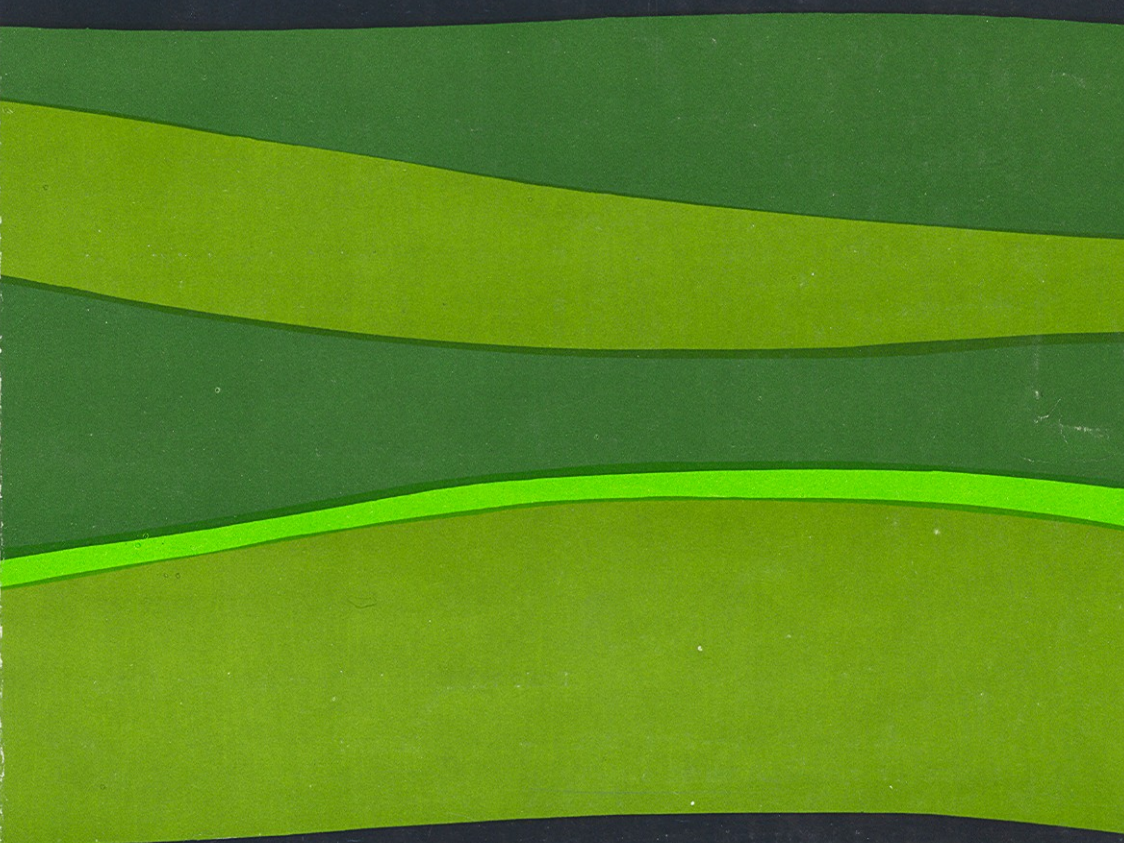


MINERALIA SLOVACA

14

1982

4

The lower half of the cover features several horizontal, wavy bands of different shades of green, ranging from a dark forest green to a bright lime green, set against a dark background.

Ing. Ján BARTALSKÝ, CSc., *vedúci redaktor*
RNDr. Pavol GREČULA, CSc., *vedecký redaktor*
RNDr. Pavol MALACHOVSKÝ, *technický redaktor*

REDAKČNÁ RADA

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

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

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

OBSAH

CONTENTS

PŮVODNÉ PRÁCE

ORIGINAL PAPERS

Ján Bystrický — Otilia Jendrejaková — Jarmila Papšová

Príspevok k stratigrafii triasu Stratenskej
hornatiny

Contribution to the stratigraphy of the
239 Triassic in the Stratenská hornatina Mts.

Ján Vlčko — Peter Wagner

Inžinierskogeologická charakteristika sedi-
mentov na území súmestia Banská Bys-
trica—Zvolen

Engineering geological characteristics of
the sediments covering the area of the
prospective twin-town Banská Bystrica—Zvolen
323

Lubomil Pospíšil — Miroslav Filo

Niektoré problémy a výsledky interpretá-
cie tiažových anomálií v širšom okolí hu-
menskej štruktúry

Some problems of gravity anomaly inter-
pretations in the wider surroundings of
the Humenné structure
343

Ivan Križáni — Anna Kovářová

Rádioaktivita ťažkej frakcie recentných
rozsypov vo flyši východného Slovenska

Radioactivity of the heavy fraction in re-
cent placers of the East Slovakian flysch
355 area

SPRÁVY

REPORTS

Ján Gregorovič — Ladislav Novotný

Bázické vulkanity v západnej časti severo-
gemerického permu

Basic volcanites in the western part of the
365 North Gemeric Permian

Rudolf Ďuďa — Ivan Križáni — Zdeněk Mrázek

Moissanit z rozsypov východoslovenského
flyšu

Moissanite from placer deposits of the
371 East slovakian-flysch area

Pokračovanie obsahu na 3. strane obálky

Continuation see page 3 of the cover

Príspevok k stratigrafii triasu Stratenskej hornatiny

JÁN BYSTRICKÝ*, OTILIA JENDREJAKOVÁ*, JARMILA PAPŠOVÁ**

* Geologický ústav SAV, Dúbravská cesta 9, 814 73 Bratislava

** Geologický ústav D. Stúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

(4 obr., 4 tab. a 3 tabule v texte)

Doručené 3. 2. 1982

Заметка о стратиграфии триаса Стратенской возвышенности

Переоценкой стратиграфии триаса Стратенской возвышенности было обнаружено, что большинство биостратиграфических данных уже недействительна. Новые данные о литостратиграфических единицах триаса и их возраста свидетельствуют о том, что между средним триасом Стратенской возвышенности и силицким покровом Словацкого краса нет основных разниц и вопреки того, что осадки нижнего ладина в Стратенской возвышенности пока необнаружены. Разница заметна только начиная норицким отделом. В Стратенской возвышенности этот отдел представляют „интраплатформенные осадки“ — известняки афлензские и дештянские, причём силицкий покров представлен осадками фации типичного галлстского известняка. Оба района впадин разделены между собой осадками морской фации „Гохе Ванд“ (известняки тисовский и фурманский, Карниан даже нижний граэтиан).

Contribution to the stratigraphy of the Triassic in the Stratenská hornatina Mts.

The revision of Triassic stratigraphy in the Stratenská hornatina Mts. allows us to state that the most recent biostratigraphic data are unapplicable. New findings on lithostratigraphic units of the Triassic and on their age indicate no substantial differences between the Middle Triassic of the Stratenská hornatina Mts. and that of the Silica nappe in the Slovak Karst area although basin deposits of Lower Ladinian age in the Slovak Karst area have, at present, no equivalents in the Stratenská hornatina Mts. Differences occur as high as the Norian stage. This stage is represented by "intraplatform basinal deposits" of the Aflenz and Doštianky limestones in the Stratenská hornatina Mts. and by basinal deposits in a typical Halstatt limestone facies in the Silica nappe of the Slovak Karst. Both basin areas are separated by a part of a shallow water platform in the Hohe Wand facies (the Tisovec and Furmanec limestones of the Carnian to Lower Rhaetian).

Trias Stratenskej hornatiny naposledy podrobnejšie skúmal M. Maheľ (1956, 1957a, b, c). Výsledky jeho bádania, neskôr sčasti revidované (Maheľ, 1963, 1964, 1967), sú dnes jediným zdrojom informácií o faciách a stratigrafii tohto triasu. O ne sa opierajú všetky doterajšie korelácie triasu týchto vrchov s triasom Muránskej plošiny, Slovenského krasu, ako aj s triasom strážovského príkrovu (sensu Andrusov, 1936, non sensu Maheľ, 1959, 1979a, b) Strážovskej hornatiny a Malých Karpát, príp. aj korelácie „gemerického“ triasu s dachsteinskou faciálnou oblasťou Severných Vápencových Álp (Bystrický, 1964, 1972, Tollmann, 1972, 1976, Maheľ, 1974, 1979a, b). Aj keď ide o trias, ktorý sa doteraz pokladá za faciálne aj tektonicky samostatný (Maheľ, 1957c, 1979) a „so špecifickou litológiou a stratografiou, špecifickou pozíciou v štruktúrnom pláne vnútorných Karpát“ (Maheľ, 1974, s. 129), od tých čias sa mu nevenovala zodpovedajúca pozornosť. Na základe našich výskumov, revízie všetkých biostratigrafických dát a litostratigrafických jednotiek triasu Stratenskej hornatiny dospievame k názoru, že charakter sedimentačného priestoru triasu Stratenskej hornatiny a Slovenského krasu je takmer identický. Obidve oblasti sú ekvivalentné hallstattskej faciálnej oblasti Severných Vápencových Álp, ktorej „južný kanál“ (s typickými panvovými sedimentmi v pestrej a tmavej fácií) je zastúpený severným okrajom iba v najjužnejšej časti Slovenského krasu, ale „severný kanál“ v aflenzskej fácií má naproti tomu svoj ekvivalent v Stratenskej hornatine.

Historický prehľad

Históriu geologického výskumu Stratenskej hornatiny podrobne opísal M. Maheľ (1956, 1957a, b, c). Ako prvý rozčlenil masu svetlých masívnych vápencov pokladaných skôr (Andrusov, 1935, Csiskó, 1943) za wetterstein-

ský vápenec ladinského stupňa na časť pripadajúcu aniskému, ladinskému a norickému stupňu. Po revízii svoje pôvodné členenie korigoval v tom zmysle, že svetlé masívne vápence juhozápadnej časti Stratenskej hornatiny (oblasť Vyšná záhrada, Kopa — Červený Štros, Belá — Doštianky, ako aj morfológickú dominantu turistického centra Dobšinskej ľadovej jaskyne — Ostrú skalú), ktoré pôvodne na základe koralov a brachiopód pokladal za aniské, začlenil do vrchného triasu (karn — norik, in Klinec, 1976) a opačne, svetlé aj sivé vápence v oblasti Remiašky, ktoré pôvodne podľa brachiopód z Havranej skaly pokladal za norické, prehodnotil na strednotriasové (Maheľ, 1967, s. 428, obr. 65, vrstvy č. 17, 1969, príl. 2, vrstvy č. 7, 1974 s. 131, obr. 21, vrstvy č. 16). Litostratigrafickú jednotku, ktorú opísal ako novú a nazval ju „tmavé vápence a bridlice spodného anisu“, rozčlenil tak, akoby išlo o dve litostratigrafické jednotky oddelené od seba svetlými vápencami anisu a ladinu. Spodnejšia z nich by podľa fauny brachiopód mala patriť do anisu (Maheľ, 1967, s. 423), druhá zas podľa lamelibranchiát do karnu (Maheľ, op. cit. s. 424).

Stratigrafické poznatky M. Maheľa (1956—1967) o triase boli svojho času, aspoň pokiaľ ide o vrchný trias, nepochybne priekopnícke.

Litostratigrafia

Po zistení stavu biostratigrafických dát sme podrobili revízii všetky litostratigrafické jednotky, ale najmä tie, ktoré sa pokladali za špecifické len pre „stratenskú sériu“. Osobitnú pozornosť sme venovali litostratigrafickým jednotkám s panvovými sedimentmi, ktoré sa v doterajších paleogeografických interpretáciách a koreláciách vôbec nebrali do úvahy. Problémy stratigrafického rozpätia litostratigrafických jednotiek sme riešili hlavne pomocou mikrofosílií: dasykladaceí (Bystrický), foraminifer (Jendreková) a konodontov (Papšová).

Dasykladaceae sú popri foraminiferách najrozšírenejšími fosíliami karbonátových platforiem. Aj keď sa pomocou nich nedá aniský, ladinský, karnický a norický stupeň podrobnejšie rozčleniť, možno pomocou nich dobre odlíšiť hlavné litostratigra-

lické jednotky plytkomorských platforiem, ako je steinalmský, wettersteinský, tiso-
vský a furmanský vápenec a ich ekvivalen-
ty v dolomitovom vývine. Každá z nich
sa totiž vyznačuje osobitným, pre istý
stupeň triasu charakteristickým spoločen-
stvom. Vrchnotriasové dasykladaceá skú-
manej oblasti sme opísali osobitne (By-
strický, 1979).

Bohaté zastúpenie foraminiferovej fauny
sa zistilo nielen vo faciách plytkovodnej
platformy, ale aj v sedimentoch panvo-
vých facií (doštiansky vápenec, „mürztal-
ské vrstvy“). Charakter foraminiferovej
fauny (druhové spektrum) sa v závislosti
od facií mení, ale ich spoločenstvá majú aj
stratigrafický význam.

Rozsiahly výbrusový materiál sa t. č.
orientačne spracúva na biostratigrafické
účely. V tab. 1—4 nie je vyčerpávajúci
prehľad všetkých prítomných druhov. Týka
sa to najmä asociácií zastúpených v doš-
tianskom vápenci a v „mürztalských vrst-
vách“. Nie sú v nich zahrnuté formy,
ktoré by mali patriť novým taxónom, ani
formy, ktorých rodové zaradenie je proble-
matické. Detailné paleontologické spraco-
vanie takýchto foriem bude predmetom
osobitnej práce. Foraminifery, ktoré tu
uvádzame, sa predbežne zaraďujú v zmys-
le taxonomických kritérií L. Zaninettino-
vej (1976).

Foraminifery sledovaných litostratigra-
fických jednotiek Stratenskej hornatiny
sú reprezentované asociáciami, ktoré sú
v istých variáciách lokálneho charakteru
známe z celej tetýdnej oblasti. V steinalm-
skom vápenci je významným druhom
Meandrospira dinarica, ktorá sa tu vysky-
tuje zväčša osamotene, bez sprievodnej
fauny. Asociácie tohto typu dobre repre-
zentujú stredný a vrchný anis. Spoločen-
stvá s indexovým druhom vrchného anisu
Glomospira densa sme v steinalmskom vá-
penci Stratenskej hornatiny doteraz nezis-
tili (sensu J. Salaj 1969, 1974).

Zastúpenie foraminifer v tiso vskom vá-
penci (tab. 2) je temer identické s for-
aminiferovou faunou tiso vského vápenca
iných vrchov Západných Karpát. Okrem
Glomospira kuthani sú charakteristickými
zastupcami čeľade *Involutinidae*. Pozo-
ruhodný je výskyt druhu *Involutina si-
nuosa oberhauseri* (pôvodne indexový druh
rovnomennej zóny spodného norika (Salaj,
1969, 1974), neskôr podzóny vrchného
karnu (Salaj, 1979) v spoločenstve s *G. kut-
hani* (Kopa, lok. č. 8).

Foraminifery furmanského vápenca
majú značnú afinitu s foraminiferami ti-
sovského vápenca, ale ich druhové
spektrum je širšie (tab. 2). Typický je
masový výskyt veľkých hrubostenných
schránok involutiníd. Stratigraficky vý-
znamným druhom je *Trocholina permo-
discoides*. Jeho nástup približne súhlasí
s objavením sa prvých zástupcov rodu
Heteroporella (dasykladaceae) a zodpovedá
hranici karn—norik. Aj keď foraminifero-
vé spoločenstvá na rozličných miestach ob-
sahujú väčšinu spoločných druhov, lokálne
možno pozorovať špecifické rozdiely. Vo
furmanskom vápenci Kopy je príznačný
výskyt robustných schránok druhu *Am-
mobaculites* sp. a *Reophax* sp., na Remiaške
zas tvoria značnú časť zástupcovia *Duosto-
midae*. Prítomnosť duostomíd naznačuje
blízkosť panvových sedimentov, ktorá sa
asi odráža aj v tmavom zafarbení fur-
manského vápenca.

Doštiansky vápenec obsahuje veľmi bo-
haté spoločenstvá foraminifer, ktoré sa
zložením podstatne odlišujú od asociácií
vekove ekvivalentného furmanského vá-
penca. Dominantnú zložku tvoria druhy
čeľade *Nubeculariidae* a čeľade *Nodo-
sariidae* (tab. 3). Involutíny sú drobné a
vyskytujú sa len sporadicky.

Foraminifery „mürztalských vrstiev“ ob-
sahujú druhy, podľa ktorých sa o ich veku
nemožno vyjadriť. Podstatný podiel majú
zástupcovia čeľade *Nubeculariidae* a če-

Iade *Fisherinidae* (tab. 4). Involutíny sú zriedkavé a patria prevažne medzi nepravidelne vyvinuté formy zo skupiny *Involutina* ex gr. *gaschei*. Takmer vo všetkých výbrusoch sa konštatovala prítomnosť druhu *Turritelleva mesotriasica*. Podľa fauny konodontov poukazujúcej na podstupeň

juľ možno spresniť hornú hranicu vertikálneho rozpätia druhu *T. mesotriasica*, ktorý sa doteraz pokladá za strednotriasový.

Výsledky štúdia konodontov, ktoré tu predkladáme, majú iba orientačný charakter pri zisťovaní možnosti uplatniť ich pri riešení niektorých problémov stratigrafie panvových

295

Dasykladaceá a foraminifery steinalmského vápence
Dasykladaceae and foraminifers from the Steinalm limestone

Tab. 1

	Lokalita						
	1	2	3	4	5	6	7
Dasykladaceae:							
<i>Physoporella pauciforata</i> var. <i>pauciforata</i>	0	0	0	0	?	?	
<i>Physoporella pauciforata</i> var. <i>gemeric</i>	0	0	0				
<i>Physoporella pauciforata</i> var. <i>sulcata</i>	cf	0	0				
<i>Physoporella pauciforata</i> var. <i>undulata</i>			0			0	0
<i>Physoporella dissita</i>	0	cf	00	0		cf	0
<i>Physoporella</i> cf. <i>praealpina</i>	0		0	0			
<i>Physoporella varicans</i>		cf					
<i>Oligoporella pilosa</i> var. <i>pilosa</i>				0			
<i>Oligoporella pilosa</i> var. <i>intusannulata</i>				0			
<i>Diplopora hexaster</i> var. <i>hexaster</i>					cf		
<i>Favoporella annulata</i>	cf						
<i>Favoporella</i> sp.		0					
<i>Teutloporella peniculiformis</i>			0	0			
Foraminifera:							
<i>Ammobaculites radstadtensis</i>		aff					
<i>Earlandinita</i> sp.		0	0		0		
<i>Earlandinita elongata</i>	0						
<i>Earlandinita grandis</i>			cf				
<i>Earlandinita oberhauseri</i>		0					
<i>Endothyra</i> sp.							
<i>Endothyranella badouxi</i>		0	0				
<i>Endothyranella wirzi</i>		cf	aff				
? <i>Geinitzia</i> sp.		0					
<i>Meandrospira dinarica</i>	0	0	0		0		
<i>Meandrospira irregularis</i>		cf					
<i>Meandrospiranella deformata</i>	aff	cf					
<i>Nodosaria</i> sp.		0					
<i>Trochammina</i> sp.			0				
<i>Trochammina almtalensis</i>		aff	0				

Vysvetlivky k tab. 1 — zoznam lokalít

1 — Kolisky, okolie kóty 892,1 (výbr. č. 392—395, 883—884, 894—899); 2 — Jablň, lúka na JZ od kóty 914,8 a kóta 914,8 (výbr. č. 2310—2311, 2709—2710, 3992—3994); 3 — Roveň (Za Vyšné Rovne in Mahel, 1957c), východne od kóty 1012,1 (výbr. č. 3781—3783, 3974—3976, 3977—3980); 4 — Dedinky, futbalové ihrisko (výbr. č. 6520—6521); 5 — Ostrá skala pri Dobšinskej ľadovej jaskyni (v geol. náčrte lok. č. 35), (výbr. č. 5717—5718); 6 — kóta 1002,1 na pravom svahu Samalovej doliny (v geol. náčrte lok. č. 36), (výbr. č. 5767—5768); 7 — Ondrejisko, sedlo medzi kótou 1270,5 a 1261,9 (výbr. 5634—5635)

100. 1

	OBLAŠT BELÁ - DEŠTANKY										OBLAŠT REMIÁŠKA					OB. SPA- LENISKO- DOLKA					OBLAŠT KOPA - ČERV. ŠTROS										OBLAŠT VÝŠNÁ - ZÁHRADA									
	TISOVSKÝ VÁPENEC										FURMANSKÝ VÁPENEC					TISOVSKÝ V. FURMAN. V.					TIS. FURMANSKÝ VÁP.																			
	14	15	16	17	18	19	20	21	22	51	30	30a	32	31	33	35	29	29a	29b	6	7	8	9	10	11	12	13	39	40	41	42	44	45	46	47					
DASYCLADACEAE:																																								
Aciculella nikieri																	0																							
Aciculella sokaci																	0																							
Andrusoporella duplicata	0	0	0	0	0															0	0	0	0					0	?	?	?	?								
Griphoporella curvata																	aff																							
Gyroporella vesiculifera																	aff																							
Heteroporella sp.													0												0	0			0											
Heteroporella carpatica																	0																							
"Macroporella" spectabilis										0															0															
Palaeodasycladus sp.																	0																							
"Petrascula" stratienica													0												0	0														
Physoporella heraki v. heraki					0																0																			
Physoporella heraki v. tenuipora					0																																			
Teutloporella sp.																									0	0														
Teutloporella herculea					0																																			
Uragiella supratrasiaca	0					cf															0																			
FORAMINIFERA																																								
Agathammina sp.							0		0			0											0		0	0	0	0	0						0					
Agath. austroalpina	0		0	0	0			0		0	0					0	0	0	0	0				0		0	0	0	0	0	0	0	0	0	0					
Agathammina? iranica	0																			cf	0	cf										cf	0							
Agathamminoides spiriliciformis																						0												aff						
Alpinophragmium sp.																									0															
Alp. perforatum					0				0	0	0		0	0			aff									0														
Ammobaculites sp.					0					0	0	0		0	0		0			0		0		0	0	0		0	0											
Ammodiscus sp.																			0		0													0						
Austrocolomia sp.																																								
Aust. marschalli					cf												0																							
Bispiranella subcarinata																										0														
Diplatremia sp.	0		0					0		0	0	0		0			0	0			0	0		0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0						
Dipl. astrofimbriata	aff		0	0		cf		0																																
Dipl. placeistana						cf													cf																					
Dipl. subangulata										aff	aff	aff	aff	cf		aff										0														
Duostomina sp.	0					0				0	0	0	0	0		0	0			0		0	0	0		0	0	0	0	0	0	0	0	0						
Duost. alta					0																		aff					aff												
Duost. biconvexa					0		0			cf	cf					aff				0					0															
Duost. magna	0				aff																				0															
Duost. rotundata																cf																								
Duotaxis sp.					0																					0														
Duot. birmanica									aff	0						0																								
Duot. metula																															0									
Earlandia sp.																																								
Ear. amplimuralis																													0											
Ear. tintinniformis																																			0					
Earlandinita sp.											0					0																								
Earl. oberhauseri					aff																																			
Endothyra sp.					0												0	0		0		0	0	0		0	0	0		0	0	0	0	0						
End. gruenbachensis																				cf							aff													
End. kuepperi			0			aff															0	0	0				0	0	0	0	0	0	0	0						
Endothyranella sp.	0		0		0			0													0						0				0	0	0	0						
Frondicularia sp.					0		0	0																											0					
Frond. woodwardi								0																																
Galeanella sp.																								0																
Giomospira sp.							0																0				0							0						
Glo. kuthani	0	0	0	0	0															cf	0	0	cf				0	aff					0							
Giomospirella sp.					0		0													0	0												0							
Giom. expansa																	0																							
Giom. friedli					aff						0		0		aff	aff												cf				aff		aff						
Gaudryina sp.																												0												

Vysvetlivky k tab. 2:

14 — tisoovský vápenec, na JJV od vrchola Kopa, „nedokončená cesta“, 90 m západnejšie od spodnej hranice doštianskeho vápenca; 15 — tisoovský vápenec, JZ úpätie kóty Belá, poľovnícky chodník (výbr. č. 5566—5567, 5826); 16 — tisoovský vápenec, lúka Belá (výbr. č. 6070—6071); 17 — tisoovský vápenec, západný svah Doštianky, sutina v doline (výbr. č. 3883—3884, 3787—3790, 3968—3971); 18 — tisoovský vápenec, Doštianky, lesná cesta z Dolky, spodná časť východu (výbr. č. 5208—5209, 6082—6083); 19 — tisoovský vápenec, Doštianky, severný svah (výbr. č. 6427—6428); 20 — tisoovský vápenec, Doštianky, západný svah, najvyššia časť súvrstvia (výbr. č. 5206—5207); 21 — tisoovský vápenec, Doštianky, západné úpätie, najvyššia časť súvrstvia (výbr. č. 4109—4110); 22 — tisoovský vápenec, Doštianky, lesná cesta z Dolky, najvyššia časť východu (výbr. č. 5315—5316); 51 — tisoovský vápenec, Remiaška, zárez lesnej cesty, spodná časť východu (výbr. č. 5452); 30 — furmanský vápenec, bazálna časť. Remiaška, južná časť lúky SZ od kóty 1167,3 a JZ od kóty 1153 (výbr. č. 3130—3136, 3154—3155, 3166—3167, 3183—3184, 3358—3360, 5307—5308); 30a — furmanský vápenec, bazálna časť. Remiaška, hrebeň z kóty 1167,3 na SZ (výbr. č. 3288—3289, 5090—5094); 32 — tmavý furmanský vápenec. Západné úpätie Remiašky, nad chatkami pionierskeho tábora (výbr. č. 3565—3567, 3800—3801, 4564—4567); 31 — furmanský tmavý vápenec, Remiaška, hrebeň SZ od kóty 1167,3 (výbr. č. 5220—5221, 5311—5312, 5369—5370); 33 — furmanský vápenec, severný okraj lúky ZJZ od kóty 1162,0 (SZ od kóty 1157,0 — Havrania skala, výbr. č. 3222—3223); 35 — furmanský vápenec, južne od Lipovca pri kóte 1087,5: výbr. č. 3158—3159); 29 — furmanský vápenec, kameňolom Dolka (výbr. č. 4274—4275, 4280—4281, 4650—4656, 5056—5057, 5309—5310, 5313—5314, 5319—5320, 4111—4112, 4127—4134, 4143—4150, 5321—5322); 29a — furmanský vápenec, svah tesne nad kameňolomom Dolka (výbr. č. 4135—4142, 4147—4148, 4152—4153, 4272—4273, 5291—5293, 5305—5306, 5317—5318); 29b — furmanský vápenec, údolie na S od osady Dolka vedúce na luku Spálenisko (výbr. č. 3910—3911, 4270—4271, 4276—4277); 6 — tisoovský vápenec, zárez hradskej Dobšinská Ladová Jaskyňa — Pusté Pole, nad západným koncom ochranného múra (výbr. č. 5467); 7 — tisoovský vápenec, západné úpätie Kopy (kóta 1127,2) (výbr. č. 5423—5429, 5531, 6053—6056, 6080—6081); 8 — tisoovský vápenec, západné úpätie Kopy (kóta 1127,2) (výbr. č. 5438—5441, 5459); 9 — ? tisoovský vápenec, vyústenie poľovníckeho chodníka do sedla medzi kótou 1073,5 a 1127,2 (výbr. č. 5562—5563); 10 — furmanský vápenec, vrchol kóty Kopa (1127,2) (výbr. č. 5454, 5493—5494); 11 — furmanský vápenec, SZ okraj lúky medzi kótou Kopa (1127,2) a kótou 1132,3 (výbr. č. 5426—5427, 5451, 5456, 5498—5499, 5552—5553, 5495—5497, 5938—5939, 6057—6060, 6146—6155); 12 — detto, asi 20 výškových m nad lok. č. 11 (výbr. č. 5680—5681, 5699, 5949—5950, 5956, 5984—5976, 6156—6159); 13 — ? furmanský vápenec, Priehyba (výbr. č. 5675, 6056—6057); 39 — tisoovský vápenec, cesta z Nižnej na Vyšnú záhradu tesne pod sedlom (výbr. č. 5705—5706, 5924—5927, 6035—6039); 40 — furmanský vápenec, horná časť lúky Vyšná záhrada (výbr. č. 5707—5708, 5928—5929, 5940—5941, 6048—6052); 41 — ? furmanský vápenec, lúka Vyšná záhrada (výbr. č. 5713—5714, 6044—6047); 42 — ? furmanský vápenec, dolná časť lúky Vyšná záhrada (výbr. č. 5715—5716, 3791—3795); 44 — ? tisoovský vápenec, JV od kóty 885,1 — východy nad tmavými vápencami s munierami (výbr. č. 5703—5704); 45 — ? tisoovský vápenec, lesná cesta z kóty 887,2 na JZ. Východy nad tmavými vápencami s munierami (výbr. č. 5719—5722); 46 — ? furmanský vápenec, Vyšná záhrada — severný okraj lúky (výbr. č. 5942—5944, 5980—5983, 6040—6043); 47 — ? furmanský vápenec, ľavý svah Samalovej doliny pri kóte 875,1 (výbr. č. 3728—3732, 3490—3498) a južnejšie od nej (výbr. č. 3612—3614)

sedimentov. Orientačne sa ovzorkovali 2 profily doštianskeho vápenca, 2 profily „mürztalských vrstiev“ a rovnako orientačne aj „pestrá fácia“ doštianskych vrstiev vo vrcholovej časti kóty Belá.

Pri taxonomickom spracúvaní fauny konodontov sme sa pridržali kritérií K. Budurova a prihliadali sme aj na revíziu vykonanú na konodontových medzinárodných sympóziách

(Budapest, 1979, Bratislava, 1980). Podrobnejšie taxonomické údaje podáme v osobitnej publikácii. Konodontovú faunu stratigraficky hodnotíme v zmysle S. Kovácsa — H. Kozura (1980) a L. Krystyna (1978, 1980). Niektoré taxonomické problémy sme osobne prerokovali s S. Kovácsom (Magyar állami földtani intézet, Budapest), ktorému za cenné rady, pripomienky a možnosť oboznámiť sa s naj-

novšími výsledkami taxonómie súvisiacimi s pripravovaným katalógom konodontov vyslovujeme poďakovanie.

Pri opise litostratigrafických jednotiek sa budeme pridržať terminológie neformálnych litostratigrafických jednotiek, ktoré sa v našej literatúre už vžili. Nový názov doštiansky

vápenec zavádzame len pre nedostatok vhodných kritérií na koreláciu s litostratigrafickými jednotkami norika Severných Vápenco-vých Alp. Zoznam mikrofosilií litostratigrafických jednotiek uvádzame vo forme tabuliek. Čísla lokalít v tabuľkách sú zhodné s číslami lokalít v geologickom náčrte.

Foraminifery v doštianskom vápenci
Foraminifers from the Doštianky limestone

Tab. 3

	23	24	Lokalita				27	28
			25	26				
<i>Agathammina</i> sp.	0							0
<i>Agathammina austroalpina</i>	0			0				0
<i>Ammobaculites</i> sp.								0
<i>Austrocolomia canaliculata</i>								cf
<i>Austrocolomia cordevolica</i>						cf		
<i>Calcitornella baconica</i>				cf				
<i>Diploremmina</i> sp.						0		
<i>Endothyra</i> sp.		0						
<i>Endothyranella</i> sp.			0					
<i>Fronicularia</i> sp.	0		0	0				0
<i>Fronicularia woodwardi</i>			0	0	0			
? <i>Galeanella</i> sp.			0					
<i>Gaudryina triasica</i>		0						
<i>Grillina</i> sp.		0						
<i>Involutina liassica</i>								cf
<i>Involutina minuta</i>			0					
<i>Involutina turgida</i>								cf
<i>Lenticularia</i> sp.								0
<i>Lingulina placklensis</i>		cf						
<i>Nodosaria</i> sp.				0				
<i>Oberhauserella</i> sp.				0				
<i>Oberhauserella rhaetica</i>				cf				
<i>Ophthalmidium</i> sp.	0	0	0	0	0	0	0	
<i>Ophthalmidium lucidum</i>								aff
<i>Ophthalmidium triadicum</i>	0					0		
<i>Pachyploides</i> sp.		0						
<i>Planinvoluta</i> sp.			0	0				
<i>Planinvoluta carinata</i>								
<i>Praeophthalmidium carpaticum</i>		0		0				
<i>Tetrataxis inflata</i>	cf							
<i>Trochammina</i> sp.		0						
<i>Trochammina alpina</i>				0				
<i>Trochammina tabasensis</i>			cf					
<i>Trocholina permodiscoides</i>								aff
<i>Turrispirillina</i> sp.						0		

Zoznam lokalít:

23 — juhovýchodné úpätie Kopy, „nedokončená cesta“, bazálna lavica (výbr. č. 5688); 24 — juhozápadné úpätie kóty Belá, poľovnícky chodník (výbr. č. 5564—5565); 25 — Doštianky, ZJZ svah, chodník v doline (výbr. č. 4098—4100); 26 — Doštianky, lesná cesta z osady Dolka, bazálna časť vrstiev (výbr. č. 5214—5215); 27 — Doštianky, lesná cesta z osady Dolka, krinoidový vápenec s brachiopódami a konodontmi (výbr. č. 5932—5933); 28 — vrchol kopca Belá (kóta 1068,9), ružové lavicovité vápence s konodontmi (výbr. č. 6495—6496, 6525—6526)

Dasykladacea a foraminifery „mürztalských vrstiev“
Dasycladacea and foraminifers from the “Mürztal beds”

Tab. 4

	2	3	3b	4	1	K-2	K-5
<i>Agathammina austroalpina</i>	0	0				0	0
<i>Agathammina iranica</i>		aff					cf
<i>Alpinophragmium perforatum</i>		cf					
<i>Ammobaculites</i> sp.	0	0					
<i>Austrocolomia</i> sp.		0			0		
<i>Austrocolomia marschalli</i>	cf					cf	
<i>Calcitornella</i> sp.		0					
<i>Calcitornella elongata</i>		0					
<i>Diplotremina</i> sp.	0						
<i>Diplotremina astrofimbriata</i>	aff	0					
<i>Duostomina magna</i>		0					
<i>Earlandia amplimuralis</i>	0						
<i>Earlandia gracilis</i>	0						
<i>Earlandinita</i> sp.		0					
<i>Endothyra kuepperi</i>		0	0	0			
<i>Endothyranella</i> sp.	0						
<i>Fronicularia</i> sp.	0						
<i>Glomospira kuthani</i>		0					
„ <i>Involutina</i> “ <i>eomesozoica</i>			0				
<i>Inv. gaschei</i>		0					
<i>Inv. gaschei praegaschei</i>		0					
<i>Inv. planidiscoides</i>		0					
<i>Inv. sinuosa pragoides</i>		0	0				
<i>Inv. sinuosa sinuosa</i>		0					
<i>Involutina tumida</i>			0				
<i>Nodosaria</i> sp.		0					0
<i>Ophthalmidium</i> sp.	0	0		0		0	
<i>Ophthalmidium exiguum</i>		cf					
<i>Ophthalmidium fusiformis</i>		cf					
<i>Ophthalmidium triadicum</i>		0					
<i>Planinvoluta</i> sp.		0					
<i>Reophax</i> sp.		0					
<i>Spiroplectamina</i> sp.		0					
<i>Tolypammina</i> sp.		0					
<i>Trochammina</i> sp.		0					0
<i>Trochammina alpina</i>		0					
<i>Trochammina tabasensis</i>		0				0	
<i>Turritellella meostriasisca</i>	0	0	0			0	0
<i>Variostoma acutoangulata</i>		cf					
Dasycladaceae:							
<i>Physoporella heraki</i> v. <i>heraki</i>		0					
„ <i>Macroporella</i> “ <i>sturi</i>		0					

Vysvetlivky k tab. 4:

2 — južný okraj vernárskych lúk, tmavé rohovcové vápence v podloží tmavých bridlíc (vz. č. 3/78, 3/81, výbr. č. 5916—5917, 6517—6519); 3 — južný okraj vernárskych lúk, spodná cesta, tmavé lavicovité vápence s polohou krinoidového vápence (vz. 1/78, 2/78, výbr. č. 4248—4249, 4268—4269, 4293—4304, 5166); 3b — južný okraj vernárskych lúk, organodetritický vápenec cca 5 výškových m nad vrchnou cestou (vz. č. 5/78, výbr. č. 5807); 4 — južný okraj vernárskych lúk, tmavé lavicovité vápence v najvyššej časti východov (vz. č. 4/78, výbr. č. 6511); 1 — severozápadné úpätie kopca Kopa, tmavé lavicovité vápence (výbr. č. 5673); K-2 — Kopanec, tmavý lavicovitý vápenec, cca 5 výškových m nad bázou Skalie (výbr. č. 6531); K-5 — Kopanec, tmavý lavicovitý vápenec so sporadickým výskytom tmavých rohovcov, lesná cesta, zelená turistická značka (výbr. č. 5455)

Gutensteinské vrstvy („klauský vápenec“, Maheľ, 1956, s. 35, 1967, s. 423)

V území, ktoré sme podrobnejšie skúmali, je táto litostratigrafická jednotka zastúpená len veľmi skromne (oblasť kopca Kazateľňa a Samalova dolina), a preto nebola predmetom nášho podrobnejšieho výskumu. Ale aj tak pokladáme za potrebné poznamenať, že jej pomenovanie „klauský vápenec“ je nevhodné. Nejde pritom iba o prioritu (termín sa použil v Alpách ako názov cefalopodobných vápencov dogeru a malmu, Lex. stratigr. intern., fasc. 8. Autriche, s. 224), ale skôr o litologickú charakteristiku. Ide totiž o súvrstvie navzájom sa striedajúcich čiernych a tmavých, miestami aj svetlejších masívnych a lavicovitých vápencov s polohami dolomitických vápencov a dolomitov, pre ktoré pokladáme za najpriliehavejší názov gutensteinské vrstvy (sensu Tollmann, 1972, s. 80, 1976, s. 77), zahrňajúci litostratigrafické jednotky nižšieho radu ako gutensteinský vápenec, gutensteinský dolomit, anaberský vápenec a dolomit.

Striedanie sa gutensteinského vápenca s gutensteinským dolomitom nie je špecifickým znakom iba „klauského vápenca“ v Stratenskej hornatine. Stretávame sa s ním takmer vo všetkých oblastiach rozšírenia gutensteinského, resp. anaberského vápenca Západných Karpát.

Doterajšie bádania neumožňujú gutensteinské vrstvy presnejšie datovať. Podľa pozície vo vrstvovom slede ich M. Maheľ (1956) pokladal za spodnoaniské. Neskôr (Maheľ, 1967, s. 423) v domnienke, že vertikálne prechádzajú do rohovcových vápencov s amonitmi ilýru, posunul ich hornú hranicu podstatne vyššie. Podľa našich zistení tvoria gutensteinské vrstvy a tmavé rohovcové vápence (reiflinský vápenec) dve samostatné litostratigrafické jednotky oddelené od seba steinalmským vápencom. V najvyššej časti gutensteinských vrstiev

sme v profile na juhovýchodnom svahu Kolisky (tesne nad lesnou cestou na JV od vrchola kóty 892,1) zistili sporadický výskyt dasykladaceí: *Physoporella* cf. *praealpina* Pia.

Podľa pozície sa zdá spodnoaninský vek gutensteinských vrstiev najpravdepodobnejší, ale treba mať na zreteli aj možnosť, že ich najspodnejšie partie vekom zodpovedajú najvyššej amonitovej zóne spodnotriasového stupňa spat (Krystyn, 1974), potvrdenú v Alpách faunou konodontov (Mostler — Rossner, 1977, S. 15).

Steinalmský vápenec („biely aniský vápenec“ p. p., Maheľ, 1956, s. 160, 1957a, 1957c)

Steinalmský vápenec Stratenskej hornatiny je čo do faciálnej aj mikropaleontologickej charakteristiky úplne identický so steinalmským vápencom iných vrchov Západných Karpát. Od wettersteinského vápenca sa dá odlíšiť biostratigraficky. Jeho horná hranica je markantná iba tam, kde sa v jeho nadloží vyskytuje reiflinský alebo schreyeralmský vápenec.

M. Maheľ (1956, 1957a) vymedzil túto litostratigrafickú jednotku na základe jej pozície v podloží „teutoporelového vápenca“, pričom jej charakteristickým znakom malo byť chýbanie druhu *Teutoporella herculea*. Prvým biostratigrafickým údajom o jej vrchnoaniskom veku mal byť nález amonita „*Ptychites flexuosus* Mojs.“ (Maheľ 1956, s. 39), neskôr (Maheľ, 1957c) aj fauna koralov, brachiopód a flóra dasykladaceí. Vzhľadom na to, že všetky skupiny fosílií, ktoré spomínam, s výnimkou dasykladaceí, sú v iných litostratigrafických jednotkách, je zastúpenie steinalmského vápenca biostratigraficky doložené len dasykladaceami a foraminiferami. Ich zoznam je v tab. 1.

