíkovej atmosfére má výrazné vrcholy. Endoterma pri 125 °C znamená stratu molekulárnej vody, pri 570 °C znamená dehydroxyláciu illitu. Endoterma pri 900 °C a nasledujúca exoterma môžu patriť illitu. Pri DT-analýze sa teda neprejavil ani montmorillonit, ani kaolinit. Posledný mohol zvýrazniť niektoré reakcie.

Na krivke TG najskôr pozorovať výrazne pokles — stratu molekulárnej vody, potom mierne klesanie — spaľovanie organickej substancie; výraznejší pokles od 400 do 600 °C znamená stratu hydroxylovej vody a výrazný pokles pri 900 °C predstavuje rozklad mriežky.

Záverom možno konštatovať, že ílovitá zložka v diskutovanej tmavosivej bridlicí je tvorená v podstate illitom, menej je zastúpený montmorillonit a najmenej kaolinit.

Vo svojej práci o ílovitých mineráloch bridlíc rétu a grestenských vrstiev (R. K u - š í k 1967) som dospel k záveru, že určitý stratigrafický horizont je charakterizovaný jedným a tým istým ílovitým minerálom, prípadne viacerými, ale tými istými. V prípade rétických bridlíc a vápencov je to illit, kým v grestenských vrstvách je to illit a kaolinit. Prítom som zistil, že ani odlišný vývoj daného horizontu nevlýva na minerálne zloženie ílovitej zložky natoľko, aby došlo k zmene zastúpenia minerálov ílovitej zložky. Prejavujú sa tu zaiste nielen vplyvy určitého typu zvetrávania na súši, ale aj vplyvy sedimentácie, výsledkom ktorých je charakteristický minerál. Použijeme tento princíp aj v našom prípade. Podľa K o n t u (D. A n d r u s o v 1959) hlavným ílovitým minerálom vo verfenských bridliciach je illit, v menšom množstve je prítomný kaolinit fireclayového typu. Ílovité zloženie je v našom prípade odlišné, lebo montmorillonit je prítomný vo väčšom množstve ako kaolinit, takže by ho bol K o n t a určite zastihol. Táto odlišnosť v minerálnom zložení môže signalizovať, že v prípade diskutovanej tmavosivej bridlice nemusí ísť o kampil. Nie je vylúčené, že ide len o vložku bridlíc v dolomitoch, čomu nasvedčuje aj dolomitizácia karbonátovej časti vzorky. K tomuto záveru dochádzam aj preto, že vložky takýchto bridlíc v dolomitoch nie sú zriedkavosťou.

LITERATÚRA

- [1] A n d r u s o v D., 1959: Geológia československých Karpát II. SAV, Bratislava. — [2] B y s t r i c k ý J., 1964: Stratigrafia a vývin triasu série Drienka. Správy o geol. výskumoch v r. 1963, Slovensko (2), Bratislava. — [3] G r i m R. E., 1956: Minerálogija glin. Izdat. inostr. lit., Moskva. — [4] I v a n o v o v á V. P., 1961: Termogrammy mineralov.

Zap. vses. min. obšč. Vyp. 1, časť 90. — [5] Kušík R., 1967: Sedimentárne eolitické železné rudy rétu a spodného liasu krížňanského príkrovu. Nauka o zemi. Geologica 4, Bratislava. — [6] Kušík R., 1965: Petrograficko-mineralogická správa o Pb-Zn-Cu zrudnení na ložisku Drienok. Manuskript-archív GS, Žilina. — [7] Michejev V. I., 1957: Rentgenometričeskij opredelitel' mineralov, Moskva.

RUDOLF KUŠÍK

PRÍSPEVOK K POZNANIU POVAHY BIELYCH KARBONÁTOVÝCH ŽILIEK V SIVOM DOLOMITE STREDNOTRIASOVÉHO VEKU

V článku načrtávam problémy a spôsob riešenia bielych žiliek v karbonátoch. Čiastočne, ale z iného hľadiska, sa touto otázkou zaoberal M. Mišík (1966). Študoval žilky v titón-neokómskych vápencoch, kým predmetom môjho pojednania sú biele dolomitové žilky v sivom dolomite strednotriasového veku série Drienku. Podľa pripojených DTA ich možno označovať ako slabovápnnité. Z mikroskopického štúdia spojeného s farbiacimi skúškami s dusičnanom meďnatým vyplýva, že vápnnitá prímes je viazaná na proces dedolomitizácie, ktorý vcelku zakončil premeny horniny. Jej fázy možno zhruba charakterizovať takto: 1. *usadenie vápnnitého bahna*; 2. *dolomitizácia — vznik viacerých generácií sivého dolomitu* (R. Kušík 1967); 3. *vznik bielych karbonátových žiliek*; 3. *dedolomitizácia*.

Poslednému procesu možno teda pripísať prítomnosť kalcitickej zložky. Viaže sa obyčajne na obvod bielych dolomitových žiliek, pričom sa líši zrnitosťou od hlavnej výplne pukliny. Je výrazne menšieho zrna ako hlavná masa žilky. Dedolomitizácia vytvára niekedy v blízkosti žiliek hniezda kalcitu, čo spôsobuje, že dolomit má prívlastok slabovápnnitý. Nejde teda o neúplne zatlačený vápenec. Tieto procesy treba predbežne osvetliť, lebo čiastočne ovplyvnili výsledky DTA nielen sivého dolomitu, ale aj bielych žiliek.

V študovaných vzorkách ide o žilky dolomitu v dolomitoch, čo je bežný prípad v strednotriasových dolomitoch. Dokonca nie je zriedkavosťou stretnúť sa so žilkami kalcitu v dolomitoch a opačne.

Na riešenie genézy výplne týchto žiliek som použil metódu spektrálnej analýzy. Je to metóda v tomto prípade dosť nezvyklá, ale zdá sa byť užitočná. Treba totiž zistiť, či ide o výplň puklín, ktorá sa sem dostala s hydrotermálnymi roztokmi, alebo o materiál vzniknutý laterálnou sekreciou. Skutočnosť, že sa karbonátové žilky nachádzajú v dolomitoch, svedčí skôr o laterálne sekrečnom vzniku, nie je však vylúčený ani hydrotermálny pôvod, pravda, za predpokladu, že sa uplatnili topomineálne vplyvy.

Metóda, ktorú som použil, spočíva v tom, že pri laterálne-sekrečnom vzniku žiliek bude žilka obsahovať výlučne prvky svojej materskej horniny, pravdaže koncentrácie môžu byť odlišné, zatiaľ čo u hydrotermálnej výplne žiliek bude asociácia prvkov žiliek a obklopujúcej horniny odlišná.

Za tým účelom som odobral v banských dielach Drienku vzorky, obsahujúce sivý dolomit i biele žilky. Posledné som separoval, takže ďalej uvádzané spektrálne analýzy (obr. 1) predstavujú dvojice vzoriek, pričom prvá (a) reprezentuje sivý dolomit a druhá (b) karbonát z príľahlej bielej žilky. Keďže zatiaľ nemáme možnosti presne zatriediť žilky podľa mikroskopickej charakteristiky k určitému tektonickému cyklu, určil som ich len makroskopicky. Predbežne možno konštatovať, že žilky zatláčajú stylolitické puklinky a sú teda *mladšie* ako ony. Ďalšou ich charakteristickou črtou je, že vznikli už v spevnenej hornine, sú teda *epigenetické*.

	Ca	Mg	Mn	Al	Si	Na	Ti	Sr	Cr	V	B	Ba	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	Pb	Ag	Sn	As	Ga
DR-51a	100-1%	100-1%	1-0,1%	100-1%	100-1%	100-1%	100-1%	0,1-0,001%	0,1-0,001%	stopy	stopy	stopy	1-0,1%	0,1-0,001%	0,1-0,001%	0,1-0,001%	0,1-0,001%	0,1-0,001%	0,1-0,001%	0,1-0,001%	0,1-0,001%	0,1-0,001%
DR-51b	100-1%	100-1%	1-0,1%	0,1-0,001%	0,1-0,001%	0,1-0,001%	0,1-0,001%	0,1-0,001%	0,1-0,001%	0,1-0,001%	0,1-0,001%	0,1-0,001%	0,1-0,001%	0,1-0,001%	0,1-0,001%	0,1-0,001%	0,1-0,001%	0,1-0,001%	0,1-0,001%	0,1-0,001%	0,1-0,001%	0,1-0,001%
DR-52a	100-1%	100-1%	1-0,1%	0,1-0,001%	0,1-0,001%	0,1-0,001%	0,1-0,001%	0,1-0,001%	0,1-0,001%	0,1-0,001%	0,1-0,001%	0,1-0,001%	0,1-0,001%	0,1-0,001%	0,1-0,001%	0,1-0,001%	0,1-0,001%	0,1-0,001%	0,1-0,001%	0,1-0,001%	0,1-0,001%	0,1-0,001%
DR-52b	100-1%	100-1%	1-0,1%	0,1-0,001%	0,1-0,001%	0,1-0,001%	0,1-0,001%	0,1-0,001%	0,1-0,001%	0,1-0,001%	0,1-0,001%	0,1-0,001%	0,1-0,001%	0,1-0,001%	0,1-0,001%	0,1-0,001%	0,1-0,001%	0,1-0,001%	0,1-0,001%	0,1-0,001%	0,1-0,001%	0,1-0,001%
DR-53a	100-1%	100-1%	1-0,1%	1-0,1%	1-0,1%	0,1-0,001%	0,1-0,001%	0,1-0,001%	0,1-0,001%	0,1-0,001%	0,1-0,001%	0,1-0,001%	1-0,1%	0,1-0,001%	0,1-0,001%	0,1-0,001%	1-0,1%	0,1-0,001%	0,1-0,001%	0,1-0,001%	0,1-0,001%	0,1-0,001%
DR-53b	100-1%	100-1%	1-0,1%	0,1-0,001%	0,1-0,001%	0,1-0,001%	0,1-0,001%	0,1-0,001%	0,1-0,001%	0,1-0,001%	0,1-0,001%	0,1-0,001%	0,1-0,001%	0,1-0,001%	0,1-0,001%	0,1-0,001%	1-0,1%	100-1%	0,1-0,001%	0,1-0,001%	0,1-0,001%	0,1-0,001%
DR-54a	100-1%	100-1%	1-0,1%	1-0,1%	0,1-0,001%	1-0,1%	0,1-0,001%	0,1-0,001%	0,1-0,001%	0,1-0,001%	0,1-0,001%	0,1-0,001%	1-0,1%	0,1-0,001%	0,1-0,001%	0,1-0,001%	0,1-0,001%	1-0,1%	0,1-0,001%	0,1-0,001%	0,1-0,001%	0,1-0,001%
DR-54b	100-1%	100-1%	1-0,1%	0,1-0,001%	0,1-0,001%	0,1-0,001%	0,1-0,001%	0,1-0,001%	0,1-0,001%	0,1-0,001%	0,1-0,001%	0,1-0,001%	0,1-0,001%	0,1-0,001%	0,1-0,001%	0,1-0,001%	0,1-0,001%	0,1-0,001%	0,1-0,001%	0,1-0,001%	0,1-0,001%	0,1-0,001%
DR-55a	100-1%	100-1%	1-0,1%	0,1-0,001%	0,1-0,001%	0,1-0,001%	0,1-0,001%	0,1-0,001%	0,1-0,001%	0,1-0,001%	0,1-0,001%	0,1-0,001%	0,1-0,001%	0,1-0,001%	0,1-0,001%	0,1-0,001%	0,1-0,001%	0,1-0,001%	0,1-0,001%	0,1-0,001%	0,1-0,001%	0,1-0,001%
DR-55b	100-1%	100-1%	1-0,1%	0,1-0,001%	0,1-0,001%	0,1-0,001%	0,1-0,001%	0,1-0,001%	0,1-0,001%	0,1-0,001%	0,1-0,001%	0,1-0,001%	0,1-0,001%	0,1-0,001%	0,1-0,001%	0,1-0,001%	0,1-0,001%	0,1-0,001%	0,1-0,001%	0,1-0,001%	0,1-0,001%	0,1-0,001%
DR-56a	100-1%	100-1%	1-0,1%	0,1-0,001%	0,1-0,001%	0,1-0,001%	0,1-0,001%	0,1-0,001%	0,1-0,001%	0,1-0,001%	0,1-0,001%	0,1-0,001%	100-1%	0,1-0,001%	0,1-0,001%	0,1-0,001%	1-0,1%	0,1-0,001%	1-0,1%	0,1-0,001%	0,1-0,001%	0,1-0,001%
DR-56b	100-1%	100-1%	1-0,1%	0,1-0,001%	0,1-0,001%	0,1-0,001%	0,1-0,001%	0,1-0,001%	0,1-0,001%	0,1-0,001%	0,1-0,001%	0,1-0,001%	0,1-0,001%	0,1-0,001%	0,1-0,001%	0,1-0,001%	1-0,1%	0,1-0,001%	0,1-0,001%	0,1-0,001%	0,1-0,001%	0,1-0,001%

100 - 1 %

0,1 - 0,001 %

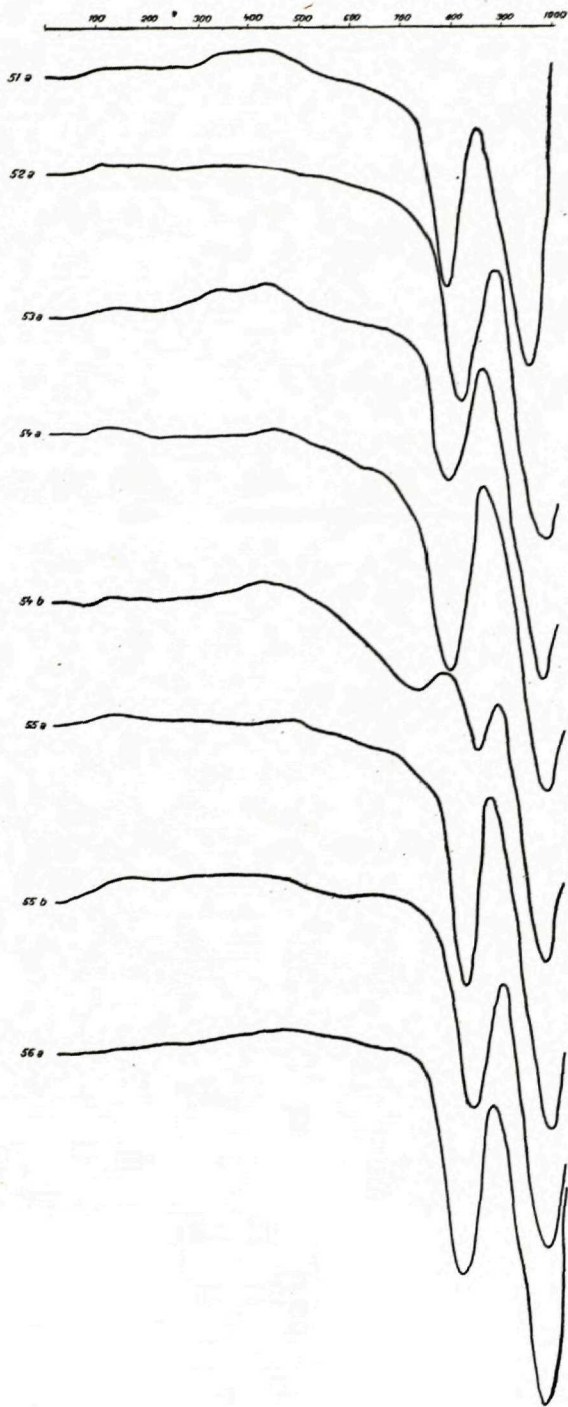
1 - 0,1 %

stopy

Obr. 1 Spektrálne analýzy dolomitov

Lokalizácia vzoriek uvádzaných v tabuľke spektrálnych analýz (obr. 1) DR-51: Drienok šachta, hlavný prekop, chodba od meračského bodu 10 na JZ 23 m. DR-52: Drienok šachta, hlavný prekop, chodba na JZ od m. b. 10 čelba. DR-53: Drienok šachta, hlavný prekop 214 m. DR-54: Drienok šachta, hlavný prekop, chodba na JZ od m. b. 9 pri 142 m. DR-55: Drienok šachta, hlavný prekop m. b. 9, chodba na JZ, čelba. DR-56: PV-1, halda.