Pretože M. Maheľ (1957c, 1969) do steinalmského vápenca zahrnul aj wettersteinský vápenec sfinktozoovej — koralo-

vej fácie, v ktorom sa dasykladaceá takmer nevyskytujú, jeho rozšírenie uvádzané v geologických mapách treba podľa toho, čo sme uviedli, korigovať.

O stratigrafickej výške spodnej hranice steinalmského vápenca sa nemôžeme vyjadriť. Či sa v Stratenskej hornatine začína už v bityne, ako to pomocou konodontov najnovšie dokázal na území severného Maďarska S. Kovacs (Balogh — Kovács, 1981), zostáva naďalej otvorenou otázkou. Ale horná hranica pravdepodobne nepresahuje podstupeň ilýru.

Schreyeralmský vápenec

Schreyeralmský vápenec je cca 10—40 m hrubým súvrstvom lavicovitých bielych, ružovkastých až červenkastých mikritických vápencov, v ktorom niektoré lavice, podobne ako v Slovenskom krase, obsahujú malé červené rohovce. Jeho podloží je, ako sme už spomenuli, steinalmský vápenec, nadloží wettersteinský vápenec rífovej fácie. M. Maheľ (1956—1968) zastúpenie tejto litostratigrafickej jednotky panvovej fácie nezaznamenal. O jej výške sme sa stručne zmienili na inom mieste (Bystrický, 1972, 1973, p. 61).

Z fosilií sú t. č. známe len veľmi skromné amonity a konodonty. Druh *Flexoptychites flexuosus* (Mojs.) (in Andrusov — Kováčik, 1955, sub „*Ptychites flexuosus* Mojs.“), ktorý M. Maheľ uvádza z lokality Roveň („Za Vyšné Rovne“ in Maheľ, 1957c), nepochádza totiž zo steinalmského vápenca, ktorý je tu bohatý na dasykladaceá, ale z niektorej lavice jemne ružovkastého mikritického vápenca zo súvrstvia schreyeralmského vápenca. Svedčí o tom aj litologický charakter nájdeného exemplára (v depozite Andrusovovej, Geol. ústav SAV). Prítomnosť konodontov zistil J. Mello (1979) na lokalite SH-42 na ľavom brehu Hnilca severozápadne od priehrady Dedinky.

Pozícia, spomenutý amonit, ako aj spoločnosť konodontov (určených R. Mocikom) umožňujú predpokladať, že je v tomto súvrství zastúpená amonitová zóna s *Parakellnerites* (zahŕňajúca bývalé zóny, zónu s *Aplococeras avisianus* a zónu s „*Protrachyceras*“ *reitzei*), ktorá podľa L. Krystyna (1981 — materiály Subkomisie pre stratigrafiu triasu IUGS, Sarajevo) patrí do vrchného ilýru.

Reiflinský vápenec

Tmavý až čierny lavicovitý, sčasti hľuznatý vápenec s tmavými rohovcami, ktorý podľa výzoru možno zahrnúť do reiflinského vápenca, sme zistili na hrebeni Dubnica severne od Čertovej doliny medzi kótou 989,5 a 990,0. Vzťah týchto vápencov, majúcich tu mocnosť cca 40—50 m, k červeným mikritickým vápencom (schreyeralmským), s ktorými sa vyskytujú, nie je dosť zreteľný. Je možné, že sa obidva typy panvových sedimentov odlišných len zafarbením vertikálne aj laterálne navzájom zastupujú.

Podloží reiflinského vápenca je steinalmský vápenec, nadloží wettersteinský vápenec v rífovej fáci.

Pretože sa reiflinský vápenec v oblasti Čertovej doliny vyskytuje len v uvedenom úseku hrebeňa, je pravdepodobné, že z neho pochádza aspoň časť amonitovej fauny, ktorú opísala V. Kollárová-Andrusovová (1964).

Reiflinský a schreyeralmský vápenec tvoria súvrstvie celkove malej hrúbky. Napriek tomu sa ako panvové sedimenty vyskytujúce medzi steinalmským a wettersteinským vápencom dajú dobre odlíšiť aj kartograficky vymedziť. Pri geologickom mapovaní sú preto dobrým oporným horizontom.

Rozhodnúť o veku tohto súvrstvia bude možno až po získaní nových biostratigrafických dát.

Wettersteinský vápenec („teutloporelový vápenec“, Maheľ, 1956, s. 40, 1957c, s. 53, „vápenec wettersteinského typu“, Maheľ, 1967, s. 424, 1968, p. 263).

Wettersteinský vápenec nezastupuje len lagunárna fácia s druhom *Teutloporella herculea*, ako to vychodí z pôvodne použitého názvu, ale, ako sme už spomenuli, aj rífová fácia s koralmi a sfinktozoami. Nový nález druhu *Diplopora annulata* (Schafh.) Schafh. var. *annulata* v sutine svetlých vápencov na lúke Spálenisko severne od osady Dolka (lokalita č. 50) poukazuje na to, že miestami je zastúpená aj táto lagunárna fácia.

Wettersteinský vápenec Stratsenskej hornatiny je úplne totožný s wettersteinským vápencom iných vrchov Západných Karpát. Aj tu sa miestami vyskytujú partie tmavých, skoro až čiernych vápencov (v nich sú práve dasykladaceá najnápadnejšie).

Z fosílií najrozšírenejším druhom je *Teutloporella herculea* (Stopp). Pia, ale tento druh dasykladacei neumožňuje presnejšie stratigrafické začlenenie. Masovo sa vyskytuje hlavne v ladine, ale siaha cez karn až do norika (Bystrický, 1967, Ott, 1972). Podľa pozície vo vrstvovom slede patrí wettersteinský vápenec Stratsenskej hornatiny hlavne do spodnejšej časti ladinu. V jeho nadloží sú totiž dolomity, ktoré svojou najvyššou časťou zasahujú do spodného karnu.

Wettersteinský dolomit

Je to svetlý, sivý, ale miestami aj tmavý, skoro čierny dolomit, ktorý sa vyskytuje vo forme rozlične veľkých telies a polôh vo wettersteinskom vápenci, ale okrem toho tvorí aj dobre vymedziteľné samostatné súvrstvie v nadloží wettersteinského vápenca. Jeho hornou hranicou

Obr. 1. Geologický náčrt okolia Dobšinskej Iadovej jaskyne. 1 — hlina, 2 — sutina, 3 — zlepenec vrchnej kriedy, 4 — vápenec s munieriami, ? spodná krieda, 5 — tisovecký a furmanský vápenec, vrchný karn až norik, 6 — furmanský vápenec, norik, 7 — furmanský vápenec, tmavosivý prevažne tmavý vápenec, norik, 8 — dachsteinský vápenec, vrchný norik (? sevat), 9 — tisovecký vápenec, vrchný karn, 10 — dolomit, spodný karn, 11 — mürztalské vrstvy, jul, 12 — reingrabenské vrstvy, jul, 13 — trachycerasové vrstvy, jul, 14 — doštiansky vápenec, norik, 15 — „pestrá fácia doštianskeho vápenca“, norik, 16 — wettersteinský dolomit, vrchný ladin až najspodnejší karn, 17 — rohovecový dolomit, ? jul, 18 — wettersteinský vápenec, spodný ladin, 19 — steinalmský vápenec, pelsón až spodný ilýr, 20 — verfénske súvrstvie, spodný trias, 21 — tmavý lavicovitý vápenec so sporadickými rohovcami nezisteného veku, 22 — dolomity nezisteného veku, 23 — svetlé masívne vápenec nezisteného veku, 24 — lokality výskytov *Teutloporella herculea*, 25 — lokality makrofosílií a koralov (podľa Maheľa, 1957), 26 — lokality mikrofosílií (foraminifer, dasykladaceí a konodontov)

Fig. 1. Geological sketch map of the area of Dobšinská Iadová jaskyňa. 1 — earth, 2 — scree, 3 — Conglomerate, Upper Cretaceous, 4 — Munieria limestone, ? Lower Cretaceous, 5 — Tisovec- and Furmanec limestone, Upper Carnian to Norian, 6 — Furmanec limestone, Norian, 7 — Furmanec limestone (dark grey and almost black limestone), Norian, 8 — Dachstein limestone, Upper Norian (? Sevatian), 9 — Tisovec limestone, Upper Carnian, 10 — Dolomite, Lower Carnian, 11 — Mürztal beds, Julian, 12 — Reingraben beds, Julian, 13 — Trachyceras beds, Julian, 14 — Doštiansky limestone, Norian, 15 — “colourful facies of the Doštiansky limestone”, Norian, 16 — Wetterstein dolomite, Upper Ladinian to Lowermost Carnian, 17 — Cherty dolomite, ? Julian, 18 — Wetterstein limestone, Lower Ladinian, 19 — Steinalm limestone Pelsonian to Lower Illyrian, 20 — Werfen Formation, Lower Triassic, 21 — dark bedded limestone with sporadic cherts, undetermined age, 22 — Dolomite, undetermined age, 23 — pale massive limestone of undetermined age, 24 — Localities of *Teutloporella herculea*, 25 — Localities of macrofossils (sensu M. Maheľ 1957c), 26 — Localities of microfossils (foraminifers, dasyclads, conodonts)

je báza nad ním nasledujúcich reingrabenských bridlíc, resp. „rohovcového dolomitu“.

Podobne ako vo wettersteinskom vápenci aj v ňom je najrozšírenejší druh *Teutloporella herculea*, dobre viditeľný najmä v tmavších a tmavých varietách dolomitu. Tento druh, miestami zastúpený masovo, siaha až po bázu „rohovcového dolomitu“ (napr. v lesných cestách na južnom svahu Remiašky). V sedle severnejšie od Doštianky (lok. č. 48—49) jeho najvyššie partie obsahujú zase druh *Andrusoporella duplicata* (Pia) Bystr., indikujúci už spodný karn (podstupeň jul). Pretože reingrabenské bridlice sú poväčšine zle odkryté a výskyt „rohovcových dolomitov“ je len sporadický, je horná hranica wettersteinského dolomitu poväčšine nezistiteľná (týka sa to najmä oblasti v tzv. dolomitovom či „lešnickom“ vývine Maheľa, 1957).

Trachycerasové vrstvy

V hornej časti lúky Belá, najmä v záreze lesnej cesty a poľovníckeho chodníka, ktorý vedie po južnom svahu kopca Kopa (1127,3), vystupuje súvrstvie tmavých až čiernych slienitých silne bituminóznych vápencov a slieňov, ktoré svojím charakterom hornín najviac pripomína súvrstvie známe z literatúry ako „aonové vrstvy“, resp. „trachycerasové vrstvy“.* Ale toto súvrstvie je tak zle odkryté (zistiteľné iba z nerovnako veľkých, ale hojných úlomkov hornín), že iba z celkových úložných

pomerov možno predpokladať, že ide o bezprostredné podložie tu vystupujúcich reingrabenských bridlíc. Dolomity, ktoré sa vyskytujú pozdĺž hranice furmanského vápenca, sú ich podloží, ktoré je v tomto priestore utaté zlomom (pozri obr. 2, profil A).

Z „trachycerasových vrstiev“ sme nijaké fosílie nezískali. M. Maheľ (1957c, s. 55), ktorý sa o tomto súvrství zmienil, mu pripísal karnický vek a zrejme ho tiež pokladal za ekvivalent reingrabenských bridlíc z Muránskej plošiny. Podľa pozície vo vrstvovom slede (medzi wettersteinským dolomitom a reingrabenskými bridlicami) možno usudzovať, že patria do bazálnych vrstiev podstupňa jul.

Reingrabenské vrstvy („vločky tmavých bridlíc“, Maheľ, 1957c, s. 55)

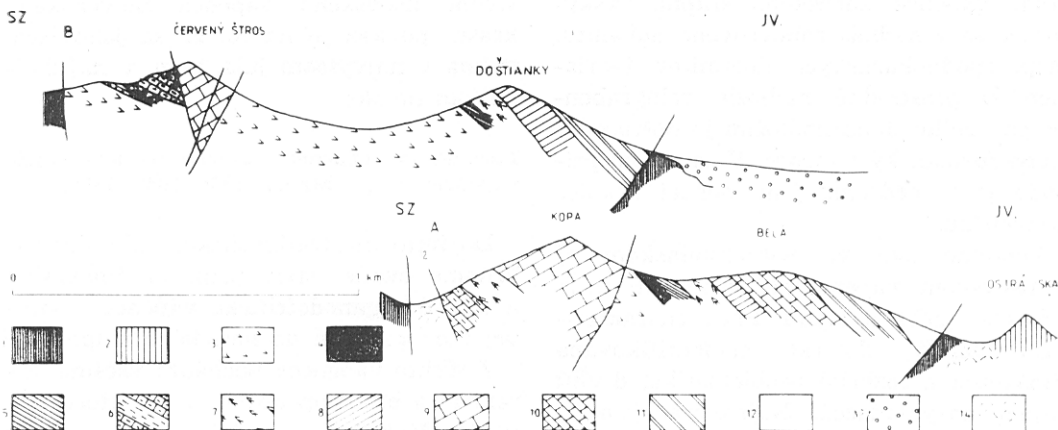
Tmavé a silne rozpadové bridlice tvoria súvrstvie mocné len cca 10—20 m. Pre silné zasutínovanie svahov dolomitovou sutinou ho nemožno sledovať na väčšiu vzdialenosť ani použiť pri kartografickom vymedzení ladinského wettersteinského dolomitu od vrchnotriasového (karnského) dolomitu.

V skúmanom území je najlepšie odkryté v záreze lesnej cesty z osady Dolka na Doštianky, kde sa v ňom vyskytujú tenké polohy rauwakov. V profile na lúke Belá sa v ňom zase vyskytujú vrstvičky kremitého zelenkastého pieskovca, pripomínajúceho pieskovec lunzských vrstiev. Vzhľadom na to, že sa reingrabenské bridlice vyskytujú v nadloží dolomitu s *Andrusoporella duplicata*, možno ich začleniť do podstupňa jul.

Rohovcový dolomit („dolomitické vápence s hľuzami rohovcov“, Maheľ, 1957c, s. 63).

Ide o osobitný typ dolomitov vyznačujúcich sa prítomnosťou tmavých rohovcových konkrécií. Vyskytujú sa v bezpro-

* Názov aonové vrstvy je nesprávny. Zakladá sa na omyle. Amonit, ktorý sa pri zavedení názvu pokladal za „Amonites aon“, je v skutočnosti druhom zo skupiny *Trachyceras aonoides*. Preto G. Gayer (1889, S. 504, poznámka pod čiarou) navrhol nový termín „trachycerasové bridlice“. Tento názov v podobe trachycerasové vrstvy akceptuje aj A. Tollmann (1976, S. 135). Ale ide o názov neformálnej litostratigrafickej jednotky.



Obr. 2. Geologické profily vrchného triasu. 1 — werfenské súvrstvie, spodný trias, 2 — steinalmský vápenec, pelson až spodný ilýr, 3 — wettersteinský dolomit, vrchný ladin až najspodnejší karn, 4 — trachycerasové vrstvy, jul, 5 — reingrabenské vrstvy, jul, 6 — mürztalské vrstvy, jul, 7 — dolomity spodného karnu, 8 — tisovský vápenec, vrchný karn, 9 — tisovský a furmanský vápenec, vrchný karn a norik, 10 — „pestrá fácia“ doštianskeho vápenca, norik, 12 — doštiansky vápenec, norik, 12 — svetlé masívne vápence nezisteného veku, 13 — zlepenec, vrchná krieda, 14 — sutina

Fig. 2. Profiles of the Upper Triassic from the area of Dobšinská ľadová jaskyňa. 1 — Werfen Formation, Lower Triassic, 2 — Steinalm limestone, Pelsonian to Lower Illyrian, 3 — Wetterstein dolomite, Upper Ladinian to lowermost Carnian, 4 — Trachyceras beds, Julian, 5 — Reingraben beds, Julian, 6 — Mürztal beds, Julian, 7 — Dolomite, Lower Carnian, 8 — Tisovec limestone, Upper Carnian, 9 — Tisovec and Furmanec limestone, Upper Carnian and Norian, 10 — “colourful facies of the Doštianky limestone”, Norian, 11 — Doštianky limestone, Norian, 12 — pale massive limestone of undetermined age, 13 — Conglomerate, Upper Cretaceous

strednom nadloží wettersteinského dolomitu a v bezprostrednom podloží tisovského vápenca. Výskyt tohto typu dolomitu je doteraz známy iba zo zárezu hradskej východnejšie od Dobšinskej ľadovej jaskyne a z južného svahu Remiašky. M. Maheľ (1957c) ho opísal podrobnejšie a pôvodne ho pokladal za ekvivalent „tmavých vápencov s rohovcami“ zo severných svahov Matky Božej, teda za spodnonorický, neskôr (Maheľ, 1967, s. 424) za karnský. Podľa pozície vo vrstvovom slede je spodnokarnského veku (spodný jul). Či v tomto prípade ide o ekvivalent tzv. hallstattského dolomitu, resp. reiflinského dolomitu (Tollmann, 1976, S. 130, 185), alebo iba o lokálny jav, sme nemohli rozhodnúť.

Tisovský vápenec („vrchnotriasové biele vápence“ p. p., Maheľ, 1956, s. 40, 1957c, s. 58).

Vrchnotriasový vek svetlých masívnych vápencov zistil už M. Maheľ (1956, 1967), ale pôvodne im podľa brachiopódovej fauny pripísal len norický vek. Neskôr na základe brachiopód (Pevný, 1963) a lamelibranchiát (Kochanová, 1963) spodnejšiu časť týchto vápencov začlenil do vrchného karnu (Maheľ, 1963, 1967). Do karnu však okrem tejto časti vrchnotriasových vápencov zahrnul aj svetlé masívne vápence, ktoré bol predtým pokladal za aniské (Maheľ in Klinec, 1976).

Tisovským vápencom voláme svetlé ma-

sívne vápence karnského stupňa vyskytujúce sa v nadloží rohovcového dolomitu, príp. spodnokarnských dolomitov tvoriacich bezprostredné nadložie reingraben-ských bridlíc. Jeho nadložím je doštiansky alebo furmanský vápenec. V ostatnom prípade je vymedzenie jeho hornej hranice konvenčné.

Podobne ako vo wettersteinskom aj v tiso vskom vápenci sú zastúpené fácie rífového jadra a lagún. Prvú charakterizujú koraly, doteraz neidentifikované sfinktozoá a rozličné problematiká, druhú najmä dasykladaceá. Najrozšírenejšia je fácia rífového jadra. Z nej asi pochádzajú takmer všetky doteraz známe výskyty koralov (koraly z lokality Unter Garten, Ober Garten a „z doliny Unter-Garten“, in Kolosvary, 1957, 1958, 1963), početné problematiká opísané K. Borzom (1975) a K. Borzom a O. Samuelom (1977) z lokalít „v doline Hnilca pri odbočke do Hrabušíc“. Z rífovej fácie pochádza aj makrofauna zahrnutá do sumárneho zoznamu fosílií (Maheľ, 1967, s. 424), a to z pravého brehu Hnilca (sev. od kóty 978,8) pri odbočke hradskej do Hrabušíc: *Aulacothyrus dualis depressa* Bittn., *Crurātula eudoxa* Bittn., „*Rhynchonella*“ *carantana* Bittn. (Pevný, 1963) a po taxonomickej revízii bivalvií (Kochanová, osobná informácia): *Posidonia* sp., *Chlamys* sp., z ľavého brehu Hnilca tej istej oblasti zase *Leptochondria* ex. gr. *chlamys* (*broilii* (Philipp)) a ?*Pleuronectites vadaszi* (Kutassi) [alebo ?*Chlamys* (*Praesp.* Z lúky Spálenisko sa uvádza *Spiriferina halobiarum* Bittn., „*Terebratula*“ *praepunctata* Bittn. (Pevný, 1963) a *Leptochondria* cf. *tirolica* (Bittn.) a ?*Prospodylus* sp.

Zoznam mikrofosílií (foraminifer a dasykladaceí), ktoré sme zistili, uvádzame v tab. 2. O stratigrafickom rozpätí tiso vského vápenca nemáme zatiaľ dostačujúce biostratigrafické dáta. Spoločenstvo dasykladaceí, takmer identické so spoločen-

stvom tiso vského vápenca Slovenského krasu, poukazuje na to, že sa jeho báza začína v najvyššom jule, príp. v najspodnejšom tuvale.

Furmanský vápenec („vrchnotriasové biele vápence“ p. p., Maheľ, 1956, 1957, 1967).

Do tejto litostratigrafickej jednotky zahrňame svetlé, sivé, príp. až tmavosivé a tmavé organodetritické vápence v rífovej fácií patriace do norického stupňa.

Z týchto vápencov pochádza väčšina koralovej a brachiopódovej fauny, ktorú zistil M. Maheľ (1956, 1957, 1967) a podľa ktorej im pripísal vek norik až rét. Z územia, ktoré sme skúmali, sa uvádzajú lokality z bezprostredného okolia kameňolomu pri osade Dolka (in Maheľ, 1956, s. 44, 1957a, s. 163, 1957b, s. 210, 1957c, s. 62 sub: „Pri lome vedľa novej osady“, in Kolosvary, 1958, sub: „pri Dobšinskej ľadovej jaskyni“, „z lúk nad malým kameňolomom“ in Kochanová, 1963, Pevný, 1963), zo západného svahu Remiašky (in Maheľ, 1957c, s. 62, sub „západný svah Lipovca“) a zo severného svahu Havranej skaly (Maheľ, 1956, s. 44, 1957a, s. 162, 1957c, s. 61).*

Severne od Remiašky a južnejšie od sedla medzi kótou 1141,0 a 1158,0 sa vo furmanskom vápenci vyskytujú partie červených lavicovitých mikritických vápencov, ktoré svojim výzorom a zafarbením pripomínajú hallstattský vápenec. Doteraz sme nemohli posúdiť, či ide o oblasť laterálneho prechodu rífovej fácie do panvovej fácie alebo o sedimenty lokálnej intraplatformovej panvy.

Za bázu furmanského vápenca pokladáme prvé objavenie sa dasykladaceí rodu

* M. Maheľ (1969), príl. 2, pokladá „biele a bielosivé vápence sev. svahu Havranej skaly“ (1957c, s. 61) už nie za norické, ale za „tmavosivé vápence stredného triasu“.

Heteroporella (pre zlý stav zachovania druhové určenie nebolo možné), príp. foraminifera *Trocholina permodiscoides* Nadložím furmanského vápenca v oblasti Remiašky je dachsteinský vápenec s megalodontmi, v oblasti Geráv (podľa M. Maheľa, 1957c, s. 64) tmavé bridlice a vápenec liasu.

Doterajšie biostratigrafické dáta neuvoľňujú furmanský vápenec podrobnejšie rozčleniť. Podľa amonitov *Cladiscites* cf. *tornatus* Bronn, *Placites* sp. (kameňolom pri osade Dolka) a *Cyrtopleurites* sp. (Gačovská skala) (Maheľ, 1957c) možno usudzovať, že je v ňom zastúpený podstupeň alaun. Jeho zasahovanie do rétu, na čo by poukazoval výskyt foraminifer *Triassina hantkeni* Majz. (Jendrejaková in Bystrický, 1973, p. 63), ako aj dasykladaceí *Heteroporella zankli* (Ott) Ott (Bystrický, 1979, p. 336), je síce možné, ale t. č. nie je dostatočne preukázateľné.* Na vyriešenie tohto problému je nevyhnutná detailná analýza mikrofauny „vápencov Bleskového prameňa“ (Slovenský kras).

Výskyty mikrofosílií furmanského vápenca, ktoré sme zistili, uvádzame v tab. 2.

Dachsteinský vápenec

Lavicovité svetlosivé vápence s megalodontmi sme zistili v nadloží furmanského vápenca v záreze lesnej cesty na východnom svahu kopca Štrbáková severne

od Remiašky. Okrem lavíc s dobre navetranými prierezmi megalodontov sa tu vyskytujú aj polohy vápencovej brekcie a lavice s charakteristickou červenou aj zelenou výplňou dutín. Fáciou a pozíciou v súvrství tieto vápence zodpovedajú dachsteinskému vápencu z Muránskej plošiny (Bystrický, 1959, 1972) a pravdepodobne sú aj toho istého veku (podstupeň sevát).

Lavicovité svetlosivé vápence s lumachelami megalodontov sme našli aj vo furmanskom vápenci rázsochy Vyšná záhrada (vedľa lesnej cesty pri najvyššej uhliarskej haldičke pod lúkou Vyšná záhrada). O ich pozícii a veku sa zatiaľ nemôžeme vyjadriť.

Doštiansky vápenec

Tento názov zavádzame pre súvrstvie panvovej fácie norického stupňa odkryté v záreze lesnej cesty z osady Dolka na Doštianky. Tvoria ho tmavé, miestami až čierne hrubolavicovité aj tenkolavicovité vápence s polohami červenkastého lavicovitého vápenca s náznakom hľuznatosti a s charakteristickým „kôrovitým“ povlakom zelenej, červenej aj karmínovej farby na povrchu lavíc. V uvedenom profile sa vyskytujú aj sivé vápence s navetranými prierezmi brachiopód a svetlosivé aj ružovkasté krinoidové vápence s veľkými článkami krinoidov (do priemeru 1 cm). Bezprostredným podložíom doštianskeho vápenca v profile Doštianky, ako aj v profile „nedokončená cesta“ na JJV svahu kopca Kopa je tisovský vápenec s dasykladaceami karnského stupňa. Pre tektonické ohraničenie tu nadložie nepoznáme.

V profile Belá (pozri obr. 2, profil B) je naproti tomu bezprostredným nadložím tisovského vápenca najprv súvrstvie svetlých až bielych mikritických vápencov s polohami lavicovitých ružovkastých až červenkastých lavicovitých vápencov, ktoré vo

* Do značnej miery to spôsobuje nerovnaké chápanie rétskeho stupňa. Niektorí autori (napr. Tollmann, 1976) doň zahŕňajú aj podstupeň sevát, iní (Ulrichs, 1972, Krystyn, 1974) zase časť vrstiev rétu (sensu Gumbel, 1861) kladú do podstupňa sevát, teda do vrchného norika. Najnovší návrh na hranicu medzi norikom a rétom pokladá za bázu rétu zónu s *Vandaites stürzenbaumi* (Krystyn, 1980). Podľa toho „vápenec Bleskového prameňa“ (Slovenský kras) so známou amonitovou, brachiopódovou a lamelibranchiátovou faunou by patrili do spodného rétu.

vrcholovej časti kóty plynule prechádza do súvrstvia ružových až červenkastých lavicovitých mikritických vápencov; tie vzhľadom najviac pripomínajú hallstattský vápenec. Tmavé lavicovité vápence, aké poznáme z profilov Doštianky a z „nedokončenej cesty“, sa nachádzajú až v jeho nadloží. Pre spomenuté pestrofarebné súvrstvie z kóty Belá by bolo azda vhodné zaviesť osobitné pomenovanie. Pretože t. č. faciálne vzťahy medzi doštianskym vápencom a spomenutým „pestrým súvrstvím“, ktoré pripomína hallstattský vápenec, nie sú ešte preskúmané, upúšťame tu od jeho pomenovania a označujem ho (obr. 1, 2) len ako „pestrá fácia doštianskeho vápenca“.

Z makrofosílií sa v literatúre uvádza *Monotis* cf. *rudis* Gemm. (in Maheľ, 1967, s. 425, *Monotis* cf. *hoernesii* Kittl) a *Monotis* cf. *digona* Kittl (Kochanová, 1963) a *Holorella amphitoma* Bronn. (Pevný, 1963), ktoré M. Maheľ (1967, p. 425) zahrnul do sumárneho zoznamu fauny furmanského vápenca. Po taxonomickej revízii, ktorú vykonala M. Kochanová roku 1981 (osobná informácia), sú bivalviá zastúpené druhom *Monotis* sp., *Monotis* cf. *rudis* Gemm. a *Halobia* sp. a pochádzajú z doštianskeho vápenca v lesnej ceste z osady Dolka smerom na kopec Doštianky. Vzorky, ktoré sme z tohto profilu odobrali na štúdium konodontov (podobne aj z profilu „nedokončená cesta“), boli sterilné. Iba poloha krinoidového vápenca s brachiopó-

dami (pravdepodobne z nej pochádza *Halorella amphitoma* určená J. Pevným, l. c.) poskytla platničkové konodonty, a to *Metapolygnathus bidentatus* (Mosher), *Metapolygnathus posterus* (Kozur et Mostler) a *Gondolella steinbergensis* (Mosher) (pozri tabuľa I, obr. 1—5). Na základe uvedenej fauny konodontov ide o podstupeň alaun 2/IV až sevát (v zmysle Krystyna, 1980, s. 80).

Z „pestrej fácie doštianskeho vápenca“ sme získali konodonty z ružových lavicovitých vápencov vrchola kopca Belá, a to *Gondolella navicula* Huckr., *Gondolella steinbergensis* (Mosher), podľa ktorých je v nich zastúpený podstupeň alaun 1/I až alaun 2/IV.

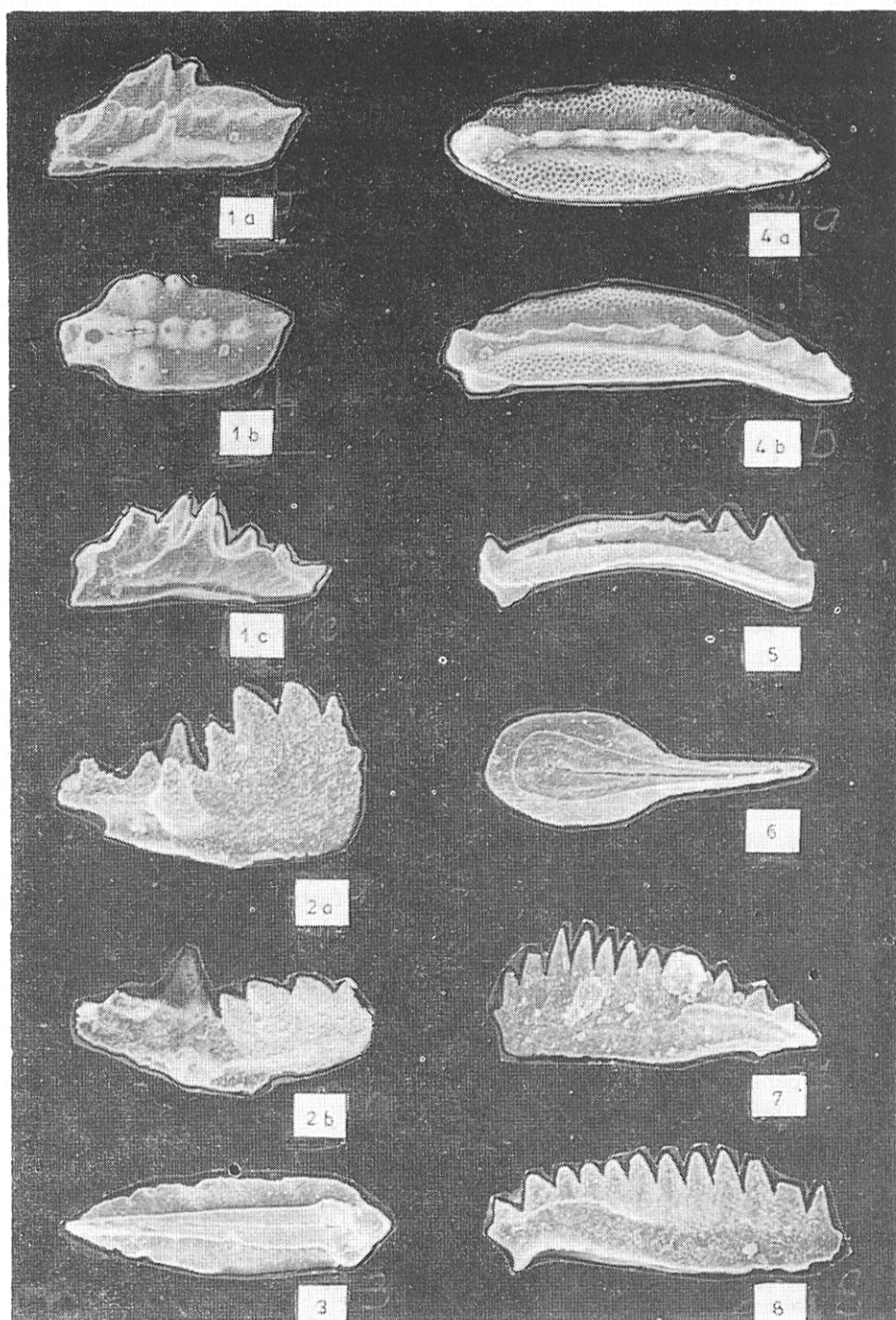
Zoznam foraminifer určených z výbrusov podávame v tab. 3.

Korelovať doštiansky vápenec s vrchnotriasovými litostratigrafickými jednotkami Severných Vápencových Álp predbežne nemožno (nemáme podrobnejšie sedimentologické a faciálne rozbor). Tmavá fácia doštianskeho vápenca sa do istej miery dá porovnávať s „aflenzským vápencom“ zo severného svahu Matky Božej, v ktorom sa tiež vyskytuje *Halorella amphitoma* (Maheľ, 1957c, s. 57), ale s tým rozdielom, že doštiansky vápenec neobsahuje polohy rohovcových vápencov. „Pestrá fácia doštianskeho vápenca“ z iných oblastí Stratskej hornatiny nie je doteraz známa.

Normálne nadložie doštianskeho vápenca pre jeho tektonické ohraničenie nepo-

Tabuľa I

1a, b, c — *Metapolygnathus posterus* (Kozur et Mostler), lok. 27 (vz. č. 9/78), Doštianky, doštiansky vápenec, sevát, 140×; 2a, b — *Metapolygnathus bidentatus* (Mosher), lok. č. 27, vz. č. 9/78, Doštianky, doštiansky vápenec, sevát, 220×; 3 — *Gondolella steinbergensis* (Mosher, Doštianky, doštiansky vápenec, sevát, 120× (materiál J. Pevný); 4a, b — *Gondolella steinbergensis* (Mosher), Doštianky, doštiansky vápenec, sevát, 160× (materiál J. Pevný); 5 — *Gondolella steinbergensis* (Mosher), Doštianky, doštiansky vápenec, sevát, 100× (materiál J. Pevný); 6 — *Gondolella tadpole* Hayashi, Červený Štros, lok. č. 3, „mürtalské vrstvy“, karn, 100×; 7 — *Gondolella tadpole* Hayashi, Červený Štros, lok. 3a, vz. č. 6/78, mürtalské; 8 — *Gondolella tadpole* Hayashi, juv., Červený Štros, lok. 3a, vz. č. 6/78, „mürtalské vrstvy“, karn, 160×



známe. Na juhovýchodnom úpätí kopca Belá nad ním vystupujú svetlé až biele masívne vápence, ktorých vek pre absolútny nedostatok fosílií nemôžeme posúdiť. Je možné, že sú ekvivalentom svetlých masívnych vápencov pokladaných za normálne nadložie „afilenzského vápenca“ na severnom svahu Matky Božej. Norický vek (Maheľ, 1969, profil C), resp. norik — rét (Maheľ in Maheľ — Vozár, 1971, obr. 3) posledných zostáva nevyriešený. Foraminiferá, ktoré sme v nich zistili — *Aga-thammia austroalpina* Krist.-Tollm. et Tollm., *Ammobaculites* sp., *Diploremina* sp., *Ophthalmidium* aff. *exiguum* Koehn-Zan., *Ophthalmidium* cf. *triadicum* (Kristan) — totiž poukazujú na to, že môžu byť vrchnotriasového veku, ale na presnejšie stratigrafické začlenenie sú nevhodné. V geologickom náčrte (obr. 1) uvádzame svetlé masívne vápence z juhovýchodného úpätia kopca Belá ako nezisteného veku.

Mürztalské vrstvy („tmavé vápence a bridlice“, Maheľ, 1956, s. 36, 1957a, s. 160, 1957c, s. 43).

Túto litostratigrafickú jednotku vymedzil a opísal M. Maheľ (1956, 1957) a ako prvý poukázal na jej odlišnosť od gutensteinského vápenca, za aký ho pokladal R. Kettner (1938), a od „série tmavých vápencov Klausy“ (Csiskó, 1943), resp. „klauského vápenca“ (Maheľ, 1956, 1957). Ale zahrnul do nej aj časť gutensteinských vrstiev, súvrstvie, ktoré sme tu opísali ako doštiansky vápenec, a tmavý slienitý vá-

penec obsahujúci *Munieria grambasti* Bystr., patriaci asi do spodnej kriedy (Bystrický, 1978).

Najúplnejší vrstvový sled možno v skúmanom území pozorovať pozdĺž južného okraja vernárskych lúk na západnom svahu Červeného Štrosu. Postupnosť vrstiev je tu takáto:

a) Verfénske súvrstvie — spodný trias

b) Sivé. miestami aj svetlé, ale aj tmavé celistvé aj cukrovité dolomity nezisteného veku (styk s verfenským súvrstvom je tektonický).

c) Tmavé, tmavosivé lavicovité až doskovité vápence s výraznými konkréciami alebo aj tenkými polohami tmavosivých a sivých rohovcov. Povrch lavíc je poväčšine rovný, iba niektoré z nich majú náznak hľuznatosti.

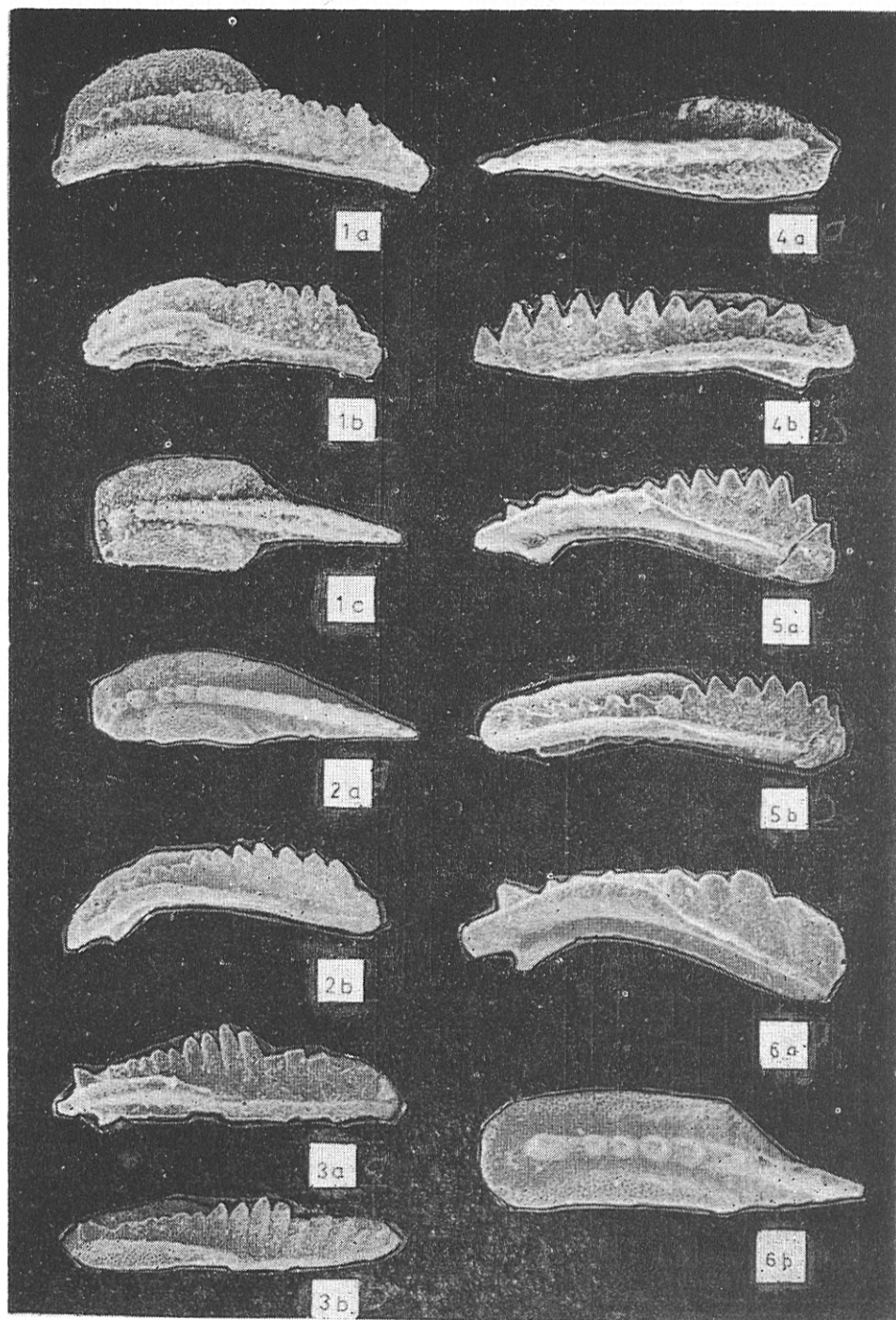
d) Tmavé bridlice s vrstvičkami piesčitého tufu (podľa petrografickej analýzy Vozárovej, Geol. ústav D. Štúra, ktorá preskúmala náš výbrusový materiál).

e) Tmavý až čierny lavicovitý vápenec s rovným povrchom lavíc sporadicky obsahujúci tmavé rohovce. V spodnejších partiách sa vyskytujú lavice tmavosivého aj sivého krinoidového vápenca (z neho pochádza fauna brachiopód, ktoré uvádza Maheľ, 1957c, 1967, s. 423, ako aniské), vo vyšších častiach polohy slienitého tmavého vápenca.