Z tabuľky spektrálnych analýz možno vyvodit tieto závery: Základnými prvkami dolomitov sú litofilné prvky, čo je pochopiteľné. Zo siderofilných je výraznejšie zastúpené Fe. Konštantné zastúpenie v nižších koncentráciách majú z chalkofilných



Obr. 2. DTA dolomitov

prvkov kovy polymetalických ložísk, ku ktorým patrí aj Drienok. Vzájomným porovnaním vzoriek *a* : *b* som dospel k záveru, že vzorka *a*, ktorá predstavuje sivý dolomit obklopujúci žilku, má obyčajne vyšší obsah prvkov ako vzorka *b* (biela žilka), čo by zodpovedalo použitej metóde. V jednom prípade (DR-55) pozorovať tie isté prvky u oboch vzoriek, dokonca v tých istých koncentráciách a približujú sa im aj ďalšie. Len u dvoch vzoriek *b* pozorovať po jednom prvku navyiac; ide však o prvky Sn a Sr, ktoré i keď sa nenachádzajú v materskej hornine v bezprostrednej blízkosti, u iných vzoriek sú zachytené.

Kvôli petrografickej charakteristike diskutovaných vzoriek pripájam DT-analýzy (obr. 2). Vyplýva z nich, že ide o dolomity a iba v jednom prípade (DR-54 b) naznačujú silne dolomitický vápenec.

Nakoniec chcem zdôrazniť, že štúdiom bielych dolomitových žíliet pomocou spektrálnych analýz som dospel k záveru, že sú derivátom obklopujúcej materskej horniny a vznikli vyplnením puklín laterálnou sekréciou.

LITERATÚRA

- [1] Bystrický J., 1964. Stratigrafia a vývin triasu série Drienka. Správy o geologických výskumoch v r. 1963, Slovensko (2), Bratislava. — [2] Kúšik R., 1965: Petrograficko-mineralogická správa o Pb-Zn-Cu-zrudnení na ložisku Drienok. Manuskript-archív GS, Žilina. — [3] Kúšik R., 1967: Metakryštály dolomitu ako jeden z rozlišovacích znakov pri určovaní sukcesie vzniku minerálov. Geologické práce, Správy 43, Bratislava. — [4] Mišík M., 1966: Tentative Microscopical classification of Veinlets in Limestones (based on the Tithonian and Neocomian Limestones in the Manín Group of the West Carpathians). Geol. zborník XII/2, Bratislava.

MILOŠ SIBLÍK

NALEZIŠTĚ A CHARAKTER RAMENONOŽCOVÝCH FAUN ITALSKÉHO ANISU (STŘEDNÍ TRIAS)

V článku je stručně popsán charakter nejdůležitějších nalezišť aniských ramenonožců Itálie a poznatky o jejich společenstvech.

Při své studijní cestě do Itálie v r. 1968 jsem měl možnost navštívit řadu důležitých nalezišť aniských, resp. střednotriasových ramenonožců, jednak nových, dosud v literatuře nepopsaných, a jednak těch, které jsou již ze starších prací známé. S většinou z nich mne seznámil Dr. M. G a e t a n i z milánské university, který triasové ramenonožce systematicky studuje.

V severní (alpské) části Itálie je střední trias značně rozšířen. Nachází se zde řada lokalit, které poskytly materiál nejenom A. B i t t n e r o v i pro jeho rozsáhlé dílo „Brachiopoden der alpinen Trias“ (1890, 1892), ale i dalším autorům, kteří odtud popsali řadu nových druhů ramenonožců. Hlavním cílem mých terénních prací bylo nejenom získat srovnávací, často topotypický materiál, ale i sledovat rozšíření a vzájemný poměr ramenonožců v t. zv. ramenonožcové poloze středního anisu, získat některé poznatky o stratigrafickém rozpětí určitých druhů (např. „*Rhynchonella*“ *trinodosi*), o druhovém složení společenstev ramenonožců v jednotlivých amonitových zonách anisu, o závislosti výskytu některých druhů na litofaciích a pod. Pro řadu těchto otázek jsou italská naleziště vhodnější než naše, např. mají pestřejší litofacie a většinou doprovodnou amonitovou faunu, směrodatnou pro přesné určení stáří nalezišť.

Jednou z klasických oblastí středního triasu je širší okolí lázní Recoaro v údolí řeky Agno (oblast Vicenza). Již od publikování rozsáhlé práce R. L e p s i u s e (1878), v níž zpracoval geologii a stratigrafii západní části jižních Tyrol a Lombardie, se běžně používá názvu „Recoaro-Kalk“ jako synonyma pro „Brachiopoden-Kalk“, což je význačný horizont při hranici středního a svrchního anisu, obsahující hojnou ramenonožcovou faunu. Stratigraficky je řazen do zóny s *Paraceratites binodosus*, což je doloženo doprovodnou amonitovou faunou na řadě lokalit. Z ramenonožců se nejčastěji vyskytují druhy *Tetractinella trigonella* (Schloth.), *Coenothyris vulgaris* (Schloth.), *Spiriferina fragilis* (Schloth.), *Mentzelia mentzeli* (Dunker) a *Decurtella decurtata* (Gir.), což jsou nejběžnější druhy i v našem anisu.

Západně od Recoara leží řada lokalit, které zpracoval svého času A. Tornquist (1901). Dnes je tam však ramenonožcová poloha většinou nepřístupná, naleznou se jen jednotlivé suťové bloky tmavošedých a červenohnědých značně kompaktních vápenců (např. ve Val di Creme), v nichž se vyskytuje nejčastěji *Tetractinella trigonella*, zřídka *Decurtella decurtata*, *Coenothyris vulgaris* a *Aulacothyris* sp. Jedním z mála míst, kde je v této oblasti možno sledovat profil anisem, jsou Scarte Fienili (západně od kóty Mt. Rove); tam vrstevní sled odpovídá někdejšímu popisu A. Tornquista. Anis začíná dadocrinovými vápenci, což jsou slínité vápence bohaté na mlže, krinoidy a stopy po červech; výše leží pestré tufy a slíny a nad nimi ramenonožcová poloha, což jsou tmavošedé a nahnědlé zrnité až celistvé vápence, značně pevné, dosahující mocnosti kolem 3 m. Nejběžněji se vyskytuje *Tetractinella trigonella*, dále jsme našli *Coenothyris vulgaris* a *Spiriferina* sp. Výše ležící dolomické vápence a dolomity [svrchní anis-ladin (?)] nemají faunu.

Asi 3 km východně od Recoara leží osada Rovegliana, kde se nachází původní naleziště druhu *Decurtella decurtata* (Gir.). Přesné místo však nebylo nikdy udáno, což bylo běžným zvykem ve starších pracích. V nejbližším okolí osady dnes ramenonožcová poloha souvisle nevychází, místy je však v suti možno nalézt balvany tmavošedých vápenců s křemitými schránkami ramenonožců, nejčastěji s *Tetractinella trigonella*, které svědčí o někdejším značném rozšíření ramenonožcové polohy. Celkově je možno říci, že ramenonožcová poloha není dnes v širší oblasti Recoara dostatečně odkryta, a že tato oblast v současné době ztratila své klíčové postavení pro detailní studium rozšíření aniských ramenonožců, které měla v dřívějších letech.

Střednotriasové výskyty v Lombardii a to zvláště v oblasti Judikarie (Giudicaria) byly mnohokrát studovány i v minulém století; je zde řada nalezišť, odkud pocházeli ramenonožci zpracovaní A. Bittnerem. Známým nalezištěm byl např. dnes již zašlý a zarostlý zářez u mostu Cimego („Ponte di Cimego“), blíže Prezza, který byl studován již R. Lepsiusem (1878) a A. Bittnerem (1881). V současné době je zde možno jen výjimečně nalézt úlomky z lumachel s *Coenothyris vulgaris*. Úplně zašlé jsou dvě další klasické lokality u Daone, kaštanový hájek „Strada“ a „Capella rotunda“. Velmi instruktivní je zářez nové cesty z Prezza na Boniprati, který souvisle zachycuje přechod ze středního do svrchního anisu s faunou amonitů a ramenonožců. Tato lokalita se stala M. Gaetanimu hlavním opěrným bodem pro sledování vývoje t. zv. lombardské ramenonožcové polohy anisu. Ramenonožci anisu se v lombardské pánvi hromadně vyskytují v poloze, která dosahuje různé mocnosti (0,30—15 m) a leží v nejsvrchnější části středního anisu (resp. zóny s *Paraceratites binodosus*), obdobně jako ramenonožcová poloha v širším okolí Recoara. Ve spodní části uvedeného zářezu cesty leží t. zv. vápence „Angolo“, odpovídající zčásti spodnímu, ale hlavně střednímu anisu. Jsou to tmavošedé, většinou jemnozrné organodetritické vápence nepravidelně vrstevnaté, s různým obsahem mikrofosilií (hojná je *Citaella dinarica*). Výše se stávají slínitějšími a hlíznatými,

na jejich povrchu vyvětrávají řasy, články lilijic a objevují se ramenonožci. Tyto hlíznaté fosiliferní vápence náležejí již t. zv. přechodním vrstvám, odpovídajícím „ramenonožcové poloze“. Tato poloha zde dosahuje mocnosti 10—15 m (mocnosti polohy ubývá směrem k jihu a u lokality most Cimego klesá až na 2 m) a obsahuje z ramenonožců většinou *Coenothyris vulgaris*, z amonitů pak společenstvo svědčící pro zónu s *Paraceratites binodosus* — *Paraceratites binodosus*, *Bulogites*, *Balatonites*, *Ptychites* aj. Výše již leží šedé, jemně zrnité vápence „Prezzo“, tence lavičkovité, s rovnými vrstevními plochami, střídající se se slíinitými polohami. Ramenonožce už neobsahují, v jejich vyšší části je možno nalézt průřezy amonitů (rod *Judicaries* s několika druhy). Vápence „Prezzo“ se obecně kladou do svrchnoaniské zóny s *Paraceratites trinodosus*.

Přechodné vrstvy jsou nyní zachyceny i při nedaleké nové silnici z osady Strada směrem do Daone. Nad vápenci „Angolo“ tam vystupují v mocnosti přes 15 m zrnité organodetrinitické vápence s vyvětrávajícími krinoidy a gastropody, náležející „poloze s ramenonožci“. Na amonity jsou chudé, ale obsahují četné ramenonožce, a to ve spodní části polohy náležející převážně jen poddruhu *Mentzelia mentzeli mentzeli*, ve svrchní části zase jen druhu *Coenothyris vulgaris*. Tato vzájemná následnost byla zjištěna i na některých dalších nalezištích.

Důležitou klasickou lokalitou přechodních vrstev v okolí je i Peschiera u Forte Corno blíže Daone, odkud A. Bittner (1890) popsal velký nový poddruh *Mentzelia mentzeli judicaria*. Je to zašlý lůmek, v němž se naspodu vyskytují asi 4 m silně lavičovitých tmavošedých zrnitých vápenců s polohou světlých slínovců a s ojedinělými nálezy *Mentzelia mentzeli judicaria*. Tento poddruh je hojný ve výše ležících cca 3 m mocných šedých hlíznatých vápencích. Nejvýše je asi 60 cm mocná poloha hlíznatých vápenců obsahující *Coenothyris vulgaris* a velmi vzácně „*Rhynchonella*“ *devota* a *Aulacothyris* sp., dále pak amonity zóny s *Paraceratites binodosus*.

Rozsáhlé výchozy anisu je možno studovat v oblasti Dosso Alto (Passo di Maniva) mezi Judikarií a Val Trompia. Také tato oblast je známa již z prací R. Lepsius a A. Bittnera. Vápence „Angolo“ dosahují zde mocnosti kolem 400 m a vyznačují se střídáním vývoje judikarského s vývojem „Camonica“ (vápence tence destičkovité). V jejich nejvyšších polohách je vyvinuta ramenonožcová poloha o mocnosti 2,5—3 m, z čehož svrchní, asi 1,5 m mocná část je tvořena charakteristickou lumačelou složenou výhradně ze schránek druhu *Coenothyris vulgaris*. Ve spodní části ramenonožcové polohy se vyskytuje tento druh jen zřídka, dále se tam nacházejí celkem vzácně *Decurtella decurtata* a *Spiriferina fragilis*. Stratigraficky je celá tato poloha řazena k pelsonu (zóna s *P. binodosus*). Vrstevní sled pokračuje nad ramenonožcovou polohou vápenci „Prezzo“ o mocnosti asi 55 m. Jejich spodní část je bez zkamenělin, ve svrchních asi 20 m se nachází „*Rhynchonella*“ *trinodosi*, charakteristický druh zóny s *P. trinodosus*, a to převážně v polohách slíinitějších až slínovcích. Mocnost ramenonožcové polohy s *Coenothyris* se zvětšuje směrem k jiho-

západu a ve Val Trompia, blíže městečka Tavernole sul Mella (sev. od Brescia), dosahuje až 5 m.