V profile Kopanec, kam toto súvrstvie pokračuje (je mimo geologického náčrtu), vidieť iba vrstvy vystupujúce v nadloží tmavých bridlíc, v profile na severozápadnom svahu Kopy (kóta 1127,2) zasa len

Tabuľa II

1a, b, c — *Gondolella foliata foliata* (Budurov), Červený Štros, lok. č. 3, „mürztalské vrstvy“, karn, 1a 100×, 1b, c 90×; 2a, b — *Gondolella foliata inclinata* Kovaacs, Kopanec, K-2/78, „mürztalské vrstvy“, karn, 100×; 3a, b — *Gondolella foliata foliata* (Budurov), Kopanec, K-2/78, karn, 100×; 4a, b — *Gondolella foliata inclinata* Kovaacs, Červený Štros, lok. č. 2, vz. č. 3/81 „mürztalské vrstvy“, karn, 180×; 5a, b — *Gondolella polygnathiformis* Budurov et Stefanov, Červený Štros, lok. 3a, vz. č. 6/78, „mürztalské vrstvy“, karn, 120×; 6a, b — *Gondolella polygnathiformis* Budurov et Stefanov, Kopanec, K-5/78, „mürztalské vrstvy“, karn, 160×



najvyššiu časť vrstiev tvoriacich nadložie tmavých bridlíc. V profiloch vernárskych lúk a Kopanca sú totiž mürztalské vrstvy v tektonickom styku s furmanským vápencom. Normálne nadložie mürztalských vrstiev možno pozorovať len na severozápadnom svahu Kopy. Sú ním sivé, miestami až čierne dolomity, nad ktorými je tisoľský vápenec a nad ním furmanský vápenec.

Na posúdenie veku mürztalských vrstiev z makrofosilií prichádzajú do úvahy len bivalviá (Kochanová, 1963) citované M. Maheľom (1967, s. 424, 1968, s. 264) ako *Dimyodon (Dimyopsis) intusornatus* (Bittn.) [po revízii Kochanovej ide o *Atreta* cf. *intusornata* (Bittn.)], ktorý má pochádzať z vernárskych lúk severne od Červeného Štrosu, a *Chlamys* cf. *subalternicostata* (Bittn.), [podľa revízie Kochanovej ide o *Chlamys (Praechlamys)* sp., ktorý je príbuzný druhu *Chlamys inaequicostata* Parona, alebo *Chlamys subalternicostatus* (Bittn.) (pochádzajúci z čiernych vápencov na Kopanci, Kochanová, 1963)]. Na základe uvedených fosilií pripísal M. Maheľ (1967, s. 424, 1968, s. 264) týmto vrstvám karnský vek.

Konodonty sme získali z profilu na vernárskych lúkach (lok. č. 2—4) a z profilu skaliek východnejšie od sedla Kopanec (lok. č. K-1/79—K-5/78).

Profil na vernárskych lúkach — zoznam lokalít

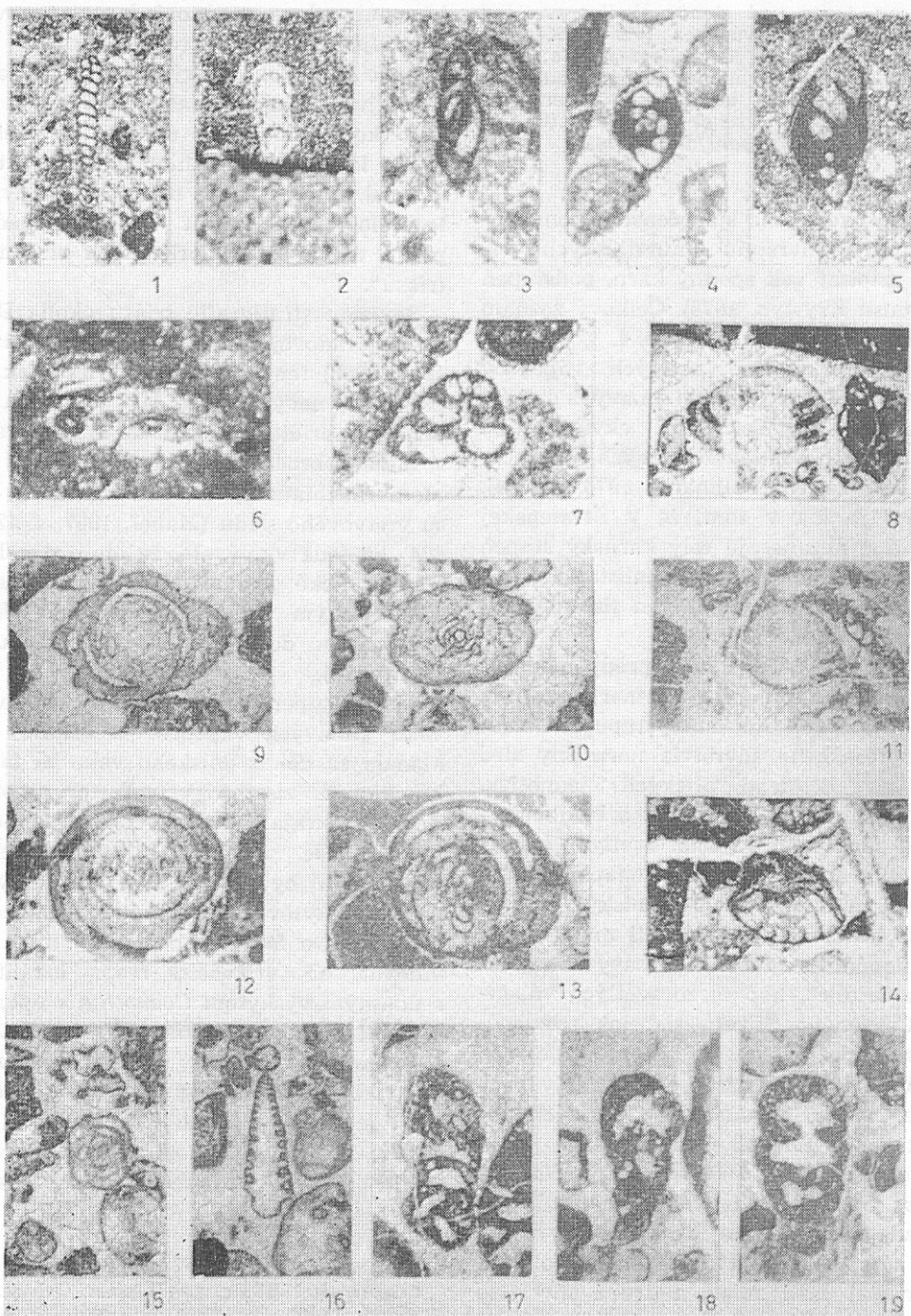
2 — Tmavý rohovecový vápenec v podloží tmavých bridlíc (vz. č. 3/78, 3/81): *Gladigondolella malayensis* Nogami, *Gondolella polygnathiformis* (Bud. et Stef.), *G. foliata foliata* (Bud.), *G. foliata inclinata* Kovacs; 3 — tmavé lavicovité vápence s polohou krinoidového vápenca, spodnejšia cesta pri tabuli Chránená kraj. oblasť (vz. č. 1/78, 2/78): *Gondolella polygnathiformis*, *G. tadpole*, *G. foliata foliata*, *G. foliata inclinata*; 3a — tmavé lavicovité vápence, vrchná cesta (vz. č. 6/78): *Gondolella polygnathiformis*; 4 — tmavý lavicovitý vápenec, najvyššia časť východov (vz. č. 4/78): *Gondolella polygnathiformis*.

Profil východne od sedla Kopanec

a — Bazálna lavica skaliek tmavých lavicovitých vápencov v nadloží tmavých bridlíc (vz. č. K-1/78): *Gondolella polygnathiformis*, *G. foliata foliata*; b — asi 5 výškových m nad bazou skaliek, tmavý lavicovitý vápenec (vz. č. K-2/78): *G. polygnathiformis*, *G. foliata foliata*, *G. foliata inclinata*; c — najvyššia časť skaliek pri kopčeku chotárnej hranice, tmavý lavicovitý vápenec (vz. č. K-3/78): *Gondolella polygnathiformis*; d — tmavý lavicovitý vápenec so sporadickým výskytom

Tabuľa III.

1 — *Turritelleva mesotriassica* Koehn-Zanin, lok. č. 2 — mürztalské vrstvy (výbr. č. 5916); 2 — *Austrocolomia aff. canaliculata* (Kristan), lok. č. 27, — doštianský vápenec (výbr. č. 5932); 3 — *Ophthalmidium* sp., lok. č. 25 — doštianský vápenec (výbr. č. 4099); 4 — *Sigmolinita* sp., lok. č. 30a — furmanský vápenec, bazálna časť (výbr. č. 5090); 5 — *Ophthalmidium* sp., lok. č. 26 — doštianský vápenec, bazálna časť (výbr. č. 5214); 6 — *Involutina cf. liassica* (Jones), lok. č. 23, ružové lavicovité vápence („pestrá fácia doštianskeho vápenca“, výbr. č. 6525); 7 — *Tetrataxis inflata* Kristan, lok. č. 30a — furmanský vápenec (výbr. č. 5094); 8 — *Trocholina permodiscoides* Oberh., lok. č. 30a — furmanský vápenec (výbr. č. 5092); 9 — *Involutina gaschei* (Koehn-Zanin, et Brönn), lok. č. 29 — furmanský vápenec (výbr. č. 5314); 10 — *Involutina cf. gaschei* (Koehn-Zanin, et Brönn), lok. č. 8 — tisoľský vápenec (výbr. č. 5440); 11 — *Trocholina permodiscoides* Oberh., lok. č. 11 — furmanský vápenec (výbr. č. 5938); 12 — *Involutina sinuosa oberhauseri* (Salaj), lok. č. 8 — tisoľský vápenec (výbr. č. 5440); 13 — *Involutina sinuosa oberhauseri* (Salaj), lok. 16/77 — lesná cesta na záp. svahu Vyšnej záhrady? — furmanský vápenec (výbr. č. 5702); 14 — *Variostoma* sp., lok. č. 30a — furmanský vápenec (výbr. č. 5093); 15 — *Glomospira kuthani* (Salaj), lok. č. 8 — tisoľský vápenec (výbr. č. 5440); 16 — *Trocholina aff. multispira* Oberh., lok. č. 29a — furmanský vápenec (výbr. č. 5331); 17 — *Ammobaculites* sp., lok. č. 12 — furmanský vápenec (výbr. č. 6157); 18 — *Reophax* sp., lok. č. 12 — furmanský vápenec (výbr. č. 5975); 19 — *Ammobaculites* sp., lok. č. 11 — furmanský vápenec (výbr. č. 5499); 1—7 — zväčšenie 19×, 8—19 —



rohovcov, tesne pod stenou skalky svetlého (tu brekciovitého) vápenca (vz. č. K-4/78): ?*Gondolella tadpole*, *G. foliata foliata*; e — tmavý lavicovitý vápenec so sporadickým výskytom rohovcov, lesná cesta (zelená turistická značka), vrchol stúpania (vz. č. K-5/78): *Gondolella polygnathiformis*.

Podľa uvedeného spoločenstva konodontov možno súvrstviu „mürztalských vrstiev“ pripísať vek spodný karn, podstupeň jul (sensu Krystyn, 1978). Celkový zoznam mikrofosílií uvádzame v tab. 4.

Opísané súvrstvie tmavých vápencov s rohovcami a s polohou tmavých bridlíc je faciou aj vekom asi ekvivalentom mürztalských vrstiev Severných Vápencových Álp (sensu Tollmann, 1976, s. 154). Rozdiel je iba v tom, že v Stratenskej hornatine nezaberajú celý karnský stupeň a že v ich nadloží nie je hallstattský vápenec norika, ale dolomity a tisoVský vápenec karnského stupňa.

M. Maheľ (1956, 1957), predpokladajúc (podobne ako predtým Kettner, 1938), že na vernárskych lúkach vystupuje v nadloží verfénskeho súvrstvia normálny sled aniských litostratigrafických jednotiek, pripísal „tmavým vápencom a bridliciam“ a nad nimi nasledujúcim svetlým masívnym vápencom (v našom chápaní tisoVský a furmanský vápenec) aniský vek. Dôkazom normálnej postupnosti mala byť aj brachiopódová fauna z „tmavých vápencov a bridlíc“, ako aj zo svetlých vápencov Červeného Štrosu. Napriek uvedenému stratigrafickému začleneniu porovnával M. Maheľ súvrstvie „tmavých vápencov a bridlíc“ so súvrstviem tmavých vápencov a bridlíc od Opátky, ktoré podľa starých dát (Štúr, 1868) obsahujú *Halobia rugosa* Gumb., a nastolil problém, „či nie sú azda v Stratenskej hornatine vyvinuté dve súvrstvia: tmavé vápence, patriace spodnejšej časti anisu, a druhé súvrstvie tmavých bridlíc s polohami tmavých až čiernych vápencov, často spreádzaných

hlúzami rohovcov, ktoré by zastupovalo vrchnejšie horizonty stredného triasu“, t. j. včítane kordevolu, ktorý sa vtedy pokladal za najvyšší ladin (Maheľ, 1957c, s. 44). Táto korelácia nie je adekvátne, pretože fauna koralov a brachiopód anisu, ktorú uviedol, sa podľa neho má (podľa mapy paleontologických lokalít, 1957c) nachádzať práve vo „vyšších horizontoch stredného triasu“.

Revíziou stratigrafie triasu okolia Dobšinskej ľadovej jaskyne (M. Maheľ, 1963, 1967, 1968) tento problém vyriešil tak, že presnejšie nevymedzenú časť „tmavých vápencov a bridlíc“ začlenil do anisu (vrstvy s faunou brachiopód), druhú časť (s lamelibranchiatami) zase do karnu. Z opisu vrstvomého sledu (Maheľ, 1967, s. 423—424) by teda vyplývalo, že ide o dve litostratigrafické jednotky oddelené od seba steinalmským vápencom, wettersteinským vápencom a dolomitom, čo naše výskumy nepotvrdili.

Okrem superpozície* sa pri posudzovaní veku „tmavých vápencov a bridlíc“ pokladala za dôkaz aniského veku aj fauna brachiopód zistená v priestore pozdĺž južného okraja vernárskych lúk a v sedle Kopanec. „Aniskú“ faunu brachiopód, ktorá by sa mala v týchže vrstvách vyskytovať ako karnské lamelibranchiáta a fauna konodontov, treba revidovať. O vrstvách, resp. lokalitách s údajným výskytom *Coenothyris vulgaris* (Schloth.), *Coenothyris crafti* (Bittn.), *Coenothyris succensis* (Bittn.), *Mentzelia mentzelii acrorhyncha* (Lor.), *Pexidella sturi* (Boeckh), ktorými M. Maheľ (1967, s. 423, 1968, s. 263) doplnil svoj pôvodný zoznam „aniských“ brachiopód zo súvrstvia

* M. Maheľ (1957c, s. 45) píše: „Ich stratigrafická poloha je výrazná. Podložie tvoria tmavé dolomity, nadložie svetlé vápence bez teutloporel — vrchnoaniské.“

„tmavých vápencov a bridlíc“, by sa žiadala písomná informácia.

Poznámky k faciálnym oblastiam triasu

A. Csikó (1943) v Stratsenskej hornatine zistil dve tektonické jednotky oddelené prešmykom (Maheľ, 1969, s. 14, ho nazval smižiansky, a roku 1974, s. 130, tomášovský). ktorých trias sa mal faciálne odlišovať. V severnejšej z nich, ktorú volá „stredná zóna“ (Maheľ, 1969, s. 14, ju pomenoval gl'acká jednotka), by mala trias reprezentovať „séria tmavých vápencov Klausy“, t. j. v podstate „klauský vápenec M. Maheľa (1956, 1957) a wettersteinský vápenec, v južnejšej jednotke (Maheľ, 1969, s. 14, ju pomenoval jednotka Matky Božej a Geráv, resp. in Maheľ — Vozár, 1971, s. 48, jednotka Matky Božej) zase dolomit a tmavé rohovcové vápence severných svahov Matky Božej.

M. Maheľ (1955—1974), opierajúc sa o „faciálnu pestrosť aniského stupňa“ (1967, s. 420), rozlíšil tu vývin, a to:

a) „severogemeridný“, pokladal ho za hlavný (1955b, s. 6, 1956, s. 47, 1957a, s. 160, 1957c, s. 41), ktorý neskôr (1959, s. 62) premenoval na „severogemeridnú sériu“, potom (Maheľ, 1963, 1964, s. 396, 1965b, s. 58, 1967, s. 420) na „stratsenskú sériu“, a dva lokálne vývin:

b) lokálny dolomitový vývin, nazval ho aj „vývin Vrábľovej“ (1955b, s. 6), potom — podľa zastúpenia tmavých vrchnotriasových vápencov s rohovcami — ho pomenoval na „lešnický vývin“ (Maheľ, 1957a, 1957c, s. 42, 1967, s. 425),

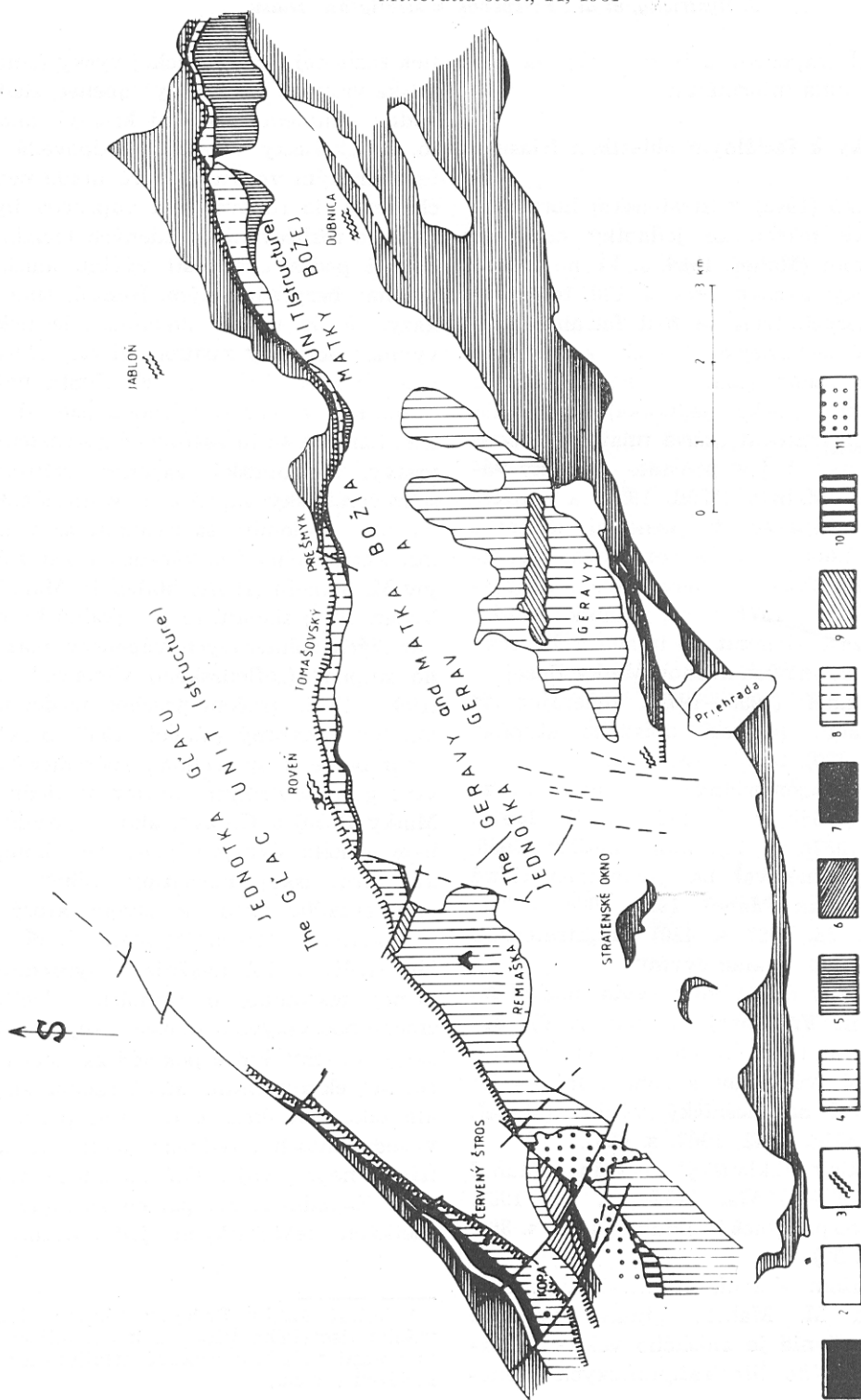
c) lokálny „klauský“ vývin (Maheľ 1955b, 1956, 1957a, 1957c, s. 41, 1967, p. 423), resp. „gl'acký“ (Maheľ, 1964, s. 396, 1965b, s. 58).

Po našom zistení, že litostratigrafická jednotka M. Maheľa „tmavé vápence a bridlice“ nie je aniského veku, ale zahŕňa niekoľko litostratigrafických jedno-

tiel rozličnej stratigrafickej výšky („mürztalské vrstvy“, doštiansky vápenec, sladkovodné sedimenty spodnej kriedy), ako aj to, že „klauský vápenec“ zodpovedá gutensteinským vrstvám, ktoré nikde neprechádzajú do rohovcových vápencov ilýru, sa stalo rozlišovanie uvedených faciálnych oblastí podľa „pestrosti vývinu aniského stupňa“ bezpredmetným. Nenašli sme dôkazy, že by v tzv. „lokálnom lešnickom vývine“ dolomity zastupovali celý stredný trias (Maheľ, 1957c, s. 56). Podľa našich poznatkov z oblasti východnejšie od Holého kameňa sú tu zastúpené gutensteinské vrstvy, steinalmský vápenec, reiflinský, schreyeralmský vápenec aj wettersteinský vápenec. Dolomity sa začínajú až v nadloží wettersteinského vápenca a podľa údajov M. Maheľa (1957c, Maheľ in Maheľ — Vozár, 1971) siahajú až po spodnú hranicu „tmavých rohovcových vápencov norického stupňa“ („afenzského vápenca“, Bystrický, 1972), pričom prechod medzi nimi má byť pozvoľný (Maheľ, 1967, p. 425).*

Chýbanie, resp. celkom sporadický výskyt gutensteinských vrstiev v „jednotke Matky Božej a Geráv“, ako aj pozdĺž celého južného okraja vápencového komplexu Stratsenskej hornatiny včítane tzv. „stratsenského okna“ je javom, ktorý nie je doteraz dostatočne vysvetlený. M. Maheľ (1969, s. 15) uvažuje o synsedimentárnej tektonike, o primárnej faciálnej zmene pod vplyvom tomášovskej (smižianskej) poruchy, ktorú pokladá za „starú poruchu“ ekvivalentnú muránskeho zlomu, ale takáto funkcia uvedených porúch sa v sedimentoch stredného alebo vrchného triasu neprejavuje. Gutensteinské vrstvy sú v Západných Karpatoch zastúpené vo všetkých tektonických jednotkách. Ich

* Oblasť Matky Božej v záujme zistenia vzťahu tisoovského vápenca k dolomitom tejto oblasti vyžaduje celkovú stratigrafickú aj faciálnu revíziu.



„primárne chýbanie“ (Maheľ, 1957b, s. 209) práve v jednej čiastkovej tektonickej jednotke celkove veľmi malej plošnej rozlohy, ktorá vznikla po vyvrásnení mezozoika a jeho presunutí, sa nám vidí viac ako nepravdepodobné.

Vrchný trias v obidvoch tektonických jednotkách zastupujú fácie plytkomorskej platformy (tisovský, furmanský, dachstein-ský vápenec) a sedimenty panvových fácií. V „jednotke Matky Božej a Geráv“ je to „aflenzský“ vápenec, v „gľackej jednotke“ zase doštiansky vápenec. Panvové fácie norického stupňa sa dnes vyskytujú tesne pri tomášovskom prešmyku, ktorý ich oddeľuje. Nepritomnosť tisovského vápenca v podloží „aflenzského“ vápenca na Matke Božej si vyžaduje, ako sme už spomenuli, faciálne a stratigrafické prehodnotenie celej oblasti. Z hľadiska norického stupňa niet teda medzi fáciami obidvoch tektonických jednotiek podstatných rozdielov.

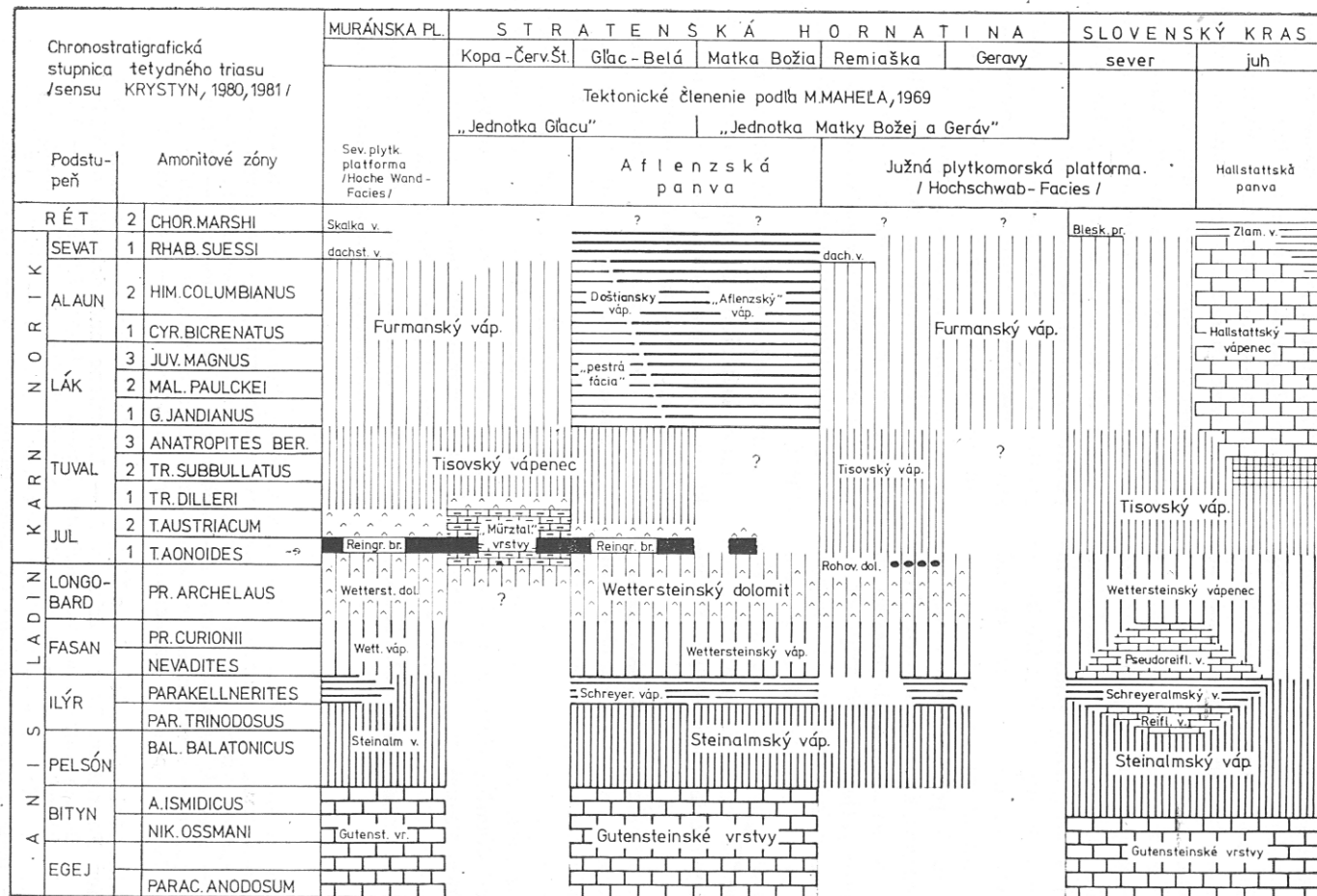
Osobitným problémom je výskyt „mürztalských vrstiev“ (fácia karnského stupňa), aké zatiaľ okrem kryhy Kopa — Červený Štros — Kopanec zo Stratsenskej hornatiny nepoznáme. Na jeho vysvetlenie bude potrebný detailný stratigrafický a faciálny výskum najmä v oblasti Ondrejiska, Vyšnej a Nižnej záhrady a série foederata v hornom toku Dobšinského potoka.

V oblasti Ondrejiska M. Maheľ (in Klíneček, 1976) medzi svetlými masívnymi vápencami (pokladá ich za aniské) a tisovsko-furmanskými vápencami Vyšnej záhrady zaznamenal „tmavé vápence štasti organogénne, norik — karn(?)“. V skutočnosti však ide o sedimenty panvovej fácie, o tmavé lavicovité, miestami slienitejšie rohovcové vápence s hojným zastúpením ostrakód, doteraz nezistenej stratigrafickej výšky. Istú analógiu s „mürztalskými vrstvami“ majú napr. panvové sedimenty série foederata, napr. „súvrstvie tmavých rohovcových vápencov s vložkami tmavých bridlic“ a „tmavé bridlice so šošovkami tmavých vápencov“, z ktorých fauna konodontov tiež poukazuje na spodnokarnský vek, podstupeň jul (Straka, 1981).

Z uvedeného vychodí, že ak sa za základné kritérium faciálnej korelácie pokladajú panvové fácie, ktoré odzrkadľujú tektonickú aktivitu počas sedimentácie plytkomorskej platformy, možno trias Stratsenskej hornatiny s panvovými fáciami v norickom stupni pokladať za ekvivalent severného „kanála“ hallstattskej faciálnej oblasti Severných Vápencových Álp v aflenzskej fáci (Bystrický, 1972, S. 308). Rozloženie panvových sedimentov norického stupňa v Stratsenskej hornatine a v Slovenskom krase teda v hrubých črtách zodpovedá paleogeografickej skici

Obr. 3. Náčrt rozšírenia vrchného triasu v Stratsenskej hornatine. 1 — verfénske súvrstvie, spodný trias, 2 — vápence a dolomity, stredný trias, 3 — schreyeralmský, reiflinský vápenec, vrchný ilýr, 4 — tisovský a furmanský vápenec, vrchný karn a norik, 5 — aflenzský vápenec, norik, 6 — doštiansky vápenec, norik, 7 — mürztalské vrstvy, jul, 8 — svetlé masívne vápence nezisteného veku, 9 — bridlice a vápence, lias, 10 — vápence s munierami, ? spodná krieda, 11 — zlepence, vrchná krieda

Fig. 3. Outline of the extension of the Upper Triassic in the Stratsenská hornatina Mts. 1 — Werfen Formation, Lower Triassic, 2 — Limestone and dolomite of Middle Triassic, 3 — Schreyeralms limestone, Reifling limestone, Upper Illyrian, 4 — Tisovec- and Furmanec limestone, Upper Carnian and Norian (to ? Rhaetian), 5 — Aflenz limestone, Norian, 6 — Doštiansky limestone, Norian, 7 — Mürztal beds, Julian, 8 — pale massive limestone of undetermined age, 9 — shale, limestone, Liassic, 10 — Munieria limestone, ? — Lower Cretaceous, 11 — Conglomerate, Upper Cretaceous



Obr. 4. Stratigrafické a faciálne členenie triasu Stratsenskej hornatiny
 Fig. 4. Stratigraphic and facial division of the Stratsenská hornatina Mts. Triassic

hallstattskej faciálnej oblasti Severných Vápencových Álp, ako ju načrtol R. Lein (1981). Podľa neho totiž (na rozdiel od doterajších interpretácií, napr. Tollmann, 1972, 1976) sa rozprestieral aflenzský „kanál“ predstavujúci intraplatformovú panvu s aflenzskou a mürztalskou faciou severnejšie, hallstattský „kanál“ s faciami tmavých a pestrých vápencov zase južnejšie od plytkomorskej platformy v hochschwabskej facií. Pritom však, podobne ako v Alpách, priame spojenie aflenzského „kanála“ s mürztalskou panvou je aj v Stratenskej hornatine otvoreným problémom.

Na základe načrtnutej paleogeografickej schémy je nielen stredný, ale aj vrchný trias Stratenskej hornatiny faciálne bližšie k triasu južnej časti silického príkrovu Slovenského krasu ako napr. k triasu Muránskej plošiny. Trias Muránskej plošiny skôr zodpovedá „severnej plytkomorskej platforme v dachsteinskej facií“ (sensu Lein, 1981), teda facií „Hoche Wand“, s ktorou ho paralelizoval už A. Tollmann (1976, s. 471, 496).

Doteraz niet dôkazov o tom, že by bol pôvodne trias silického príkrovu Slovenského krasu od sedimentačného priestoru triasu Stratenskej hornatiny oddelený sedimentačnou oblasťou „meliatskej série“ (Maheľ, 1979a, b, 1980), resp. že by bol rožňavský zlom („perirožňavský lineament“, in Maheľ, 1978) už počas sedimentácie triasu nejakým spôsobom ovplyvnil faciálny vývin stredného a vrchného triasu obidvoch horstiev. Poukazuje na to aj vrstvový sled príkrovej trosky Radzima: gutensteinské vrstvy, steinalmský vápenec, schreyeralmský vápenec, wettersteinský vápenec, ktorý je spoločný obidvom (Bystrický, 1964, p. 14).

Tým aj problém „austroalpínskeho typu“ triasu Stratenskej hornatiny, teda „paleotektonického typu členitého oceanického nestabilného šelfu“ a „dinaridného typu“

triasu silického príkrovu Slovenského krasu, t. j. „paleotektonického subkontinentálneho typu“ (Maheľ, 1978, p. 15) treba riešiť s prihliadnutím na uvedené aspekty, ostatne načrtnuté (ale nevzaté do úvahy) už skôr (Bystrický, 1972, S. 308).

Poznámky k tektonike

Tektonika mezozoika Stratenskej hornatiny nie je doteraz vyriešená. Jeho „špecifickú pozíciu v štruktúrnom pláne vnútorných Karpát“ nové stratigrafické, faciálne ani tektonické poznatky doteraz nepotvrdili. Z publikovaných výňatkov revidovanej geologickej mapy (Maheľ, 1969, príl. 2, Maheľ in Maheľ — Vozár, 1971, Maheľ in Klinec, 1976) si nemožno utvoriť ucelený obraz o zastúpení a priebehu litostratigrafických jednotiek, tým menej overiť si vierohodnosť doteraz publikovaných profilov. V publikovaných tektonických skiciach (Maheľ, 1967, príl. IV, 1974, p. 130) sa odlišuje iba spodný trias a vápencovo-dolomitový komplex triasu ako jeden celok.

Naše terénne bádania sa obmedzili len na malé úseky tohto horstva, a preto sa tu problémami tektoniky v širšom rámci nebudeme zaoberať. Obmedzíme sa iba na niekoľko pripomienok. V profile Kopy (Maheľ, 1979c, s. 120) je doštiansky vápenec (norik) veľmi zreteľným nadloží tisoovského vápenca (pozri profil A). V profile Remiašky (Maheľ, 1974, s. 131) sme nedokumentovali „strednotriasové vápence“, ktoré by tektonicky spočívali na vrchnotriasových vápencoch. Celú oblasť masy svetlých aj tmavých vápencov v nadloží rohovcového dolomitu tu tvorí tisoovský, furmanský a dachsteinský vápenec. Výskyt „spodného triasu“ v profile Havranej skaly teda nemožno dávať do súvislosti s presunom „svetlých vápencov stredného triasu“ cez vápence vrchného triasu (v profile pokladané za rét) a in-

terpretovať ho ako tektonicky vytiahnutú antiklinálu. Vrstvy pokladané za spodný trias sa totiž vyskytujú vo furmanskom vápenci (norik, pozri lok. č. 33) ako malé nepravidelne obmedzené telesá. Ak ide o vrstvy spodného triasu (čo sa nedokázalo podobne ako strednoaniský vek „tmavých bridlíc a slieňov s vložkami tmavých vápencov“, ktoré sa vyskytujú v ich blízkosti; pozri Maheľ, 1969, príl. 2, vrstvy č. 12)*, je pravdepodobné, že ide o časť diapíru, ktorý prenikol po nejakej pukline až do vrchnotriasových vápencov. Takéto javy nie sú v Západných Karpatoch neznáme. Na Muránskej plošine sa dokonca na takúto časť diapíru v dachsteinskom vápenci kutalo (štôľňa, ale spodnotriasové vrstvy neodkryla) a v Slovenskom krase (severne od obce Silická Brezová) sa takýto diapír vyskytuje so sadrovcom (overený vrtom) medzi steinalmským a wettersteinským vápencom (Bystrický, 1960, geologická mapa). Podobné javy sú opísané aj z hallstattskej oblasti Severných Vápencových Álp (Lein, 1981, S. 228).

Trias Stratenskej hornatiny je prestúpený zložitým systémom prešmykov a zlomov, ktorý vznikol po jeho vyvrásnení a presunutí. To veľmi sťažuje dešifrovanie jeho pôvodnej vrásovej stavby. Vrásové štruktúry, ktoré možno v kryhách obmedzených prešmykmi a zlomami vysledovať len detailným mapovaním a vyriešením stratigrafie, prebiehajú šikmo na systém juhovergentných prešmykov i na zlomový systém smeru SV-JZ, paralelný s muránskym zlomom. Z našich poznatkov (pozri geologický náčrt) vychodí, že wettersteinský vápenc je „jednotky Glacu“ ne-

predstavuje „plochú synklinálu“ (Maheľ, 1967, s. 429), ale antiklinálu, ktorej mladšie členy ako ladin erózia odstránila.

„Hnilecký zlom“, ktorý sa pokladá za „příklad priečného zlomu“ (Maheľ, 1969, s. 21, 1974, p. 94), sme nemohli identifikovať. Existuje len v mape mierky cca 1 : 1 000 000. V mieste, kde by sa mal nachádzať, sme totiž „jednotný mohutný komplex stredného triasu“ nezistili. Ani existenciu „stratenského zlomu“ (Maheľ, 1969, príl. 2) až do vyriešenia stratigrafie nebude možno identifikovať.

Záver

1. Mnohé doterajšie biostratigrafické dáta sme revidovali, ale mnohé si ešte vyžadujú taxonomickú revíziu.

2. „Stratenskú sériu“ (recte facies) nemôžno definovať „podľa pestrosti aniského stupňa“. V aniskom stupni sú zastúpené tie isté litostratigrafické jednotky ako v silickom prikrove Slovenského krasu a na Muránskej plošine.

3. Zastúpenie „mürztalských vrstiev“ vo vrchnom triase Stratenskej hornatiny je z faciálneho hľadiska „cudzorodým elementom“. Istú afinitu prejavujú vrstvy s karnom série foederata.

4. Panvové sedimenty norického stupňa sa rozprestierajú severnejšie od plytkomorskej platformy Remiašky a Geráv; možno ich pokladať za ekvivalent aflenzského „kanála“ Severných Vápencových Álp (sensu Lein, 1981).

5. Nenašli sme dôkazy o synsedimentárnej tektonike takého rozsahu, aký sa pripisuje muránskému a rožňavskému zlomu a tomášovskému prešmyku.

6. Naše zistenia sú podkladom aj na revíziu niektorých doteraz publikovaných profilov a geologickej mapy uzlových oblastí Stratenskej hornatiny.

Recenzoval A. Biely

* J. Pevný (1963) uvádza z presnejšie nesusituovanej lokality „záp. od Havranej skaly tmavé bridlice a vápence“ výskyt druhu *Austrirrhynchia cf. cornigera* (Schaff.), a preto usudzuje na rét. Pravdepodobne tento údaj vzťahuje M. Maheľ na vápence v nadloží rohovecového dolomitu, ktoré pokladá za rét.