V pohořích Grigne studovali ramenonožcovou polohu kromě A. Bittnera např. E. M a r i a n i (1901), E. T r ü m p y (1930) aj. Na západní straně pohoří Grigna meridionale ve Val Meria dosahuje tato poloha mocnosti kolem 5 m a je obdobou přechodného souvrství běžného v Judikarii. Jsou to tmavošedé hlíznaté vápence jemně zrnité, ležící nad vápenci prakticky shodnými s typem „Angolo“. Vyskytuje se v nich hojně *Tetractinella trigonella*, vzácněji *Coenothyris vulgaris*, *Mentzelia mentzeli* a *Spiriferina fragilis*. Výše ležící vápence o mocnosti 50—60 m nabývají charakteru vápenců „Prezzo“ — ztrácejí hlíznatost a objevuje se v nich pravidelné střídání vápnitých a slinitých poloh. Naspodu těchto vápenců se vzácně vyskytuje „*Rhynchonella*“ *trinodosi* a objevují se průřezy neurčitelných amonitů. Ve srovnání např. s Judikárií a Val Trompia je ramenonožcová poloha v pohořích Grigne kvantitativně na ramenonožce značně chudší.

V oblasti Dolomitů v Cadore už ramenonožcová poloha jako taková není vyvinuta. Tam jsou v současné době nejdůležitější dvě naleziště, Monte Rite a Dont.

První lokalita leží při vrcholu hory Mt. Rite (kóta 2183 m). Bohaté společenstvo ramenonožců odtud zpracoval již A. d e T o n i (1912): „Brachiopodi della zona a *Ceratites trinodosus* di Monte Rite in Cadore“. Ramenonožci a celkem vzácní mlži se zde nacházejí ve svrchních polohách světlehnědých, okrových a šedých jemně zrnitých a celistvých vápenců „serie Serla“ (nový název pro t. zv. „Mendola-Dolomit“, zastupující část „Dont-Kalku“). Celkový charakter ramenonožcové fauny je však o něco starší, než se domníval A. d e T o n i — na to poukázal již P. L e o n a r d i (1938); její druhové složení je velmi zajímavé. Obsahuje několik druhů, které se vyskytují na lokalitách jugoslávských [v Bosně a Hercegovině, odkud byly zpracovány A. B i t t n e r e m (1892) a A. M a r t e l l i m (1906)], a které prakticky chybí na ostatních italských nalezištích, např. „*Spirigera*“ *hexagonalis* B i t t., „*Spirigera*“ *küttli* B i t t., „*Rhynchonella*“ *refractifrons* B i t t., „*Rhynchonella*“ cf. *dinarica* B i t t. atd. Z druhů běžných jinde v Itálii se na Mt. Rite vyskytují např. *Tetractinella trigonella*, *Mentzelia mentzeli*, *Aulacothyris angusta*, ale jen ojediněle. „*Rhynchonella*“ *trinodosi* se na Mt. Rite nevyskytuje vůbec. Stratigraficky výše nad ramenonožcovou lokalitou leží nazelenalé a šedé slínovce „Dont-serie“, které obsahují amonitovou faunu anisu. Tato nebyla zatím detailně studována, odtamtud pocházejí nálezy *Paraceratites trinodosus*. Ještě výše jsou odkryty tmavé břidlice s mlži rodu *Daonella*, které již patří hranici anis-ladin.

Druhá lokalita Dont je známá nálezy aniských amonitů, kteří byli zpracováni již F. H a u e r e m (1850) a hlavně pak E. M o j s i s o v i c e m (1882); odtud byl popsán *Ammonites* (= *Paraceratites*) *binodosus* H a u e r, vůdčí druh pelsonu. Dobře odkrytý výchoz v zářezu potoka, asi 1 km severozápadně od obce Dont, je přes 25 m mocný a zachycuje svrchní část aniského souvrství, t. zv. „Dont-Kalku“. Tmavé jemnozrné vápence s amonity zóny s *Paraceratites binodosus* tvoří nepravidelné

vložky o síle 5—20 cm v nazelenale šedých slabě písčitých slínovcích a slinitých vápencích. Hojní amoniti jsou zastoupeni rody *Balatonites*, *Norites*, *Cuccoceras*, *Ptychites* a *Paraceratites* (*P. binodosus*). Rhynchonely typu „*Rh.*“ *trinodosi*, které byly na této lokalitě zároveň s pelsonskými amonity nalezeny, náležejí ve skutečnosti druhu „*Rhynchonella*“ *dalpiazi* de Toni, popsanému z Monte Rite.

Shrneme-li poznatky o ramenonožcové fauně anisu severní (alpské) části Itálie, vidíme, že její běžně se vyskytující složení je celkem jednotvárné, 4—5 druhů (neplatí o fauně z Mt. Rite). Zajímavé je, že lokality, z nichž pocházejí nálezy rodu *Aulacothyris*, jehož druhy u nás patří k nejběžnějším aniským ramenonožcům, jsou v Itálii celkem ojedinělé. Podle M. Gaetaniho je ramenonožcová poloha v celé Lombardii zhruba současná a spadá do zóny s *Paraceratites binodosus*. Ta skutečnost, že se někdy určitý druh vyskytuje masově, závisí spíše na litofacii. Tak *Tetractinella trigonella* dává přednost vápencům (např. četné lokality z Grigne), *Coenothyris vulgaris* naopak uloženinám slinitějším (Dosso Alto, Val Trompia atd.). Stratigraficky výše se vyskytuje „*Rhynchonella*“ *trinodosi*, dávající přednost polohám slinitějším, i když to není pravidlem (Dosso Alto). Její nálezy jsou v Itálii vázány na zónu s *Paraceratites trinodosus*; vyskytuje se buď dohromady s typickým společenstvem této zóny nebo vzácněji se nachází samostatně bez doprovodné fauny, vždy ale zřetelně nad zónou s *Paraceratites binodosus*. Podle M. Gaetaniho (ústní sdělení) se tak na základě dosavadních nálezů na italských lokalitách zdá velmi nepravděpodobnou možnost společného výskytu druhů *Decurtella decurtata* a „*Rhynchonella*“ *trinodosi*, což naznačili z jiných území někteří autoři.

V apeninské části Itálie jsou naleziště střednotriasových ramenonožců vzácností a proto prakticky nemohou obohatit naše poznatky o rozšíření a stratigrafickém rozpětí jednotlivých druhů, získané v alpské části Itálie.

Ke známým lokalitám patří někdejší výskyty v okolí Lagonegro v Lucanských Apeninách (Basilicata), popsané G. de Lorenzem (1896). Stratigraficky patří však ladinu. Nová zajímavá lokalita středního triasu byla zjištěna P. Scandone (1965) v komplexu Mt. Facito (Lucania) na lokalitě Pietra Maura; byla zprvu celá považována za ladin, nyní je spodní část profilu s hojnými ramenonožci kladena k nejvyššímu anisu. Kromě 2 nových druhů rodů *Pentactinella* a *Anisactinella*, popsaných odtud loni E. Taddai-Ruggiero, se tam ve velkém počtu vyskytují jedinci druhu *Spiriferina fragilis*.

Lektorovala: Dr. M. Kochanová

Geologický ústav ČSAV,
Praha

MEDZINÁRODNÉ VULKANOLOGICKÉ SYMPÓZIUM V OXFORDE

V dňoch 7.—14. septembra 1969 sa uskutočnilo sympóziium usporiadané organizáciou IAVCEI (International Association of Volcanology and Chemistry of the Earth's Interior) v Oxforde (Veľká Británia). Ústrednou témou, ako ostatne vyplýva aj z titulu „Symposium on Volcanoes and their Roots“, boli predovšetkým problémy štruktúr subvulkanických úrovní, t. j. prívodové systémy, subvulkanické intrúzie, „ring dykes“ štruktúry a procesy ich formovania, magmatické rezervoáry a ich diferenciacia a v neposlednom rade tiež problémy pôvodu magmatu a mechanizmu jeho transportu do vyšších častí zemskej kôry.

Z 279 zaslaných príspevkov bola zhruba polovica prednesená v rámci sekcií s týmto zameraním: plutonické nodule (predseda prof. H. K u n o); ekonomický aspekt vulkanológie (prof. R. L. S t a n t o n); kimberlitové komíny (prof. V. S. S o b o l e v); geofyzikálne aspekty koreňov vulkánov (prof. R. W. D e c k e r); kaldery (prof. A. R. M c B i r n e y); určenia veku a štúdiá izotopov aplikované vo vulkanológii (dr. S. M o o r b a t h); tektonické a štruktúrne zákonitosti genézy magmy (prof. C. O f t e d a h l); predvídanie vulkanickej aktivity a seizmické metódy použité pre lokalizáciu magmatických rezervoárov (prof. G. S. G o r š k o v); všeobecné témy (prof. G. A. M a c D o n a l d).

Pri otváracom ceremoniáli sympózia zhromaždenie si uctilo pamiatku náhle zosnulého prof. H. K u n a (Jap.), predchádzajúceho prezidenta asociácie. Jeho vynikajúcim prácam petrograficko-petrologického zamerania, a hlavne jeho poslednej teórii o pôvode andezitov procesom frakcionovanej kryštalizácie bazaltového magmatu (publ. 1968) patrí popredné miesto ako jednej z najlepšie teoreticky, faktologicky a experimentálne dokázanej koncepcii súčasnej vulkanologickej vedy. V našej pamäti ostávajú jeho hlboké a jasne formulované postrehy počas jeho návštevy v oblasti terciérneho subsekventného vulkanizmu na strednom a východnom Slovensku v rámci predkongresových exkurzií pred Medzinárodným geologickým kongresom v Prahe 1968. Rad jeho podnetných pripomienok a názorov neobyčajne prispel k teoretickému riešeniu niektorých našich problémov a štruktúr neovulkanických

terénov, menovite vulkanických foriem acidného andezitového vulkanizmu a vulkanotektonických štruktúr v oblasti Štiavnického pohoria.

Nie je možné v tomto krátkom príspevku obsiahnuť celú šírku prednášanej problematiky, považujem však za vhodné dotknúť sa aspoň najzávažnejších tém, predovšetkým tých, ktoré otvárajú nové možnosti a prístupy k riešeniu problémov našich neovulkanických regiónov.

Na prvom mieste je potrebné spomenúť prednášku McBirneya k problému kalder a ich klasifikácie, v ktorej podstatne rozšíril pôvodnú koncepciu H. Williamsa (1941) publikovanú v známej a často citovanej práci „Calderas and their Origin“ o nových poznatkoch mechanizmu formovania týchto štruktúr a zvláštností tohto procesu podmienených typom magmatických hmôt.

Ďalšou prednáškou v tejto sekcii, ktorá vzbudila zaslúženú pozornosť, je kolektívna práca (H. Kuno, and comp., Jap.) o štruktúre kaldery Hakone, ktorej vývojové štádiá boli identifikované pomocou vrtných prác. K morfológii a typu kalderových štruktúr prispela ďalej kolektívna prednáška (I. Melekescev a ďalší) o kvartérnych kalderách Kamčatky.

O lunárnych kalderách informoval J. Green (USA) v prednáške bohato doloženej fotografickým materiálom. Pri diskusii jednotlivých štruktúr predvádzal paralelné porovnanie lunárnych a pozemských štruktúr a upozorňoval na mnohé morfológicky blízke až analogické formy, ktoré okrem nespornej existencie impaktných štruktúr (po páde meteoritov) majú všetky znaky kalderových štruktúr a depresí vulkanotektonického pôvodu. Prednáška bola tematickým pokračovaním neobyčajne zaujímavej a plodnej diskusie o lunárnej geológii z predchádzajúceho večera uvedenej farebným filmom o pristávaní mesačnej lode Apollo na povrchu Mesiaca.

Diskusia sa rozvinula hlavne po premietnutí farebných diapozitívov hornín mesačného povrchu. K morfológii niektorých povrchových štruktúr vyjadril prof. MacDonald názor o ich podobnosti s povrchovými štruktúrami niektorých bazaltových láv (hlavne typu pahoe-hoe). Pozornosť vzbudila informácia o vysokom obsahu Ti, ku ktorému sa blížia len niektoré nodule ultrabázických hornín (peridotitov, pyroxenitov atď.) z bazaltových láv, u ktorých sa predpokladá ich pôvod zo simatických úrovní, vrchných častí upper mantlu. Táto skutočnosť vrhá do nového svetla niektoré koncepcie o existencii viac-menej diferencovanej „ľahšej“ povrchovej mesačnej kôry. Prof. A. Rittman poznamenal, že aktom prinesenia vzoriek z mesačného povrchu bol položený základ lunárnej petrológie a cosmickej petrológie vôbec.

Na otázku prekvapivo vysokých údajov absolútneho veku mesačných hornín (3,5 až 4 miliardy rokov) pohotovo odpovedal J. Green „...že Zem pozbavená rodičovských nárokov sa teraz dostáva s Mesiacom skôr do vzťahu pokrvných bratov...“

S veľkou pozornosťou tak vulkanológov, ako aj petrológov zaoberajúcich sa súčasným aktívnym vulkanizmom i staršími útvarmi sa stretli prednášky v sekcii „Tektonické a štruktúrne zákonitosti genézy magmy“. Predseda sekcie prof. C. O f t e -

d a h l (Nórsko) predniesol pozoruhodný referát o stavbe ringových štruktúr (kruhových štruktúr) a „ring dykes“ — štruktúr s centrálne až koncentricky situovanými intrúziami granitoidných hornín v oblasti Oslo.

Kauzalitou medzi tektonickými procesmi, formovaním štruktúrnych jednotiek a vývojom magmatizmu v priebehu alpínskeho tektonomagmatického vývoja v oblasti Arménska sa zaoberali K. Š i r i n j a n, G. P. B a g d a s a r j a n.

Autor tohto príspevku predniesol prednášku so zameraním na vulkanotektonickú analýzu kalderovej štruktúry v oblasti Štiavnického pohoria so zreteľom na výzdvihový proces centrálnej kolapsovanej oblasti v závere vulkanickej aktivity a v post-vulkanickom vývoji.

Výzdvih centrálnych oblastí kalderových štruktúr v poslednej dobe postulovali R. L. S m i t h, R. A. B a i l e y, C. S. R o s s, D. C. W a s h i n g t o n (1961) na príklade Vales Caldera (New Mexico), ako zákonitosť spoločnú pre väčší počet kalderových štruktúr v záverečnom období vývoja (Creed Caldera, Silverton Caldera a ďalší, často s ekonomicky významným polymetalickým zrudnením). Túto zákonitosť, ktorá postihuje niektoré štruktúry v postkalderovom štádiu, formuloval M c B i r n e y vo svojej prednáške o kalderách a ich klasifikácii.

Z geofyzikálnych aspektov a t. č. najkompletnejších údajov o intenzite a smere tepelných tokov v oblasti Japonska a východoindického súostrovia vychádza príspevok O x b u r g h a (Oxford) o genéze alkalicko-vápenatej magmy v procese radiácie tepelnej energie pozdĺž zóny Benioff.

V rámci sekcie „Geofyzikálne aspekty koreňov vulkánov“ bolo prednesené viacero hodnotných prednášok, z ktorých spomeniem prednášku „O geofyzikálnych štúdiách podpovrchových kalderových štruktúr“ (Y o k o y a m a, Jap.). Uvedený autor v oblasti Japonska rozlíšil kalderové štruktúry s kladnými a zápornými hodnotami gravimetrických anomálií, ktorým pripisuje pôvod v podpovrchových štruktúrach a vyvodzuje závery o odlišných procesoch ich formovania, ďalej príspevok o elektromagnetických štúdiách Siera Nevada batolitu (H a r t h i l l, USA), „Štruktúry a remanentný magmatizmus eocénnych vulkanických centier Absaroka-Ragne, Wyoming (P a r s o n, USA). Viaceré z týchto tém sú veľmi podnetné pre orientáciu detailnejších geofyzikálnych prác programovaných v oblasti stredoslovenského neogénneho vulkanizmu.

V závere nie je možné nespomenúť významný príspevok prof. A. R i t t m a n a k problému o pôvode bazaltov s vysokým obsahom Al_2O_3 . Na základe faktu, že bazaltové horniny sa podľa smeru indexu

$$\tau \frac{(Al_2O_3 - Na_2O)AiO}{TiO_2} \frac{(alk^2)}{SiO_2 - 43} \text{gru-}$$

pujú do dvoch výrazných skupín prof. A. R i t t m a n vyvodzuje nezávislý pôvod bazaltov s vysokým obsahom Al_2O_3 (bez diferenciácie z tholeitických bazaltov, ako predpokladali staršie koncepcie), ale naopak považuje ich za produkt anatexie niž-

ších častí sialickej kôry, ktorá podľa súčasných hypotéz je v nižších úrovniach tvorená degranitizovanými horninami.

Priebeh sympózia, ktoré oficiálne skončilo 14. septembra, vyznačoval sa duchom spolupráce a konštruktívnej výmeny informácií. Pred otvorením i po jeho ukončení sa uskutočnili exkurzie do oblasti terciérneho vulkanizmu v oblasti Írska a severného Škótska, kde je viacero obnažených ringových štruktúr (Ardnamurchan, ostrov Mull atď.), ktorých výskumy významným spôsobom prispeli k formulovaniu procesov subvulkanických úrovní. Predsympóziovej exkurzie sa zúčastnil prof. J. Šalát z Vysokéj školy banickej v Košiciach, ktorý bol tiež prítomný na zasadaniach.

Na sympóziu sa výrazne prejavila stále silnejúca tendencia aplikovania matematicko-fyzikálnych metód nielen do petrogenetických a petrologických disciplín, ale aj pre charakteristiky a interpretácie vulkanotektonických a vulkanologických procesov. Prednáška Mc Birneya o mechanizme formovania popolových prúdov (ash flows) podloženom matematicko-fyzikálnymi dôkazmi zreteľne poukazuje, že ťažisko „ignimbritového“ problému sa presunulo zo štádia litologicko-petrografických opisov a jednoduchých interpretácií do štádia experimentálno-fyzikálneho modelovania.

Bolo by želateľné, aby táto všeobecná tendencia preniesť metódy dokazovania nielen vo vulkanológii, ale aj v ostatných geologických disciplínach z pozície empirizmu (nutne zaťaženého subjektivismom) na exaktnejšiu bázu matematicko-fyzikálnych dôkazov sa aj u nás stretla čím skôr s väčším pochopením.

*Vlastimil Konečný,
GÚDŠ, Bratislava*

VIII. MEDZINÁRODNÝ KONGRES INQUA V PARÍŽI

30. 8.—5. 9. 1969

Štúdiom kvartéru sa zaoberá veľký okruh špecialistov viacerých vedných disciplín (geológov, pedológov, geografov, archeológov, antropológov, biológov atď.). Rôzne záujmy, spojené so štúdiom kvartéru si vyžadujú stálu výmenu názorov a skúseností v základných otázkach, získaných na báze celosvetových poznatkov vedných disciplín, majúcich do činenia s fyzikálnymi, chemickými a biologickými činiteľmi, pôsobiacimi na súčasné zmeny prírodného prostredia a počas kvartéru vôbec. Za tým účelom sa vytvorila Medzinárodná asociácia pre výskum kvartéru — INQUA, ktorá približne v štvorročných intervaloch, vždy v inom štáte, poriada svoje kongresy. Dopusiaľ takéto kongresy boli v Dánsku, Rakúsku, Taliansku, Španielsku, Poľsku a USA. Usporiadaním VIII. kongresu bolo poverené Francúzsko, kde vývoj kvartérnej vedy sa určitým spôsobom uberá vlastnou cestou a v samotnom odbore kvartérnej geológie je slávna tradícia, súvisiaca najmä s archeologickým bohatstvom (klasická zem paleolitu).

VIII. kongres INQUA sa konal v Paríži v dňoch 30. VIII.—5. IX. 1969. S kongresom boli spojené predjazdové a pozjazdové exkurzie a sympóziá, čím sa trvanie kongresu predĺžilo prakticky na 5 týždňov. Na kongrese sa zúčastnilo cca 850 účastníkov z 54 štátov. Najväčší počet účastníkov bol z Francúzska — 224, USA — 172, ostatné štáty mali menšie zastúpenie, z ČSSR — 19.

Otvorenie kongresu sa uskutočnilo 30. augusta v aktovom sále Nouvelle Faculté de Droit 92, rue d'ASSAS, Paris 6^e, plenárnym zasadnutím všetkých účastníkov. Na tomto zasadnutí odzneli tri referáty od R. F. Flinta „The Position of Sea-level in a Glacial Age“, I. P. Gerasimova „Less, periglacial i paleolit Srednej Evropy i vzáimootnošenie medzi nimi“ a J. Piveteaua „Humian paleontology in France“.

Ďalšia práca kongresového rokovania prebiehala v 12-tich sekciách, potom v sympóziách a komisiách.

Sekcie boli sústredené do troch skupín. Prvá skupina sa zaoberala otázkami vývoja

prírodného prostredia počas kvartéru, druhá chronológiou a koreláciou kvartéru a tretia kvartérnym človekom.

Do prvej skupiny patrili sekcie: 1. geomorfológia a paleohydrologia, 2. submarínna geológia a morfológia, 3. paleobotanika a paleopedológia, 4. paleontológia živočíchov. Do druhej skupiny: 6. stratigrafia, 7. sedimentológia, 8. neotektonika, 9. kartografia, 10. absolútne datovanie a paleomagnetizmus. Do tretej skupiny: 11. paleontológia človeka, 12. prehistória.

Počas zasadania kongresu v Paríži a tiež na niektorých exkurziách sa konalo niekoľko sympózií. V Paríži pracovali sympóziá, ktoré sa dotýkali riešenia týchto otázok:

1. Zmeny svetových morských hladín spred 11 000 rokov.
2. Stratigrafia veľkých panví.
3. Neotektonika a) Európy, b) Pacifiku.
4. Problémy vzťahujúce sa na metódu litogenetického štúdia kvartérnych kontinentálnych sedimentov.
5. Absolútny vek kvartérnych sedimentov.
6. Spráše.

Súčasne prebiehali aj zasadania komisií, na ktorých sa riešili najmä organizačné otázky.

1. *Kvartérne pobrežné línie*
 - a) Pobrežné línie Baltika
 - b) Pobrežné línie Stredozemného a Čierneho mora
 - c) Pobrežné línie euroafrického Atlantiku
 - d) Pobrežné línie Ameriky
 - e) Oblasť Tichého a Indického oceánu
 - f) Sedimenty veľkých panví
2. *Stratigrafia*
 - a) Spodná hranica pleistocénu
 - b) Holocén
 - c) Stratigrafia európskeho kvartéru
 - d) Stratigrafia európskej spráše
3. *Neotektonika*
4. *Pôvod a litológia kvartérnych sedimentov*
5. *Absolútny vek kvartérnych sedimentov*
6. *Kvartérna mapa Európy*
7. *Regionálne mapy kvartéru*
 - a) kvartérna mapa SZ Afriky
 - b) paleogeografický atlas kvartéru
8. *Tefrochronológia*
9. *Paleopedológia*
10. *Biológia kvartéru (ekológia a palynológia)*

Z príležitosti VIII. Medzinárodného kongresu INQUA v členských štátoch vyšli početné publikácie a mapy, dotýkajúce sa rôznych strán prírody kvartéru, ktoré boli vystavované na chodbe v kongresovej budove a prípadne pridelované účastníkom. Treba vyzdvihnúť pomerne veľkú výstavu hosťiteľskej krajiny, ktorá okrem máp, fotografií a publikácií vystavovala aj niektoré laboratórne prístroje. Ďalej treba vyzdvihnúť reprezentačné dielo „Etudes Françaises sur le Quaternaire“; „La stratigraphie des loess d'Europe“ — a ďalšie.

V 3. deň zasadania bolo usporiadaných 10 exkurzií s rôznou tematickou náplňou do okolia Paríža, ktoré umožnili účastníkom sledovať fluvialne sedimenty rieky Seiny, fosílnu pôdu, sprašové príkrovy, vegetáciu, problémy mladej tektoniky, predkvartérne útvary a pod.

Zasadanie kongresu sa ukončilo záverečným plenárnym zasadnutím 5. septembra. Na zasadaní bol zvolený nový výkonný výbor, prečítané správy predsedov jednotlivých komisií, zvolení noví predsedovia komisií a rozhodlo sa o konaní ďalšieho kongresu INQUA v r. 1973 na Novom Zélande.

Odhliadnuc od dobrej organizácie kongresového rokovania — všetky zasadania boli organizované v jednej budove (vyššie spomínanej fakulty) — pre pomerne zložitú stavbu programu, veľký počet referátov — 458, zaradených na 5 dní, dochádzalo ku kolidovaniu niektorých zaujímavých prednášok, prípadne aj pracovných zasadaní, čo nútilo účastníkov k výberu programu.

Veľký význam mali exkurzie po rôznych oblastiach Francúzska, ktoré mali spravidla podľa povahy územia tematické zameranie. Pred kongresom sa konalo 10 exkurzií a to A-1 (De l'Alsace a la Bourgogne), A-2 (Seine et Somme), A-3 (Moyenne et Basse Loire), A-4 (Berry-Poitou, Charentes), A-5 (Perigord-Landes), A-6 (Pyrenées Orientales et Centrales-Roussillon-Languedoc occidental), A-7 (Alpes-moyenne vallée du Rhone), A-8 (Glaciers actuels et recents dans les Alpes du Dauphine), A-9 (Massif Central et Bordure Mediterranee), A-10 (Littoral Atlantique). Po kongrese sa konali 4 exkurzie: C-11 (Nord-Picardie-Normandie), C-12 (Pyrenées Centrales et Occidentales-Landes-Bordelais), C-13 (Massif Central-Auvergne-Velay), C-14 (Bas Rhone-Provence-Cote-D'Azur), C-15 (Periglaciaire de L'Alsace a la Mediterranée), C-16 (Bretagne-Anjou), C-17 (Corse).

Väčšina exkurzií bola spojená so sympóziami tematického zamerania, nadväzujúcimi úzko na obsah danej trasy. Hodnotu exkurzií zvýšili dobre pripravení tlačení sprievodcovia (francúzsky a anglicky) s primeraným regionálno-geologickým obrazom o danej oblasti, dokumentáciou exkurznej trasy a profilov, takže bolo možné získať primeranú orientáciu o problematike, ktorú daná exkurzia sledovala.

Prvý z autorov správy zúčastnil sa predkongresovej exkurzie A-9, ktorá merala 1100 km a obsiahla strednú a juhovýchodnú časť Centrálného masívu, potom preseknutím údolia rieky Rhôny pri Montelimar, pokračovaním v juhovýchodnom smere sme sa dostali do východnej časti oblasti Méditerranéenu, nazývaného Provence. Exkurzia trvala 9 dní, začiatok mala v Clermont Ferrande, pokračovala do

okolía La Bourboule, Saint Flouru, Le Puy, Montélimar, potom 3 dni na pobreží Stredozemného mora medzi Nice, Monaco a Mentou. Hlavnou náplňou tejto exkurzie bola problematika spodnej hranice kvartéru (villafranchien — v úseku Centrálného masívu a Calabrienu v okolí Nice—Mentou), a jej relácia k vrchnému pliocénu. Vzťah tejto hranice bol študovaný na báze biostratigrafických údajov (flóry a fauny), tiež paleomagnetizmu a geochronológie. Okrem toho trasa umožnila účastníkom oboznámiť sa s veľmi širokou škálou regionálno kvartérno-geologických javov od najstaršieho pleistocénu do súčasnosti; prejavmi mladej tektoniky (tak v úseku Centrálného masívu, ako aj na pobreží Stredozemného mora), potom v Centrálnom masíve vulkanogénnymi horninami (miopliocén až recent), vývojom a zložením riečnych, jazerných, glaciálnych a glacifluviálnych sedimentov. Na pobreží Stredozemného mora mali sme študovať stratigrafickú koreláciu morských terás (od pliocénu po neskorý glaciál), svahových sedimentov fluviálnych terás, fosílnych pôd (červenozeme — limons rouges), spraše, viatych pieskov (calcaritov), jaskýň atď. Z významných lokalít jaskynných mali sme možnosť vidieť archeologický výskum grote du Lazaret (v Nice) a grote du Vallonet v Roquebrune, ktorý je na veľmi vysokej vedeckej úrovni. Aj keď na úseku Stredomoria je v súčasnosti pomerne bohato členený miestny stratigrafický systém, jeho presnejšia paralelizácia pre nedostatok vhodných oporných bodov, resp. pre ich nedostatočnú spracovanosť zatiaľ nie je možná. Je to oblasť s veľmi rozdielnymi faciálnymi zmenami.

V posledný deň exkurzie sme navštívili vo Villafranche laboratórium „Centre de Géodynamique Sousmarine“, ktoré je veľmi moderne vybavené, má asi 100 zamestnancov, patrí univerzite v Paríži a zaoberá sa hlavne štúdiom morských sedimentov, geologickým mapovaním morského dna, paleomagnetizmom a pod. V ten istý deň sme podnikli loďou „Catherine — Laurence“ — je to vlastne plávajúce laboratórium, patriace spomínanému laboratóriu, 3-hodinovú exkurziu po mori, kde nám bolo demonštrované podmorské vtáanie, odber vzoriek, dešifrovanie seizmicity, sledovanie morských prúdov a pod. Po tejto exkurzii sme navštívili Múzeum Prehistórie a antropológie a veľké akvárium v Monacu.

Nevýhodou exkurzie boli nezačistené a technicky nedostatočne pripravené, po obsahovej stránke však veľmi zaujímavé profily.