LITERATÚRA

- Andrusov, D. 1935: Stratigrafie triasu slovenských Karpát. *Věst. St. geol. úst.*, 11, s. 54—56.
- Andrusov, D. 1936: Subtatranské příkrovy západných Karpát. *Carpathica*, R. B (Praha), 1, s. 1—46.
- Andrusov, D. — Kováčik, J. 1955: Skameneliny karpatských druhohôr. II. Hlavné triasu Slovenska a rozdelenie slovenského triasu. *Geol. zbor. Slov. akad. vied*, 6, 3—4, s. 258—301.
- Balogh, K. — Kovács, S. 1981: The Triassic sequence of the borehole Szölösárdó 1 (N. Hungary). *Évi Jelen. az 1979 (Budapest)*, pp. 39—63.
- Borza, K. 1975: Mikroproblematika aus der oberen Trias der Westkarpaten. *Geol. zbor. Geol. carpath (Bratislava)*, 26, pp. 199—236.
- Borza, K. — Samuel, O. 1977: New Genera and species (Incertae sedis) from the Upper Triassic in the West Carpathians. *Geol. zbor. Geol. carpath. (Bratislava)*, 28, pp. 95—119.
- Bystrický, J. 1959: Príspevok k stratigrafii muránskeho mezozoika (Muránska plošina). *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 56, s. 5—53.
- Bystrický, J. 1960: Príspevok ku geológii Slovenského krasu (územie medzi Silicou a Domicou). *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 17, s. 5—27.
- Bystrický, J. 1964: Slovenský kras. *Bratislava, Geol. úst. D. Štúra*. 204 s.
- Bystrický, J. 1967: Die obertriassischen Dasycladaceen der Westkarpaten. *Geol. zbor. Geol. carpath. (Bratislava)*, 18, S. 285—309.
- Bystrický, J. 1972: Faziesverteilung der mittleren und oberen Trias in den Westkarpaten. *Mitt. Gesell. Geol. Bergb. (Innsbruck)*, 21, S. 289—310.
- Bystrický, J. 1973 (in J. Bystrický et al.): The Stratská hornatina mountains. Triassic of the West Carpathians Mts. *Guidebook to excursion D, X. Congr. CBGA. Bratislava, GÜDS*, pp. 59—67.
- Bystrický, J. 1978: Prvý nález sedimentov spodnej kriedy v Stratskej hornatine v Západných Karpatoch. *Mineralia slov.*, 10, s. 17—22.
- Bystrický, J. 1979: Dasycladaceae of the Upper Triassic of the Stratská hornatina Mountains (The West Carpathians). *Geol. zbor. Geol. carpath. (Bratislava)*, 30, pp. 321—340.
- Csikó, A. 1943: Der geologische Bau des „slowakischen Paradieses“. *Praha, Lotos*. 88 S.
- Gayer, G. 1889: Beiträge zur Geologie der Mürztaler Kalkalpen und des Wiener Schneeberges. *Jb. geol. Reichsanst. (Wien)*, 39, S. 497—775.
- Gümbel, C. W. 1861: Geologische Beschreibung des bayerischen Alpengebirges und seines Vorlandes. *Gotha*. 950 S.
- Kettner, R. 1938: Geologické poměry okolí Vernáru na Slovensku. *Rozpr. II. Tř. Čes. akad. věd um. (Praha)*, 47, 8.
- Kochanová, M. 1963: Biostratigrafické vyhodnotenie fauny lamellibranchiát a gastropod. *Manuskript — Geofond Bratislava*, č. 11362.
- Kollárová-Andrusovová, V. 1964: Die Ammoniten aus dem Illyr der Stratská hornatina. *Geol. zbor. Slov. akad. vied*, 15, 2, S. 233—238.
- Kolosvary, G. 1957: Triasové koraly zo Stratskej hornatiny. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 10, s. 95—106.
- Kolosvary, G. 1958: Über die Triasfauna aus ČSR. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 13, S. 20—24.
- Kolosvary, G. 1963: Triassische Korallen aus der ČSSR. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 30, S. 209—216.
- Kovács, S. — Kozur, H. 1980: Stratigraphische Reichweite der wichtigsten Conodonten (ohne Zahnreihenconodonten) der Mittel- und Obertrias. *Geol. Paläont. Mitt. (Innsbruck)*, 10, 2, S. 47—78.
- Krystyn, L. 1974: Die Tirolites-Fauna (Ammonoidea) der untertriassischen Werfer-Schichten Europas und ihre stratigraphische Bedeutung. *Sitz. österr. Akad. Wiss., Math-nat. Kl., Abt. I, (Wien)*, 183, 1—3, S. 29—50.
- Krystyn, L. 1978: Eine neue Zonengliederung im alpin-mediterranen Unterkarn. *Schr. Erdwiss. Komm. Österr. Akad. Wiss., (Wien)*, 2, S. 137—144.
- Krystyn, L. 1980: Stratigraphy of the Hallstatt region. *Guidebook. Second Europ. Conodont. Symp. ECOS II, Abh. B. A (Wien)*, 35, pp. 69—98.
- Krystyn, L. — Tatzreiter, F. 1981: The Anisian-Ladinian Boundary. *Subcommission on Triassic Stratigraphy, Sarajevo 1981*.
- Lein, R. 1981: Deckschollen von Hallstätter Buntkalken in Salzbergfazies in der Mürztaler Alpen südlich von Mariazell (Steiermark). *Mitt. Gesell. Geol. Bergb. Österr. (Wien)*, 27, S. 207—235.
- Maheľ, M. 1956: K stratigrafii Stratskej hornatiny. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 7, s. 25—63.
- Maheľ, M. 1957a: Postavenie Stratskej hornatiny v severogemeridnej synklinále. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)* 46, s. 155—186.
- Maheľ, M. 1957b: Sprievodca po lokalitách. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 46, s. 207—213.
- Maheľ, M. 1957c: Geológia Stratskej hor-

- natiny. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 48a, 201 s.
- Maheľ, M. 1958: Geologie des Gebirges Stratská hornatina. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 48b, 176 s.
- Maheľ, M. 1959: Nové členenie a pohľad na historicko-geologický vývin mezozoika centrálnych Karpát. *Geol. práce k 15. výr. SNP a oslob. ČSSR (Bratislava)*, s. 61—81.
- Maheľ, M. 1963: Vysvetlivky k listu Hranovnica 1:50 000. *Manuskript Geofond (Bratislava)*, č. 12978.
- Maheľ, M. 1964: Severogemeridné a hronské synklinorium v Centrálnych Karpatoch. *Čas mineral. geol.*, 9, s. 293—401.
- Maheľ, M. 1965a: Einige Grundmerkmale des alpin-karpatischen Systems und die Besonderheiten der Westkarpaten. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 36, S. 31—45.
- Maheľ, M. 1965b: Morphotectonic and structural-tectonic division of West Carpathians. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 36, pp. 47—62.
- Maheľ, M. 1967: Regionální geologie ČSSR. Díl II. Sv. 1, Praha, Ústř. úst. geol., 486 s.
- Maheľ, M. 1968 (in M. Maheľ — T. Buday): Regional Geology of Czechoslovakia. Part II. The West Carpathians. Praha, Ústř. úst. geol. 723 s.
- Maheľ, M. 1969: Zlomy a ich úloha počas mezozoika vo vnútorných Karpatoch. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 47, s. 7—29.
- Maheľ, M. 1974: The Inner West Carpathians. In Tectonic of the Carpathian-Balkan Regions. Bratislava, *Geol. úst. D. Štúra*, pp. 91—133.
- Maheľ, M. 1976 (in A. Klinec): Geologická mapa Slovenského rudohoria a Nízkych Tatier. Bratislava, *Geol. úst. D. Štúra*.
- Maheľ, M. 1978: Model vývoja Západných Karpát. *Mineralia slov.*, 10, s. 1—16.
- Maheľ, M. 1979a: Bebravská séria a jej postavenie v chočskom príkrove. *Mineralia slov.*, 11, s. 1—20.
- Maheľ, M. 1979b: Choč and Strážov nappes, new division and structure. *Geol. zbor. Geologica carpath. (Bratislava)*, 30, pp. 19—43.
- Maheľ, M. 1979c: Nové geologické profily z rôznych tektonických jednotiek vnútorných Západných Karpát. Sympóziu a semináre. Bratislava, *Geol. úst. D. Štúra*, s. 105—127.
- Maheľ, M. 1980: Heterogenity of crust further fundamental factors of particularity of development and structure of the West Carpathians. *Geol. zbor. Geologica carpath. (Bratislava)*, 31, pp. 397—406.
- Maheľ, M. — Vozár, J. 1971: Príspevok k poznaniu permu a triasu v severogemeridnej synklinále. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 56, s. 47—66.
- Mello, J. 1979 (in Š. Bajanič): Geologická mapa Spišsko-gemerského rudohoria 1:50 000. *Manuskript — Geol. úst. D. Štúra Bratislava*, č. AP-6232, s. 164—187.
- Mostler, H. — Rossner, R. 1977: Stratigraphisch-fazielle und tektonische Betrachtungen zu Aufschlüssen in Skyt-anischen Grenzschiechten im Bereich der Annaberger Senke (Salzburg, Österreich). *Geol. Paläont. Mitt. (Innsbruck)*, 6, 2, S. 1—44.
- Ott, E. 1972: Die Kalkalgen-Chronologie der alpinen Mitteltrias in Angleichung an die Ammoniten-Chronologie. *Neu. Jb. Geol. Paläont., Abh.*, 141, S. 81—115.
- Ott, E. 1972: Zur Kalkalgen-Stratigraphie der Alpinen Trias. *Mitt. Geol. Bergbaustud. (Innsbruck)*, 21, S. 455—464.
- Pevný, J. 1963: Brachiopódová fauna Západných Karpát. *Manuskript — Geofond Bratislava*, č. 11363.
- Salaj, J. 1969: Essai de zonations dans le Trias des Carpathes Occidentales d'après les Foraminifères. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 48, p. 123—125.
- Salaj, J. 1974: Contribution a la microstratigraphie du Trias des Carpathes Occidentales Tchecoslovaques. *Les Actes du VI^e Colloque Africain de Micropaléontologie. Tunis*.
- Salaj, J. 1979: Mikrobiostratigrafia triasu Západných Karpát Slovenska na základe foraminifer vo vzťahu k triasu tethydej oblasti. *Manuskript*.
- Straka, P. 1981: O veku série foederata. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 75, s. 57—62.
- Tollmann, A. 1972: Der karpatische Einfluss am Ostrand der Alpen. *Mitt. Geol. Gesell. (Wien)*, 64, S. 173—208.
- Tollmann, A. 1972: Die Neuergebnisse über die Trias-Stratigraphie der Ostalpen. *Mitt. Gesell. Geol. Bergb. (Innsbruck)*, 21, S. 65—113.
- Tollmann, A. 1976: Analyse der klassischen nordalpinen Mesozoikums. *Wien, Fe. Deuticke*, 580 s.
- Urlichs, M. 1972: Ostracoden aus den Kössener Schichten und ihre Abhängigkeit von der Ökologie. *Mitt. Gesell. Geol. Bergb. (Innsbruck)*, 21, S. 661—710.
- Zaninetti, L. 1976: Les Foraminifères du Trias. *Riv. ital. Paleont. (Milano)*, 82, p. 1—258.

Contribution to the stratigraphy of the Triassic in the Stratsená hornatina Mts.

JÁN BYSTRICKÝ, OTÍLIA JENDREJAKOVÁ, JARMILA PAPŠOVÁ

All recent data on the stratigraphy and facies of the Stratsená hornatina Mts. (the "Series of Stratená", Maheľ, 1965b p. 58, "the Stratená subunit", Maheľ, 1968 p. 262) are related to the monograph by M. Maheľ (1957c, 1958) which he partly revised later (Maheľ, 1967, 1968, 1969, 1976). All correlations and paleogeographic as well as tectonic interpretations of the Triassic sedimentary area of the innermost region in the West Carpathians are based on it, too. New aspects following from the finding that the Triassic of the Slovak Karst is not a paraautochthonous unit of the "Gemic" but a nappe (the Silica nappe by Kozur — Mock, 1973), have led us to the revision of the recent Triassic stratigraphy of the Stratsená hornatina Mts.

The Triassic stratigraphy of the Stratsená hornatina Mts. as presented here is based mainly on microfossils (dasycladacea, foraminifers, conodonts). The lists of the respective lithostratigraphic units are given in plates. Numbers of localities are identical with those in the geological sketch (fig. 1). The representation of the lithostratigraphic units and their sequence can be seen in the geological profiles (fig. 3) and in the correlation of the stratigraphy and facies (fig. 4). Names of lithostratigraphic units used in the paper correspond with the terminology of informal lithostratigraphic units of the Triassic in the Northern Calcareous Alps commonly used also for the Triassic of the West Carpathians.

Results of our investigations can be summarized as follows. The "Series of Stratená" or the "Stratená subunit" (recte Facies) cannot be defined according the "varied development of the Anisian" (M. Maheľ 1968 p. 263) or according the "greater variety of facies in the Lower Anisian" (Maheľ, 1974 p. 129). The same lithostratigraphic units (the Gutenstein beds, the Steinalm, Schreyeralp or Reifling limestones) occur in all, recently recognized as being separated, facial areas of the Anisian

stage. The Ladinian stage is represented by the Wetterstein limestone in its lower part and by the Wetterstein dolomite, partly extending into the Lower Carnian (Lower Julian), in its upper part. The Carnian is represented by locally developed Trachyceras beds, Reingraben beds, cherty dolomite (equivalent of the ?Reifling or Hallstatt dolomite of the Northern Calcareous Alps) and by Lower Carnian dolomite overlying them. The Norian age of the dolomites has not yet been proved. The Upper Carnian and Norian of a shallow water platform are represented by the Tisovec and Furmanec limestones as well as by the locally developed Dachstein limestone. Pelitic basin deposits are represented by the "Aflenz" and "Doštianky" limestone of the Norian. The Doštianky limestone is, in addition to a dark facies, represented also by a "colorful" one of white and pink as well as reddish limestone resembling the Hallstatt limestone. The dark bedded cherty limestone with layers of dark shale, taken for an equivalent of the Mürztal beds in the Northern Calcareous Alps, belongs to the Julian substage and partly corresponds to the dark cherty limestone and shale of the metamorphosed "Foederata Series", the age of which is also Julian according to its conodonts. However, at present, the connection of the "Aflenz trough" with the "Mürztal basin" remains an unsolved problem here as well as in the Alps. Thus, the Triassic of the Stratsená hornatina Mts. corresponds paleogeographically to the Hallstatt facies area of the Northern Calcareous Alps the division of which has been recently sketched by R. Lein (1981).

Our investigations did not prove the supposed boundary between the Austroalpine and Dinaric developments along the Rožňava line nor facial differences along both sides of the Tomášovce fault.

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI

Vojtech Viliňovič: **Petrológia a geochemia granitoidných hornín** (Bratislava 8. 4. 1982)

Granitoidná magma je zvyčajne H_2O -nenasýtená a obsahuje množstvo tuhých fáz. Na vysvetlenie vzniku granitoidnej magmy (hornín) sa v súčasnosti používa niekoľko modelov: hydrotermálny, dehydratačný, model dekompresie, restitovej kontroly a model zmiešavania magmy a hornín. Priemerný geotermický gradient v kôre nestačí na vznik granitických tavenín. Teplota v kôre nie je stále určená iba geotermou, pretože do kôry intruduje bazická magma, ktorá lokálne zvyšuje teplotu a „spúšťa“ parciálne tavenie za vzniku granitickej magmy.

Schopnosť intrudovať a umiestniť sa vo vyššej úrovni kôry má najmä vodou nasýtená granitická magma veľkého objemu, ktorá vystupuje v podobe diapírov.

Veľký význam pre petrológiu granitoidov majú experimenty s granitovým systémom $Qz - Ab - Or - An - (H_2O)$. V poslednom čase sa poukázalo na metastabilitosť procesov tavenia v tomto systéme, ktorú v prírode dokumentujú zonálne plagioklasy. Prchavé zložky (H_2O , F, B) veľmi znižujú teplotu solida a likvida granitového systému, čím zároveň znižujú minimálne pT -podmienky kryštalizácie primárneho muskovitu a vzniku subsolvusnej mineralogie granitoidov.

Veľký impulz do súčasného štúdia granitoidov dalo vyčlenenie I- a S-typu granitoidov. Ale ani jedno z kritérií odporúčaných na rozlíšenie týchto genetických typov nemožno používať mechanicky a samostatne. Povahu zdrojových hornín granitoidnej magmy nemožno vždy určiť jednoduchým priradením granitoidov k I- alebo S-typu, pretože charakteristiky týchto typov mohli vzniknúť tromi-štyrmi spôsobmi. Napríklad peralumnózne granity (označované často ako S-typ) mohli vzniknúť takto: a) pretavením peraluminózneho zdrojového materiálu, b) frakčnou kryštalizáciou amfibolu z metaminózneho magmy, c) reakciou magmy s okolitými horninami, d) reakciou magmy alebo hornín s fluidami za odnosu alkálií. Charakteristiky I-typu granitoidov poukazujú na značný podiel plášťového materiálu v zdrojovej oblasti, a teda na významnú úlohu plášťa v kôrovom magmatizme.

Dušan Lamoš: **Problémy ochrany podzemných vôd SSR** (Bratislava 21. 4. 1982)

Význam ochrany podzemných vôd rastie súbežne s rastom obyvateľstva, jeho koncentráciou, zvyšovaním jeho ekonomickej aktivity, ktorá je spätá s veľkými nárokmi na vodu, ako aj s rastom zdrojov znečisťovania. V ostatných rokoch sa podobne ako v rade vyspelých krajín aj u nás vyskytli prípady havarijného znečisťovania horninového prostredia a podzemných vôd. Zo 115 havárií, ktoré zaevidovali vodohospodárske orgány na území SSR v rokoch 1977—1980, išlo o havarijné zhoršenie akostí podzemných vôd v 39 prípadoch, pričom najčastejšou príčinou bol únik ropných látok (viac ako 40 %). Čistotu povrchových a podzemných vôd SSR ovplyvňujú najmä bodové zdroje znečistenia, mestá a priemyselné závody, ale aj plošné zdroje, ktoré pochádzajú najmä z poľnohospodárskej výroby.

Na objektívnu a komplexnú ochranu podzemných vôd je nevyhnutné dôkladne poznať základné hydrogeologické a hydrogeochemické zákonitosti ich formovania podmienené pôsobením primárnych genetických faktorov, lebo iba tak možno identifikovať negatívne vplyvy antropogénnej činnosti na kvalitu a celkový režim podzemných vôd.

Súčasťou preventívnej ochrany podzemných vôd by malo byť určenie optimálneho spôsobu ich exploatácie zabezpečujúceho využitie čo najväčšieho množstva podzemnej vody pri súčasnom trvalom zabezpečení jej kvality. Okrem toho treba, aby sa v miestach potenciálnych zdrojov znečistenia v blízkosti exploatovaných, resp. perspektívnych zdrojov podzemných vôd vybudoval systém tzv. indikačných vrtov preventívnej ochrany na trvalé sledovanie kvality podzemnej vody.

Kvalitu a zdravotnú neškodnosť povrchových a podzemných vôd môže porušiť aj jediný nezodpovedný čin, ale náprava často trvá mesiace, ba aj roky. Náklady späť so sanáciou znečistenej vody sú vo svojich dôsledkoch vždy oveľa vyššie ako náklady na ich čistenie a preventívnu ochranu.

Inžinierskogeologická charakteristika sedimentov na území súmestia Banská Bystrica — Zvolen

JÁN VLČKO, PETER WAGNER

Katedra inžinierskej geológie PFUK, Zadunajská 15, 851 01 Bratislava

(11 obr., 6 tab. v texte)

Doručené 26. 10. 1981

Инженерно-геологическая характеристика отложений на территории городской агломерации Банска Быстрица — Зволен

Авторы в статье кратко излагают инженерно-геологическую характеристику самых распространенных комплексов горных пород на территории будущей городской агломерации Банска Быстрица — Зволен. Кроме общего петрографического описания и качественной характеристики свойств распределяют отдельные литологические комплексы по нормовым критериям, стремясь удовлетворить требования инженерной практики и предоставить непосредственные информации, используемые при самых обыкновенных типах строительной деятельности. Наборы литологических типов, из которых было отобрано достаточное количество образцов характеризуют статистически обработанными значениями основных физических и механических свойств.

Engineering geological characteristics of the sediments covering the area of the prospective twin-town Banská Bystrica—Zvolen

The authors present a brief engineering geological characteristics of the most common lithological complexes in the area of the prospective twin-town Banská Bystrica—Zvolen (Central Slovakia). Besides qualitative description and quantitative characteristics of the rock properties the paper includes an arrangement of various lithological complexes according to standards for foundation. The aim of it is to meet demands of engineering practice and to provide available information for use in common civic and industrial constructions. The physical state of groups of lithological types is expressed by statistically processed values.

Dôležitosť problematiky rozvoja osídlenia a urbanizácie vzbudila pozornosť zod-

povedných orgánov a podnietila Ministerstvo výstavby a techniky SSR spracovať

Zásady koncepcie hlavných smerov urbanizácie Slovenska, ktoré schválila vláda SSR uznesením č. 95/71. Zásady sú výsledkom dlhodobého štúdia prírodných, ekonomických, sociálnych a i. podmienok a stali sa základným dokumentom na vypracovanie Projektu urbanizácie SSR do r. 2000 (Rutšek et al., 1977). Podľa neho sa Slovensko rozdelilo do 13 urbanizačných oblastí a v každej z nich sa vytvorí jeden mestský región, ktorý podľa významu výhľadovej veľkosti centra bude zatriedený do jednej z troch kategórií: metropolitný, veľkomestský a základný.

V kategórii metropolitných regiónov má významné postavenie pohronský región. Terajšie hospodársko-sídelné centrum Banská Bystrica a pridružené centrum Zvolen majú vytvoriť jeho vlastné jadro. Obidve mestské aglomerácie vytvoria v rozvíjajúcom sa procese urbanizácie jednu funkčnú územnú štruktúru — súmestie, ktoré s počtom okolo 300 000 obyvateľov bude mimoriadne významným hospodársko-kultúrnym centrom v rámci celého Slovenska. Preto treba z predmetného územia zabezpečiť komplexné podklady na účely územného plánovania, projektovania a výstavby. Jedným z fundamentálnych podkladov je inžinierskogeologická mapa z ústrednej časti plánovaného súmestia, ktorú v rokoch 1976—1979 spracoval výskumný kolektív Katedry inžinierskej geológie PFUK v Bratislave.

Mnohoúčelová inžinierskogeologická mapa a súbor údajov o študovanom území predstavujú dlhodobý zdroj informácií, ktorý možno využiť pri tvorbe oblastných a územných plánov, t. j. na najvyšších stupňoch rozsiahleho a komplexného systému rozhodovania o racionálnom využívaní a ochrane územia. Údaje o charaktere a vlastnostiach horninových komplexov zhrnuté v sprievodnej správe k mape sa dajú využiť v súčasnej inžinierskej praxi, napr. pri zakladaní inžinierskych objektov

rozličnej náročnosti, návrhu sklonov stavebných jám, pri určovaní postupu stavebných prác a pod.

Úsilie vyhovieť požiadavkám odbornej praxe v poskytovaní priamych informácií využiteľných v jednotlivých druhoch stavebnej činnosti viedla autorov k opisu technicky najdôležitejších vlastností vybraných horninových komplexov, k ich štatistickému spracovaniu a zisteniu niektorých korelačných závislostí. Súčasťou celkového hodnotenia je aj zatriedenie zemín podľa normových kritérií platných v najbežnejších stavebných odboroch.

Za najdôležitejšie považujeme zhodnotiť vlastnosti tých sedimentov, ktoré sa v rozhodujúcej miere zúčastňujú na geologickej stavbe budúceho urbanistického centra pohronského metropolitného regiónu a sú v dosahu zakladania bežných stavebných konštrukcií. Patria medzi ne predovšetkým súdržné a nesúdržné jazerné, príp. jazerno-riečne sedimenty pliocénnej subformácie a sedimenty formácie kvartérnych pokryvných útvarov. Plošné rozšírenie opisovaných sedimentov je na obr. 1.

Charakteristika vlastností sedimentov pliocénnej subformácie

Sedimenty tejto subformácie vystupujú na povrch takmer v celom rozsahu záujmového územia, iba vo Zvolenskej a Slatinskej kotline ležia v podloží fluviálnych náplavov Hrona. Tvorí ich ílovité, štrkovité a ílovito-štrkovité litologické komplexy.

Ílovitý komplex

Ílovitý komplex tvorí íl, prachový a piesčitý íl, podradne prach prevažne sivohnedej, sivomodrej a zelenej farby s hojnými zátekmi Fe_2O_3 , zriedka jemne sľudnaté a slabo vápnité. Miestami sú v nich vrstvičky

až polohy štrku mocné 1—2 m.

V zrnitostnom zložení prevláda prachová frakcia (40—70 ‰). Približne v 10 ‰ odobratých vzoriek prevláda ílovitá frakcia, piesčitá frakcia dosahuje 15—45 ‰ (obr. 2).

Základné fyzikálne vlastnosti pliocénneho ílu a jeho štatistické spracovanie zhŕňa tab. 1, zhodnotenie vlastností ílovitého komplexu podľa noriem pre rozličné odvetvia stavebnej činnosti je v tab. 6. Okrem určenia základných štatistických charakteristík pre hodnoty fyzikálnych vlastností pliocénneho ílu sme sa pokúsili nájsť vhodné a použiteľné korelácie medzi vybranými fyzikálnymi, resp. fyzikálnymi a mechanickými vlastnosťami. Vlastný výber korelačných dvojíc podmieňovala praktická použiteľnosť odvodených vzťahov, t. j. hľadala sa závislosť vlastností, ktorá sa určuje náročnými laboratórnymi skúškami, od inej, určovanej jednoduchými skúškami.

Značná plošná aj priestorová nerovnorodosť súboru, ako aj nejednotnosť laboratórneho určovania daných vlastností (do súboru sme zahrnuli všetky vlastné aj archívne výsledky laboratórnych určení) spôsobili nielen značný rozptyl hodnôt základných fyzikálnych vlastností (pozri tab. 1), ale aj ich pomerne nízku vzájomnú korelovateľnosť, a to aj napriek tomu, že sa korelačné závislosti zisťovali aj v rámci detailnejšie vyčlenených podsúborov (podľa ich fyzikálneho stavu vyjadreného stupňom konzistencie). Získané hodnoty koeficienta korelácie r sa medzi skúmanými dvojicami vlastností I_p/n ; I_c/n ; w_n/I_c pohybovali od 0,24 do 0,55, čo dokazuje veľmi nízky stupeň korelačnej väzby medzi skúmanými súbormi, a preto sa získané závislosti dajú použiť iba na veľmi približný odhad.

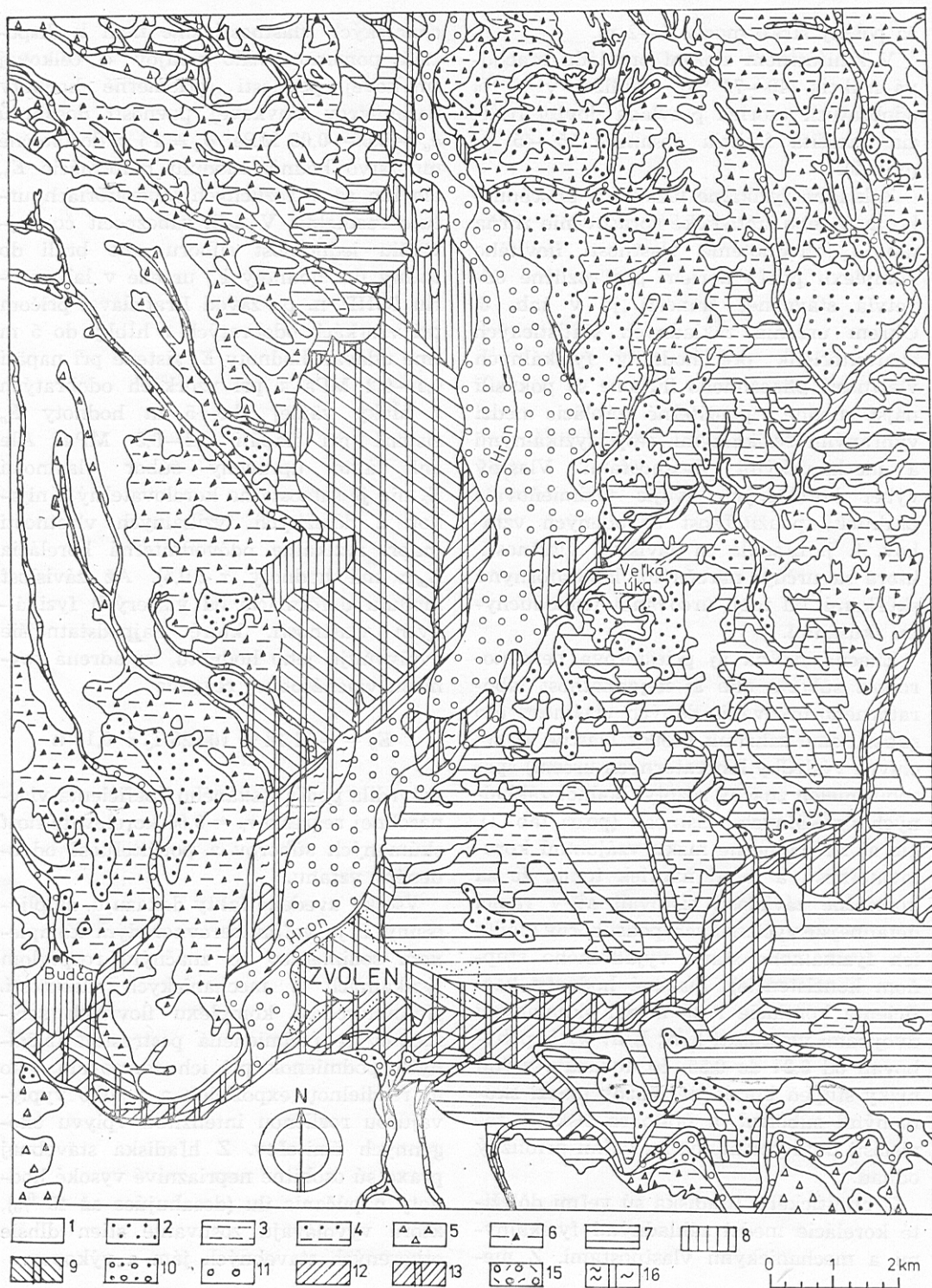
Z praktického hľadiska sú veľmi dôležité korelácie medzi základnými fyzikálnymi a mechanickými vlastnosťami. Z me-

chanických vlastností sme mali k dispozícii pomerne málo údajov o celkovej šmykovej pevnosti (priemerné hodnoty parametrov šmykovej pevnosti dosahujú $c_u = 0,05—0,08$ MPa, $\varphi_u = 4^\circ$) a dostatočné množstvo hodnôt modulu deformácie E_o , ale ten sa v rozličných laboratóriách určuje rozdielne. V úsilí zabezpečiť čo najväčšiu jednotnosť súboru sme brali do úvahy iba hodnoty E_o určené v laboratóriu IGHP, n. p., závod Bratislava, pričom pri vzorkách odobratých z hĺbky do 5 m sme udávali hodnoty E_o zistené pri napätí 0,1—0,2 MPa a pri vzorkách odobratých z hĺbky väčšej ako 5 m hodnoty E_o zistené pri napätí 0,2—0,3 MPa. Ale ani takto upravený súbor vlastností E_o nie je samostatne korelovateľný s nijakou z dôležitých fyzikálnych vlastností (napr. fyzikálne odôvodniteľná korelácia E_o/n má hodnoty $r < 0,5$). Až závislosť modulu deformácie od viacerých fyzikálnych vlastností, ktoré najpodstatnejšie ovplyvňujú jeho hodnotu, vyjadrená rovnicou viacnásobnej regresie

$$E_o = -41,14 + 104,28 I_c + 0,19 n$$

potvrdila podľa získaného koeficienta viacnásobnej regresie $r_c = 0,65$ korelovateľnosť skúmaných súborov a použiteľnosť odvodeného vzťahu.

Všetky uvedené fakty dokazujú, že pliocénny íl je veľmi nerovnorodým komplexom sedimentov so značným rozptylom fyzikálnych a mechanických vlastností. Nerovnorodosť komplexu ílovitých sedimentov je podmienená pestrosťou faciálnych podmienok pri ich formovaní, ako aj rozdielnou expozíciou a z toho vyplývajúcou rozličnou intenzitou vplyvu exogénnych činiteľov. Z hľadiska stavebnej praxe sú osobitne nepriaznivé vysoké hodnoty napúčania ílu (dosahujúce až 45 ‰), ktoré vyvolávajú zosúvanie stien dlhšie otvorených stavebných jám a výkopov.



Štrkovitý komplex

Štrkovitý komplex je zo stredného až hrubého, miestami aj balvanitého štrku s obsahom prachovito-piesčitej frakcie (20—40 ‰). Z petrografickej stránky má najväčšie zastúpenie kremeň, kremenec, kvarcit, andezit a horniny kryštalinika. Štrk zvyčajne buduje vyššie, morfológicky exponované časti územia bez náznaku vrstvitosti a zvrstvenia. V nižšie položených partiách je uložený zväčša horizontálne. Často sú v ňom vložky prachovitého piesku, resp. prachového ílu, ktorého mocnosť nepresahuje 1 m. Vzhľadom na to, že sme nemali k dispozícii nijaké výsledky laboratórnych skúšok z pliocénneho štrku, v tab. 6 uvádzame jeho zaradenie podľa noriem, ktoré sme urobili na základe štúdia väčšieho počtu prírodných a umelých odkryvov.

Ílovito-štrkovitý komplex

Tento komplex tvorí nepravidelné striedanie ílovitej a štrkovitej zeminy (opísané v predchádzajúcich častiach) zastúpenej

približne v rovnakom pomere. Vytvára nepravidelné polohy až šošovky, ktoré na krátku vzdialenosť vykliňujú. Mocnosť striedajúcich sa typov býva najčastejšie 1—2 m. Fyzikálne a mechanické vlastnosti, ako aj zaradenie podľa noriem zodpovedajú sedimentom opísaným v predchádzajúcich častiach.

Charakteristika vlastností kvartérnych pokryvných útvarov

Z formácie kvartérnych pokryvných útvarov okrem chemogénneho (travertín) a antropogénneho komplexu, ktorých plošné rozšírenie je v porovnaní s ostatnými komplexmi nepatrné a pravdepodobnosť výstavby v miestach ich výskytu veľmi malá, opisujeme všetky litologické komplexy nachádzajúce sa v skúmanom území.

Deluviálny komplex

Sedimenty tohto komplexu, v ktorom sme vyčlenili tri litologické súbory, sú veľ-

Obr. 1. Plošné rozšírenie pliocénnych a kvartérnych sedimentov na území súmestia Banská Bystrica—Zvolen. 1 — územie budované skalnými a poloskalnými horninami, 2 — štrkovitý komplex, 3 — ílovitý komplex, 4 — ílovito-štrkovitý komplex (2—4 sedimenty pliocénnej subformácie), 5 — kamenitá až balvanitá sutina, 6 — kamenitá hlina s obsahom úlomkov hornín do 30 ‰, 7 — hlina s obsahom úlomkov hornín do 10 ‰, (5—7 — deluviálny komplex), 8 — štrkovité sedimenty pokryté ílovitou hlinou mocnou 1—4 m (proluviálny komplex), 9 — hlinité terasové náplavy v celkovej mocnosti do 4 m pokrývajúce štrkovité terasové náplavy Hrona a Slatiny, 10 — štrkovité terasové náplavy, 11 — štrkovité sedimenty údolných nív, 12 — fluválne hlinité sedimenty, 13 — fluválne hlinité sedimenty celkovej mocnosti do 5 m ležiace na štrkovitých sedimentoch údolných nív, 14 — štrkovité náplavy horských tokov, (9—14 — fluválny komplex), 15 — bahnité hnílokalové sedimenty v celkovej mocnosti do 3 m ležiace na štrkovitých sedimentoch údolných nív alebo proluviálnych kužeľoch — organický komplex (5—15 — kvartérne pokryvné útvary)

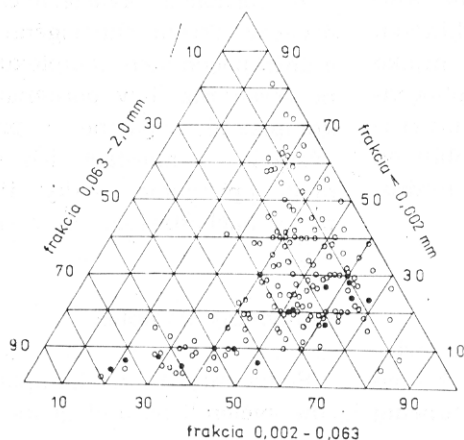
Fig. 1. Distribution of Pliocene and Quaternary sediments in the Banská Bystrica—Zvolen twin-town area. 1 — solid and semi-solid rocks, 2 — gravel complex, 3 — clay complex, 4 — clay-gravel complex (2—4 sediments of Pliocene subformation), 5 — stony and bouldery debris, 6 — loams with 30 ‰ rock-fragments, 7 — loams, with 10 ‰ rock-fragments (5—7 deluvial complex), 8 — gravels covered by clayey loams 1—4 m thick (proluvial complex), 9 — Hron and Slatina river terrace loams 4 m thick underlain by gravels, 10 — gravels (terrace sediments), 11 — gravels (flood plain sediments), 12 — loams (flood plain sediments), 13 — flood plain loams 5 m thick underlain by gravels, 14 — gravels—sediments of mountain streams (9—14 fluvial complex), 15 — marshy sludge loams 3 m thick underlain by fluvial and proluvial gravels (organic complex) (5—15 Quaternary deposits)

mi rozšírené v celom záujmovom území. Dosahujú mocnosť 2—9 m.

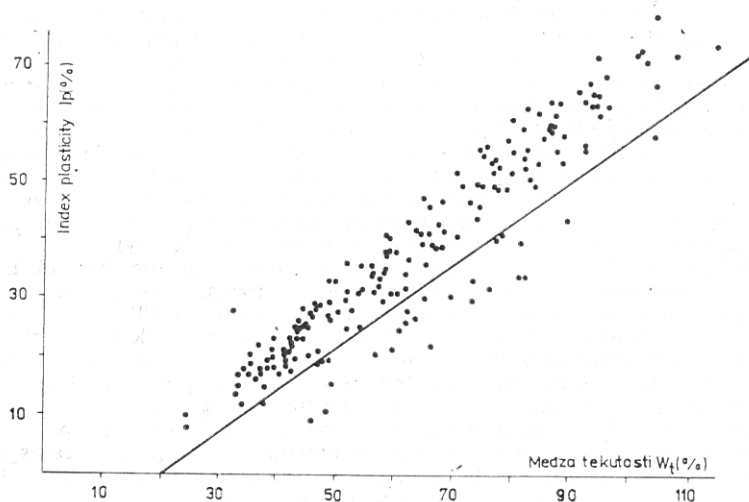
Kamenitá až balvanitá sutina je v uzáveroch horských dolín a na najexponovanejších častiach svahov Kremnických vrchov a Javoria. Tvoria ju nepracované úlomky a balvany hornín podkladu (andezit, kremenec), s obsahom 20—40 % hlinitej, resp. hlinito-piesčitej výplne. Zo sutiny sme na zistenie jej fyzikálnych a mechanických vlastností nemali k dispozícii nijaké rozborý, vykonali sa iba orientačné

laboratórne skúšky na zistenie vlastností výplne. Z výsledkov skúšok vyplýva, že priemerná hodnota modulu deformácie výplne je 3,0 MPa (pri zaťažení do 0,2 MPa) a celkovú šmykovú pevnosť, pri ktorej sa môžu prejaviť aj účinky pevných zŕn, možno charakterizovať parametrom $c_u = 0,04—0,06$ MPa a $\varphi_u = 12—23^\circ$. Zatriedenie podľa noriem je v tab. 6.

Deluviálna kamenitá hlina s obsahom úlomkov do 30 % pokrýva svahy z pliocénnych štrkovitých a miocénnych vulka-



Obr. 2. Zrnitostné zloženie a plasticita pliocénnych súdržných sedimentov. Vysvetlivky k obr. 2, 3, 8, 9, 11: 1 — zemina s $I_p > 20$, 2 — zemina s $I_p < 20$ Fig. 2. Grain size distribution and plasticity chart of Pliocene cohesive sediments. Explanations to figs. 2, 3, 8, 9, 11: 1 — soil with $I_p > 20$, 2 — soil with $I_p < 20$



Štatistická veličina	Počet skúšaných vzoriek N			Minimálna zistená hodnota $X_{min.}$			Maximálna zistená hodnota $X_{max.}$			Aritmetický priemer $\bar{X}$			Smerodajná odchýlka S			Koeficient variácie V(%)		
Vlastnosť	M	T	P	M	T	P	M	T	P	M	T	P	M	T	P	M	T	P
Prirodzená vlhkosť W_n (%)	32	110	22	25,6	16,3	12,2	53,6	65,0	48,2	40,7	29,3	25,9	10,9	9,2	10,2	26,7	31,2	39,5
Objemová hmotnosť vlhká ρ_m (gcm ⁻³)	—	28	—	—	1,64	—	—	2,08	—	—	1,94	—	—	0,13	—	—	6,76	—
Objemová hmotnosť suchá ρ_d (gcm ⁻³)	—	28	—	—	1,10	—	—	1,76	—	—	1,56	—	—	0,19	—	—	12,39	—
Merná hmotnosť ρ_s (gcm ⁻³)	—	24	—	—	2,42	—	—	2,74	—	—	2,66	—	—	0,08	—	—	3,06	—
Pórovitosť n (%)	—	29	—	—	35,8	—	—	56,3	—	—	41,49	—	—	5,87	—	—	14,16	—
Stupeň nasýtenia S_r (%)	—	29	—	—	61,0	—	—	99,7	—	—	91,22	—	—	5,33	—	—	5,84	—
Hranica tekutosti W_L (%)	31	115	21	32,4	33,0	24,0	114,7	126,3	125,1	61,4	67,0	64,3	21,1	21,3	21,1	34,4	31,8	32,9
Hranica plasticity W_P (%)	31	115	21	14,9	14,8	13,9	48,0	44,0	55,9	28,4	25,7	26,1	8,8	18,2	8,9	31,2	70,8	34,2
Číslo plasticity I_P (%)	31	115	21	9,4	16,0	10,1	73,9	85,7	69,2	33,3	42,9	38,1	15,5	17,8	14,3	46,5	41,4	37,5
Číslo konzistencie I_c	31	115	21	0,27	0,75	1,0	0,74	0,99	1,17	0,58	0,88	1,04	0,12	0,06	0,03	21,33	6,92	3,67

Vysvetlivky k tab. 1—5

T — sedimenty tuhej konzistencie ($0,99 \geq I_c \geq 0,75$)

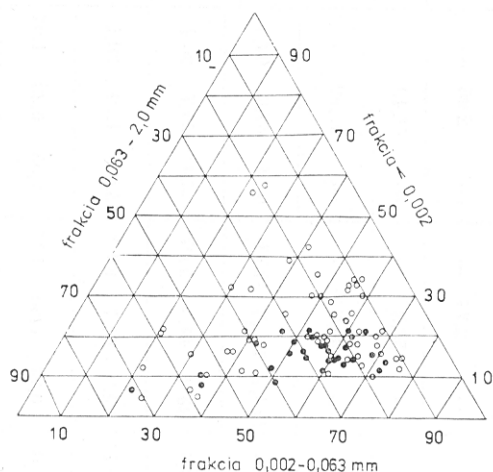
M — sedimenty mäkkej konzistencie ($I_c < 0,75$)

P — sedimenty pevnej a tvrdej konzistencie ($I_c \geq 1,0$)

nogénnych hornín. Hlina je hnedá až hrdzavohnedá s častými zátekmi Fe_2O_3 a mangánu. Úlomky pestrého petrografického zloženia (prevládajú horniny podkladu) sú chaoticky usporiadané a miestami vytvárajú aj súvislé štrkové polohy do mocnosti 0,5 m. Celková mocnosť deluviálnej kamenitej hliny dosahuje najčastejšie 2–5, ojedinele až 9 m.