Počas exkurzie sa konalo sympóziu: „Paleomagnetizmus, pliocén a villafranchien, absolútny vek. Chronologický limit spodného kvartéru“.

Exkurziu viedol prof. Dr. L. G l a u g e a u d.

Po skončení INQUA kongresu v Paríži v priebehu dvoch dní nás Dr. N. F e - d o r o f f oboznámil s prácou a objektami „Laboratoire de Géologie — Pédologie E. N. S. A. v Grinone neďaleko Paríža. Toto laboratórium sa zaoberá širokou škálou problémov poľnohospodárstva, ekonomikou, technológiou, bioklimatológiou, zavlažovaním, experimentálnou pedológiou, aplikovanou geológiou, vyhotovovaním rôznych typov máp, k čomu má moderné prístrojové zariadenie. Pri tejto návšteve sme si zároveň prezreli aj stratotypickú lokalitu lutétu v Grinone, z ktorej sme odobrali

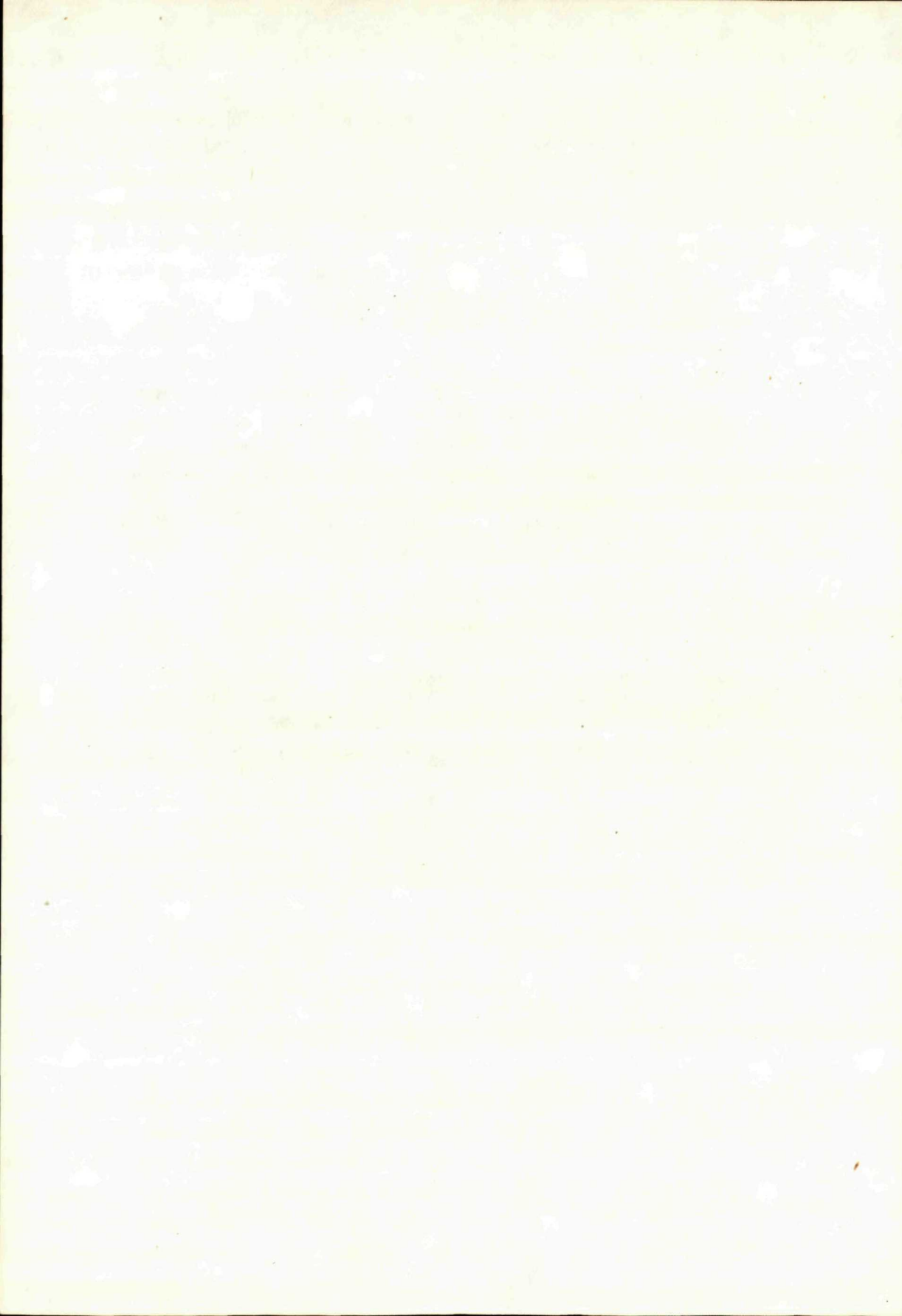
faunu pre zbierky nášho ústavu. Potom sme uskutočnili exkurziu do okolia Paríža, kde sme si pozreli niekoľko profilov, ktoré boli súčasťou predkongresovej exkurzie INQUA A-2. Naša exkurzia sa zamerala hlavne na problematiku spráše a fosílnych pôd, z profilu Coupe du Bois du Moulin sme odobrali vzorky pre porovnávacie štúdie.

Na spiatočnej ceste sme sa vďaka pozvaniu Prof. Sergo Venza v priebehu 2 dní oboznámili s bohatými zbierkami fauny calabrienu a prácou Instituto di Geologia Universita v Parme (Taliansko), ako aj s niektorými problémami kvartérno-geologického vývoja Pádskej nížiny, kde sa ukázalo, že sú zhodné s problémami Podunajskej nížiny. Okrem toho sme boli obdarovaní množstvom publikácií a kvartérno-geologických máp.

Na záver tohto krátkeho prehľadu o priebehu veľkého medzinárodného vedeckého podujatia, ktorým VIII. kongres INQUA vo Francúzsku bol, treba povedať, že výsledky jeho práce sú nesporne veľké, avšak vzhľadom na mnohostrannosť práce kongresu, množstvo otázok, ktoré bolo predmetom konania, prakticky nie je možné v krátkej správe podať prehľad jeho výsledkov. Hlavná úloha — zoznámiť sa so zvláštnosťami kvartéru vo Francúzsku — bola splnená, podobne aj diskusie o problémoch kvartéru, použitia nových metód výskumu a pod. Veľkým kladom bola aj jeho spoločenská stránka, prebiehal vo veľmi priateľskom ovzduší, umožnil nadviazať mnoho nových osobných kontaktov, diskusií s významnými svetovými vedcami v odbore kvartérnej vedy, v poznaní novej literatúry atď. Pre našu prácu kongres poukázal na nutnosť rýchlejšie zavádzať do nášho výskumu nové fyzikálno-stratigrafické metódy (paleomagnetizmus, absolútny vek), modernizovať laboratórny výskum vôbec a rýchlejšie vydávať kvartérno-geologické mapy v rôznych mierkach.

Nakoniec treba sa nám poďakovať najmä Národnému organizačnému výboru INQUA, ktorého pracovníci vynaložili nemálo úsilia, aby kongres a s ním spojené akcie prebiehali plynule. Taktiež sa nám treba poďakovať Dr. N. Fedoroffovi za oboznámenie s prácou laboratória v Grinone a za exkurziu v okolí Paríža, ako aj prof. Sergo Venzovi za pozvanie a veľmi milé prijatie v jeho ústave.

*I. Vaškovský, E. Vaškovská,
GÚDŠ, Bratislava*



KAROL BORZA: DIE MIKROFAZIES UND MIKROFOSSILIEN DES OBERJURAS UND DER UNTERKREIDE DER KLIPPENZONE DER WESTKARPATEN. S. 1—124; Abb. 1—12; Beil. I—IV; Tab. 1; Taf. I—LXXXVIII. Vydavateľstvo Slovenskej akadémie vied, Bratislava 1969.

Práca prináša výsledky získané štúdiom možností stratigrafickej použiteľnosti stomiosfér, kadosín a kalpionel vo vrchnojurských a spodnokriedových sedimentoch bradlového pásma. Pritom sa v nej autor neopiera len o prítomnosť alebo chýbanie jednotlivých druhov v rôznych vrstvách, ale sledoval kvantitatívne zastúpenie rozličných druhov foriem fauny a pomocou týchto kvantitatívnych analýz na základe relatívnej trvanlivosti niektorých druhov urobil stratigrafické delenie podľa charakteristických asociácií.

V úvodných častiach charakterizuje bradlové pásmo, jeho jednotlivé série a vývoje a podáva stručný stratigraficko-litologický opis vrchnojurských a spodnokriedových sedimentov. Ďalej opisuje študované profily z jednotlivých sérií bradlového pásma.

Podstatnú časť práce zaberá rozbor mikrofácií a detailné mikropaleontologické štúdium organizmov z výbrusového materiálu. Autor v bradlovom pásme vyčlenil tieto mikrofácie: a) mikrofácia krinoidových vápencov; b) mikrofácia juvenilných schránok lamelibranchiát; c) protoglobigerínová mikrofácia; d) pseudooolitová mikrofácia; e) rádioláriová mikrofácia; f) mikrofácia s *Cadosina parvula* Nagy; g) lombardiova mikrofácia; h) chitinoideľová mikrofácia; i) krassikoláriová mikrofácia; j) kalpionelová mikrofácia; k) tintinnopselová mikrofácia; l) mikrofácia kalpionelopsisová; m) nanokonová mikrofácia; n) spongiovo-rádioláriová mikrofácia; o) kadosinovo-nanokonová mikrofácia; p) mikrofácia s hedbergelami; r) globigerinovo-rádioláriová mikrofácia; s) mikrofácia urgónskych gravelovo-organogénnych vápencov.

Okrem toho v bradlovom pásme neboli zistené ešte tieto mikrofácie: 1. mikrofácia globiferinovo-kalciferulová; 2. pithonelová mikrofácia; 3. mikrofácia stomiosférovo-kalciferulová.

V samotnej lombardiovej mikrofácii odlišil niekoľko zón: 1. zóna s *Cadosina malmica*, 2. zóna s *Cadosina pulla*, 3. zóna s *Chitinoidea dobeni*, 4. zóna s *Chitinoidea boneti*, 5. zóna s *Praetintinnopsella andrusovi*, 6. zóna s krassikoláriami.

Rozsiahla kapitola je venovaná opisu jednotlivých taxonomických skupín; autor tu charakterizuje 55 druhov, z ktorých je 9 nových a jeden nový rod. Opisy dopĺňa synonymikou a údajmi o stratigrafickom rozšírení v Západných Karpatoch a vo svete. Viac druhov kadosín, stomiosfér, tintiníd a nanokónov uvádza po prvý raz zo Západných Karpát. Hodnotu tejto kapitoly zvyšuje aj 88 tabúľ mikrofotografií výbrusov.

Po tejto rozsiahlej paleontologickej časti venuje pozornosť formám neurčitého rodového a druhového postavenia, konjugácii kalpionel a ich kvantitatívnemu rozšíreniu. Komplex poznatkov dopĺňa stať o spôsobe zachovania kalpionel, o ich systematickom postavení a evolúcii. Práca je doložená tabuľkami o stratigrafickom rozšírení jednotlivých druhov od rozličných autorov. Je to prvé dielo tohto druhu v Západných Karpatoch a svojím obsahom i rozsahom presahuje regionálny rámec. Stáva sa preto nezbytnou príručkou pre geológov, ktorí pracujú v oblasti sedimentárnej petrografie a stratigrafie vrchnej jury a spodnej kriedy.

*Augustín Began,
GÚDŠ, Bratislava*

POZNAMKY K PRÁCI J. JANÁČKA: K STRATIGRAFICKÉMU POSTAVENÍ A PALEOGEOGRAFII TORTONSKÉHO OBZORU KAMENNÉ SOLI VE VÝCHODOSLOVENSKÉ PÁNVI (Geologické práce, správy 50, Bratislava 1969)

V citovanom článku J. Janáček doplňuje a syntetizuje svoje predstavy o evaporitickej sedimentácii na východnom Slovensku. V tejto práci sa však objavil celý rad formulácií, ktoré nielen že sú vecne nesprávne, ale dotýkajú sa etického prístupu k odbornej diskusii, a preto sme nútení zaujať k nej kritické stanovisko.

V úvode sa autor pridrižiava svojho pôvodného názoru o príslušnosti tortónskeho soľného obzoru k finálnemu štádiu zóny so *Spiroplectamina carinata*, pričom kategoricky odmieta stanovisko V. Gašparikovej (in A. Džubera 1963, 1964; J. Slávik 1967a, b), že soľné ložisko môže zasahovať až do bazálnej časti zóny bolivino-buliminovej. K jeho stratigrafickým vývodom treba uviesť nasledovné. V oblasti Zbudza vrt ZB-32 prenikol do podlažia soľného ložiska a v podložných horninách bolo stanovené spoločenstvo morskej mikrofauny s hojnými vápnitými druhmi, pričom aglutinované formy boli zastúpené len nepatrne. Mikrospoločenstvo, stanovené V. Gašparikovou (1963) je uvedené v citovanej práci, pričom jeho charakter poukazuje na blízkosť príbuznosti s nadložnými spoločenstvami bolivino-buliminovej zóny. Nie je možné korelovať ho so spoločenstvami spiroplektaminovej zóny východného Slovenska ani iných neogénnych panví na Slovensku (Viedenská panva, Podunajská nížina). Preto boli pričlenené podložné spoločenstvá vrtu Zb-32 k zóne bolivino-buliminovej. Dr. J. Janáček však tvrdí, že v analyzovaných vrtbách V. Gašpariková uvádza pod soľným obzorom v zoznamoch mikrofauny druhy *Bulimina inflata* a *Uvigerina asperula*, ktorými on preukazuje príslušnosť spoločenstva ku spiroplektaminovej zóne. K tomu treba dodať, že v mikrospoločenstvách v oblasti Zbudze analyzovaných V. Gašparikovou nebola *Uvigerina asperula* zistená a nie je uvádzaná. Čiže konštatovanie Dr. Janáčka je nepodložené a kuriózne na ňom je hlavne to, že významní autori, ktorí východoslovenskú oblasť stratigraficky spracovali (I. Čičha — J. Kheil 1960, 1962) uvádzajú tento druh v zóne bolivino-buliminovej.

Stratigrafická neurčitosť vrchnej hranice zóny zo *Spiroplectamina carinata* je Dr. Janáčkoví známa a dokonca v práci o nej dosť podrobne diskutuje (str.

95). Teda ani napriek jeho tvrdeniu nevidíme dôvody, prečo by nemohla evaporitická sedimentácia pretrvať až do zóny bolivino-buliminovej. Nakoniec náš posledný publikovaný názor (in J. Slávik 1967b, str. 135), že „solné telesá sa môžu nachádzať vyššie na pomedzí spiroplektaminovej a bolivino-buliminovej zóny“ je nápadne zhodný s konštatovaním Dr. Janáčka, že „chemogenní sedimentace ve východních částech centrální Paratethydy je na rozhraní zony se *Spiroplectamina carinata* a zony bolivino-buliminové“. Z týchto dôvodov nepokladáme striktné tvrdenie Dr. Janáčka o príslušnosti evaporitov do zóny so *Spiroplectamina carinata* doposiaľ za preukázané.

Druhou formuláciou, ktorú Dr. Janáček stavia kategoricky, avšak dokazuje iba teoreticky, je, že nemožno prijať názor J. Slávika (1967c) o evaporitickej sedimentácii ako o temer nepretržitom procese od karpátu až do bolivino-buliminovej zóny. Na teoretickú argumentáciu Dr. Janáčka možno odpovedať takto. Vyše 1000-metrová mocnosť karpátu v oblasti prešovskej kotliny, ale aj inde je charakteristická prítomnosťou koncentrovanej i rozptýlenej evaporitickej prímеси. Mocnosť lanzerdorfskej série v oblasti s chemogénnou evaporitickou sedimentáciou je podľa Dr. Janáčka (1966) iba 300 m. V tristometrovom vrte (J. Slávik 1967c) v celom profile lanzerdorfskej série boli zistené zrná, vrstvičky i žilky sadrovca i anhydritu evaporitického pôvodu. Priemerná mocnosť spiroplektaminovej zóny v oblasti, kde sú solné ložiská vyvinuté, je podľa Dr. Janáčka (pozri diskutovaná práca, str. 99) 200 m a mocnosť solného ložiska v oblasti Zbudze je maximálne 180 m. Z tohto súboru faktov jasne vyplýva, že názor o temer kontinuálnom vývoji evaporitických minerálov pozdĺž severného okraja východoslovenského neogénu má svoje racionálne jadro. Pravda, tento proces prebiehal v oblastiach, kde boli vhodné podmienky, a nemožno ho zovšeobecňovať.

Podivný je spôsob argumentácie, ktorý použil D. Janáček v odseku o tektonike. Už jeho prvé konštatovanie o geologickom profile ložiskom Zbudza vraj bez udania horizontálneho merítka je vedomou nepravdou. V oboch publikovaných prácach s profilom ložiska Zbudza (J. Slávik 1967a, b) je horizontálna mierka uvedená. Takisto je uvedená aj mierka vertikálna, takže nie je jasné, čo si vlastne Dr. Janáček predstavuje pod pojmom „skresľovanie mocností ložiska“. Ďalšie konštatovanie autora „...poněvadž se tu neuvažuje s poklesnou dislokací zálužic-kou, která má směr SZ—JV a je prokázána vrtně a seismicky, eliminuje tím autor existenci poklesných kerných pohybů vůbec“, nie je opäť objektívne, pretože v publikovanej práci J. Slávika (1967b, str. 132, obr. 2) je táto porucha jasne zakreslená a boli by sme radi, keby Dr. Janáček predviedol, akým spôsobom je možné nakresliť do geologického profilu tektonickú líniu, ktorá je s profilom paralelná, vzdialená od neho niekoľko 100 m a uklonená smerom od neho.

Argumentácia, že „přítomnost diapírové tektoniky je tu principiálně vyloučená proto, že po uložení ložiska, počínaje zónou bolivino-buliminovou, neexistovala v pánvi již tangenciální tektonika, nýbrž jen tlaky a pohyby radiální, souvisějící

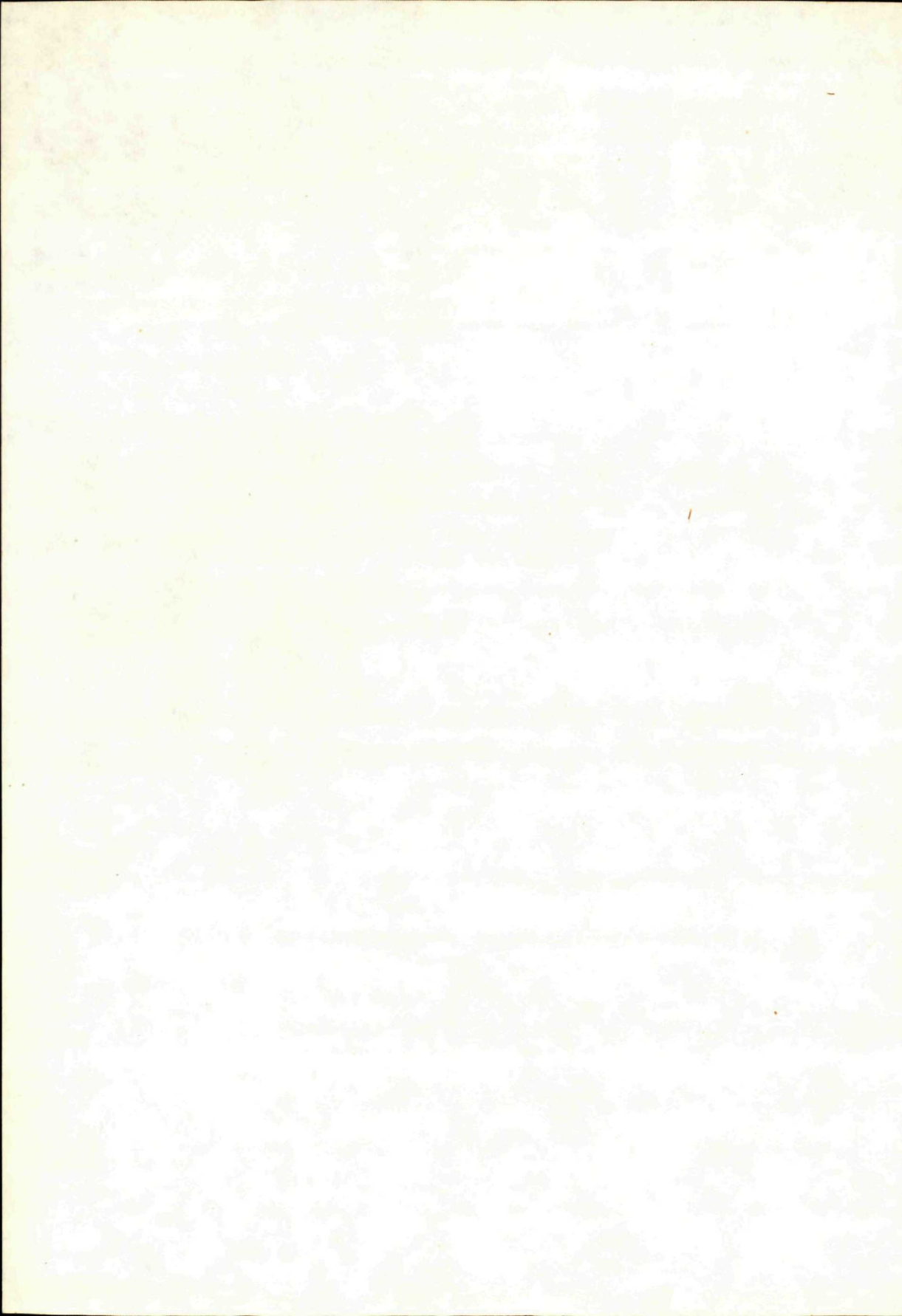
s poklesávaním ker do hĺubky“ hraničí prinajmenej so subjektívnou interpretáciou. Diapirová tektonika, ako je všeobecne známe, principiálne nemusí súvisieť s tangenciálnymi tlakmi, o čom svedčia veľké soľné diapiry na platformách a koniec koncov i v zakarpatskom vnútornom prehybe, ktorého je východoslovenský neogén organickou súčasťou a má s ním spoločný geologický, tektonický i paleogeografický režim, alebo aj v transylvánskej panve, kde sa vrásnenie taktiež skončilo v strednom miocéne a soľné diapiry jasne prenikajú vyššie. Diapirová tektonika totiž vzniká v dôsledku plasticity soľných telies a hustotných rozdielov medzi soľným telesom a jeho obalom. Musíme s poľutovaním konštatovať, že Dr. J a n á č e k nevyužil všetky možnosti, na základe ktorých by si mohol overiť diapirovu štruktúru ioziska (banské práce), a preto tektonické poznatky o soľných telesách uvedené v citovanej práci na str. 98 nepovažujeme za vecnú diskusiu.

V celom článku je ešte rad iných nepresností, ktoré však možno chápať ako polemický názor autora, a preto nepokladáme za nutné zaujímať k ním stanovisko. Považovali sme za potrebné vysloviť svoje kritické poznámky iba k tým záverom, kde autor namiesto vecnej diskusie skĺzava k nedoloženým tvrdeniam alebo k dokazateľným nepravdám.

*Viera Gašpariková—Ján Slávik,
GÚDŠ, Bratislava*

LITERATÚRA

- [1] C i c h a I. — K h e i l J., 1960: Zpráva o biostratigrafických výzkumech pro přehlednou mapu ČSR na listech gener. mapy Košice a Trebišov. Manuskript-archív ÚÚG, Praha. — [2] C i c h a I. — K h e i l J., 1962: Mikrobiostratigrafie miocénu východoslovenské neogéní oblasti. Sbor. Ústř. úst. geol. 27 paleont., 315—348, Praha. — [3] D ž u b e r a A., 1963: Závěrečná správa a výpočet zásob Zbudza II — soľ VP a PP so stavom k 31. 12. 1963. Arch. Geol. priesk., Spišská Nová Ves. — [4] D ž u b e r a A., 1964: Závěrečná správa a výpočet zásob Vranov soľ so stavom k 31. 12. 1964. Arch. Geol. priesk., Spišská Nová Ves. — [5] J a n á č e k J., 1966: Ideový projekt východoslov. neogéní pánve. Manuskript-archív GÚDŠ, Bratislava. — [6] J a n á č e k J., 1969: K stratigrafickému postavení a paleogeografii tortónského obzoru kamenné soli ve Východoslovenské pánvi. Geologické práce, Správy 50, Bratislava. — [7] S l á v i k J. a kol., 1967a: Nerastné suroviny Slovenska. SNTL, Bratislava. — [8] S l á v i k J., 1967b: Soľné ložiská východoslovenského miocénu. Sborník geol. vied, řada LG, 9, Praha. — [9] S l á v i k J., 1967c: Gips und Anhydrit aus den salzföhrenden Formationen des Miozäns der Ostslowakei. Geol. zborník XVIII/1, Bratislava.



GEOLOGICKÉ PRÁCE, SPRÁVY 53

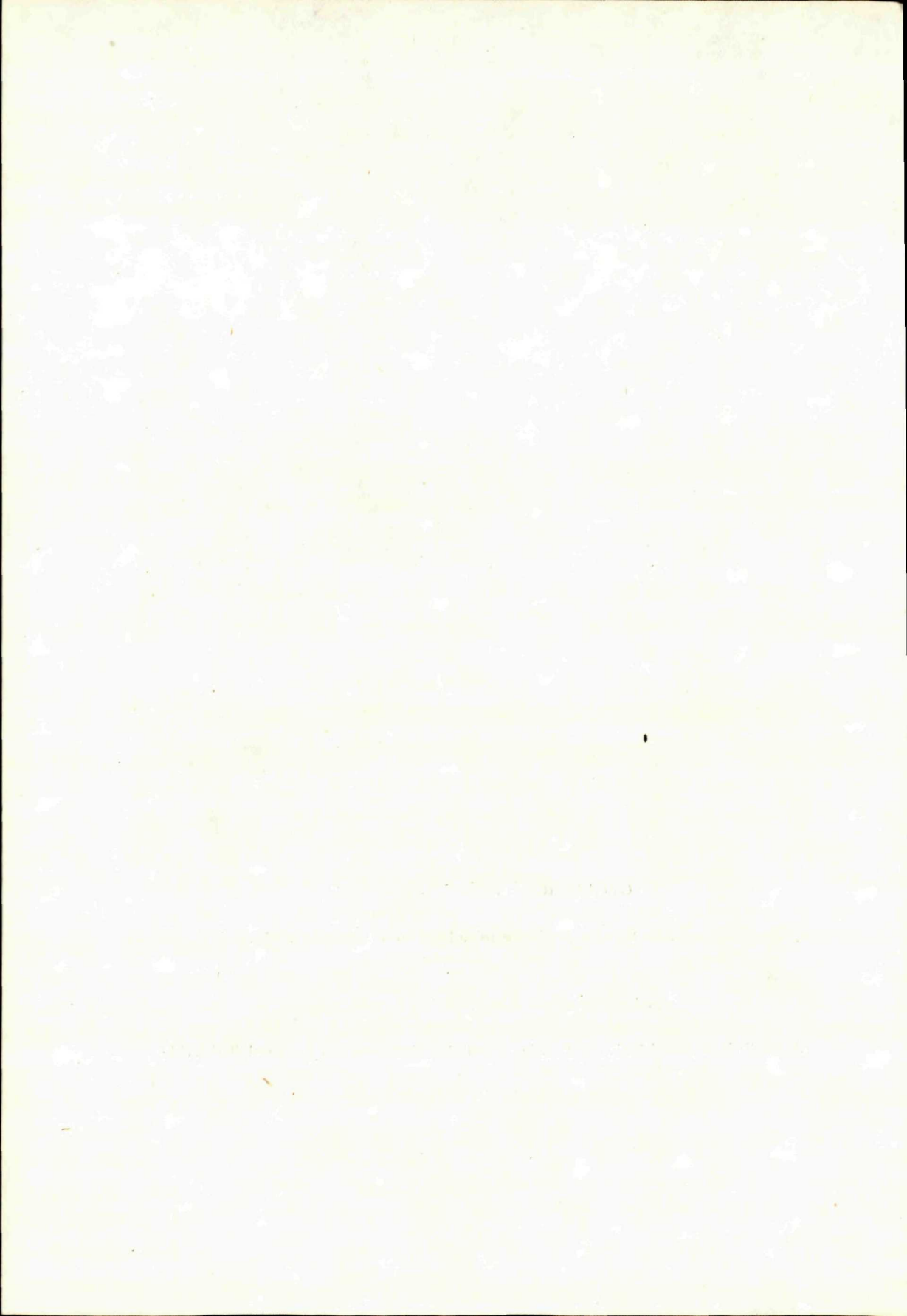
Vydal Geologický ústav D. Štúra v Bratislave roku 1970 vo Vydavateľstve Slovenskej akadémie
vied v Bratislave

Vedecký redaktor: RNDr. Ondrej Samuel, CSc.