V zrnitostnom zložení hliny (obr. 3) prevláda prachovitá frakcia (20–80 %) nad piesčitou (10–70 %) a ílovitou (5–40 %).

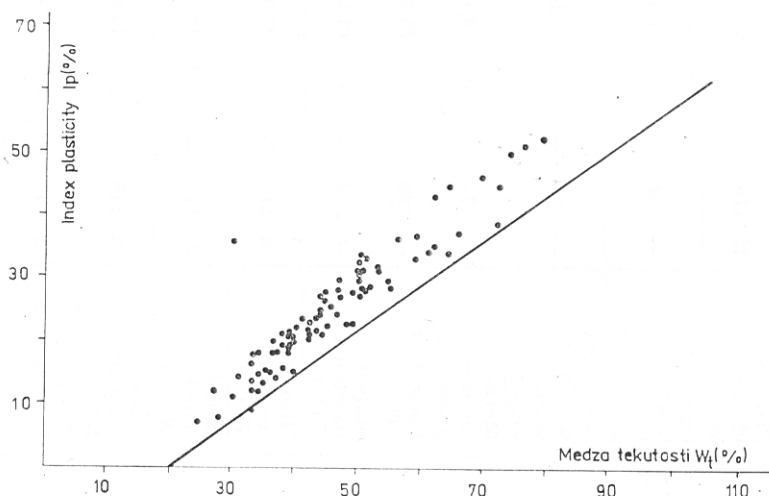
Prehľad štatisticky spracovaných základných fyzikálnych vlastností tohto súboru je v tab. 2. Podsubory sú vyčlenené podobne ako v tab. 1 na základe rozličného fyzikálneho stavu zeminy (vyjadreného hodnotou I_c). Ďalšie podrozdelenie, vychádzajúce z rozličnej plasticity skúmaných vzoriek (vyjadrenej číslom plasticity I_p), sme nevykonali vzhľadom na malú početnosť štatistických súborov. Z porovnania maximálnych, minimálnych a priemerných hodnôt vlastností, ako aj z hodnôt roz-



1 - ○
2 - ●

Obr. 3. Zrnitostné zloženie a plasticita deluviálnej hliny s obsahom úlomkov hornín do 30 %.

Fig. 3. Grain size distribution and plasticity chart of deluvial loams with 30 % rock fragments



Fyzikálne vlastnosti deluviálnej hliny s obsahom úlomkov do 30 ‰
Physical properties of delluvial clay with rock fragment content up to 30 p. c.

Tab. 2

Štatistická veličina	Počet vzoriek N			Minimálna zistená hodnota $X_{\min.}$			Maximálna zistená hodnota $X_{\max.}$			Aritmetický priemer $\bar{X}$			Smerodajná odchýlka S			Koeficient variácie V(‰)		
	M	T	P	M	T	P	M	T	P	M	T	P	M	T	P	M	T	P
$W_n(\%)$	14	55	24	23,9	16,3	11,9	34,7	41,8	30,2	28,6	23,8	19,7	3,0	4,8	4,0	10,5	20,2	20,6
$\rho_n(\text{gcm}^{-3})$	12	28	15	1,49	1,72	1,97	2,07	2,14	2,16	1,88	1,95	2,03	0,13	0,08	0,04	7,02	4,34	2,24
$\rho_d(\text{gcm}^{-3})$	12	27	15	1,18	1,26	1,62	1,66	1,83	1,85	1,45	1,58	1,71	0,11	0,12	0,07	7,82	7,85	4,13
$\rho_s(\text{gcm}^{-3})$	11	23	12	2,59	2,52	2,61	2,72	2,71	2,70	2,66	2,63	2,65	0,03	0,04	0,02	1,20	1,84	0,93
$n(\%)$	11	21	8	37,6	36,3	29,5	56,1	53,1	39,5	45,4	41,6	35,9	4,7	3,6	3,2	10,4	8,8	9,1
$S_r(\%)$	9	18	8	55,4	79,1	79,5	99,0	99,5	92,5	91,4	90,2	87,2	12,9	5,4	4,2	14,1	5,9	4,8
$W_L(\%)$	14	56	24	30,0	27,0	24,4	50,0	74,0	101,0	39,4	46,8	50,1	5,3	11,2	17,2	13,6	23,9	34,4
$\bar{W}_p(\%)$	14	56	24	15,0	15,0	15,4	23,0	33,1	30,1	20,0	20,9	20,8	2,3	3,8	3,5	11,9	18,3	16,9
$I_p(\%)$	14	56	24	11,1	7,7	6,9	27,0	46,2	70,8	18,6	25,5	29,2	4,9	8,1	14,4	26,8	31,9	49,3
I_c	14	56	24	0,17	0,75	1,0	0,71	0,99	1,42	0,55	0,88	1,06	0,15	0,07	0,09	27,8	7,87	8,41

Fyzikálne vlastnosti deluviálnej hliny s obsahom úlomkov do 10 ‰
Physical properties of delluvial loam with 10 ‰ rock fragments

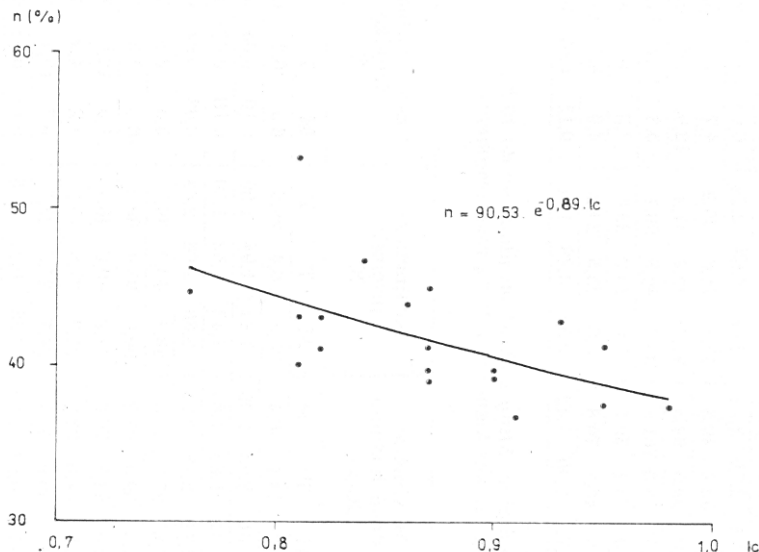
Tab. 3

Štatistická veličina	Počet vzoriek N			Minimálna zistená hodnota $X_{\min.}$			Maximálna zistená hodnota $X_{\max.}$			Aritmetický priemer $\bar{X}$			Smerodajná odchýlka S			Koeficient variácie V(‰)		
	M	T	P	M	T	P	M	T	P	M	T	P	M	T	P	M	T	P
$W_n(\%)$	23	43	19	22,5	17,4	15,8	51,3	43,4	36,4	33,8	26,4	26,0	6,5	6,2	6,4	19,3	23,7	24,8
$\rho_n(\text{gcm}^{-3})$	10	22	13	1,68	1,81	1,76	2,01	2,05	2,05	1,88	1,94	1,95	0,10	0,05	0,08	5,57	3,02	4,17
$\rho_d(\text{gcm}^{-3})$	10	22	13	1,11	1,41	1,40	1,61	1,65	1,85	1,43	1,53	1,60	0,16	0,07	0,12	11,15	4,63	7,69
$\rho_s(\text{gcm}^{-3})$	7	16	14	2,61	2,57	2,52	2,71	2,75	2,71	2,66	2,66	2,63	0,03	0,04	0,07	1,16	1,64	2,67
$n(\%)$	10	19	13	40,1	37,7	35,0	57,2	67,9	45,6	48,4	43,2	39,7	5,0	6,5	3,2	10,3	15,1	7,9
$S_r(\%)$	24	46	19	43,0	80,3	74,5	100,0	99,5	95,8	90,6	93,4	89,5	16,3	4,8	6,2	18,0	5,2	6,9
$W_L(\%)$	24	46	19	25,0	23,8	29,1	80,0	84,8	76,0	47,9	49,6	48,7	11,5	12,0	13,6	24,0	24,2	27,9
$\bar{W}_p(\%)$	24	46	19	16,1	12,0	19,0	32,0	34,0	33,7	23,2	21,9	25,2	4,2	4,9	4,5	18,3	22,5	18,2
$I_p(\%)$	24	46	19	7,0	8,4	7,5	48,0	59,9	47,7	24,7	27,5	23,5	9,7	10,7	10,8	39,2	39,0	46,3
I_c	24	46	19	0,26	0,76	1,0	0,74	0,99	1,25	0,58	0,87	1,08	0,12	0,07	0,07	20,7	8,5	6,71

ptylu (*s*, *V*) však možno určiť rozmedzenie ich najčastejšieho výskytu. Tento fakt sme zobrali do úvahy pri zatriedovaní hliny podľa noriem (tab. 6). Hlina tuhejš, pevnej a tvrdej konzistencie patrí prevažne medzi vysoko plastické hliny (trieda 21), kým hlina mäkkejš konzistencie je stredne plastická (trieda 20). Mechanické vlast-

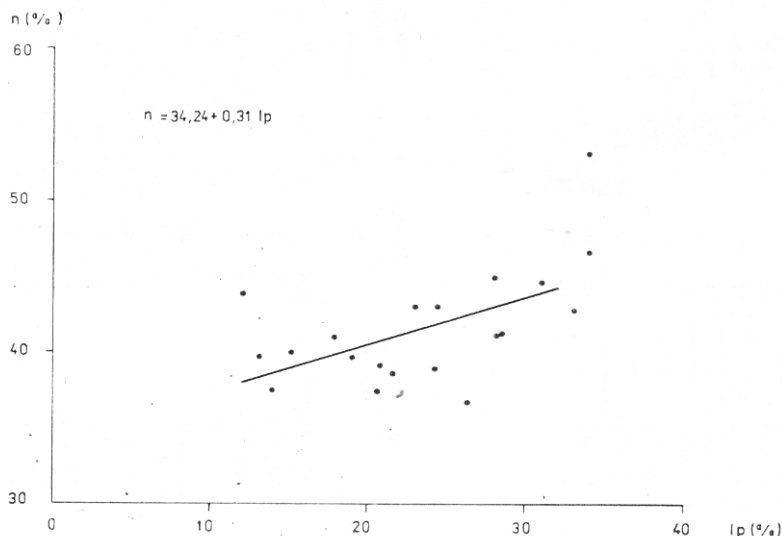
nosti sme zisťovali z obmedzeného počtu vzoriek. Orientačná veľkosť modulu deformácie pri zaťažení do 0,20 MPa je asi 4 MPa.

Z párových korelácií fyzikálnych vlastností hliny vychodí, že prakticky možno využiť iba korelačnú závislosť I_c/n a I_p/n pri hline tuhejš konzistencie (obr. 4, 5) a



Obr. 4. Závislosť pórovitosti (*n*) od čísla konzistencie (I_c) deluviálnej hliny tuhejš konzistencie s obsahom úlomkov hornín do 30 % (koeficient korelácie $r = 0,606$)

Fig. 4. Relationship between porosity (*n*) and consistency index (I_c) of deluvial loams with 30 % rock-fragments, firm consistency (correlation coefficient $r = 0,606$)



Obr. 5. Závislosť pórovitosti (*n*) od čísla plasticity (I_p) deluviálnej hliny tuhejš konzistencie s obsahom úlomkov hornín do 30 % (koeficient korelácie $r = 0,565$)

Fig. 5. Relationship between porosity (*n*) and plasticity index (I_p) of deluvial loams with 30 % rock-fragments, firm consistency (correlation coefficient $r = 0,565$)

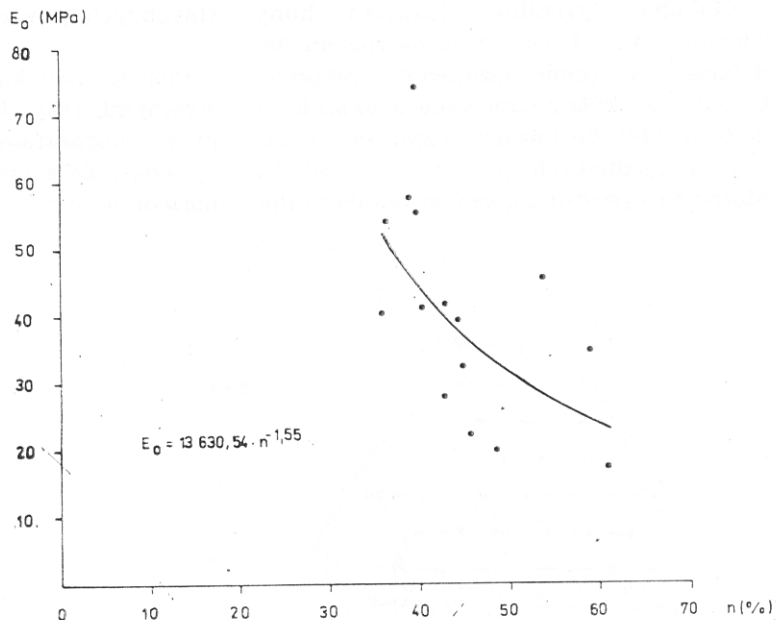
w_n/I_c pri hline pevnej a tvrdej konzistencie (obr. 6). Závislosť medzi pórovitosťou n a modulom deformácie E_0 na obr. 7 je použiteľná na približný odhad správania sa hliny určenej pórovitosťou pri zaťažení.

Deluviálna hlina s obsahom úlomkov do

10 % je v blízkosti, príp. bezprostredne na pliocénnych ílovitých a miocénnych pyroklastických horninách. Je hnedá až hrdzavohnedá, v spodnejších polohách sú časté vrstvičky ílovitejšej hliny sivého sfarbenia. Obsahuje prímes úlomkov veľ-

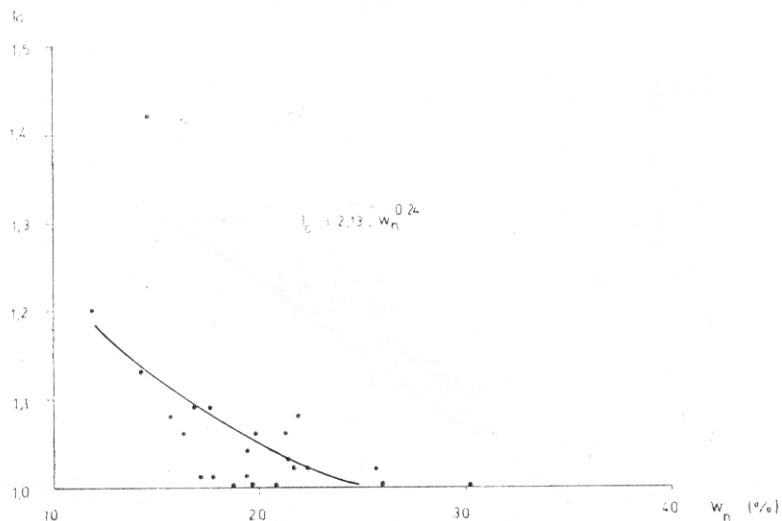
Obr. 6. Závislosť čísla konzistencie (I_c) od prirodzenej vlhkosti (W_n) deluviálnej hliny pevnej a tvrdej konzistencie s obsahom úlomkov hornín do 30 % (koeficient korelácie $r = 0,643$)

Fig. 6. Relationship between consistency index (I_c) and natural moisture content (W_n) of deluvial loams with 30 % rock-fragments, stiff and hard consistency (correlation coefficient $r = 0,643$)



Obr. 7. Závislosť modulu deformácie (E_0) od pórovitosti (n) deluviálnej hliny s obsahom úlomkov hornín do 30 % (koeficient korelácie $r = 0,614$)

Fig. 7. Relationship between deformation modulus (E_0) and porosity (n) of deluvial loams with 30 % rock-fragments (correlation coefficient $r = 0,614$)



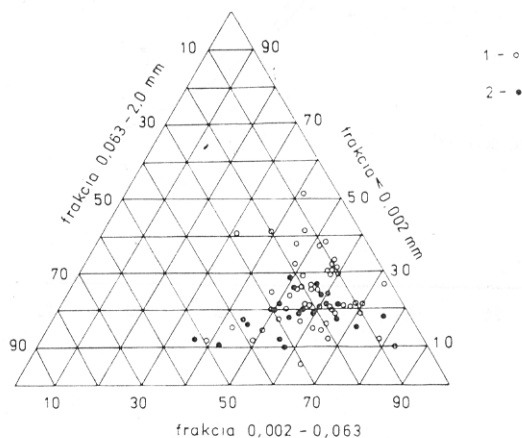
kosti nad 2 mm (do 10 ‰), petrograficky zväčša z kremeňa, kremenca a andezitu.

V zrnitosťnom zložení (obr. 8) prevláda prachovitá frakcia (35—80 ‰), kým ílovitá a piesčitá frakcia sú zastúpené približne rovnako (10—50 ‰).

Základné fyzikálne vlastnosti hliny zhrnuté v tab. 3 poukazujú na značnú podobnosť s predchádzajúcim súborom. Orientačné skúšky napučania poukázali na dôležitý fakt, že lineárne napučanie dosahuje v ojedinelých prípadoch až 80 ‰. Možno to vysvetliť zvýšeným obsahom ílo-

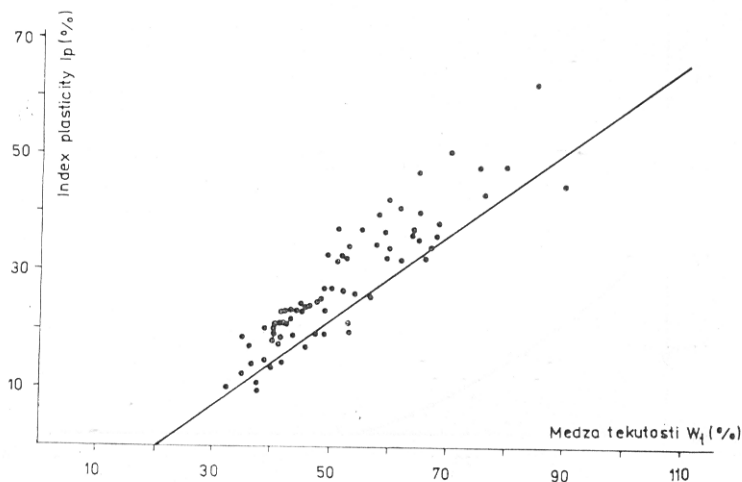
vých minerálov typu montmorillonitu a illitu v opisovaných sedimentoch (Húsenica, 1974, Dobiš, 1978). Uvedený jav sa často pozoroval pri hĺbení základových jám v oblasti Borovej hory a treba s ním rátať pri zakladaní v dlhšie otvorených stavebných jamách a výkopoch.

Pokusy zistiť korelačné väzby medzi fyzikálnymi, resp. fyzikálnymi a mechanickými vlastnosťami nepriniesli očakávaný výsledok. Zaradenie deluviálnej hliny podľa noriem je v tab. 6.



Obr. 8. Zrnitosťné zloženie a plasticita deluviálnej hliny s obsahom úlomkov hornín do 10 ‰

Fig. 8. Grain size distribution and plasticity chart of deluvial loams with 10 ‰ rock fragments



Proluviálny komplex

Sedimenty tohto komplexu zaberajú malú časť plochy študovaného územia. V rámci komplexu sme vyčlenili dva samostatné súbory litologických typov.

Štrkovité prolúviá tvorí hrubý až balvanitý štrk, často sa striedajúci s ílovitou a piesčitou hlinou. Vytvárajú kužele menšieho rozsahu po ľavej strane údolia Hrona a spodné polohy väčších kužeľov na pravej strane údolia Hrona. Ich mocnosť nepresahuje 7 m.

Proluviálny materiál nie je vytriedený, úlomky sú slabo opracované a petrograficky ich tvorí andezit, tuf, kremeň a kremenec. Časté sú vložky a šošovky súdržnej zeminy. Vzhľadom na malý počet laboratórnych určení fyzikálnych a mechanických vlastností proluviálnych sedimentov uvádzame v tab. 6 iba ich zhodnotenie podľa noriem.

Hlinito-ílovité prolúviá tvorí zemina typu ílovej hliny tmavosivej farby. Vytvárajú najvrchnejšie časti plošne najrozsiahlejších kužeľov územia (Badín, Veľká Lúka, Budča). Pri Badíne prekrývajú fluviálne náplavy Hrona. Ich celková mocnosť nepresahuje 4 m. Nedostatok priamych údajov o fyzikálnych a mechanických vlastnostiach dovoľuje aj tieto sedimenty zatriediť iba podľa noriem (tab. 6).

Fluviálny komplex

Sedimenty fluviálneho komplexu tvoria rozsiahle terasové stupne Hrona a Slatiny, ako aj výplň údolných nív Hrona, Slatiny, Očovky a Zolnej, príp. úzkych dolín horských tokov. V rámci komplexu sme vyčlenili päť litologických súborov.

Štrkovité terasové náplavy tvorí stredný až hrubý, miestami balvanitý štrk prevažne veľký 3—5 cm. Obsahujú vrstvičky hliny, prachovitého i piesčitého ílu a jem-

nozrného piesku. Ich mocnosť je premenlivá, najčastejšie 1—10 cm, najviac 50 cm. Z petrografickej stránky prevláda kremeň a kremenec, slabšie je zastúpený andezit a kryštalická bridlica. Úlomky sú navetrané, v spodnejších, starších častiach náplavov zvetrané až rozložené. V dôsledku vysokého stupňa zvetrania je zastúpenie hlinito-piesčitej prímеси pomerne vysoké a miestami až rovnocenné so štrkom. Štrk je suchý až navlhnutý, v spodnej časti lokálne nasýtený, stredne hutný až hutný. Na báze prevláda balvanitý štrk, smerom do nadložia prechádza do hrubého až stredného štrku. Celková mocnosť v študovanom úseku je maximálne 9 m. Zhodnotenie vlastností terasového štrku podľa noriem je v tab. 6.

Hlinité terasové náplavy pokrývajú terasy Hrona a Slatiny. Tvorí ich ílovitá a piesčitá hnedá, sivá a hnedočierna hlina s polohami jemnozrného ílovitého, príp. prachovitého piesku mocného 0,5—1 m. Celková mocnosť hlinitých náplavov nepresahuje 4 m.

V zrnitostnom zložení hliny výrazne prevláda prachovitá frakcia (35—75 %) nad ílovitou (5—50 %) a piesčitou (5—30 %; obr. 9). Štatisticky spracované základné fyzikálne vlastnosti hlinitých náplavov sú zhrnuté v tab. 4, ich zhodnotenie podľa noriem je v tab. 6.

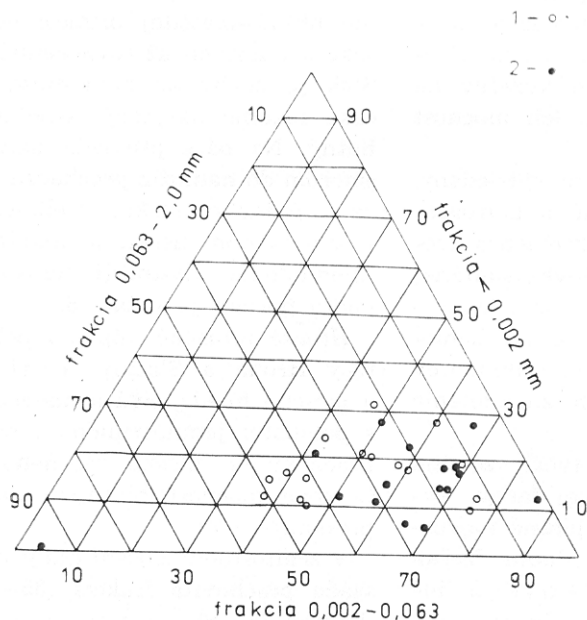
Štrkovité sedimenty údolných nív zaberajú značnú časť plochy záujmového územia. Tvorí ich piesčitý stredný, hrubý až bavlňitý štrk, redšie štrkovitý piesok. Obalové krivky štrku údolnej nivy Hrona sú na obr. 10. Celková mocnosť štrku dosahuje maximálne 9 m. Petrograficky je prevažne zastúpený kremeň a kremenec, menej vulkanické a kryštalické horniny. Zatriedenie štrku podľa noriem vychádzajúcich zo štúdia v odkryvoch je v tab. 6.

Štrkovité náplavy horských tokov vyplňajú úzke doliny vo vrchovine, resp. hornatinnej časti územia. Štrk je prevaž-

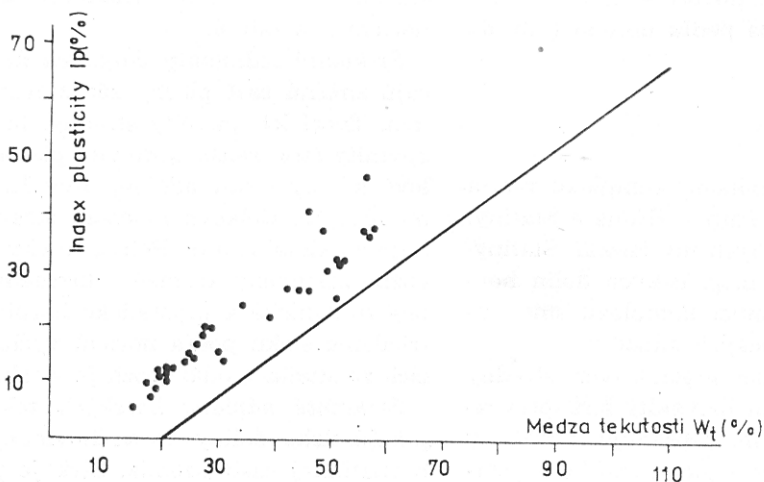
ne hrubý až balvanitý nevytriedený a s nižším stupňom opracovania. Petrografické zloženie závisí od charakteru okolitých hornín, ale najčastejšie je to andezit, kremeň a kremenec. Mocnosť štrku nepresahuje 5 m. Zhodnotenie podľa no-

riem zodpovedá opísaným štrkovitým náplavom.

Fluviálne hlinité sedimenty tvorí najčastejšie tmavohnedá až hnedočierna ilovitá hlina s ojedinelými vrstvičkami až polohami jemnozrnného ilovitého, resp.



Obr. 9. Zrnitostné zloženie a plasticita fluviálnej terasovej hliny Fig. 9. Grain size distribution and plasticity chart of fluvial loams (terrace sediments)



prachovitého piesku. Vo väčšine prípadov ležia na štrkovitých sedimentoch údolných nív, pričom ich mocnosť nepresahuje 5 m.

V zrnitostnom zložení prevláda prachovitá a piesčitá (10—75 %) frakcia, ílovitá frakcia dosahuje 1—40 % (obr. 11). Prehľad štatisticky spracovaných základných fyzikálnych vlastností hliny je v tab. 5. Priemerné hodnoty objemovej hmotnosti a pórovitosti z tejto tabuľky svedčia o nízkom stupni konsolidácie hliny. Vzájomné korelácie niektorých základných fyzikálnych vlastností hliny nie sú vzhľadom na zistenú hodnotu koeficienta korelácie nižšiu

ako 0,5 prakticky použiteľné. Z toho súčasne vyplýva značná nerovnorodosť súboru. Zhodnotenie fluvialnej hliny podľa noriem je v tab. 6.

Organický komplex

Sedimenty tohto komplexu sa v záujmovom území vymedzili v údolných náplavoch Hrona, kde majú charakter bahnitých hnilokalových sedimentov. Ak sa viažu na hlinité sedimenty nivnej fácie, majú charakter ílovitej hliny s vysokým

Fyzikálne vlastnosti fluvialnej terasovej hliny
Physical properties of fluvial terrace loam

Tab. 4

Štatistická veličina	Počet skúšaných vzoriek N		Minimálna zistená hodnota $X_{\min.}$		Maximálna zistená hodnota $X_{\max.}$		Aritmetický priemer $\bar{X}$		Smerodajná odchýlka S		Koeficient variácie v %	
	M	T	M	T	M	T	M	T	M	T	M	T
$W_n(\%)$	14	20	19,7	20,3	48,6	27,6	26,2	23,5	6,9	2,2	26,4	9,3
$W_L(\%)$	14	20	25,0	30,0	65,4	58,0	39,7	42,0	12,0	8,7	32,1	20,8
$W_p(\%)$	14	20	15,0	17,4	22,4	27,6	18,8	20,37	1,9	2,2	10,3	10,8
$I_p(\%)$	14	20	5,6	10,4	46,8	37,0	20,9	21,6	13,0	8,3	62,1	38,5
I_c	14	20	0,36	0,75	0,74	0,97	0,62	0,84	0,11	0,06	17,7	7,21

Fyzikálne vlastnosti fluvialnej hliny údolných nív
Physical properties of fluvial loam of flood plains

Tab. 5

Štatistická veličina	Počet skúšaných vzoriek N		Minimálna zistená hodnota $X_{\min.}$		Maximálna zistená hodnota $X_{\max.}$		Aritmetický priemer $\bar{X}$		Smerodajná odchýlka S		Koeficient variácie v %	
	M	T	M	T	M	T	M	T	M	T	M	T
$W_n(\%)$	31	17	15,0	15,2	53,8	38,9	31,8	27,3	9,8	6,8	30,9	25,2
$\rho_n(\text{gcm}^{-3})$	—	8	—	1,81	—	2,44	—	1,94	—	0,2	—	10,1
$\rho_d(\text{gcm}^{-3})$	—	8	—	1,31	—	1,75	—	1,49	—	0,13	—	8,9
$W_L(\%)$	31	17	22,2	26,5	95,5	87,0	45,1	58,6	13,9	18,6	30,8	31,7
$W_p(\%)$	31	17	8,1	13,3	30,9	34,0	20,3	21,8	4,9	4,9	24,4	22,5
$I_p(\%)$	31	17	10,2	10,4	67,7	59,5	24,9	36,9	11,4	15,5	45,6	42,0
I_c	31	17	0,18	0,52	0,74	0,98	0,53	0,85	0,16	0,09	30,5	11,6

Hodnotenie zemín podľa noriem
Evaluation of soils according to Czechoslovak Standards

Tab. 6

ČSN		73 1001		72 1002					73 6824		733 050
Formácia	Komplex	zemina	trieda	názov	vzlínávosť (H _s · m ⁻¹)	namrzavosť	vhodnosť		symbol	vhodnosť	trieda
							podložie	násyp			
Pliocénna subformácia	Ílovitý	Íl; prachový íl	21 (20)	íl, ílovitá a piesčitá hlina; ílovitá piesčitá hlina	< 3,0	NN—VN	VII—X	nevhodná až málo vhodná	CL; CH—MH	T+	2—3
		Prach	20	hlina	1,0—2,0	NN	VII	málo vhodná	CL; ML	T+	2—3
	Štrkovitý	Stredný až hrubý štrk	8—11	hlinitý štrk (štrk)	—	NE	III—IV (I—II)	vhodná	GM; GC	S	4
Kvartérnych pokryvných útvarov	Deluviálny	Stredný až hrubý štrk	9 (8)	hlinitý štrk (štrk)	—	NE	III—IV (I—II)	vhodná	GM; GC TO : HO	S	4
		Hlina s úlomkami do 30 %	21 (20)	hlina; ílovitá hlina; ílovitá piesčitá hlina; piesčitá hlina	1,5—2,5	NA—VN	VII—VIII (IX)	málo vhodná (nevhodná)		T+	3 (4)
		Hlina s úlomkami do 10 %	21 (20)	ílovitá hlina; hlina; piesčitá hlina; íl	2,0—3,5	NN—VN	VII—IX (X)	málo vhodná	CL; CH (MH); ML	T+	3
	Proluviálny	Hrubý štrk	9; 11	hlinitý štrk; štrk; piesčitý štrk	—	NE	II—III	vhodná až veľmi vhodná	GM; GC; GP	T+	2
		Ílovitá a piesčitá hlina	20 (21)	ílovitá hlina; piesčitá hlina; hlina; ílovitá piesčitá hlina	1,5—2,5	NA—NN	VII/VIII	málo vhodná (nevhodná)	CH; CL; ML	(S)	3—4

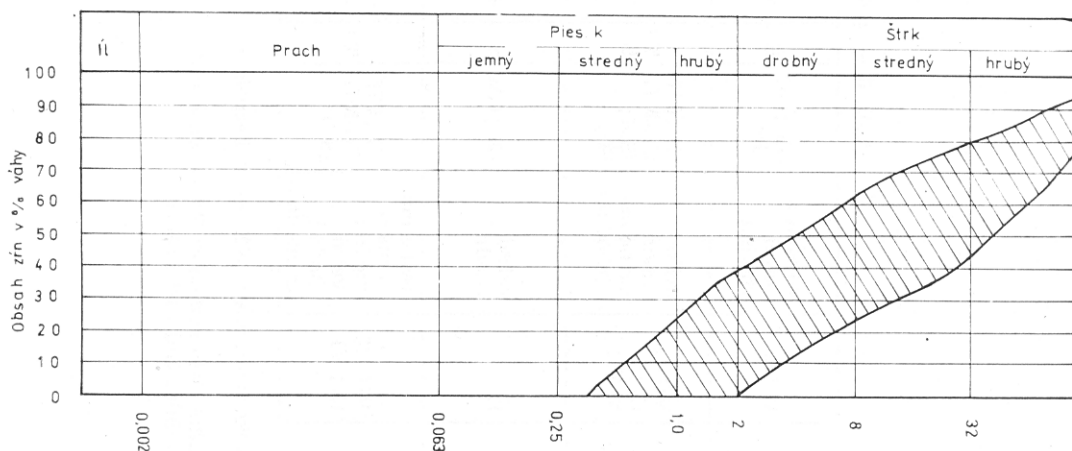
Tab. 6 — pokrač.

Kvartérnych pokryvných útvarov	Fluviálny (terasové náplavy)	Stredný až hrubý (balvanitý) štrk	10; 11	hlinitý štrk; štrk	—	NE	II-III	vhodná až veľmi vhodná	GM; GC; GP	S	4
		ílovitá a piesčitá hlina (ílovitý, resp. prachovitý piesok)	20, 21 (18)	hlina; prachová hli- na; piesčitá hlina (hlinitý piesok; pie- sok)	2,0—3,5 (> 0,8)	NN—VN MN—NA	VII-IX (X; V-VI)	málo vhodná až nevhodná (vhodná)	CL; CH; CL-ML (SM; SC)	T+ S	2, 1
	Fluviálny údolná niva)	Piesčitý stredný až hrubý štrk	10, 11	piesčitý štrk	—	NE	II	veľmi vhodná	GP; GW	S	4/5
		ílovitá hlina (ílovitý resp. prachovitý piesok)	20, 21 (17—19)	piesčitá hlina; ílo- vitá hlina; hlina (íl; prachovitý piesok; hlinitý piesok)	2,5—3,5 (< 3,0; > 0,8)	NN—VN MN—NA	VII-IX (X; V)	nevhodná až málo vhodná (veľmi vhodná až vhodná)	CL; CH CL-ML (SC)	T+	2/1

Pri určovaní namrzavosti podľa ČSN 721002 boli použité nasledujúce skratky: VN — vysoko namrzavé, NN — nebezpečne namrzavé, NA — namrzavé, MN — mierne namrzavé, NE — nenamrzavé.

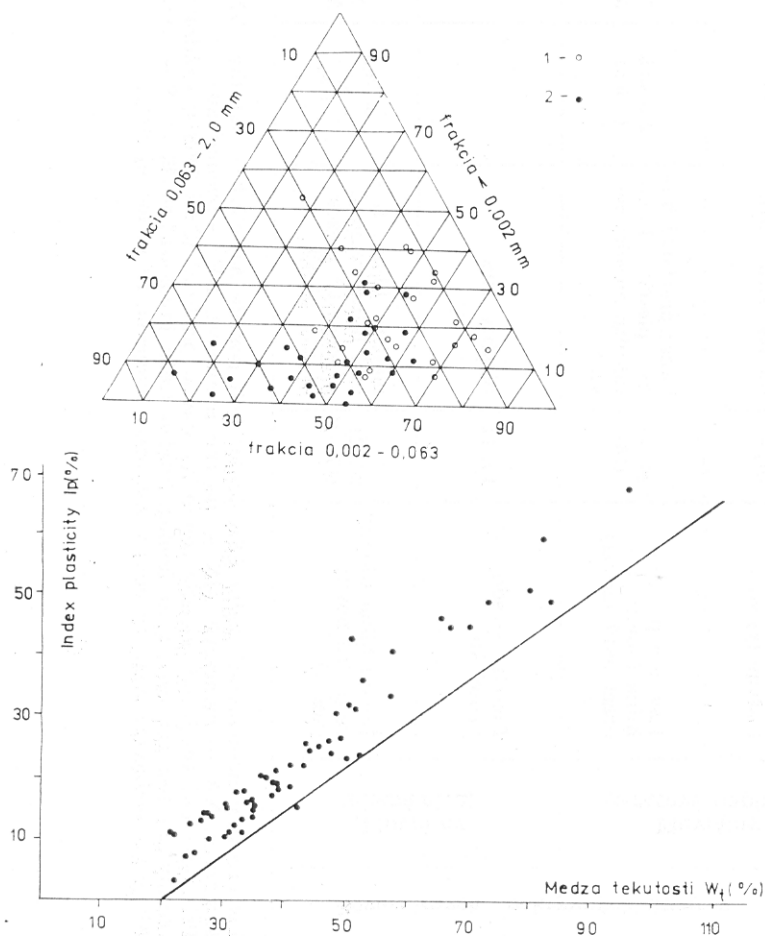
Pri hodnotení vhodnosti použitia zemín na stavbu priehrad (ČSN 736824) uvádzame v tabuľke tieto symboly: T⁺ — vhodnosť zeminy pre tesniacu časť, resp. homog. hrádzu treba preukázať skúškami, S — zemina na stabilizačnú časť hrádze.

Ak je pri hodnotení niektorý údaj v zátvorke, znamená, že je menej častý.



Obr. 10. Obalové krivky štrku údolnej nivy Hrona

Fig. 10. Grain size distribution of gravels (Hron flood plain sediments)



Obr. 11. Zrnitostné zloženie a plasticita fluviálnej hliny údolných nív

Fig. 11. Grain size distribution and plasticity chart of fluvial loams (flood plain sediments)

obsahom organických látok. Podobné sú aj organické sedimenty vymedzené na proluviálnych kuželloch. Ich mocnosť nepresahuje 3 m.

Pre tieto sedimenty je príznačný vysoký obsah vody, charakteristický organický zápach a tmavosivé až čierne sfarbenie. Mäkká až kašovitá konzistencia, vysoký obsah vody, vysoká stlačiteľnosť a malá únosnosť organických zemín spôsobujú, že ich pokladáme za nevhodnú základovú pôdu. Pri zakladaní stavieb ich vo väčšine prípadov treba odstrániť a nahradiť iným druhom materiálu.