Vytlačili: Tlačiarenské závody Pravda, závod Bratislava písmom garmond Baskerville

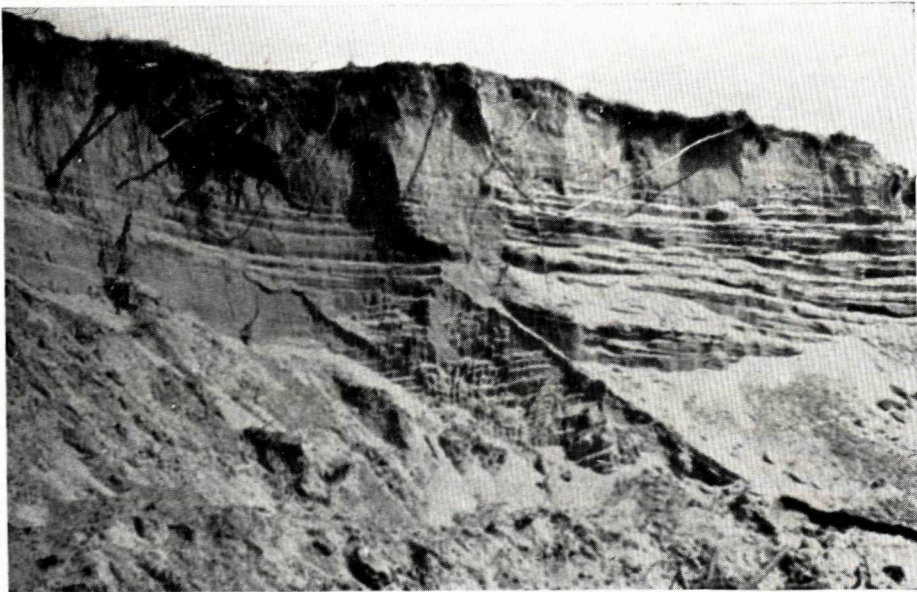
AH 17,42. VH 17,78

Cena brož. Kčs 25,—

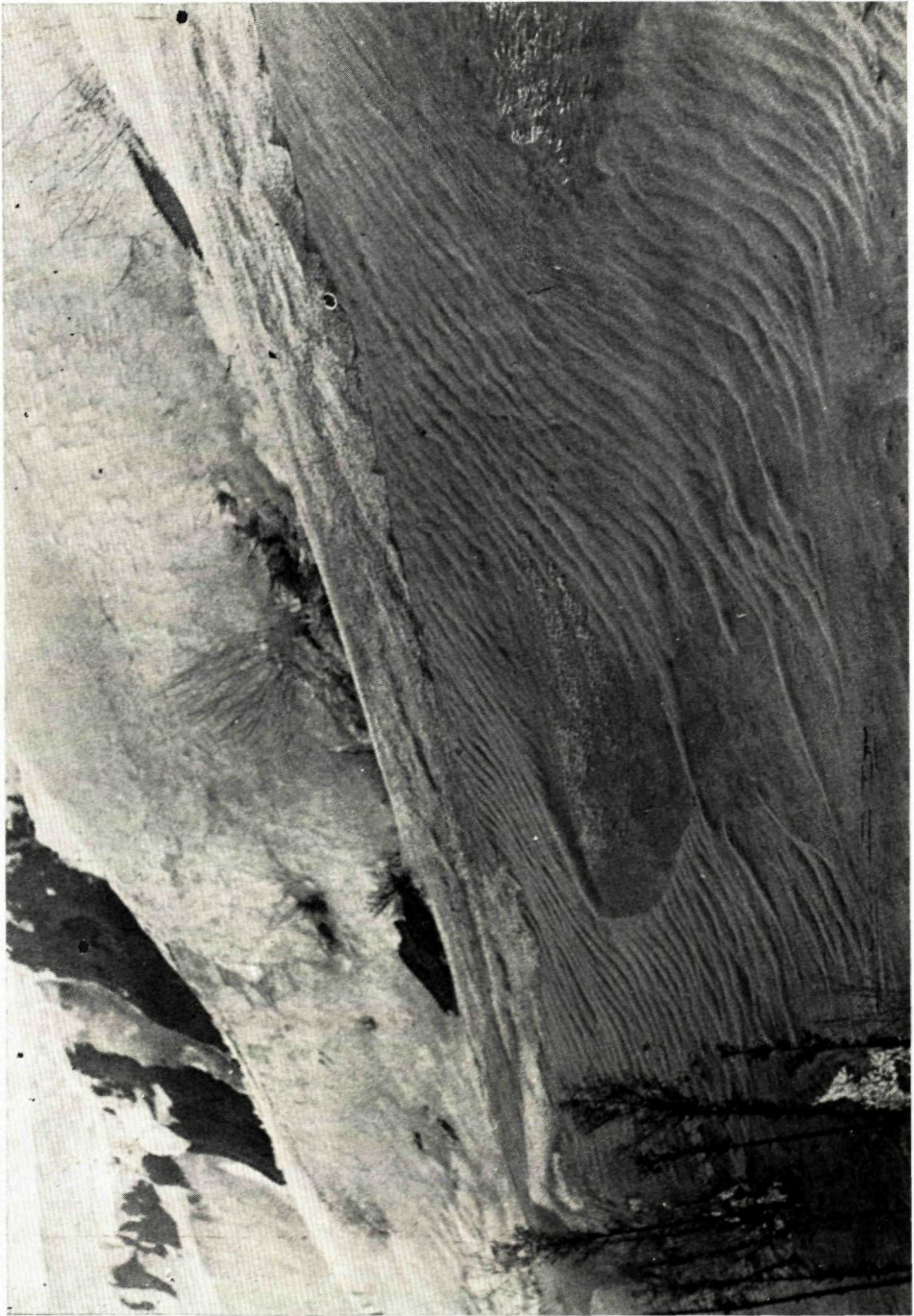




obr. 1



obr. 2





obr. 1



obr. 2



obr. 1



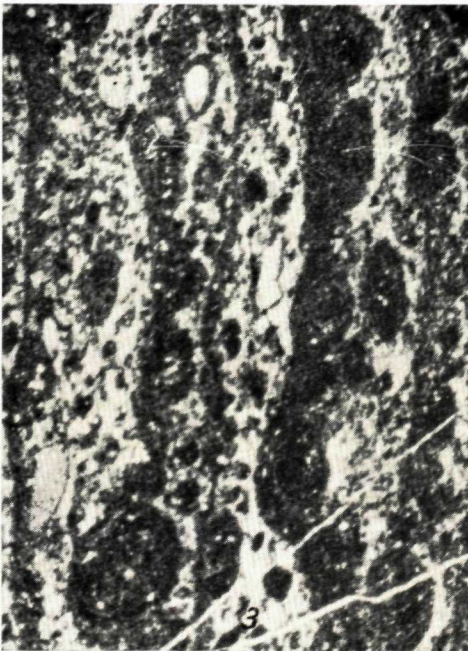
obr. 2

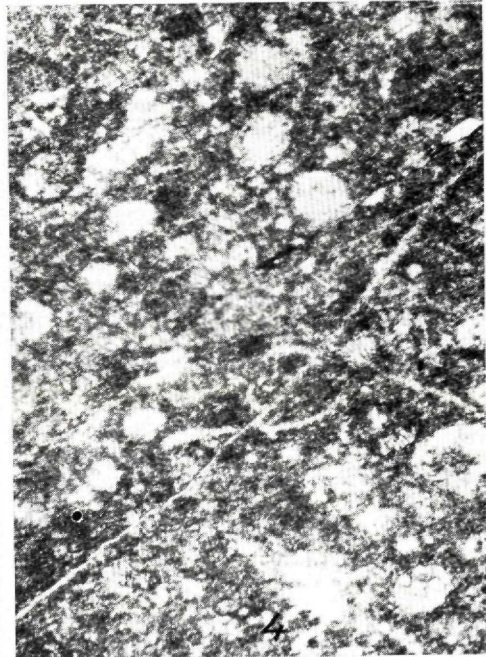
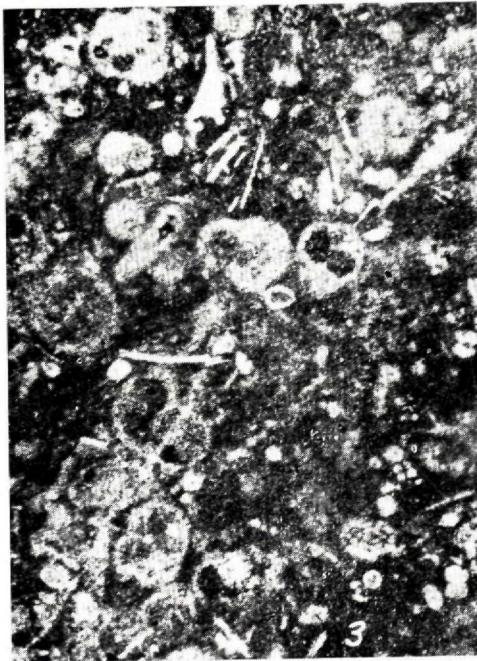
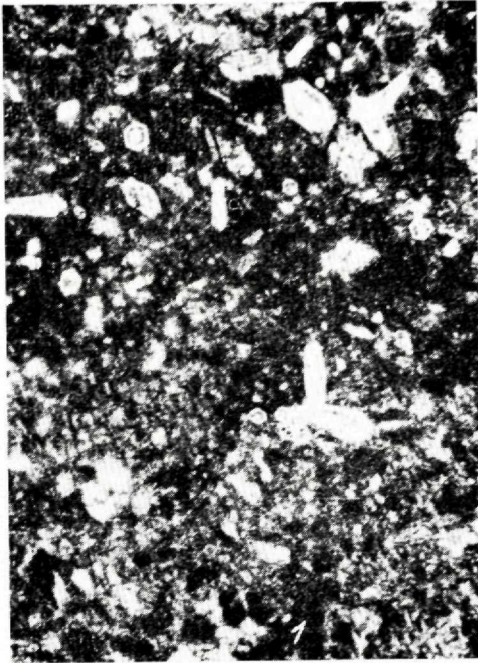


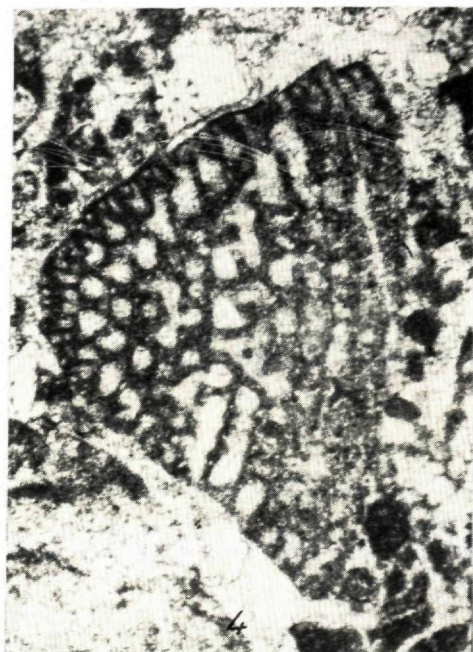
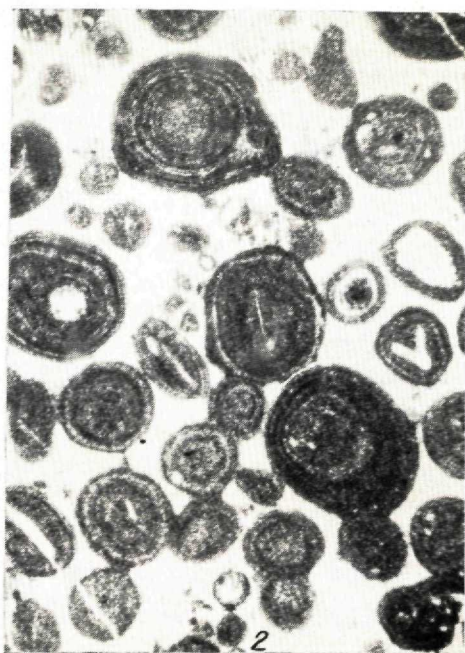
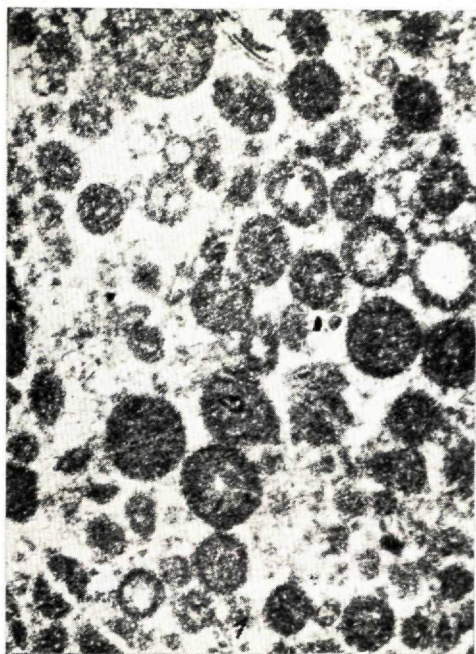
obr. 1