Záver

Korelačnou analýzou vykonanou v rámci jednotlivých súborov a podsúborov sme chceli poukázať na vzťahy medzi technicky najpoužívanjšími vlastnosťami, ktoré by pri použití metódy analógie dovolili skúmané litologické súbory a komplexy hornín charakterizovať úplnejšie a ekonomickejšie efektívnejšie. Z analyzovaných vzťahov uvádzame iba tie, ktoré sa dajú v praxi priamo použiť. Väčšina študovaných vlastností má nedostatočnú korelačnú väzbu. Tento fakt je výsledkom značného rozptylu skúmaných vlastností podmieneného pestrosťou faciálnych podmienok pri ich formovaní, ďalej nerovnomerného plošného

ho aj hĺbkového rozšírenia horninových komplexov a v nich vyčlenených litologických súborov a rozličného počtu odobraťých vzoriek. Na základe týchto objektívnych faktorov nemožno vylúčiť existenciu anomálií vo vlastnostiach charakterizovaných sedimentov.

Recenzoval M. Matula

LITERATÚRA

- ČSN 72 100,2 1971: Klasifikace zemin pro cestné komunikace. *Praha, Vydavatelství ÚNM.*
- ČSN 73 1001, 1966: Základová půda pod plošnými základy. *Praha, Vydavatelství ÚNM.*
- ČSN 73 3050, 1963: Zemní práce. *Praha, Vydavatelství ÚNM.*
- ČSN 73 6824, 1964: Nízke sypané priehrady. *Praha, Vydavatelství ÚNM.*
- Dobiš, M. 1978: Vzťah medzi genézou a fyzikálnymi vlastnosťami svahových sedimentov Zvolenskej kotliny. [Diplomová práca.] *Manuskript — Katedra inž. geol. PFUK Bratislava.*
- Húsenica, J. 1974: Zosuvné územia na strednom Slovensku, negatívny prvok v krajine. *Československá ochrana prírody 14, Bratislava, Príroda, s. 349—368.*
- Rutšek, M. et al. 1977: Projekt urbanizácie SSR. Konceptia urbanizácie pohronskeho mestského regiónu a jeho bilančného územia. *Manuskript — Urbion Bratislava.*
- Komarov, I. S. 1972: Nakoplenije i obrabotka informacij pri inženerno-geologičeskich issledovanijach. *Moskva, Nedra. 291 s.*
- Matula, M. — Vlčko, J. — Wagner, P. 1979: Základná inžinierskogeologická mapa Zvolen — Banská Bystrica. *Manuskript — Katedra inž. geol. PFUK Bratislava.*

Engineering geological characteristics of the sediments covering the area of the prospective twin-town Banská Bystrica — Zvolen

JÁN VLČKO — PETER WAGNER

The area of the prospective twin-town Banská Bystrica—Zvolen will be subject to intensive construction activities. The optimum location of the various engineering structures and the construction procedure should be in keeping with endeavour to secure a harmonic development of the given area. A multi-

purpose engineering geological map with the geological report provide an information on all necessary data concerning optimum land-use.

The authors pointed out and evaluated information which can be used in civil engineering. They present the characteristics of

the lithological complexes covering the area of interest, and are in contact with foundations of common civic and industrial constructions.

Characteristics of Pliocene subformation sediments properties. The Pliocene subformation includes the clayey, gravelly and clayey-gravelly complexes. The clayey complex comprises clays, silty and sandy clays. Their grain size distribution and the plasticity chart are shown in Fig. 2, a statistical evaluation of the basic physical properties is given in Tab. 1. Properties of the clayey complex evaluated according to standards used in civil engineering are indicated in Tab. 6. Considerable horizontal and vertical heterogeneity of the complex caused beside a wide range of values of the physical properties a relatively limited possibility correlation. The obtained values of the correlation coefficient r between the studied pairs of properties I_p/n , I_c/n , W_n/I_c varied between 0,24—0,55. The relationship E_0/n was used to prove significant correlations between basic physical and mechanical properties, but the results were not very satisfactory ($r = 0,5$). Only the dependence of the deformation modulus E_0 on various physical properties and the obtained value of the multiple regression coefficient $r = 0,65$ proved that the studied complexes can be correlated and that the relationship $E_0 = 41,14 + 104,28 I_c + 0,19 n$ is applicable.

The gravelly complex comprises medium-grained to coarse-grained gravels, locally boulders with a 20—40 % content of silty-sandy particles. Due to lack of data concerning their properties we can only present a classification according to standards (Tab. 6) based on an informative study of numerous natural and artificial outcrops.

The clayey-gravelly complex consists of irregularly alternating clayey and gravelly soils.

Characteristics of Quarternary sediments properties. The slopewash (deluvial) complex is formed by stony and bouldery debris containing coarse fragments of the bedrock with 20—40 % of loamy or loamy-sand filling. Their classification according to standards is given in Tab. 6.

Deluvial stony loams with a 30 % content of fragments are 2—5 m thick, locally up to 9 m thick. Their grain size distribution is shown

in Fig. 3, their basic physical properties are presented in Tab. 2. The correlations of physical properties of loams show that the correlation relationship I_c/n and I_p/n is valid for loams of firm consistency (Fig. 4, 5) and W_n/I_c for loams of firm and stiff consistency. The relationship between porosity and the deformation modulus shown in Fig. 7, can be used for assessments of the behaviour of loams with determined porosity under the load.

The characteristics of slopewash loams with 10 % of fragments. Their grain size distribution is given in Fig. 8 and their basic physical properties are presented in Tab. 3. They do not differ from the above-mentioned complex. Tab. 6 shows their classification according to valid standards.

The proluvial complex comprises gravelly and loamy-clay sediments. Their limited occurrence and the lack of data about their physical and mechanical properties required a classification according to standards, which is given in Tab. 6.

The fluvial complex consists of five lithological groups of sediments. Gravelly terrace sediments up to 3 m thick are formed by medium-grained to coarse-grained gravels with local occurrence of boulders. Due to a high degree of weathering the loamy-sand admixture is present in great amounts.

Loamy terrace sediments. Their grain size distribution is shown in Fig. 9, the basic physical properties in Tab. 4 and their classification according to standards in Tab. 6.

Gravelly floodplain sediments are formed by sandy gravels medium and coarse-grained boulders and partly by gravelly sands. The coating curves of the Hron river floodplain gravel are presented in Fig. 10, the classification according to standards in Tab. 6.

The gravelly sediments of mountain streams correspond with gravelly floodplain sediments.

Fluvial loamy sediments floodplain are up to 5 m thick. The grain size distribution is shown in Fig. 11, statistically processed physical properties in Tab. 5 and their classification according to standards is presented in Tab. 6.

Preložila V. Vlčková

Niektoré problémy a výsledky interpretácie tiažových anomálií v širšom okolí humenskej štruktúry

LUBOMIL POSPÍŠIL, MIROSLAV FILO

Geofyzika, n. p., záv. Bratislava, Geologická 18, 825 52 Bratislava

(4 obr. v texte)

Doručené 18. 3. 1981

Результаты интерпретации геофизических аномалий (тяги) района „Гуменской“ структуры и некоторые проблемы связанные с ними

В работе показана взаимосвязь между гуменским мезозоем, утёсовым поясом и флишевых единиц. Также указано положение „гуменской“ структуры в структурно-тектоническом плане восточной части Западных Карпат. Анализом геологических и геофизических карт можно доказать, что „гуменская“ структура на территории Прешов—Гуменне неимеет параллельное простирание с остальными основными геологическими и геофизическими единицами. Считаем, что структурное положение связано с гравитационными движениями мезозойских блоков по направлению СВ, которые способствовали образованию частичного диапира (плащевая интрузия) от ЮЗ.

Some problems of gravity anomaly interpretations in the wider surroundings of the Humenné structure

The paper analyzes mutual relations of the Humenné Mesozoic unit, the Pieniny Klippen Belt and of flysch units as well as the position of the Humenné structure in the structural and tectonic framework of the eastern part of the West Carpathians. Results show that the Humenné structure has oblique attitude to the stretch of other main geological and structural units between Prešov and Humenné. The recent position of the Humenné structure is explained as the result of gravitational movements of Mesozoic blocks to the NE caused by the ascension of a partial diapir (mantle intrusion) along the southwestern side.

Práca sa zaoberá problémami a možnosťami interpretácie tiažových anomálií v styčnej zóne vnútorných a vonkajších Západných Karpát v oblasti východného

Slovenska s dôrazom na analýzu pozície mezozoa Humenských vrchov k bradlovému pásmu a flyšovým jednotkám.

Na riešenie úlohy sme skonštruovali mo-

dely stavby pozdĺž profilov a opierali sme sa pritom o výsledky kvantitatívnej interpretácie zo zostavených tiažových profilov. Tie nám poskytli údaje o hĺbke a morfológii predterciérneho podložia, pričom sme stavbu terciérnej výplne odvodili od reflexných rozhraní zistených na profile 16/76 (Adamovská et al., 1977), 558/79 (Lukášová et al., 1979), 536/75 (Lukášová et al., 1976) a 2R/71 (Leško — Mořkovský, 1975).

Každý profil je pripojený na vrtmi zistenú hĺbku predterciérneho podložia (vrt Drienov-XIV, Kec. Pekľany-1, Trhovište-26, Pozdišovce-1, Humenné-1). Diferenčnú hustotu sedimentárnych horizontov sme určili štatistickým zhodnotením hustoty zistenej vo vrtoch východoslovenského neogénu a zo závislosti tiažových anomálií od hĺbky predterciérneho podložia (Pospíšil — Kaličiak, 1979, Pospíšil, 1980).

Zhodnotenie tiažového poľa

Práca nadväzuje na výsledky interpretácie tiažového poľa v oblasti východoslovenského neogénu a východoslovenských neovulkanitov (Filo et al., 1975, Bujňáková et al., 1979, Pospíšil, 1980).

Oblasť východného Slovenska je v priestore patriacom do pozitívnej tiažovej zóny panónskeho bazénu. Najvýraznejším prvkom poľa sú ťažové elevácie vyvolané predterciérnym podložíom, ktoré je blízko pri povrchu. Elevácie zodpovedajú humenskej, košickej a zemplínskej tiažovej štruktúre v zmysle O. Fusána et al. (1971). Ich prejav je zvýraznený prítomnosťou sedimentov centrálnokarpatského paleogénu a neogénu.

Nie menej výrazným prvkom tiažovej mapy v oblasti východoslovenského flyšu sú dve voči sebe kolmo postavené tiažové elevácie (B_1 , C. obr. 1), ktoré spolu s južným gradientom centrálného tiažového minima ovplyvňujú celkový charakter tia-

žového poľa tejto oblasti.

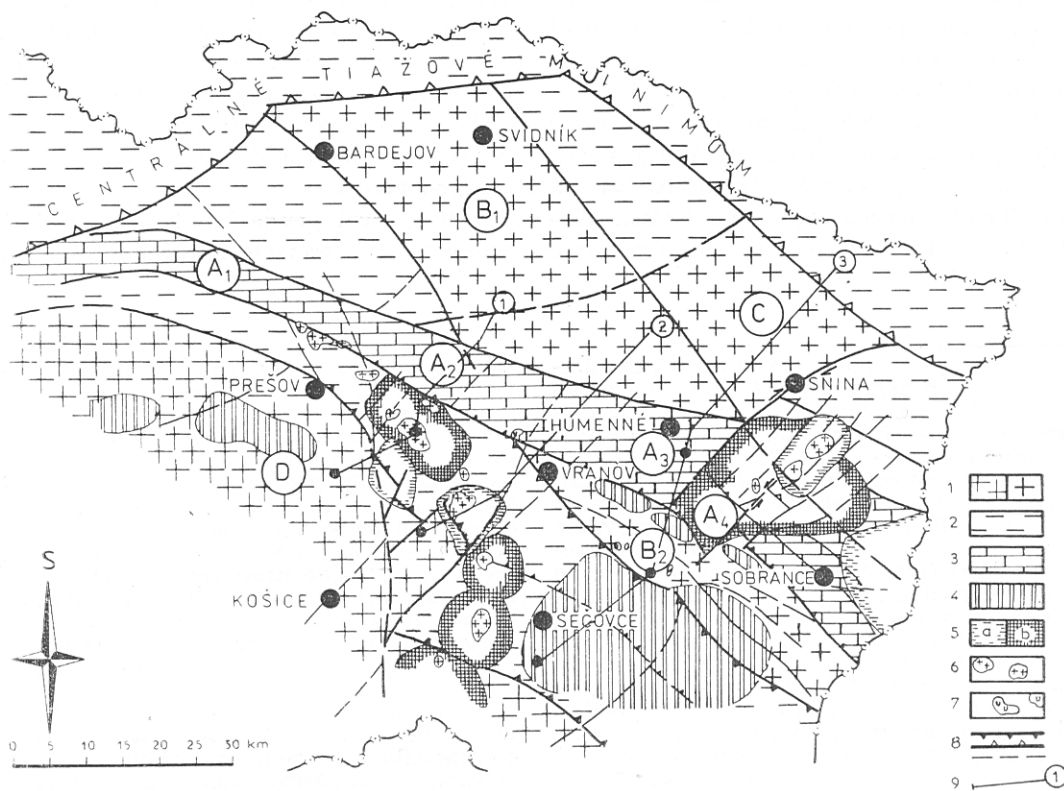
Podľa seizmických meraní (Leško — Mořkovský, 1975) zodpovedá tiažová elevácia smeru SV—JZ (C) stakčinskému chrbtu. Pôvod druhej tiažovej elevácie (B_1), ktorá zasahuje až po spojnicu Bardejov — Svidník, nie je doteraz známy.

V konfrontácii s výsledkami refrakčných seizmických meraní (Plíva, 1976, Leško et al., 1979) sa tu prejavuje značný nesúlad medzi tiažovým poľom a seizmicky zistenou hĺbkou, lebo v priestore tiažového chrbta (B_1) bola interpretovaná najväčšia mocnosť flyšového pásma v jeho východoslovenskej časti (6—7 km). Vysvetlí tento rozpor možno interpretáciou hlbinného zdroja alebo zavedením nižšej hustoty pre podložné jednotky flyšu. B. Leško et al. (1979) podľa intenzity horizontálneho gradientu interpretujú v podloží flyšu oligocénnu až spodnomiocénnu molasu, ale zároveň predpokladajú existenciu hlbinného zdroja na vysvetlenie anomálie B_1 . Takáto interpretácia vedie k nepresným záverom, a to preto, že ak existuje hlbinný zdroj, treba jeho účinok odstrániť, čo vedie k splytčeniu gradientu, ale ten bol hlavným argumentom na interpretáciu oligomiocénnej molasy. Rovnako možno počítať s istým vplyvom „topografickej“ anomálie, ktorá môže zvýrazniť gradient, lebo v severozápadnej a severovýchodnej časti reliéf výrazne stúpa z priemernej nadmorskej výšky 450 m v Ondavskej vrchovine na 800 aj viac m. Ak v podloží flyšu predpokladáme prítomnosť „ľahkých“ sedimentov, nemáme dôvod predpokladať existenciu hlbinného zdroja. Z uvedeného vychodí, že ak akceptujeme druhú možnosť, možno anomáliu B_1 pokladať za eleváciu podložia flyšu. Táto elevácia sa dá stotožniť so spodným refrakčným rozhraním na profile 8 R/72 (Leško et al., 1979). Treba poznamenať, že pod termínom „ľahké“ sedimenty možno chápať nielen molasové se-

dimenty, ale aj poréznejšie flyšové komplexy. Keď si uvedomíme, že toto územie mohli ovplyvniť výrazné posuny podložných blokov (Němčok, 1978), interpretácia elevačnej štruktúry v podloží flyšu sa stáva reálnou. Jej rozsah možno spájať s rozsahom kladnej tiažovej anomálie prejavujúcej sa na mape reziduálnych izostatických anomálií (Popelář, 1968).

Osobitné postavenie a význam má tia-

žová anomália vyvolaná mezozoickými horninami Humenských vrchov (humenská tiažová štruktúra, Fusán et al., 1971). Humenská štruktúra (A) sa takmer v celom pásme prejavuje výrazne v tiažovom poli. Jej intenzita sa silne mení východne od spojnice Prešov—Giraltovce, kde sa relatívna amplitúda zvyšuje približne o $100 \mu\text{ms}^{-2}$. V priestore Humenských vrchov vytvára plošne rozsiahlu kladnú



Obr. 1. Schéma hlavných geofyzikálnych štruktúr

1 — tiažové elevácie, 2 — tiažové depresie, 3 — humenská štruktúra, 4 — predterciérne magnetické horniny, 5 — vulkanické aparáty Sľanských vrchov a Vihorlatu (a — so zápornou magnetickou polaritou, b — s kladnou magnetickou polaritou), 6 — intruzívne horniny, 7 — ryolity, 8 — hlavné fyzikálne rozhrania, 9 — interpretačný profil

Fig. 1. Scheme of main geophysical structures. 1 — gravimetric high, 2 — gravimetric low, 3 — the Humenné structure, 4 — Pre-Cenozoic magnetic rock mass, 5 — volcanic edifice in the Sľanské vrchy Mts. and Vihorlat Mts. (a — negative magnetic polarity, b — positive magnetic polarity), 6 — intrusive rock mass, 7 — rhyolite, 8 — main geophysical boundary, 9 — interpretative profile

eleváciu, ale tá sa v oblasti Vihorlatu rozpadá, a to najmä pod vplyvom priečnej tektoniky smeru SV—JZ, na systém nerovnako poklesnutých krýh.

V okolí Vyšného Žipova eleváciu humenskej štruktúry porušuje tiažová depresia smeru SV—JZ, ktorá vymedzuje hanušovskú eleváciu (A_2). Tá sa zreteľne prejavuje v seizmických profiloch. V oblasti Vyšnej Šebastovej výrazný tiažový gradient signalizuje upadanie predterciérneho podložia v severozápadnom smere do hĺbky viac ako 3000 m. Potvrdzujú to aj výsledky vrtnej refrakcie získané z vrtu Prešov-1 (Mořkovský — Filková, 1978).

Smerom na SZ tiažové pole postupne klesá, humenská tiažová štruktúra stráca intenzitu a v oblasti Šambrona sa od bradlového pásma výrazne odkláňa. Tiažové anomálie v tejto časti štruktúry dobre

korelujú so zistenou hĺbkou predterciérneho podložia.

Poznámky ku geologickej interpretácii tiažových anomálií

Rozsiahly geofyzikálny výskum v oblasti východoslovenského flyšu, neogénu a bradlového pásma priniesol rad nových poznatkov, ale tie prevládajúcim geologickým náhľadom na stavbu oblasti zodpovedajú len do istej miery. To je zrejme dôvod, že sa nové poznatky v mnohých geologických interpretáciách vo väčšej miere nevyužívajú, a práve vyriešenie takýchto zdanlivých „rozporov“ by mohlo pomôcť pri potvrdení, resp. vyvrátení súčasných predstáv.

V tejto časti príspevku si všímame isté problémy interpretácie tiažového poľa.¹ Je

¹ Oblasť východného Slovenska, najmä územie, ktoré budáme, má rad odlišných geofyzikálnych a geologických fenoménov vyžadujúcich netriviálny prístup ku geofyzikálnej analýze a syntéze.

Konstruktívnu odvodených polí v istej oblasti používaných na separáciu pripovrchových a hlbinných účinkov nepriaznivo ovplyvňuje tvar a horizontálna nehomogennosť geologických telies (Šefara, 1977). Napríklad anomálie nad sedimentárnymi panvami majú (Šefara, 1977) frekvenciu s veľkým nepomerom k hĺbke ich uloženia. Preto regionálne pole s charakterom nižších frekvencií neodráža anomálne zmeny v podloží sedimentárnych panví, ale pozvoľné zmeny hustotného rozhrania medzi sedimentmi a podložíom.

Druhým nepriaznivým činiteľom je tvar geologických štruktúr v prípade, keď jeden horizontálny rozmer prevyšuje druhý. Predstaviteľom tohto typu je napr. zlom prejavujúci sa ako vertikálne hustotné rozhranie. Anomálny účinok tejto štruktúry nemá konečnú frekvenciu a okrem toho je smerovo anizotropnou veličinou. Schéma odvodených polí takýto anomálny prvok nevyhovuje, a preto je regionálne a reziduálne pole veľmi skreslené.

Ďalším nepriaznivým vplyvom je horizontálna zmena hustoty geologických celkov (napr. v dôsledku rozličného rozloženia vulkanického materiálu v okolí vulkanických

aparátov). Frekvenčná charakteristika anomálneho poľa v takom prípade závisí od frekvenčnej charakteristiky hustotnej zmeny. Potom kritérium hĺbky uloženia anomálnych zdrojov stráca zmysel. Ak použijeme transformované pole pre územie, v ktorom prevládajú spomenuté vplyvy, nemožno hovoriť o separácii alebo zvýraznení, resp. potlačení účinkov plytkých alebo hlbších anomálnych zdrojov. Za krajne nepriaznivých podmienok môže dokonca vzniknúť obrátená závislosť (Šefara, 1977).

Uvedené prípady sú typické práve pre oblasť východného Slovenska. Pozitívne štruktúry — humenská, košická a zemplínska — a negatívne tiažové štruktúry východoslovenského neogénu, východoslovenského flyšu a vulkanitov a vnútrapaleogénna depresia vytvárajú frekvenčný charakter tiažového poľa, ktorý v odvodených poliach stále zodpovedá hustotnému rozhraniu medzi sedimentmi a podložíom.

Tieto problémy viedli k tomu, že sa kvantifikované údaje tiažového poľa v oblasti východoslovenského neogénu a flyšu až do 80-ych rokov využívali minimálne. V ostatnom období sa ukázalo vhodné využívať na riešenie hlbokého podložia „odkryté mapy“ (Hamer, 1963, u nás Bližkovský, 1978, Tomek — Budík, 1981, Šefara, 1976) alebo regionálne polia odvodené metódou J. Dobeša — R. Válka (1972) a J. Šefaru (1977).

zrejme, že naše modelové riešenie niektorých otázok stavby má povahu námetov či diskusie. To napokon vychodí z nedostatku oporných údajov vo flyšovom pásme a zo zložitosti geofyzikálno-geologického prostredia.

Na kvantitatívne využitie tiažového poľa v oblasti humenskej štruktúry treba určiť a objasniť hlavne priebeh regionálneho poľa. Jeho odstránenie umožňuje využiť tiažové pole na stanovenie hĺbkového štruktúrneho plánu.

V oblasti východoslovenského neogénu sa tento problém čiastočne vyriešil (Pospíšil, 1980). Ukázalo sa, že oblasť transkarpatskej depresie ovplyvňuje regionálna tiažová elevácia smeru SZ—JV. Táto elevácia ovplyvňuje tiažové pole oblasti tak silne, že medzi tiažovým poľom a hĺbkou predterciérneho podložia je nepriama závislosť. Určiť zdroj, ktorý anomáliu vyvoláva, je veľmi ťažké, a preto je riešenie zatiaľ iba hypotetické. Podľa kvantitatívnych odhadov sa predpokladá, že ťažisko zdroja je v hĺbke 15—20 km (Pospíšil, 1980). Teleso v centrálnej časti potiskej depresie pokračuje smerom na povrch do priestoru kričevsko-iňačovskej jednotky. Je úzke, pretiahnuté a má úklon na JZ. Jeho účinok zreteľne presahuje príbradlovú zónu, t. j. nerešpektuje pozíciu interpretovaného bradlového pásma. Tento fakt signalizuje, že hlavne krustálne zlomové pásma vymedzujúce zakarpatskú priehlbínu spolu s hlavným hlbinným ekvivalentom, na ktorý sa viaže zdroj regionálnej tiažovej anomálie, zasahujú do hlbšieho podložia flyšového pásma.

Humenská tiažová štruktúra (A), ktorá je v tesnom dotyku s bradlovým pásmom, leží síkmo na väčšinu tiažových štruktúr a do karpatského smeru sa stáča až v priestore Vihorlatu. V tejto časti sa stotožňuje s priebehom mezozoika humensko-užhorodského hrastu (Slávik, 1974). O jej príkrovovej pozícii sa nepochybuje,

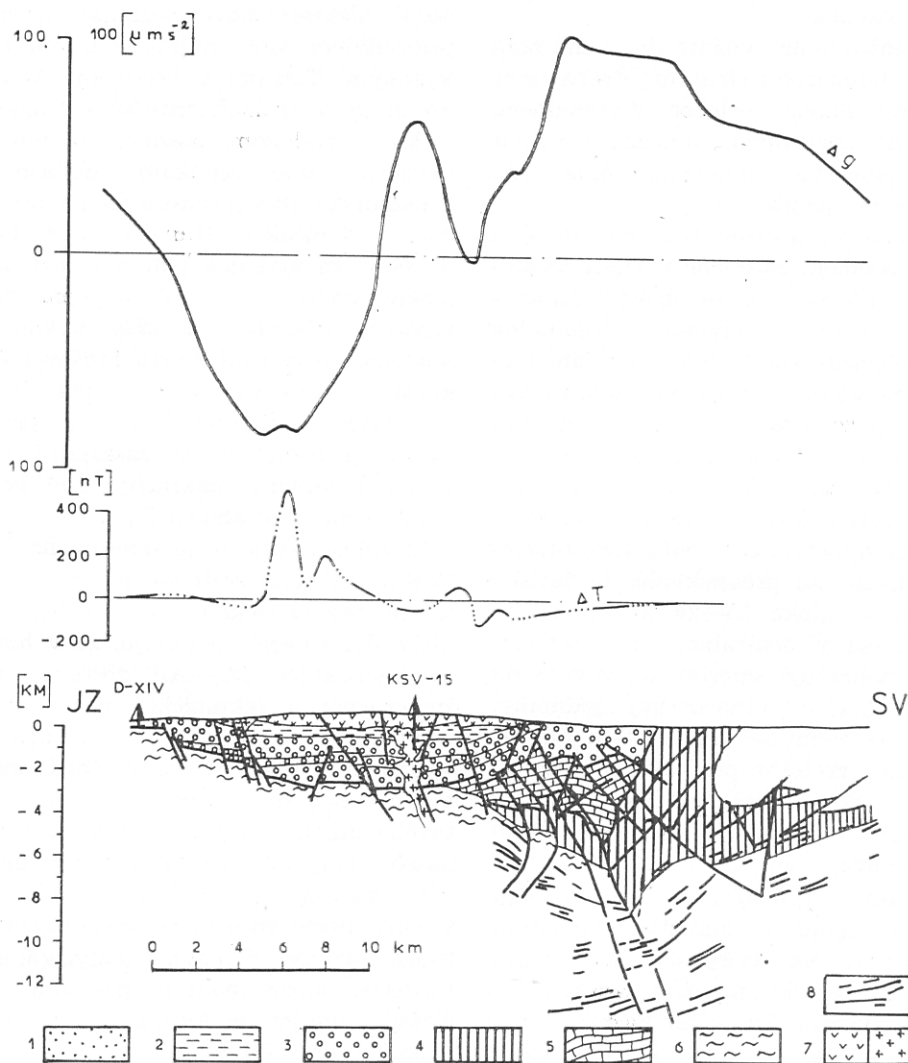
ale doteraz sa to dostatočne nepreukázalo. Mnoho nejasností je aj okolo vzťahu centrálnokarpatského paleogénu, bradlového pásma a magurského flyšového pásma, ale ostatné geologické výskumy priniesli niektoré nové poznatky o stavbe príbradlovej zóny, najmä v území medzi Vysokými Tatrami a Prešovom. V tomto území je centrálnokarpatský paleogén pri styku s bradlovým pásmom na mnohých miestach silne vertikálne deformovaný a magurský flyš je nasunutý na bradlové pásmo (Němčok — Rudinec, 1979). Pokladá sa to za výsledok pohybov podložných blokov smerom na S. Tieto poznatky potvrdzujú výsledky už skôr vykonaných seizmických meraní z vrtu Prešov-1 (Mořkovský — Filková, 1978). V nich sa metódou vrtnej refrakcie zistilo, že predterciérne podložie, ktoré zastupujú mezozoické komplexy, pokračuje pod bradlovým pásmom do oblasti flyšu.

Zložitejšia situácia je smerom na JV od Prešova. V tejto časti nie je pozícia bradlového pásma celkom jasná. Veľké tektonické deformácie spôsobujú, že v humenskej štruktúre (A_2 — A_4) zostáva otázka štruktúrnej a tektonickej pozície mezozoika Humenských vrchov stále otvorená. Významnú úlohu v tejto časti územia mohli mať pohyby späť s výstupom plášťového diapíru. Najmä gravitačné pohyby mohli ovplyvniť vzájomný vzťah bradlového pásma a mezozoika Humenských vrchov. Preto chceme na niekoľkých profiloch analyzovať hlavné geofyzikálne informácie, ktoré spolu s opornými geologickými údajmi poskytujú isté predstavy o stavbe tohto územia.

Profil 1 (obr. 2) prechádza vulkanickým aparátom Zlatej Bane a hanušovskou časťou (A_2) humenskej štruktúry. Tiažové anomálie tu predstavujú výrazné elevačné pásmo, ktoré pozvoľne klesá smerom do flyšového pásma. Na pozadí juhozápadného gradientu sa zreteľne prejavuje prívodný systém vulkanického aparátu s intruzívnym komplexom (Pospíšil — Kaličiak, 1979). Reliéf predterciér-

neho podložia má zložitý priebeh. Zatiaľ čo smerom na bradlové pásmo pozvoľne od JZ klesá, v oblasti hanušovskej elevácie je jeho priebeh v dôsledku interpretovaného sklznutého mezozoického komplexu komplikovaný.

Bradlové pásmo je v tejto časti tektonicky výrazne deformované a má až vertikálne uloženie. Podľa zaznamenaných reflexov by sa jeho pokračovanie mohlo interpretovať v podloží flyšu a čiastočne aj pod presunu-



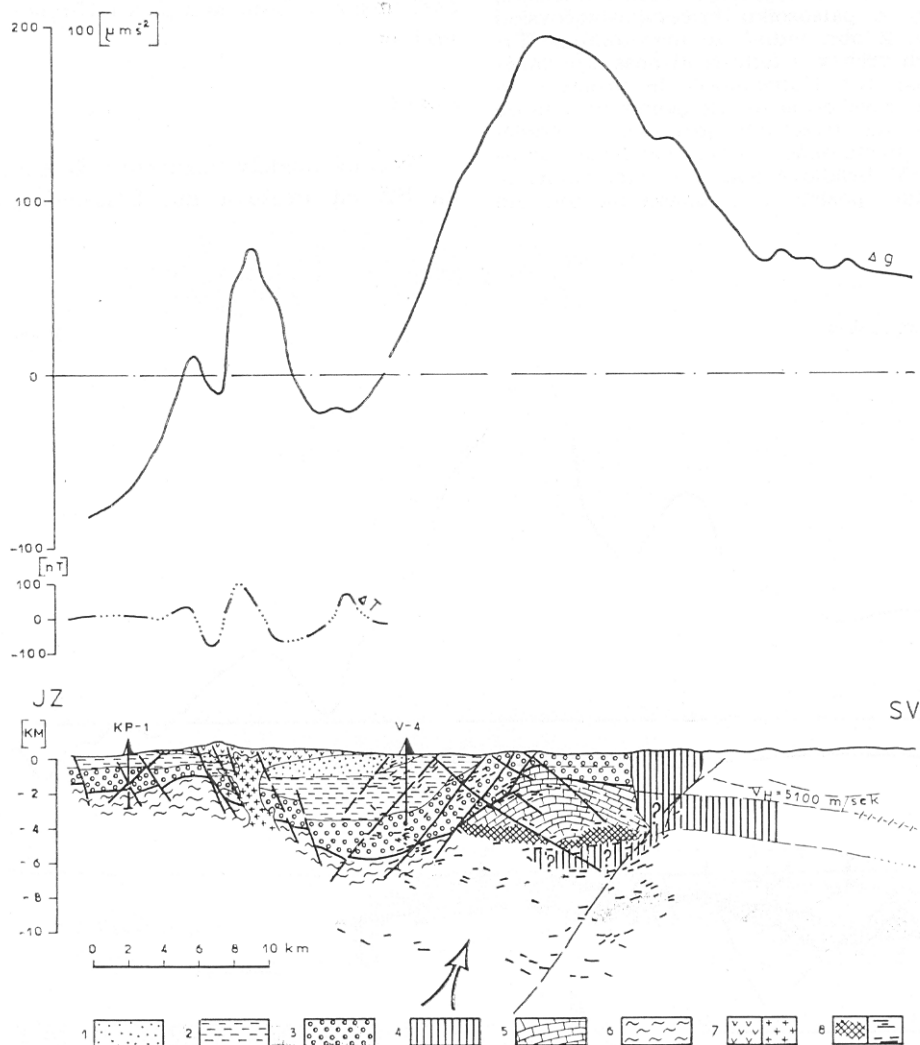
Obr. 2. Geofyzikálno-geologický rez 1

1 — sarmat, 2 — báden, 3 — predbádenské sedimenty, 4 — bradlové pásmo, 5 — mezozoikum humenskej štruktúry, 6 — nerozlišené podložie, 7 — vulkanicko-sedimentárny komplex, a — intruzívny komplex, 8 — seizmické rozhrania
 Fig. 2. Geophysical and geological profile 1. 1 — Sarmatian, 2 — Badenian, 3 — Pre-Badenian sediment, 4 — the Pieniny Klippen Belt, 5 — Mesozoic of the Humenné structure, 6 — undifferentiated basement, 7 — volcano-sedimentary unit, a — intrusive unit, 8 — seismic boundary

tými kryhami mezozoika.

Profil 2 (obr. 3) sa vedie z vrtu Kecerovské Pekľany-1 cez vrt Vranov-1 smerom na SV. Údaje o ňom sa opierajú o najnovšie výsledky vrtných prác a seizmických meraní (Lukášová et al., 1979). Morfológia predterciérneho podložia je zostrojená výlučne podľa tiažových podkladov. Oblasť humenskej štruktúry je už nad zónou tiažovej elevácie B, ktorá ovplyvňuje hlbinný zdroj a účinok kri-

čevsko-iňačovskej jednotky. Superponovaný účinok sa tu prejavuje zvýšením poľa približne o $100 \mu\text{ms}^{-2}$. Seizmické merania a rad vrtov v južnej časti štruktúry potvrdzujú značné obnaženie (vyvlečenie) najstarších miocénnych súvrství. Toto obnaženie mohol vyvolať napr. výstup plášťovej intrúzie (Pospíšil, 1980) od JZ (naznačené šípkou). Takýto pohyb mohol vyvolať aj klzanie šupin humenského mezozoika a pravdepodobne po-



Obr. 3. Geofyzikálno-geologický rez 2

Vysvetlivky 1—7 ako na obr. 2, 8 — seizmické rozhrania

Fig. 3. Geophysical and geological profile 2. Explanations as in fig. 2

krajuje aj v súčasnosti. Svedčí o tom zistenie plytkých ohnisk zemetrasení a s nimi spáťých seizmicko-tektonických zón (Kvitkovič — Plančár, 1977), ktoré kontúrujú celú humenskú štruktúru.

Bradlové pásmo sa v porovnaní s profilom 1 neprejavuje zreteľne a možno ho interpretovať len v tesnom dotyku s hmotami mezozoických komplexov humenskej štruktúry. Predpokladáme, že tam má vertikálne uloženie. Možno interpretovať aj úplné stlačenie a prekrytie častí bradlového pásma blokom mezozoika.

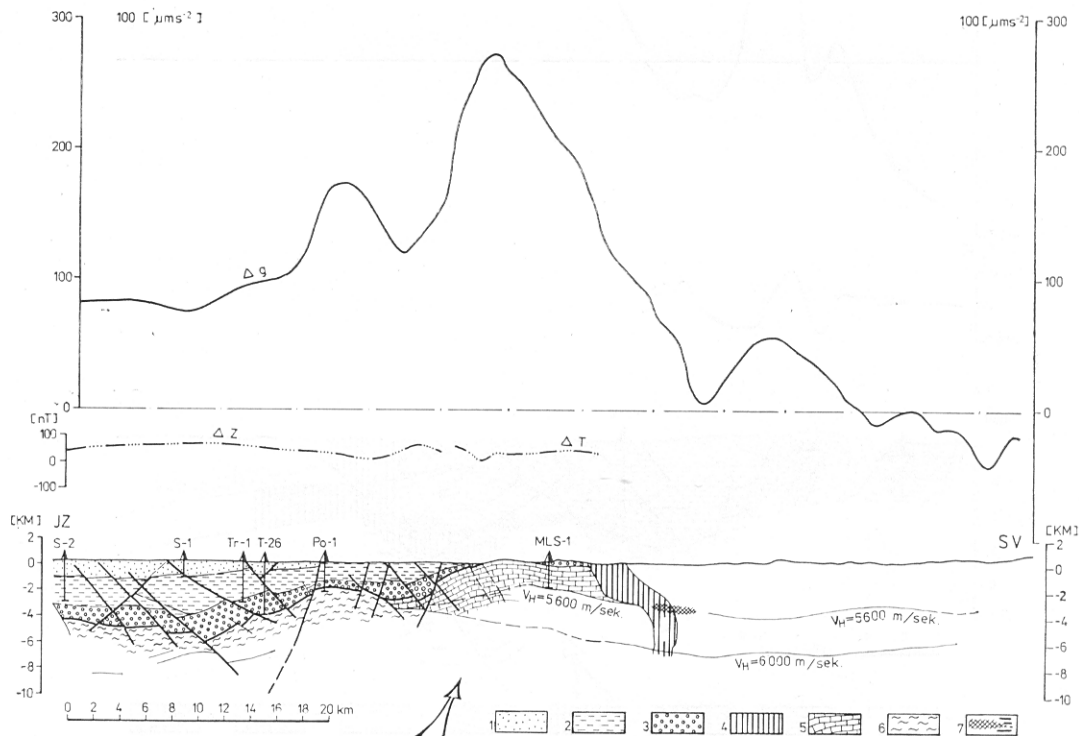
Profil 3 (obr. 4) vyjadruje vzťah humenskej štruktúry k paleozoiku kričevsko-iňačovskej jednotky. Z obr. vidieť, že mezozoikum Humenských vrchov v tejto časti dosahuje značnú hrúbku (vrt Humenné-1), je posunuté od okraja kričevsko-iňačovskej jednotky a môže ležať aj na flyšových jednotkách. Svedčí o tom aj strmé upadanie tiažovej krivky smerom na SV. Bradlové pásmo je interpretované v pôvodnej pozícii, t. j. upadá na SV, ale

zrejme je odtrhnutá od svojho „koreňa“ (hlbšie uložených častí).

Nevysvetlený zostáva pás magnetických anomálií v území Nižný Hrabovec — Nacina Ves — Lúčky na južnom okraji humenskej štruktúry. Tie by mali zodpovedať účinkom hornín v podloží. Nemožno určiť, či ide o prejav magnetických hornín kričevsko-iňačovskej jednotky alebo o súčasť mezozoického komplexu Humenských vrchov.

Záver

Uvedené modely naznačujú, že zatiaľ čo na SZ od Prešova má bradlové pásmo



Obr. 4. Geofyzikálno-geologický rez 3

Vysvetlivky 1—6 ako na obr. 2, 7 — seizmické rozhrania

Fig. 4. Geophysical and geological profile 3. Explanations as in fig. 2

úklon na SV a spolu s magurským flyšom sa nasúva na centrálnokarpatský paleogén a na styku ho deformuje (Němčok — Rudinec, 1975), smerom na JV je bradlové pásmo podľa geofyzikálnych údajov pravdepodobne pohybom blokov mezozoika silne deformované, azda až prešmyknuté. V miestach, kde vychádza na povrch, môže byť postavené vertikálne. Tieto deformácie pokladáme za dôsledok gravitačných pohybov mezozoických krýh smerom na S až SV.

V priestore Humenného mohli byť gravitačné pohyby mezozoických krýh také rozsiahle, že nastalo „prestrihnutie“ bradlového pásma, ktoré tu má opäť sklon na SV. Predpokladáme, že pohyby, ktoré takúto deformáciu bradlovej zóny spôsobili, vyvolal výstup plášťovej intrúzie (diapíru — Pospíšil, 1980) smerom od JZ do priestoru kričevsko-iňačovskej jednotky. Tento prejav je zrejmy nielen na posunoch humenskej štruktúry, na jej subaloktónnej pozícii, ale aj obnažení starších neogénnych súvrství pozdĺž južného okraja humenskej štruktúry.