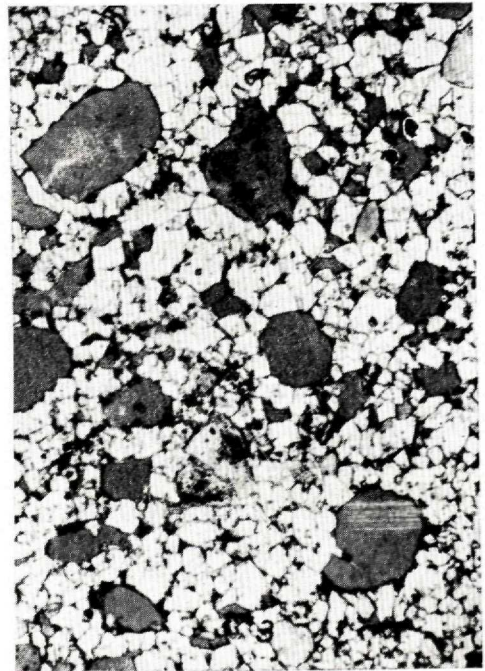


obr. 2



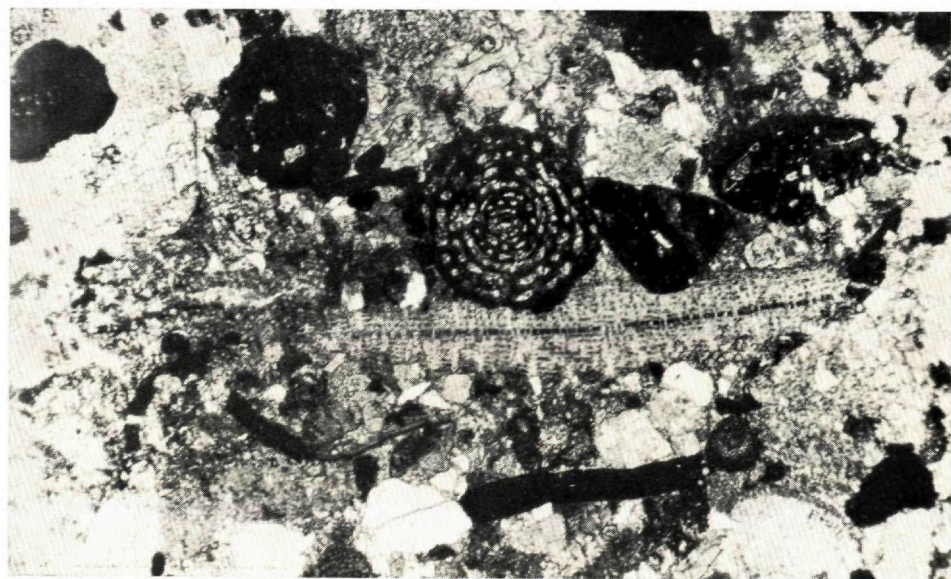








obr. 1



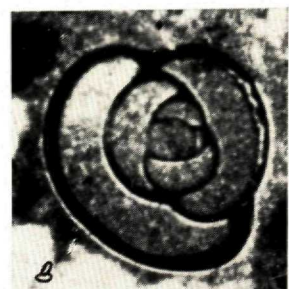
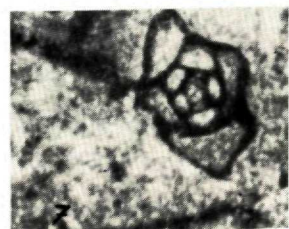
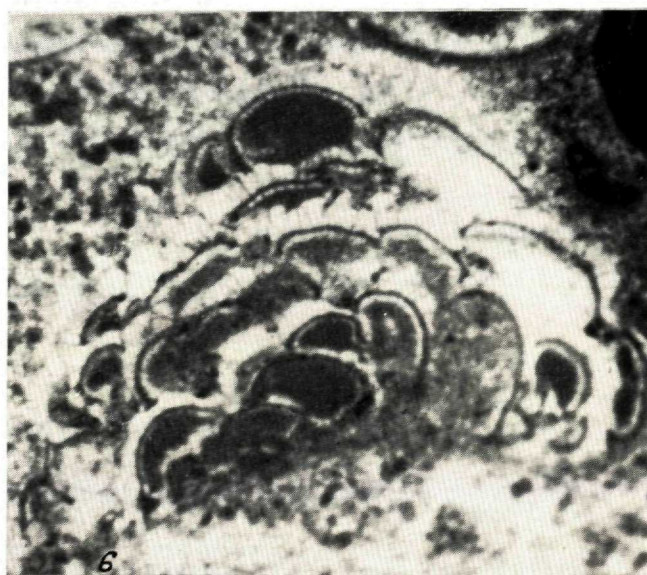
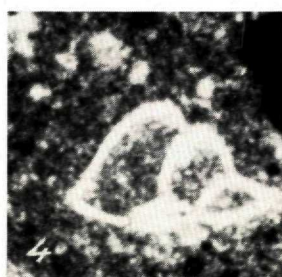
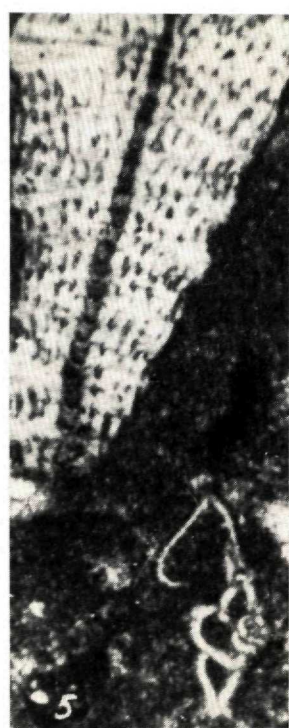
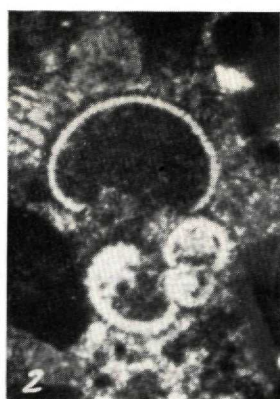
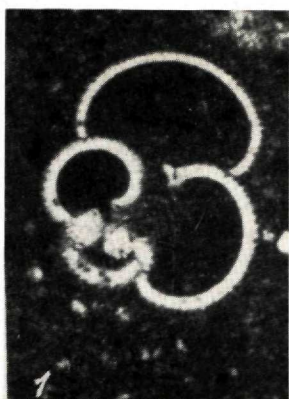
obr. 2



obr. 1



obr. 2







obr. 1



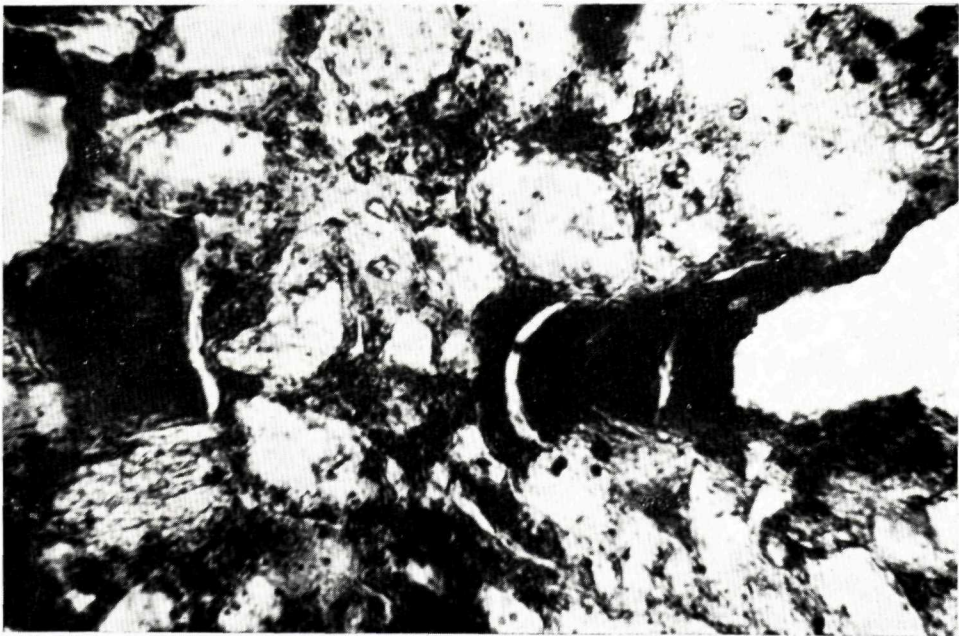
obr. 2



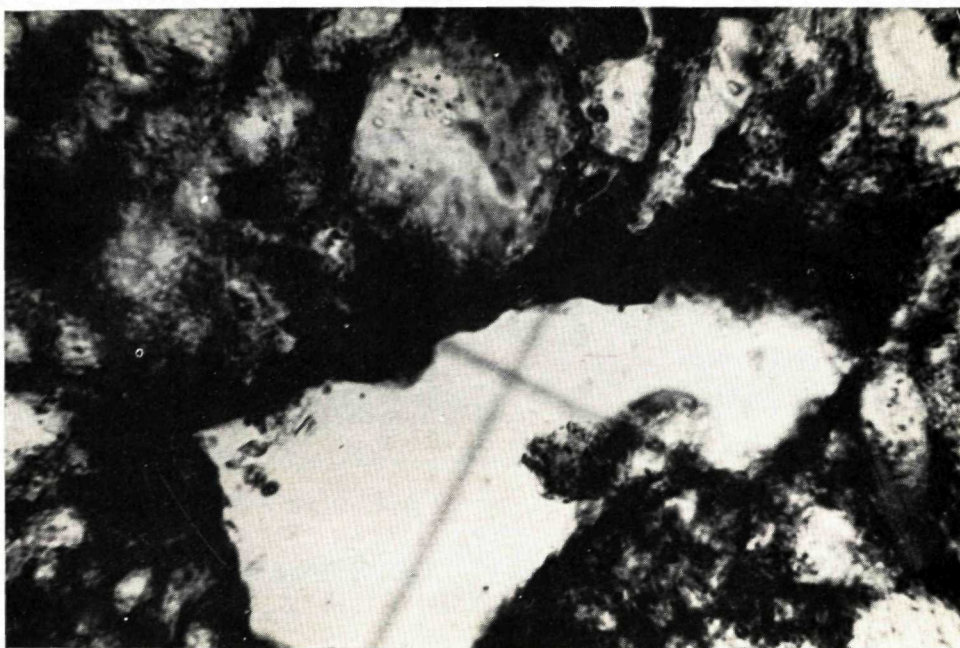




obr. 1



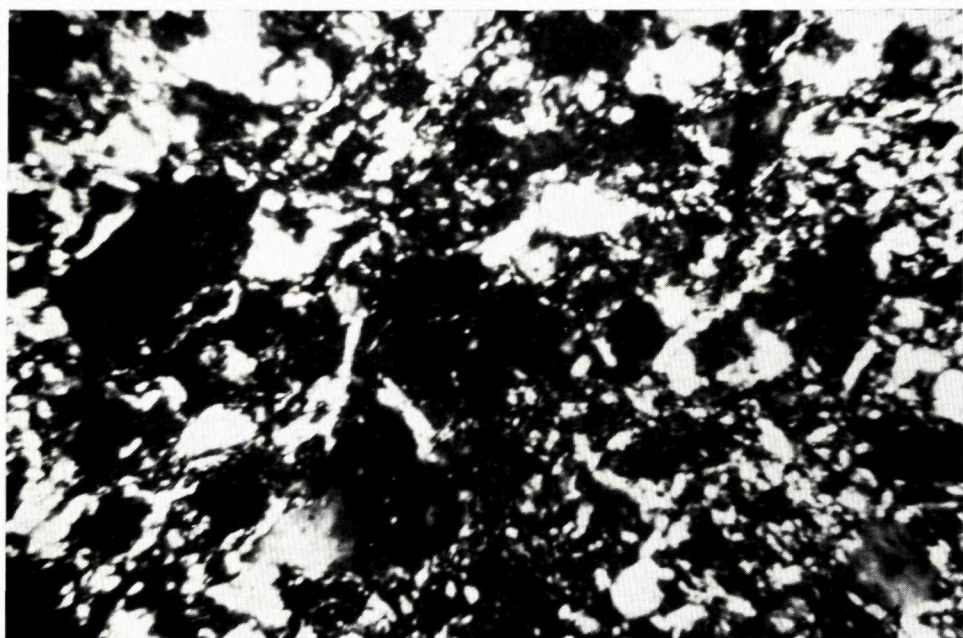
obr. 2



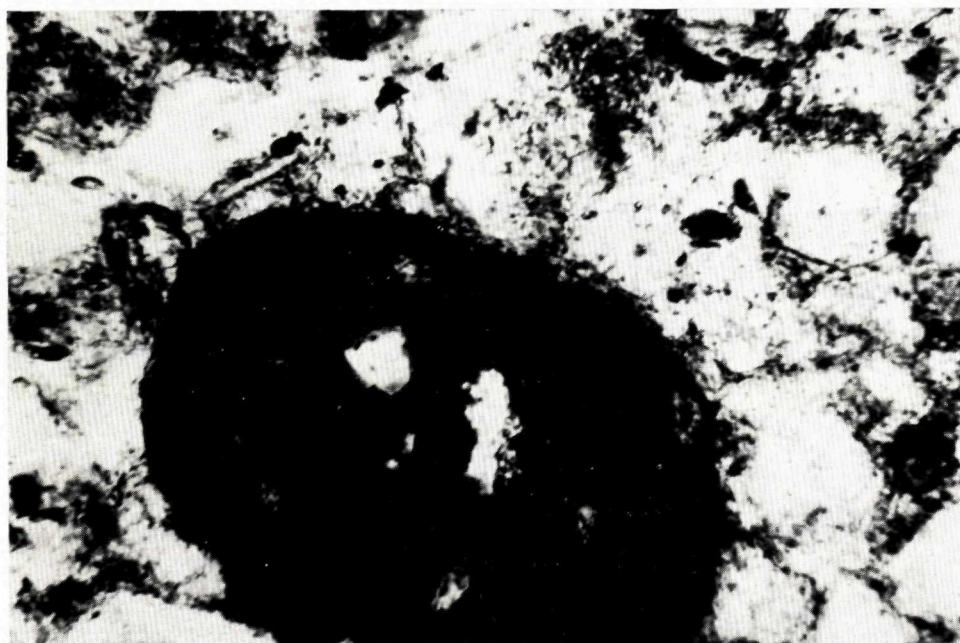
obr. 1



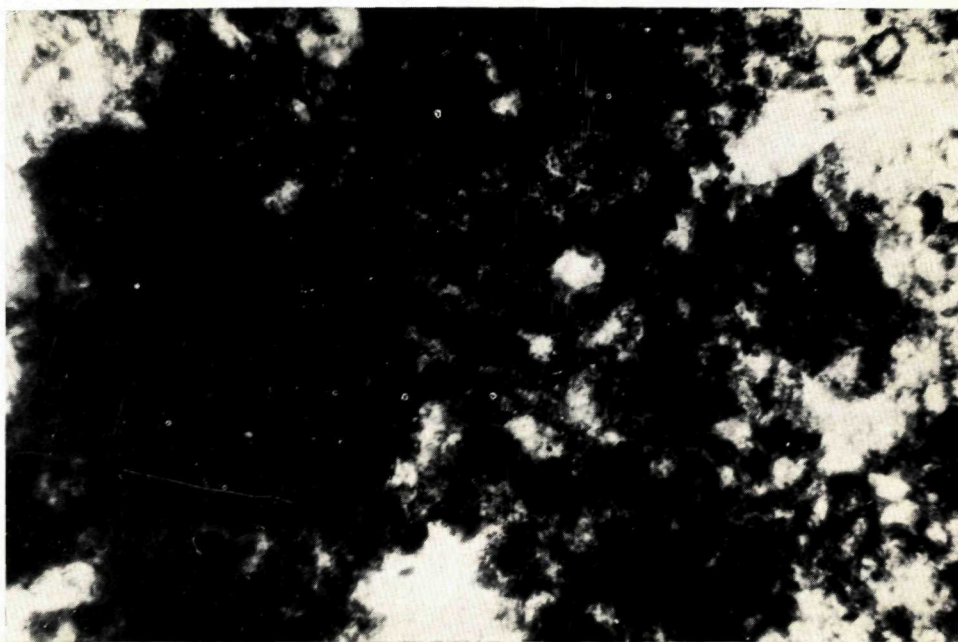
obr. 2



obr. 1



obr. 2



obr. 1



obr. 2