Recenzoval M. Mahel' a J. Gruntorád

LITERATÚRA

- Adamovská, V. — Bartoš, V. — Jihlavec, F. — Kolman, L. — Lukášová, R. — Mořkovský, M. — Nehybka, V. — Petrik, A. 1975: Výročná zpráva o seizmickém průzkumu ve flyši a centrálně karpatském paleogénu vých. Slovenska. *Manuskript — Geofyzika Brno*, 82 s.
- Adamovská, V. — Havelková, V. — Lukášová, R. — Nečas, V. — Soukeník, K. 1977: Zpráva o reflexním seizmickém měření ve východoslovenském paleogénu v r. 1975 a 1976. *Manuskript — Geofyzika Brno*, 61 s.
- Bujňáková, M. — Filo, M. — Pospíšil, L. 1979: Slanské vrchy — geofyzikálny prieskum — I. etapa. *Manuskript — Geofyzika Brno*, 58 s.
- Filo, M. — Medo, S. — Pospíšil, L. 1975: Remetské Hámre — Hg geofyzikálny prieskum 1971—73. *Manuskript — Geofond Brno*, 36 s.
- Fusán, O. — Ibrmajer, J. — Plančár, J. — Slávik, J. — Smíšek, M. 1971: Geologická stavba podložia zakrytých oblastí južnej časti vnútorných Západných Karpát. *Zbor. geol. vied, rad ZK*, 15, s. 7—173.
- Kvitkovič, J. — Plančár, J. 1977: Recentné vertikálne pohyby zemskej kôry vo vzťahu k zemetraseniam a seizmickým zlomom v Záp. Karpatoch. *Geogr. čas. Slov. akad. vied*, 29, s. 239—253.
- Leško, B. — Mořkovský, M. 1975: Príspevok ku geológii podložia východoslovenských flyšových Karpát. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 64, s. 219—236.
- Leško, B. — Kadlečík, J. — Mořkovský, M. — Tomek, Č. 1979: Podložia flyšových Karpát na východnom Slovensku interpretované z geofyzikálnych meraní. *Mineralia slov.*, 11, s. 97—114.
- Lukášová, R. — Mořkovský, M. — Tereska, C. 1976: Reinterpretace reflexné seizmického měření z oblasti Bánovců ve východoslovenské neogénní pánvi. *Manuskript — Geofyzika Brno*.
- Lukášová, R. — Mořkovský, M. — Soukeník, K. — Dvořák, V. — Jihlavec, F. — Káňová, M. 1979: Zpráva o seizmickém měření ve VN v r. 1978. *Manuskript — Geofyzika Brno*, 86 s.
- Mořkovský, M. — Filková, V. 1978: Nove poznatky o geológii prešovské časti Košické kotliny. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 70, s. 183—195.
- Němčok, J. — Rudinec, R. 1979: Geologické profily cez východoslovenské flyšové pásmo. In: *Tektonické profily Západných Karpát*. Bratislava, GÚDŠ, s. 65—73.
- Plíva, G. 1976: Reinterpretace refrakčně-seizmických dat v oblasti východoslovenského flyše. *Manuskript — Geofond Bratislava*, 83 s.
- Popelař, J. 1968: Gravity Field and Isostasy in the area of Czechoslovak West Carpathians. *Sbor. geol. věd, ř. UG*, 7.
- Pospíšil, L. — Kaličiak, M. 1979: Geologická interpretácia geofyzikálnych meraní v okolí Zlatej Bane. *Mineralia slov.*, 11, s. 115—125.
- Pospíšil, L. 1980: Interpretácia tiažového poľa v oblasti východoslovenského neogénu. *Mineralia slov.*, 13, s. 421—440.
- Slávik, J. 1974: Vulkanizmus, tektonika a nerastné suroviny neogénu východného Slovenska a pozícia tejto oblasti v Neoeurópe. *Manuskript — Geofond Bratislava*, 346 s.

Some problems of gravity anomaly interpretations in the wider surroundings of the Humenné structure

LUBOMIL POSPÍŠIL — MIROSLAV FILO

The main pattern of the gravity field in Eastern Slovakia is given by a pronounced regional gravimetric high of NW—SE elongated shape with its centre in the southeastern part of the East Slovakian Lowland (Pospíšil 1980). Partial gravimetric highs induced by rock complexes of the basement occur along its margins. These gravimetric highs correspond to the Humenné, Košice and Zemplín gravimetric structures according to Fusán et al. (1971).

Results of seismic, gravimetric and magnetic survey in Eastern Slovakia together with data obtained from structural drillings yielded valuable base for the interpretation of the geological structure in the Peri-Klippen zone, the Mesozoic of the Humenské vrchy Mts. and in its basement. The paper summarizes recent views on the Humenné structure introduced by Fusán et al. (1971).

Two gravimetric highs of mutually perpendicular orientation (B_1 and C in fig. 1) occur in the area built by the East Slovakian flysch belt. The B_1 elevation of NE—SW strike has been interpreted formerly as the effect of the Stakčín ridge (Leško — Mořkovský 1975). The source of other gravimetric highs stretching in NW—SE direction remains the matter of debate and alternative solutions are due to the evident discordance between the results of seismic refraction measurements (Plíva 1976, Leško et al. 1979) and the gravity field.

Greatest thicknesses of flysch sediments (6—7 km) were found in the area of the B_1 gravity high. One of solutions is that of a deep source which, however, excludes the interpretation of "light" masses under flysch sequences. If we assume that light masses occur beneath the Magura unit as deduced from the intensity of the gravity gradient (Č. Tomek in Leško et al. 1979), then the B_1 anomaly may be assumed to reflect an elevation of the basement.

The gravity field of the Humenné structure itself is strongly variable. A large gravity high occurs in the area of the Humenské vrchy Mts. disintegrating into a set of partial

elevations in the Vihorlat Mts. area due to the influence of subsequent NE—SW trending transversal tectonics. The pronounced gravity gradient near Vyšná Šebastová signalizes sinking of the basement below 3,000 m depth (Mořkovský — Filková 1978). In northwest direction, the gravity effect of the structure disappears.

Characteristic feature of the Humenné structure, contacting immediately the Pieniny Klippen Belt, is that the strike of its geophysical patterns deviates from the trends of other structures, both geophysical and geological, in the area. A well expressed deviation attaining up to 30° in plane has been found to occur just between Prešov and the Vihorlat Mts. It is only behind this area where the Humenné structure begins to adapt the Carpathian strike dominating in other structures. The course of the Pieniny Klippen Belt is similar to that of the Humenné — Uzhgorod horst with the Humenné Mesozoic unit and changes in its spatial position are in relation to changes of orientation in the Humenné structure. However, the influence of the Pieniny Klippen Belt on the gravity field is only minimal as anomalies attain 20—30 μms^{-2} .

Remarks to the geological interpretation of gravimetric anomalies

Recent geophysical and geological investigations supplied numerous new data on the structure of the Peri-Klippen zone mainly between the High Tatra Mts. and Prešov. The Central Carpathian Paleogene unit is strongly vertically tectonized here along its contact with the Pieniny Klippen Belt and the Magura flysch is thrust over the Pieniny Klippen Belt from its external side (Nemček — Rudinec 1979). This feature is ascribed to northward movements of the basement units what is indicated even by the continuation of Mesozoic complexes under the Pieniny Klippen Belt into the flysch area (Mořkovský — Filková 1978).

A more complicated situation appears between Prešov and the Vihrolat Mts. i. e. where the Humenné structure apparently deviates from other structural trends in the area. Moreover, the geological interpretation of this deviation is hindered by the uneven position of the Pieniny Klippen Belt. Owing to considerable tectonic disturbances, the structural and tectonic position of the Mesozoic present in the Humenné vrchy Mts. and participating on the Humenné structure (A_2 — A_4) remains open. Important role may have been played by the movements induced during the ascension of a partial mantle diapir. Induced by its emplacement, mainly gravitational movements may have influenced the mutual relations between the Pieniny Klippen Belt and the Humenné Mesozoic unit. A geological interpretation of three NE—SW oriented geophysical profiles displays the distribution of anomalous masses in the structure of the area.

The first profile (fig. 2) attempts a model solution for the Zlatá Baňa volcanic edifice and part of the Humenné structure near Hanušovce nad Topľou (A_2). The surface of the basement is relatively dissected here mainly in the space of the Hanušovce elevation and it merges gradually towards the Pieniny Klippen Belt. The complicated pattern is, most probably, due to the interpreted gravitational sliding of the Mesozoic complex. The Pieniny Klippen Belt is strongly tectonized and has partly quite vertical attitude.

The second profile (fig. 3) occurs between the Kecerovské Pekľany-1 drilling site and the Vranov nad Topľou-1 one. Seismic measurements (Lukášová et al., 1979) and drillings in the southern part of the structure point to considerable dragging (denudation) of oldest Miocene sequences. Their exposure may have been caused e. g. by the ascension of the mantle intrusion from the southwest causing also the sliding of single scales in the Humenné Mesozoic unit. This feature is manifested by the distribution of shallow seismic foci and of related seismotectonic zones in the area (Kvítkovič — Plančár 1977) controlling also the shape of the Humenné struc-

ture. The Pieniny Klippen Belt is, when compared with the position in the first profile, only slightly discernible and may be interpreted but in the close contacts with Mesozoic of the Humenné structure where it has nearly vertical attitude.

The third profile (fig. 4) gives evidence on the relations between the Humenné structure and the Paleozoic complexes composing the Krichevo — Iňačovce unit. Mesozoic rocks in the Humenné structure have, probably, considerable thickness here being shifted to the north where overlay even the flysch units. The Pieniny Klippen Belt should occur here in its original position dipping to the northeast. It is evidently detached from its roofs here.

The southern margin of the Humenné structure is well expressed by occurrences of magnetic rock masses between Vranov nad Topľou and Sobrance. Upper edges of magnetic rock masses occur here roughly in 2 km depth. These longitudinal bodies are linearly arranged into Carpathian strikes along tectonic lines of same orientation. The magnetic rock masses may have moved into the uppermost crustal levels along such surfaces.

Conclusions

The indicated model and further knowledge point to strong gravitational movements of Mesozoic units in the surroundings of Humenné. These movements may have been so intensive that the Pieniny Klippen Belt became detached from its roofs. It is supposed that such movements were induced by the ascension of a mantle intrusion (partial diapir) from southwest into the space of the Krichevo — Iňačovce unit. Its emplacement resulted not only in the shifting of the Humenné structure and in its suballochthonous position but even in the elevation of the whole block unit expressed in the drag of older Neogene sequences along its southern margins.

Preložil I. Varga

RECENZIA

B. Vud — D. Frejzer: **Osnovy termodynamiki dľa geologov**. Moskva, Izd. MIR, 181 s.

Koncom roku 1981 vyšiel ruský preklad publikácie B. J. Wood — D. G. Fraser: *Elementary thermodynamics for geologist* (Oxford University Press, 1977). Vzhľadom na ustavične rastúci podiel a význam termodynamiky pri riešení problémov v geologických disciplínach dostali naši geológovia príležitosť doplniť si odbornú knižnicu o cennú príručku z tejto problematiky.

Práca je svojou povahou metodickou príručkou a návodom na aplikáciu termodynamiky pri riešení geologických problémov.

V prvých dvoch kapitolách autori uvádzajú termodynamické vzťahy a definície nevyhnutné na pochopenie výkladu v ďalších piatich kapitolách. Sú napísané tak, aby aj menej skúsený geológ mohol aplikovať termodynamické vzťahy vo svojej práci. Slúžia na to detailne rozobrané príklady petrologických a geochemických úloh a ich riešenia, ktoré sa

uvádzajú v kapitole 3 až 6 (mnohokomponentové pevné látky a kvapaliny, geotermometria a geobarometria, silikátové taveniny, zriedené roztoky a prímеси). Cenná je 7. kapitola, v ktorej autori prístupne ukazujú, ako treba hodnotiť termodynamické údaje, a to experimentálne alebo teoretické, ktoré možno aplikovať pri stanovení P-T koordinát rozličných minerálnych a fázových rovnováh, pri riešení aktívnosti pevných roztokov a tavenín vo vzťahu k ich zloženiu, pri charakteristike distribúcie horninotvorných i rozptýlených prvkov, pri určovaní teploty a tlaku vzniku minerálov, pri stanovovaní stupňa frakcionácie a ciest evolúcie rozličných magmatických tavenín atď.

Z nášho hľadiska sú cenným prínosom aj vecné a odborne vysoko fundované poznámky prekladajúcej redakcie (pod vedením V. A. Žarikova), ktoré na viacerých miestach umožňujú lepšie chápať text a robia príručku ešte cennejšou.

K. Vrana

AKTUALITA

Informácie o prvých výsledkoch interpretácie kozmických snímok z flyšového pásma

JÁN FERANEC, LUBOMIL POSPÍŠIL

Roku 1979 začal bratislavský závod Geofyziky Brno v spolupráci s Geografickým ústavom SAV v Bratislave analyzovať kozmické snímky z územia Západných Karpát. Interpretácia sa zameriava na riešenie základných štruktúrnotektonických pomerov záujmových oblastí a využívajú sa pritom najnovšie geofyzikálne, geomorfologické a geologické údaje.

Pri interpretácii snímok z oblasti východoslovenskej časti flyšového pásma sa v oblasti

Svidníka zistila výrazná anomálna nelineárna (kruhová) štruktúra, ktorá má charakter výklenutia. Jej prítomnosť potvrdzujú aj údaje geofyzikálneho a geomorfologického výskumu. V súčasnosti sa táto štruktúra detailne analyzuje s využitím najnovších geologických poznatkov z tejto oblasti.

*Geografický ústav SAV Bratislava
Geofyzika, n. p., Brno, závod Bratislava*

Радіоактивіта важкої фракції recentнých розсыпов во flyši вýchодného Slovenska

IVAN KRIŽÁNI* — ANNA KOVÁŘOVÁ**

* Geologický prieskum, pracovisko, 093 01 Vranov nad Topľou

** Geologický prieskum, ATNS, Jesenského 8, 040 51 Košice

(7 obr. v texte)

Doručené 3. 3. 1982

Радиоактивность в минералах тяжелой фракции в шлихах восточной части Западных Карпат

В северной части Восточнословацкого края из речной сети было отобрано и обработано всего 13 124 шлихов. Общая гамаактивность проверялась на 12 480 шлихах. При объеме 0,5 гр. до 225,0 гр. и постоянном времени $t = 10$ минут ошибка измерений колебалась в пределах 5—20 %. Самый большой переменный диапазон 0 до $333 \cdot 10^{-3}$ гр. U экв., имела группа тяжелых минералов в шлихах участка внутрокарпатского пояса. Группа внешнего пояса магурской и дукельской единицы имеет переменный диапазон 0 до $183 \cdot 10^{-3}$ гр U экв. Группа шлихов утесового пояса имеет 0 до $114 \cdot 10^{-3}$ гр U экв. Участки шлихов над $100 \cdot 10^{-3}$ гр U экв концентрируются главным образом в районах внутрикарпатского пояса менее там где распространены осадки дукельской единицы. Аномальность радиоактивности шлихов характеризуется четким повышением содержания циркона и рутила. Вектор повышения коэффициента элонгации цирконов направлен от внутреннего к внешнему поясу Восточнословацкого участка западокарпатского флиша.

Radioactivity of the heavy fraction in recent placers of the East Slovakian flysch area

Measuring of the total gamma activity of 12,480 panning samples taken from the sediments of the recent water system revealed maximal variation span for the sample set representing the Central Carpathian area (0 — $333 \cdot 10^{-3}$ gU_{eq}). Samples from the external zone of the Magura flysch belt and from the Dukla unit yielded variation span of 0 to $183 \cdot 10^{-3}$ gU_{eq}. The variation decreases in the sample set of the Pieňiny Klippen Belt and of internal units of the Magura flysch belt (0 — $114 \cdot 10^{-3}$ gU_{eq}). Anomalous radioactive panning samples contain conspicuously higher amounts of zircon and rutile. Elongation coefficient of zircons increases from the inner to the outer zones in the West Carpathian flysch.

Meranie úhrnnej gammaaktivity šlichov sme zaradili do komplexu analytických metód používaných pri regionálnej mineralogickej prospekcii vo východoslovenskom úseku západokarpatského flyšu. Šlichy ako koncentráty ťažkých minerálov z aktívnych sedimentov recentnej hydrosiete, získané prepieraním ich piesčito-ílovej frakcie, sú vhodným médiom na indikáciu polí výskytu rádioaktívnych minerálov bez nevyhnutnosti ich prácnej identifikácie. Táto metóda poskytla prvú objektívnu informáciu o existencii, usporiadaní a litofaciálno-štruktúrnej väzbe polí zvýšenej až anomálne vysokej rádioaktivity rozsypov v skúmanom regióne.

Metodika výskumu

Sedimenty recentnej hydrosiete sme ovzorkovali šlichovaním s rozstupom vzorkovacích bodov po 250 až 1000 m. Koncentráty ťažkých minerálov (šlichy) sa pripravovali v teréne prepieraním 10 až 20-kilogramových návažkov piesčito-ílovej frakcie aktívneho sedimentu z dna riečišť.

Metodiku merania úhrnnej gamaaktivity prírodnín, vypracovanú pôvodne pre vzorky hornín s hmotnosťou 200 až 1200 g (Bartošek, 1961), prispôbili našim veľmi malým vzorkám v laboratórnom stredisku Geologického prískumu Spišská Nová Ves.

Pri meraní sa nerozlišujú jednotlivé rádioaktívne prvky a nestanovujú sa ich koncentrácie. Na interpretačné účely je cennejšie poznať úhrnnú gamaaktivitu veľkého počtu vzoriek ako kvantitatívne analýzy malého počtu náhodne vybraných vzoriek. Signál úhrnnej aktivity dotujú jednotlivé rádioaktívne prvky gamapodielmi, ktorých veľkosť závisí na tvare gamaspektra príslušného prvku, na spektrálnej citlivosti detektora a na objeme skúmanej vzorky. Pri meraní sa porovnáva gamaaktivita prírodniny a štandardu. Štandardom je spravidla urán, ktorý je v rovnováhe so svojimi rozpadovými produktmi. Úhrnná gamaaktivita vzorky sa potom vyjadruje ekvivalentnou koncentráciou uránu (U_{ekv}), ktorá vyvoláva v detektore taký istý signál ako vzorka pri rovnakých podmienkach merania.

Adaptácia metódy a podmienky merania

Na účely merania úhrnnej gamaaktivity šlichov, ktorých hmotnosť je o 3 až 5 poriadkov

nížšia ako hmotnosť horninových vzoriek, sa metodika merania upravila takto: Presne odvážené šlichy umiestnené do plochých hliníkových nádob sa prikladali na detektor v olovenom tienení. Meranie impulzov emitovaných šlichom trvalo 10 minút. Meranie impulzov pozadia trvalo tiež 10 minút a zaraďovalo sa po každej piatej vzorke. Meranie sa robilo na laboratórnej stolnej aparatúre zostavenej z detektora a meracej súpravy. Ako detektor sa použil scintilačný počítač gamaimpulzov SKG-LS M 20 45×50 mm na báze monokryštálu jodidu sodného aktivovaného táliom. Detektor so vzorkou bol umiestnený v olovenom puzdre s hrúbkou stien 50 mm. Na hodnotenie signálov z detektora sa použila laboratórna meracia súprava Tesla NZ-Q 714T. Spodná diskriminačná hladina bola zvyčajne nastavená na 50 keV. Ako porovnávací štandard sa použil 0,1 % U v rovnováhe s jeho rozpadovými produktmi.

Výsledky výskumu

Zo súboru 13 124 šlichov sme úhrnnú gamaaktivitu zmerali v 12 480 šlichoch. Podstatná časť šlichov s hmotnosťou väčšou ako 4,86 g pochádza z oblastí budovaných predterciérnymi magmatitmi, metamorfitymi a ich produktmi zvetrávania v priestore Vysokých Tatier. Ich menšia časť je z priestorov budovaných východoslovenskými neovulkanitmi a metamorfitymi ostatných častí tatroveporika a gemerika. Z týchto rajónov pochádzajú aj všetky extrémne ťažké šlichy s hmotnosťou nad 100 g. Polia sústredeného výskytu šlichov s veľmi nízkou hmotnosťou (pod 0,18 g) koincidujú s územiaми budovanými prevažne karbonátovými a ílovcovými litofáciami. Hmotnosť šlichov je teda premenná veličina, ktorá poskytuje orientačnú informáciu o obsahu ťažkých minerálov nielen v skúmanom rozsype, ale aj o obsahu ťažkých akcesórií v zdrojových horninách. Rozdelenie hmotnosti šlichov je na obr. 1.

Pri rozptyle hmotnosti meraných šlichov od 0,2 g do desiatok g a rozptyle nameraných hodnôt úhrnnej gamaaktivity od nuly do $333 \cdot 10^{-3} \text{ g } U_{ekv}$ sa dosahovala

vyhovujúca úroveň reprodukovateľnosti. Chyba merania pri vzorkách v rozpätí hmotnosti 0,5 až 2 g kolísala od 5 % do 20 %. Pri vzorkách s hmotnosťou väčšou ako 2 g a s vyššou úrovňou gamaaktivity bola chyba merania menšia ako 10 %. Naproti tomu vzorky s veľmi malou hmotnosťou (pod 0,2 g) pri konštantnom 10-minútovom čase merania vykazovali chybu nad 20 %, a preto sme ich z merania gamaaktivity vylúčili.

Fluktuácia nameraných hodnôt úhrnnej gamaaktivity v reprezentatívnom súbore 1478 náhodne vybraných šlichov (obr. 2) odráža zreteľnú heterogénnosť súboru nameraných hodnôt úhrnnej gamaaktivity šlichov. Sú v ňom zastúpené 2 až 3 podsúbory s rozdielnym variačným rozpätím a s rozdielnou úrovňou hodnôt pozadia. Analýzou podsúborov, ktoré sme vyčlenili podľa príslušnosti šlichov do troch hlavných štruktúrno-faciálnych rájónov skúmaného územia, sme zistili podstatné rozdiely medzi nimi tak v úrovni hodnôt pozadia, ako aj vo variačnom rozpätí.

Stredné hodnoty najfrekvencovanejších

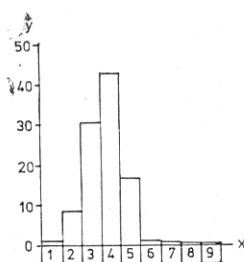
tried určujúce hladinu pozadia úhrnnej gamaaktivity šlichov pre hlavné štruktúrnofaciálne rájóny skúmaného regiónu sú takéto:

— Vnútrokarpatský rájón, reprezentovaný 21,7 % šlichov skúmaného súboru, má hladinu pozadia $30 \cdot 10^{-3} \text{ g } U_{\text{ekv}}$.

— Rájón bradlového pásma a pribradlovej (vnútornej) zóny magurskej jednotky vonkajšieho flyšu, reprezentovaný 32 % šlichov skúmaného súboru, má hladinu pozadia $15 \cdot 10^{-3} \text{ g } U_{\text{ekv}}$.

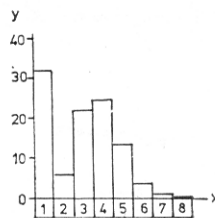
— Rájón vonkajšej zóny magurskej jednotky a duklianskej jednotky, reprezentovaný 41,4 % šlichov skúmaného súboru, má hladinu pozadia úhrnnej gamaaktivity len $4 \cdot 10^{-3} \text{ g } U_{\text{ekv}}$.

Najväčšie variačné rozpätie (0 až $333 \cdot 10^{-3} \text{ g } U_{\text{ekv}}$) má podsúbor reprezentujúci vnútrokarpatský rájón. Podsúbor vonkajšieho pásma magurskej jednotky a duklianskej jednotky má variačnú šírku 0 až $183 \cdot 10^{-3} \text{ g } U_{\text{ekv}}$. Najužšie rozpätie, iba 0 až $114 \cdot 10^{-3} \text{ g } U_{\text{ekv}}$, vykazuje podsúbor reprezentujúci bradlové pásmo a vnútornú zónu magurskej jednotky.



Obr. 1. Histogram rozdelenia hmotnosti šlichov. Triedy hmotnosti: 1 — 0,02 až 0,06 g; 2 — 0,06 až 0,18 g; 3 — 0,18 až 0,54 g; 4 — 0,54 až 1,62 g; 5 — 1,62 až 4,86 g; 6 — 4,86 až 14,58 g; 7 — 14,58 až 43,74 g; 8 — 43,74 až 131,22 g; 9 — nad 131,22 g

Fig. 1. Frequency distribution of panning sample weights. Classes: 1 — 0.02 to 0.06 g, 2 — 0.08 to 0.18 g, 3 — 0.18 to 0.54 g, 4 — 0.54 to 1.62 g, 5 — 1.62 to 4.86 g, 6 — 4.86 to 14.58 g, 7 — 14.58 to 43.74 g, 8 — 43.74 to 131.22 g, 9 — over 131.22 g



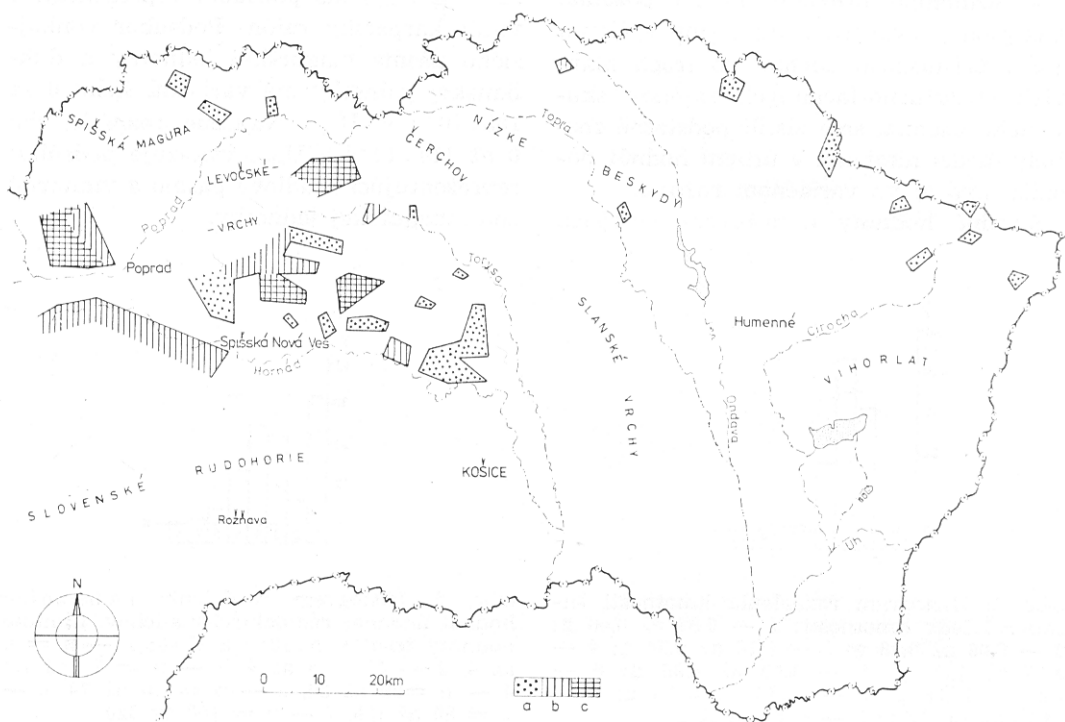
Obr. 2. Histogram rozdelenia nameraných hodnôt úhrnnej rádioaktivity šlichov. Limitné hodnoty tried v $n \cdot 10^{-3} \text{ g } U_{\text{ekv}}$: 1 — $n = 0$ až 4, 2 — $N = 5$ až 9, 3 — $n = 10$ až 19, 4 — $n = 20$ až 39, 5 — $n = 40$ až 79, 6 — $n = 80$ až 159, 7 — $n = 160$ až 320

Fig. 2. Frequency distribution of the measured total gamma activity of panning samples. Clases in $n \cdot 10^{-3} \text{ g } U_{\text{eq}}$: 1 — 0 to 4 n, 2 — 5 to 9 n, 3 — 10 to 19 n, 4 — 20 to 39 n, 5 — 40 to 79 n, 6 — 80 to 159 n, 7 — 160 to 320 n

Pri uvedených hodnotách pozadia a variačného rozpätia je prah anomálnych hodnôt v podsúbore vnútrokarpatského rajónu $70 \cdot 10^{-3} \text{ g U}_{\text{ekv}}$ a v podsúboroch bradlového pásma aj celého vonkajšieho flyšu $40 \cdot 10^{-3} \text{ g U}_{\text{ekv}}$.

Šlichy s vyššou úhrnnou gamaaktivitou, ako sú uvedené prahy anomálnych hodnôt, sa sústreďujú v podstate do dvoch pásem (obr. 3). Južné pásmo hojného výskytu anomálne rádioaktívnych šlichov koinciduje s územiaми budovanými marginálnymi litofáciami vnútrokarpatského paleogénu a predterciérnymi útvarmi tatroporika aj gemerika. Toto pásmo je zo SV ohraničené bradlovým pásmom. Západné a južné ohraničenie zrejme presahuje prí-

slušné hranice skúmaného územia. V tomto vnútrokarpatskom rajóne sa sústreďuje aj väčšina zistených polí výskytu šlichov s extrémne vysokými hodnotami nameranej rádioaktivity (nad $100 \cdot 10^{-3} \text{ g U}_{\text{ekv}}$). Druhé pásmo sústredeného výskytu anomálne rádioaktívnych šlichov pokrýva územie budované kriedovo-paleogénnym flyšom duklianskej jednotky. Jeho homogénnosť je porušená približne 8 km širokým pruhom územia bez výskytu anomálne rádioaktívnych šlichov, ktorého osou je spojnica obcí Vyšná Jablonka — Papín. Centrum severozápadného segmentu tohto pásma je pri Medzilaborciach a juhovýchodného segmentu pri Starine. V severozápadnom segmente sú indikované dve



Obr. 3. Mapa polí sústredeného výskytu anomálne rádioaktívnych šlichov. a — $100 \text{ až } 150 \cdot 10^{-3} \text{ g U}_{\text{ekv}}$; b — $150 \text{ až } 250 \cdot 10^{-3} \text{ g U}_{\text{ekv}}$; c — nad $250 \cdot 10^{-3} \text{ g U}_{\text{ekv}}$
 Fig. 3. Map of concentrated occurrences of radioactive panning samples. Values in $\text{n} \cdot 10^{-3} \text{ g U}_{\text{eq}}$: a — 100 to 150 n, b — 150 to 250 n, c — over 250 n

polia sústredeného výskytu šlichov s extrémne anomálnou rádioaktivitou 100 až $150 \cdot 10^{-3}$ g U_{ekv} : severozápadne od Medzilaboriec je takéto pole medzi obcami Prikra, Miroľa, Vladiča, Čertižné a juhovýchodne od Medzilaboriec v obdĺžniku širokom približne 3 km, ktorého severojužnou uhlopriečkou je spojnica obcí Palota — Výrava. V juhovýchodnom segmente sa vyskytuje päť plošne nevelkých polí sústredeného výskytu extrémne rádioaktívnych šlichov s hodnotami 115 až $130 \cdot 10^{-3}$ g U_{ekv} a tri z nich, situované okolo spojnice obcí Jalová — Ruské, nápadne koincidujú so sigmoidálnou štruktúrou Snina — Ruské.

Centrálnu a plošne najrozsiahlejšiu oblasť skúmaného územia medzi obidvoma opísanými pásmami charakterizuje vcelku disperzný výskyt anomálne rádioaktívnych šlichov.

Nositeľmi rádioaktivity šlichov môžu byť v podstate všetky minerály obsahujúce urán, tórium a izotopy im prislúchajúcich radov rádioaktívnych premien (Polanski — Śmulikowski, 1978). Spomedzi hlavných horninotvorných minerálov najviac uránu a tória obsahujú pyroxény (0,01 až 40 g/t U, 2 až 25 g/t Th), amfiboly (1 až 30 g/t U a 5 až 50 g/t Th), biotit (1 až 40 g/t U a 0,5 až 50 g/t Th). Tieto minerály sú však v zóne hypergenézy nestabilné, a preto môžu tvoriť významnú súčasť asociácie šlichov len z rozsypov na materských horninách a v ich blízkom okolí.

Oveľa vyššie koncentrácie uránu a tória sú v akcesorických mineráloch magmatických hornín, najmä v monazite, allanite, xenotime a zirkóne (30 až 35 000 g/t U a 100 až 75 000 g/t Th). Tieto minerály patria medzi veľmi odolné proti chemickému zvetrávaniu i mechanickej dezintegrácii, a preto sa v rozsypoch môžu hromadiť. Produkty premeny vlastných minerálov uránu a tória (hydroxidy, uhličitany,

sírany, fosfáty, arzeničnany, vanadičnany a hydrokremičitany) sú málo až veľmi málo odolné proti mechanickej dezintegrácii pri transporte vo vodnom prostredí, a preto môžu byť prítomné len v rozsypoch na tesnom okolí východov primárnych ložísk uránu.

V našom prípade, keď téměř celé skúmané územie budujú morské, prevažne flyšové sedimenty, môžu byť nositeľmi rádioaktivity šlichov z recentných rozsypov prakticky len rezistentné minerály, najmä zirkón, monazit, xenotim. príp. aj zrná kremeňa, živcov, rutilu, ilmenitu a možno aj iných rezistentných horninotvorných minerálov s mikrovýrastlicami minerálov uránu a tória. Spomedzi autigénnych minerálov prichádzajú do úvahy uranofosfáty a uranovanadáty, ktorých prítomnosť v tmavých bitúmenových pelitických sedimentoch menilitových vrstiev duklianskej jednotky uvádza J. Slávik (1968) východne od Medzilaboriec.

Podsúbor anomálne rádioaktívnych šlichov sa od reprezentatívneho súboru šlichov celého regiónu odlišuje väčšou frekvenciou najvyšších tried hojnosti granátov, zirkónu, rutilu, ale aj nižším obsahom a absolútnou časťou výskytu limonitu, pyritu, chloritu, pyroxénov a magnetitu (obr. 4).

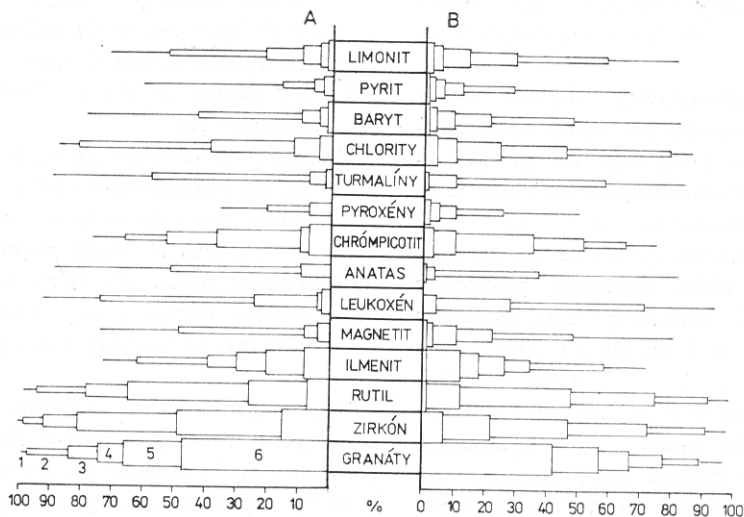
Keď vezmeme do ohľadu (v pomere k zirkónu) malé zastúpenie monazitu (do 500 zrn v 60 % šlichov celého súboru a len v 36 % reprezentatívnej vzorky anomálne rádioaktívnych šlichov), nepatrné zastúpenie apatitu (v obidvoch reprezentatívnych vzorkách jeho hojnosť neprevyšuje 500 zrn a sumárna časť výskytu 7 %), zanedbateľnú prítomnosť xenotimu (do 10 zrn v 1,4 % reprezentovanej vzorky anomálne rádioaktívnych šlichov a úplnú absenciu allanitu v celom analyzovanom súbore šlichov), potom ako hlavný nositeľ rádioaktivity šlichov vystupuje zirkón.

Zirkóny sú v šlichoch morfológicky aj

farebne pestré. Sú krátkostĺpčekovité a dlhoprizmatické, bipyramidálne zakončené hexagonálnym prierezom, idiomorfne, úlomkovité, hranaté až dokonale zaoblené, vretenovité aj oválne (obr. 5). Zriedkavo sa vyskytli aj dvojčatá zrastené plochami prizmy paralelne s osou *c*. Ojedinele boli prítomné aj sploštené kryštáliky odlišujúce sa od ostatných aj zafarbením. Najhojnejšie sú zastúpené slaboružové, číre a mierne zakalené zirkóny. Hnedasté, žltkavé a červené variety blízke malakónu a hyacintu sú zriedkavé. Väčšina jedincov je priehľadná, má sklený lesk a nerovný lom. Často obsahujú uzavreniny tmavých rudných minerálov.

Vektor trendu narastania sumárnej čas-

tosti vyšších tried koeficientov elongácie zirkónov ($K_e = 4, 5, 6$) smeruje od vnútorných rájónov k vonkajším rájónom východoslovenského úseku flyšových Karpát (obr. 6). Fónová hodnota koeficienta elongácie $K_e = 2$ charakterizuje odberné série reprezentujúce vnútrokarpatský rájón, bradlové pásmo a magurský flyš, kým sériu SU, reprezentujúcu dukliansku jednotku a priľahlú časť magurskej jednotky, charakterizuje fónová hodnota $K_e = 3$. V súlade so závermi O. I. Matkovského (1979) možno konštatovať, že v smere od vnútorných štruktúrnych jednotiek Karpát k vonkajším klesá podiel zirkónov vzniknutých v metamorfovaných horninách (K_e pod 2) a na ich úkor narastá podiel



Obr. 4. Kumulatívno-frekvenčné histogramy tried hojnosti skupiny hlavných minerálov šlichov. A — reprezentatívna vzorka 74 anomálne rádioaktívnych šlichov, B — reprezentatívna vzorka 982 šlichov z celého skúmaného súboru. Šírky stĺpcov vyjadrujú triedy hojnosti 1 až 6 dĺžky ich percentuálnu frekvenciu v podsúbore príslušnej reprezentatívnej vzorky: 1 — do 10 zrn, 2 — od 10 do 100 zrn, 3 — od 100 do 500 zrn, 4 — 500 zrn do 20 % objemu šlichu, 5 — od 20 % do 50 % objemu šlichu, 6 — nad 50 % objemu šlichu

Fig. 4. Cumulative frequency distribution of main mineral groups in panning samples. A — representative population of 74 anomalously radioactive samples, B — representative population of 982 samples from the whole set investigated. Column breadth expresses the frequency class (1 to 6), the length indicates the mineral content in per cents in the partial representative population. 1 — up to 10 grains, 2 — 10 to 100 grains, 3 — 100 to 500 grains, 4 — 500 grains to 20 volume per cent, 5 — 20 to 50 volume per cent, 6 — over 50 volume per cents of the panning sample

zirkónov vzniknutých v magmatických intrúziách (K_e nad 2). Toto konštatovanie nevyklučuje ani niekoľkonásobnú redepozíciu zirkónov z recentných rozsypov vo flyši, ktorá vyplýva z výsledkov sedimentologických paleoprúdových a mineralogických výskumov flyšu duklianskej jednotky (Đurkovič, 1965, Koráb — Đurkovič, 1966, Đurkovič, 1968, Koráb — Đurkovič, 1973).

Porovnaním kumulatívno-frekvenčných histogramov (obr. 7) zisťujeme, že predpaleogénne komplexy (01, 02) a neovulkanity (03) majú záporné korelačné vzťahy medzi rutilom a zirkónom. Vo vnútrokarpatských komplexoch (04, 05, 06), ba

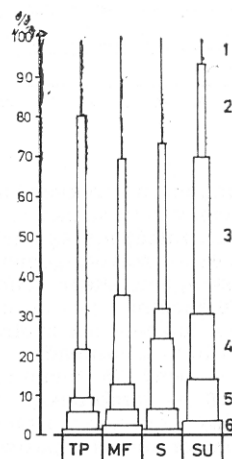
aj v bradlovom pásme (07) sa tieto dva minerály vyznačujú vysokopozitívnou koreláciou. Naproti tomu komplexy vonkajšieho flyšu charakterizuje zreteľná korelačná asymetria. V súbore (09) majú všetky triedy obsahu rutilu a zirkónu temer zhodnú frekvenciu výskytu. Naproti tomu pribradlový krynický komplex (08) je zreteľne ochudobnený o rutil a súbor duklianskej jednotky (10) zase o zirkón.

Na pozadí pomerne veľkej plošnej rozlohy polí výskytu anomálne rádioaktívnych šlichov vo vysokotatranskom, a najmä rudohorsko-čiernohorskom rajóne (cf. obr. 3) je frekvencia anomálne vysokého obsahu zirkónu v šlichoch príslušných



Obr. 5. Habitus zirkónov zo série TP (zväčš.). Foto R. Ďuďa

Fig. 5. Zircon habits from the Central Carpathian area (magnified). Photo by R. Ďuďa



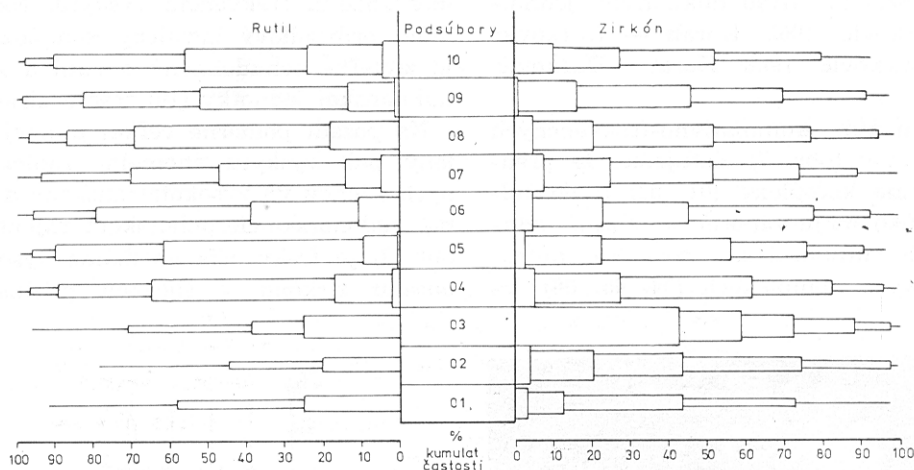
Obr. 6. Kumulatívno-frekvenčné histogramy koeficientov elongácie zirkónov (orig. zostavený z výsledkov merania Ďuďu, 1979). TP — vnútrokarpatský rajón, MF, S — magurský rajón, SU — duklianský rajón. Odstupňované šírky stĺpcov predstavujú zaokrúhlené nominálne hodnoty koeficientov elongácie a výšky stĺpcov zase im prislúchajúcu frekvenciu v meranom súbore

Fig. 6. Cumulative frequency distribution of elongation coefficients of zircons (completed from measurements by Ďuďa, 1979). TP — Central Carpathian area, MF, S — Magura flysch, SU — Dukla flysch. Column breadth expresses classes (value) of the elongation coefficient, the length indicate frequency in per cent

podsuborov neúmerná. Príčina tohto javu spočíva zrejme v tom, že okrem zirkónu sú v šliach týchto dvoch podsuborov zaiste prítomné aj zatiaľ neidentifikované vlastné minerály uránu a tória, ktorých

ložiskové akumulácie sú už v severogemerickom uránonosnom perme dokázané (Rojkovič — Novotný, 1981).

Markantný nesúlad medzi mimoriadne vysokým obsahom zirkónu v šliach neo-



Obr. 7. Kumulatívno-frekvenčné histogramy tried hojnosti rutilu a zirkónu v podsuboroch šliach z 10 štruktúrno-faciálnych komplexov. Podsubory šliach: 01 — vysokotatranský, zastúpený 43 šliachmi z priestoru vysokotatranského kryštalinika a glaciofluviálu, 02 — spišsko-gemersko-čiernohorský, zastúpený 83 šliachmi zo severného okraja Spišsko-gemerského rudohoria, Braniska a Čiernej hory, 03 — neovulkanický, zastúpený 80 šliachmi z priestoru severných výbežkov neovulkanitov Slanských vrchov a výnosových kužeľov ich zvetranín, 04 — spišský, zastúpený 119 šliachmi z priestoru Spišskej kotliny, juhozápadnej časti Spišskej magury a Levočských vrchov, 05 — šarišský, zastúpený 75 šliachmi z priestoru vnútrokarpatského paleogénu Šarišskej vrchoviny, 06 — šambronský, zastúpený 67 šliachmi zo zvrásnenej šambronsko-kamenickej zóny vnútrokarpatského paleogénu, 07 — pieninský, zastúpený 64 šliachmi z pieninského bradlového pásma, 08 — krynický, zastúpený 152 šliachmi z pribradlovej zóny magurského príkrovu (krynicekej a bystrickej subjednotky), 09 — račiansky, zastúpený 163 šliachmi z račianskej subjednotky magurského príkrovu, 10 — duklianský, zastúpený 131 šliachmi z priestoru duklianskej jednotky. Spôsob zobrazenia tried hojnosti a častosti ich výskytu je zhodný s obr. 4

Fig. 7. Cumulative distribution of rutile and zircon frequency classes in partial sample populations of ten structural-facial complexes. 01 — the High Tatra Mts. (43 samples from crystalline and glaciofluvial terraine), 02 — the Spišsko-gemerské rudohorie, Čierna hora and Branisko Mts. (83 samples), 03 — neovolcanite areas (80 samples from the northern slopes of the Slanské vrchy Mts. and from dejection cones of volcanite weathering products), 04 — the Spiš area (119 samples from flysch lithologies of the Spišská kotlina basin, SW part of the Spišská Magura and Levočské vrchy Mts.), 05 — the Šariš area (75 sample from Central Carpathian Paleogene beds of the Šarišská vrchovina highland), 06 — the Šambron area (67 samples from the folded Šambron — Kamenica zone of the Central Carpathian Paleogene), 07 — the Pieniny area (64 samples from the Pieniny Klippen Belt), 08 — the Krynica area (152 samples from the innermost, Klippen-near belt of the Magura flysch; the Krynica and Bystrica partial units), 09 — the Rača area (163 samples from the Rača partial unit of the Magura nappe), 10 — the Dukla area (131 samples from the Dukla flysch unit). Mode of presentation as in fig. 4

vulkanického podsúboru a absenciou anomálne rádioaktívnych šlichov v priestore neovulkanitov možno vysvetliť pravdepodobným deficitom uránu a tória v zirkónoch tejto proveniencie. Naproti tomu nepatrné rozdiely vo frekvencii dvoch najvyšších tried hojnosti zirkónu v šlichoch podsúborov reprezentujúcich územia budované flyšom nekorešponujú s frekvenciou výskytu polí anomálnej rádioaktivity vo flyši. Tento rozpor si nepochybne zasluhuje detailné mineralogické, rádiometrické, ba aj ekologické výskumy indikovaných polí anomálnej rádioaktivity. Kvalitatívne nové poznatky, ktoré možno výskumom načrtnutých problémov získať, budú nepochybne využiteľné nielen pri rozvíjaní metalogenetických a paleogeografických predstáv, ale aj pri riešení akútnych problémov geohygieny súvisiacich s expanziou osídlenia a exploataciou prírodných zdrojov.

LITERATÚRA

- Bartošek, J. 1961: Výskum měření radioaktivity slabě aktivních hornin. *Manuskript — ÚUG Brno*.
- Đuđa, R. 1979: Čiastková správa o výskume ťažkých minerálov šlichov z úlohy Vysoké Tatry — Prešov. *Manuskript — Geoprieskum, oblasť Košice*. 30 s.
- Đurkovič, T. 1965: Clastic Sediments of the Dukla Folds (Flysch of Eastern Slovakia). *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 36, s. 219—234.
- Koráb, T. — Đurkovič, T. 1973: Sedimentológia a paleogeografia podmenilitových vrstiev duklianskej jednotky. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 60, s. 85—119.
- Matkovskij, O. I. 1979: Značenie akcesorných mineralov dľa vyjasnenia prírody i klasifikácii magmatických i metamorfičských porod. Akcesorické minerály. *Folia (Brno) (v tlači)*.
- Rojkovič, I. — Novotný, L. 1931: Geologická stavba a uránové zrudnenie pri Novoveskej Hute. In: *Zbor. ref. IV. slovenskej geologickej konferencie*. Zv. 2. Bratislava, Dom techniky ČSVTS, s. 228—240.
- Slávik, J. 1968: Metalogenetische Verhältnisse und Rohstoffe des Ostslowakischen Tertiärs. *Geol. zbor. Geologica carpath. (Bratislava)*, 19, S. 45—68.

Radioactivity of the heavy fraction in recent placers of the East Slovakian flysch area

IVAN KRIŽANI — ANNA KOVÁŘOVÁ

Panning prospection was used to characterize the heavy mineral fraction of sediments in the recent water system of the northern part of the East Slovakian region. Altogether 13,123 panning samples were prepared from sandy to argillaceous fraction of sediments. The sample of the original sediment weighed 10 to 20 kg and the sample interval was between 250 and 1,000 metres.

The measuring of the total gamma activity of natural materials was elaborated originally (Bartoušek, 1961) for rock samples weighing 200 to 1,200 g. This methodics was adopted for samples 3 to 5-time lighter in the Laboratory of Identification Methodics of the Geological Survey Enterprise in Spišská Nová Ves.

For the measuring, a table laboratory apparatus has been employed. A SKG-LS M 20 (45×50 mm) scintillation counter of gamma impulses was applied as detector using a sodium iodide monocrystal activated by thallium. The detector was placed into a lead container with 50 mm thick walls. A TESLA NZ-Q 714 T laboratory measuring set was used for the signal counting from the detector. The lower discrimination limit was usually adjusted to 50 keV. An 0.1 % uranium in equilibrium with its decay products was utilized as comparison standard. Precision weighed panning samples poured into flat aluminium container were put in the detector placed in the lead container. The measuring

of impulses emitted by samples continued 10 minutes whereas the measuring of the background lasted the same time and was applied after each fifth sample. The intensity of gamma radiation was evaluated in $n \cdot 10^{-3}$ equivalent grams of uranium (gU_{eq}). The measuring error for samples weighing 0.5 to 2 g was 5 to 20 per cent.

Alltogether 12,480 samples were measured. The frequency distribution of sample weights is in fig. 1. Panning samples weighing over 4.86 g come mostly from stream sediments draining Pre-Cenozoic magmatite and metamorphic terranes and less neovolcanic areas. The fields with concentrated occurrences of panning samples lighter than 0.18 g coincide mostly with carbonate and claystone lithofacies.

The fluctuation of the total gamma activity in a representative population of 1,478 random samples is in fig. 2. The distribution shows clear heterogeneity. The Central Carpathian area is represented by 21.7 per cent of samples in the population. The variation span of the total gamma activity of these samples is $0-333 \cdot 10^{-3} gU_{eq}$, whereas the background value is $30 \cdot 10^{-3} gU_{eq}$ and the anomaly threshold value is $70 \cdot 10^{-3} gU_{eq}$.

The Pieniny Klippen Belt and innermost subunits of the Magura flysch belt is represented by 32 per cent in the representative sample population. The total gamma activity of panning samples fluctuates between 0 and $114 \cdot 10^{-3} gU_{eq}$ with a background value of $15 \cdot 10^{-3} gU_{eq}$ and anomaly threshold value of $40 \cdot 10^{-3} gU_{eq}$.

The outer subunit of the Magura flysch belt together with the Dukla flysch unit is represented by 41.4 per cent in the sample population. Their characteristic variation span is $0-183 \cdot 10^{-3} gU_{eq}$, the background concentration is only $4 \cdot 10^{-3} gU_{eq}$ and the anomaly threshold value is $40 \cdot 10^{-3} gU_{eq}$. The areas of concentrated occurrences with panning samples revealing over $100 \cdot 10^{-3} gU_{eq}$ intensity of total gamma activity are in fig. 3. These areas occur mostly in the Central Carpathian area and less in the Dukla unit.

The sample set giving anomalously high values of the total gamma activity is in fig. 4. The frequency distribution of main mineral groups proves that garnet, zircon and rutile are relatively more frequent in these samples. Hence, these minerals may be also

the main carriers of the gamma activity in the panning samples. The distribution of elongation coefficients of zircons (K_e) coming from the main structural-facial units of the area is in fig. 6, whereas the habit of zircons is given in fig. 5. Because the K_e values increase toward the more external units, this points to the decrease of zircons derived from metamorphites (K_e below 2) and to the increase of zircon content derived from magmatic intrusive rocks (K_e over 2) in more external units of the Carpathian flysch, in accordance with O. I. Matkovskiy (1979). The correlation between the amount of zircon and rutile in panning samples grouped into the ten structural-facial units is in fig. 7. Pre-Paleogene units (01 and 02) or neovolcanic areas (03) are characterized by negative values of the correlation coefficient. Units of the Central Carpathian Paleogene (04, 05 and 06) but also the Pieniny Klippen Belt (07) reveal high positive correlation between the content of zircon and rutile. In the Rača (outer) subunit of the Magura flysch belt are all classes of rutile and zircon present with equal frequency (09). To the contrary, the innermost subunit of the Magura flysch (08) is clearly depleted in rutile and the Dukla flysch (10) in zircon.

There is a clear discrepancy between the frequent occurrence of anomalously high zircon or rutile contents and the areas where concentrated occurrences of panning samples giving anomalously high total gamma activities are present. This may be caused also by the presence of uranium or thorium minerals proper not yet identified in panning samples by mineralogical procedures. Radioactive minerals create economic concentrations in uraniumiferous Permian rocks of the northern part of the Gemeric unit (Rojkovič — Novotný, 1981). Similarly, also authigenic uranium minerals not yet identified may be contained in panning samples taken over the Dukla flysch unit. Such minerals are mentioned by J. Slávik (1968) from dark bituminous pelite within the menilite beds. The clear discrepancy between the extremely high zircon content in panning samples of stream sediments over neovolcanites and their low radioactivity signalizes the probable deficiency of uranium and thorium in zircons of this provenience.

Bázické vulkanity v západnej časti severogemerického permu

JÁN GREGOROVICH, LADISLAV NOVOTNÝ

Uránový prieskum, závod IX, Fraňa Kráľa 2, 052 80 Spišská Nová Ves

(5 obr. a 2 tab. v texte)

Doručené 9. 11. 1981

Основные вулканические породы в западной части северогемеридной перми

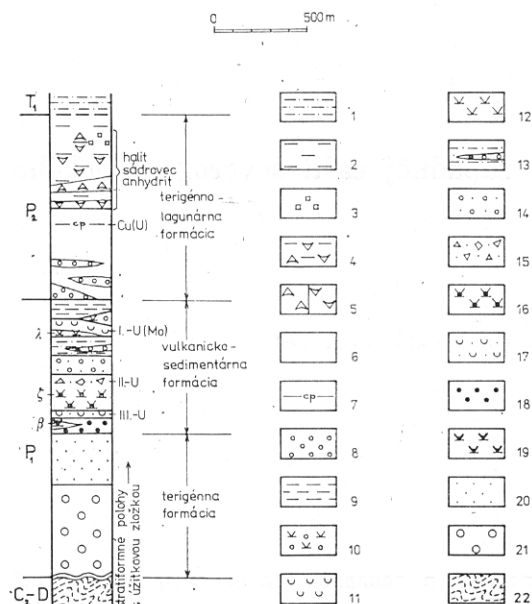
В западной части северогемеридного пояса нижней перми были обнаружены основные вулканические породы. Находятся в свите конгломератов как безформенные тела мощности 5—15 м. Они мелкозернистые мандлевидные и интенсивно изменённые. На основании их петрографического изучения относят их к базальтам. Являются началом среднекислого и даже кислого вулканизма перми.

Basic volcanites in the western part of the North Gemic Permian

Occurrences of basic volcanic rocks were discovered in Lower Permian rock sequence of the North Gemic unit. Volcanite forms a discontinuous body of up to 5—15 m thickness in conglomerate. The fine-grained volcanite has amygdaloidal structure and suffered strong hydrothermal alterations. The occurrence may represent initial manifestation of the Permian volcanism in the unit.

Bázické vulkanity sú súčasťou spodno-permskej vulkanicko-sedimentárnej formácie (Novotný — Mihál, 1981). Jej bazálnu časť (obr. 1) tvorí súvrstvie zlepenca mocné 30—100 m. Je to zelený a fialový drobnozrnitý až strednozrnitý zlepenec s prechodom až do zlepencového pieskovca. Obliaky tvorí hlavne kremeň, sivý a hnedastý kremeňový pieskovec až kremenec s vysokým stupňom zaoblenia (se-

mioválne, oválne). V súvrstviach, v podloží aj nadloží zlepenca sú prúdové sedimentárne textúry (rozličné typy zvrstvení), čo spolu so stupňom zrelosti a zaoblenia materiálu zlepenecov svedčí o fluviálno-subakvatickej litofácii. Uprostred súvrstvia zlepenecov vystupuje konkordantne uložené 5—15 m mocné, zriedka aj mocnejšie teleso bázických efuzívnych hornín. Má doskovitý tvar a laterálne nesúvislý priebeh.



Obr. 1. Pozícia vulkanitov v schematizovanej stratigrafickej kolónke permu v okolí Novoveskej Huty

1 — fialový pieskovec a aleurit, 2 — zelený a fialový aleurit, 3 — brekcia halitu, 4 — anhydrit a sadrovec v slabých polohách a premigrovaný, 5 — anhydrit a sadrovec, 6 — fialový a zelený jemnozrnný až hrubozrnný drobový pieskovec, 7 — zelený pieskovec s minerálmi Cu, 8 — polymiktný zlepenec (strážanský typ), 9 — fialový aleurit, 10 — polymiktný zlepenec (rybnický typ), 11 — tufit, tuf, vulkanicko-sedimentárna brekcia (I. rudná poloha), 12 — acidné vulkanity (ryolit), 13 — fialový drobový pieskovec a polymiktný zlepenec, 14 — zelený aleurit, pieskovec a zlepenec s tufogénnou zložkou, 15 — pestré, zmenené vulkanoklastiká intermediálnych vulkanitov (II. rudná poloha), 16 — zmenené intermediárne vulkanity, 17 — zelený aleurit a pieskovec s tufogénnou zložkou (III. rudná poloha), 18 — bazálny zlepenec vulkanicko-sedimentárnej formácie, 19 — zmenené bazické vulkanity (bazalty), 20 — fialový a zelený pieskovec a aleurit, 21 — pestrý polymiktný zlepenec (bazálny typ), 22 — metamorfované sedimenty a vulkanity karbónu a rakoveckej skupiny vcelku

Fig. 1. Position of volcanites in schematic stratigraphical column of the Permian in the Novoveská Huta area. 1 — violet sandstone and aleurite, 2 — green and violet aleurite, 3 — halite breccia, 4 — anhydrite and gypsum in thin layers and migrated, 5 — anhydrite and

gypsum, 6 — violet and green, fine- to coarse-grained lithic arenite, 7 — green sandstone with copper minerals, 8 — polymict sandstone (Stráža type), 9 — violet aleurite, 10 — polymict conglomerate (Rybník type), 11 — tuffite, tuff and volcanosedimentary breccia (1st ore layer), 12 — rhyolite, 13 — violet lithic arenite and polymict conglomerate, 14 — green aleurite, sandstone and conglomerate with tuffaceous admixture, 15 — variegated altered volcanoclastics of intermediate composition (2nd ore layer), 16 — altered intermediate volcanics, 17 — green aleurite and sandstone with copper minerals, 18 — polymict sandstone, 19 — basal conglomerate of the volcanosedimentary formation, 20 — altered basic volcanite (basalt), 21 — violet green sandstone and aleurite, 22 — variegated polymict conglomerate (basal type), 23 — metamorphosed sedimentary and volcanic rocks (Carboniferous and the Rakovec group).

Samostatné veľmi pretiahnuté šošovkovité telesá majú dĺžku a šírku okolo 100 až 300 m a vystupujú v jedinom horizonte. Zistená šírka výskytov vulkanitov v severojužnom smere je do 0,5 km, ale doteraz známa dĺžka dosahuje 10 km. Výskyty bázičských efuzív sú výrazne líniové a sledujú významné prešmykové zlomy východo-západného smeru.

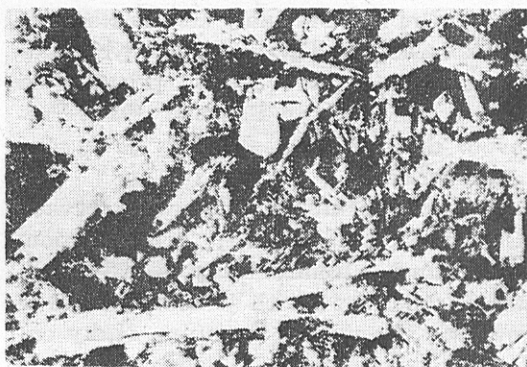
V podložnom exokontakte (0,2—1 m) sa zistili slabé kaustické účinky (tehlovočervené sfarbenie, rekryštalizácia zŕn a tmeľu) v pieskovi a zlepení. V nadložných sedimentoch, ktoré sú bez kontaktných zmien, sú bežné veľké aj malé úlomky a útržky efuzív do vzdialenosti 0,5—1 m. Nadložná hranica (pôvodný povrch) telesa je nerovná a teleso je čiastočne deštruované.

Makroskopicky sú to horniny rovnomernej tmavej fialovosivej farby, jemnozrnné a bez akýchkoľvek výrastlíc. Nadložná časť (tretina) telesa má zvyčajne mandľovcovú textúru (obr. 2). Mandle tvoria 10—30 % objemu horniny, majú väčšinou oválny tvar s priemerom 2—10 mm, ale často sú pretiahnuté až červíkovité, dlhé 1—10 cm a usporiadané paralelne



Obr. 2. Mandľovcový typ bázickej vulkanickej horniny (vrchná časť telesa). Lokalita Novoveská Huta, štôlna č. 30, H-6-30

Fig. 2. Amygdaloidal basic volcanite, upper part of the body. Novoveská Huta locality, andit № 30, H-6-30 sample



Obr. 3. Reliktná intersertálna štruktúra bázického vulkanitu. Svetlé lišty sú úplne karbonatizované a sericitované plagioklasy, tmavé plochy tvorí hematizovaná bazálna hmota. Lokalita Hanisková, vrt 778, hĺbka 289,5 m. Zväčš. 125 $\times$, 1 nikol

Fig. 3. Relic intersertal texture of the basic volcanite. Light paths are totally carbonatized and sericitized plagioclases, dark places composed of haematitized groundmass. Hanisková locality, drilling № 778, 289.5 m depth, magn. $\times 125$, parallel nicols

s nadložnou hranicou. V strednej a podložnej časti sú zriedkavé. Telesom prestupujú priečne žilky bieleho karbonátu, ktoré pokladáme za výplň kontrakčných trhlín. Všetky doteraz známe výskyty sa petrograficky ovzorkovali a podrobili mikroskopickému a petrochemickému štúdiu.

Pri mikroskopickom štúdiu horniny je pozorovateľná úplná karbonatizácia a sericitizácia základnej hmoty. Pôvodnú mandľovcovo-intersertálnu štruktúru naznačuje len množstvo opakových lemov na úplne karbonatizovaných, sericitizovaných, chloritizovaných, príp. silicifikovaných lištovitých a tabuľkovitých mineráloch (obr. 3). Napriek veľkému množstvu výbrusov sa nepremenenú horninu nepodarilo zastihnúť. Len ojedinele možno v jadrách lemov pozorovať reliktu plagioklasu, ktorého bazicitu doteraz nebolo možno určiť. Priemerné zastúpenie minerálov je: karbonáty 20—40 %, sericit 20—30 %, výnimočne do 70 %, kremeň 10—15 %, živce (plagioklasy) 0—20 %, rudné minerály hematit a ilmenit 5—15 %. Okrem živcov, resp. ilmenitu majú všetky minerály charakter sekundárnych a rekryštalizačných produktov radu premien.

Akcesoricky vystupuje leukoxén, rutil, chlorit, apatit, turmalín, zirkón.

Výplň mandlí je zonálna, stredná časť má niekedy radiálne lúčovitú stavbu. Výplň tvorí najčastejšie dolomit, v menšej miere sericit, chlorit, siderit a kremeň (obr. 4).

Silikátové analýzy (tab. 1) dávajú obraz o výrazných alochemických metamorfných procesoch, ktoré horniny postihli. Chemizmus hornín a jeho zmeny dokumentuje obr. 5 vyjadrením obsahu kyslíčnikov v reze efuzívneho telesa. Podobné premeny sa zistili pri mandľovcových bázikách v perme chočského príkrovu Nízkych Tatier (Vozár, 1974), ale aj acidných vulkanitoch severogemerického permu (Rojkovič, 1969). Premeny potvrdzujú:

a) Záporná korelácia obsahu SiO_2 a CO_2 a súčasne kladná korelácia CO_2 a $\text{CaO} + \text{MgO}$. Pri silne karbonatizovaných typoch je nižší obsah SiO_2 (Gregorovič, 1979).

b) Veľmi nízke hodnoty obsahu Na_2O pri vysokom obsahu K_2O a priemerných hodnotách Al_2O_3 v porovnaní s „priemerným melafýrom“ (Daly in Hejtmán, 1957). Prejavom draselnej metasomatózy je vysoký obsah sericitu.

c) Obsah niektorých stopových prvkov (Cu, Zn, Co, Ni, tab. 2) je oproti údajom z literatúry extrémne nízky (4–20-násobne). V ďalších prvkoch je obsah približne rovnaký, ako uvádza literatúra. Nízky obsah stopových prvkov pokladáme do značnej miery za prejav odnosu počas metamorfných procesov.

Ak sa berie do úvahy maximálny obsah SiO_2 — pri najnižšom stupni karbonatizácie, ako aj hodnoty Al_2O_3 , obsah TiO_2 , Fe_2O_3 a FeO , možno predpokladať pôvodne bazický charakter hornín. Ak sa prihliadne aj na zachované reliktné štruktúry, ako aj spôsob vystupovania, možno predpokladať, že sa pôvodné horniny podobali bazaltom chočského príkrovu. Súčasny charakter im vtlačila intenzívna autometamorfná a postvulkanická karbonatizácia a argilitizácia s výrazným alochemickým účinkom.

Záver

Drobnozrnité a mandľovcové bazické efúzíva zistené v severogemerickom perme sú postihnuté silnými premenami, hlavne kar-



Obr. 4. Reliktná intersertálna štruktúra bazických vulkanitov (na dolnom okraji mandľa s uhličitanovou výplňou). Karbonatizovaný a sericitizovaný mandľovcový typ vulkanitu. Lokalita: dolina Tiesniny na JZ od Stratenej, vrt 983, hĺbka 158, 3 m. Zväčš. 125 $\times$, 1 nikol Fig. 4. Relic intersertal texture of basic volcanite. Amygdale with carbonate filling at the lower margin. Carbonatized and sericitized type of volcanite. Tiesniny valley locality SW from Stratená village, drilling No 983, 158.3 m depth, magn. $\times 125$, parallel nicolsponents in the effusive body

Chemické zloženie bazických vulkanitov
Chemical composition of basic volcanites

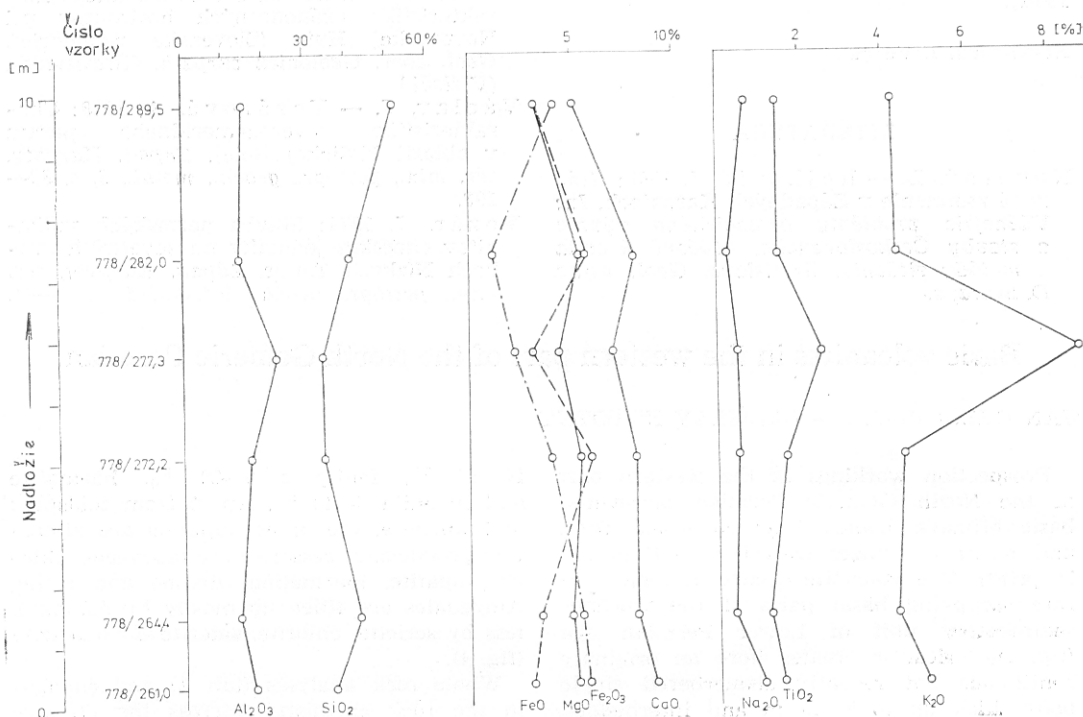
Tab. 1

Č. vzorky	778/261,0	778/264,4	778/272,2	778/277,3	778/282,0	778/289,5
SiO_2	36,37	42,67	34,29	34,18	41,34	51,66
TiO_2	1,54	1,25	1,66	2,52	1,48	1,43
Al_2O_3	16,97	13,54	16,34	23,05	14,06	14,97
Fe_2O_3	5,57	5,35	3,98	2,18	1,18	4,15
FeO	2,93	3,35	5,94	3,07	5,65	3,21
MnO	0,194	0,184	0,23	0,177	0,22	0,125
MgO	5,15	4,89	5,40	4,34	5,58	3,24
CaO	8,89	8,06	8,04	6,97	8,10	5,16
Na_2O	1,10	0,37	0,48	0,44	0,26	0,69
K_2O	5,07	4,32	4,53	8,75	4,33	4,24
P_2O_5	0,27	0,24	0,12	0,25	0,18	0,18
$\text{H}_2\text{O } 105^\circ\text{C}$	0,35	0,26	0,44	0,22	0,30	0,33
$\text{H}_2\text{O } 350^\circ\text{C}$	0,34	0,32	2,55	0,42	1,21	0,82
str. žih.	15,23	15,11	15,83	13,80	16,09	10,37
Súčet %	99,97	99,914	99,83	100,37	99,98	100,58

Analýzy vyhotovil Geologický prieskum, n. p., laboratórne stredisko, Sp. Nová Ves

bonatizáciou a sericitizáciou. Telesá majú malú mocnosť, líniové rozšírenie súbežne s významnými prešmykovými zlomami smeru V—Z a vyskytujú sa v bazálnom súvrství zlepenčov vulkanicko-sedimentárnej formácie. Výlevy prebiehali v pozdĺžnych depresiách vo vodnom prostredí. To mohlo

súvisieť so synvulkanickou a synsedimentárnou mobilitou týchto zlomových línii. Predpokladáme, že bazalty sú iniciálnym prejavom neskoršieho spodnopermského intermediárneho a acidného vulkanizmu, ktorého produkty dominujú vo vyššom nadloží.



Obr. 5. Vertikálna distribúcia chemických zložiek v efúzívnom telese vulkanických hornín

Fig. 5. Vertical distribution of chemical components in the effusive body

Obsah stopových prvkov v bázičných efúziách
Trace element contents in basic effusives

Tab. 2

Č. vzorky	778/261,0	778/264,4	778/272,2	778/277,3	778/282,0	778/289,5
Cu	4	4	5	3	4	5
Zn	28	30	44	22	26	42
Ni	34	32	42	20	48	32
Co	6	5	10	2	7	6
V	200	140	183	230	150	182
Zr	140	136	132	160	112	140
Y	38	26	26	38	26	33
La	46	34	26	38	24	24

Obsah uvedený v ppm

Analýzy vyhotovil Geologický prieskum, n. p., laboratórne stredisko, Spišská Nová Ves

Podstatný význam pri objašňovaní základných vulkanizmov môže mať objavenie základných vulkanitov aj inde v severogemerickom perme, ako aj ich vzťah k bazaltom chočskej jednotky. Podľa superpozičných vzťahov môžu byť ich ekvivalentom produkty I. erupčnej fázy (Vozár, 1974).

Recenzoval I. Varga

LITERATÚRA

- Novotný, L. — Rojkovič, I. 1981: Uránové zrudnenie v Západných Karpatoch. In: *Vážnejšie problémy geologického vývoja a stavby Československa, kľúčové územia a metódy riešenia*. Bratislava, Geol. ústav D. Stúra, s.
- Novotný, L. — Mihál, F. 1981: Geologická stavba ložiska Novoveská Huta. *Mineralia slov.*, 13, s. 526.
- Rojkovič, I. 1969: Petrography and Geochemistry of Permian Quartz Porphyries in Relation to U-Mo-Cu Mineralization, *Geol. zbor. Geologica carpath. (Bratislava)*, 20, pp. 87—114.
- Rojkovič, I. — Novotný, L. — Medved, J. — Walzel, E.: Geochemická charakteristika uránonosných horizontov pri Novoveskej Hute (Slovenské rudohorie). *Geol. zbor. Geologica carpath. (Bratislava)*, (V tlači.)
- Václav, J. — Vozárová, A. 1978: Charakteristika severogemeridného permu v oblasti Košickej Belej. *Západ. Karpaty, sér. min., petrogr., geochem., metal.*, 5, s. 83—108.
- Vozár, J. 1974: Stavba permských vulkanitov chočskej jednotky na severných svahoch Nizkých Tatier. *Západ. Karpaty, sér. min., petrogr., geochem., ložiská*, 1, s. 7—41.
- Prospection workings in the western part of the North Gemic Permian discovered basic effusive bodies near Novoeská Huta and Stratená villages (Novotný — Rojkovič, in print). The volcanite occurs in conglomerate occupying basal parts of the volcano-sedimentary unit of Lower Permian age (fig. 1). Volcanite creates here an originally continuous but recently dismembered single body thick up to 5—15 m and interbedded concordantly in conglomerate. The occurrence follows the E—W linear trend of main fault lines in the area and the body is elongated in the same direction.
- The volcanite itself is dark violettish-grey, fine-grained to aphanitic rock with amygdaloidal structure (fig. 2). The body imposed only slight caustic metamorphism on subjacent beds. Fragments of the volcanite occur in the overlier.
- The original intersertal and amygdaloidal structure is reminded but by opaque rims of totally carbonatized, chloritized and silicified tabular or lathy minerals (fig. 3). Plagioclase relics occur only rarely and the original groundmass is also completely sericitized and carbonatized. The share of mineral constituents is: carbonate 20—40 %, sericite 20—30 % locally up to 70 %, quartz 10—15 %, feldspars 0—20 %, haematite and ilmenite 5—10 %. Apart from feldspars and ilmenite, the other minerals are alteration products. Accessories are leucoxene, chlorite, apatite, tourmaline, zircon and rutile. Amygdales are filled up mostly by dolomite, less by sericite, chlorite, siderite and quartzite (fig. 4).
- Whole rock analyses (tab. 1) and changes in the rock chemistry accross the effusive body (fig. 5) yield evidence of strong allochemical metamorphism in the volcanite body. Contents of some trace elements (Cu, Zn, Co, Ni) are extremely low and others correspond to literature data. On the base of rock chemistry, relic texture and structure as well as due to the mode of occurrence, it is supposed that the original rock had basaltic composition. Probably, this basalt represents the initial manifestation of the Lower Permian volcanism products of which, intermediate and acidic by composition, dominate in the overlier. Extrusions occurred into longitudinal depressions and aqueous environment generated by the syn- to post-volcanic mobility of E—W trending faults.

Preložil I. Varga

Moissanit z rozsypov východoslovenského flyšu

RUDOLF ĎUĎA*, IVAN KRIŽÁNI*, ZDENĚK MRÁZEK**

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

** Katedra mineralógie Vysokej školy chemickotechnologickej, Suchbátarova 5, 166 28 Praha 6

(1 obr. a 1 tab. v texte)

Doručené 7. 12. 1981

Моиссанит в россыпях восточнословацкого флиша

В результате минералогических исследований россыпей восточно-словацкого флиша были определены голубоватозелёные зёрна. Анализом РТГ был установлен моиссанит. Его происхождение в россыпях пока неизвестно. Предполагаем, что его источником являются вулканические породы Восточной Словакии.

Moissanite from placer deposits of the East Slovakian flysch area

Mineralogical investigation of placer deposits in the East Slovakian flysch area discovered bluish-green grains identified by X-ray analysis as moissanite. The provenance of moissanite is unknown. It is supposed that volcanites in Eastern Slovakia were the source of moissanite in placers.

Pri mineralogickom spracúvaní rozsypov z východoslovenského paleogénu sa v šliachoch veľmi zriedkavo nachádzali zrníčka akvamarínovomodrej farby pokladané spočiatku za beryl. V rozsypoch tieto zrnká sprevádza asociácia granátov, korundu (zafíru, vzácné aj rubínu), anatasu, chrómspinelidov, rutilu, zirkónu, glaukonitu a barytu. Podrobnejším mineralogickým bádáním sa pri zrníčkach zistili vlastnosti odlišné od berylu a rtg ana-

lýza ich identifikovala ako veľmi zriedkavý minerál — moissanit.

Moissanit prvýkrát opísal H. Moissan roku 1905 (in Bauer et al., 1963) z meteoritu Canyon Diablo v Arizóne v USA. Z pozemských hornín bol opísaný až neskôr. Z formácie Green River v štáte Wyoming (USA) ho A. J. Regis — L. B. Sand (1958) opísali ako nízkotermálnu modifikáciu β -SiC kryštalizujúcu v kubickej sústave. Z kimberlitických kominov Jakutskej

ASSR opísal A. L. Bobrievič et al. (1959) jeho hexagonálnu modifikáciu (α -SiC). Rovnaká modifikácia je známa aj z vulkanických brekcií v severozápadnej časti Čiech (Bauer et al., 1963). Prírodný moissanit je totožný so syntetickým α -SiC, ktorý sa technicky označuje ako karborundum (Čuchrov et al., 1961).

Nález moissanitu na Slovensku je späť s regionálnou šlichovou prospekciou východoslovenského flyšu (Križani et al., 1979). Z vyše 7000 vzoriek rozsypov riečnej siete sa našiel iba vo vzorke SU-1502, lokalizovanej na sútoku potôčikov tvoriacich ľavý prítok riečky Olka juhovýchodne od obce Repejov, a to medzi kótou Ovsiská (466 m) a Tisovec (460 m) v okrese Humenné.

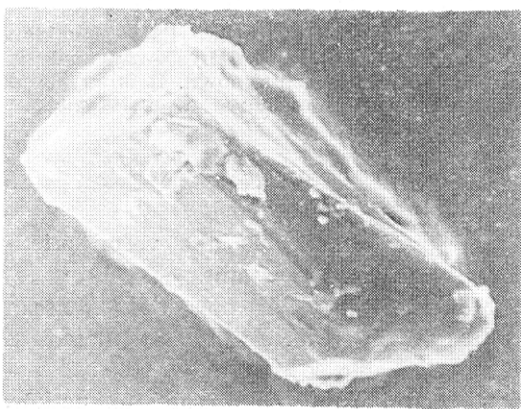
Moissanit sa v šlichu nachádza v množstve 10–100 zrn. Zrnká sú priehľadné až polopriehľadné, zelenomodré a so silným skleným leskom. V stereomikroskope a v riadkovacom elektrónovom mikroskope (obr. 1) bol viditeľný tabuľkovitý charakter zrn. Tabuľka znázornená na obr. 1 je iba malým úlomkom väčšieho kryštálu

a dosahuje veľkosť 0,1×0,2 mm. Ako vyplýva z pozdĺžneho ryhovania, zachované sú na nej plochy „s“ a „—r“ podľa kryštálového tvaru moissanitu, aký uvádza J. Bauer et al. (1963). Na tabuľke nie je pozorovateľná štiepatelnosť, ale iba lastúrovitý lom. Opticky je anizotropná.

Z tabuľkovitého zrnka sa urobila rtg analýza, ktorá zachytila prakticky všetky hlavné difrakčné čiary minerálu (tab. 1). Údaje sa dobre zhodujú s údajmi pre hexagonálny moissanit, aký uvádza J. Bauer et al. (1963), a s kartou 19-1138 v Selected powder diffraction data for Minerals (1974).

Zrná moissanitu v rozsypoch východoslovenského flyšu sú neznámeho pôvodu. Značná odľahlosť miesta nálezu od priemyslových objektov a výskyt pomerne veľkých tabuliek, resp. úlomkov z veľkých tabuliek moissanitu, vylučujú jeho zámenu za syntetický α -SiC (karborundum). Navyše sa šlichové vzorky v priebehu celého spracúvania nedostali do styku s abrazívmi a sú prírodným rozsypom riečnej siete.

Znosovú oblasť výskytu moissanitu buduje zlínske súvrstvie račianskej čiastkovej jednotky magurského príkrovu (Leško — Samuel, 1968). Súvrstvie tvoria prevažne sedimenty pelitického charakteru (olivovozelený až sivomodrý ilovec) s polohami glaukonitického pieskovca. Zriedkavejšie sú sivomodré až sivozelené slie-ny. Sedimentácia prebiehala od lutétu do vrchného eocénu. Magurský príkrov, podobne ako flyšové príkrovy vôbec, bol transportovaný na veľkú vzdialenosť a jeho koreňové časti nie sú známe. Transport sa odhaduje na 150 až 200 km na S (Leško et al., 1979), a tak sa príkrovy dostali na viac alebo menej tektonicky postihnutý povrch platformy. Autori (Leško et al., 1979) predpokladajú, že fundament flyšových príkrovov je v hĺbke 4 až 5 km a tvoria ho prekambrikové, paleozoické a mezo-



Obr. 1. Úlomok kryštálu moissanit so zreteľnými plochami „s“ a „—r“. Riadkovací elektrónový mikroskop, zväčšené 200×
Fig. 1. Moissanite fragment with discernible crystal faces “s” and “—r”. SEM picture, magn. ×200

Rtg analýza moissanitu
X-ray analysis of moissanite

Tab. 1

Repejov SU-1502		Moissanit 19-1138**		Moissanit Bauer et al., 1963		Poznámka
Im	dm	It	dt	It	dt	
—	—	—	—	4	0,421	kremeň
—	—	—	—	8	0,334	
5	0,263	60	0,267	5	0,262	kremeň
10	0,251	100	0,252*	10	0,250	
3	0,235	80	0,236	5	0,234	
2	0,216	—	0,218*	3	0,217	
—	—	—	—	1	0,199	
—	—	20	0,183	2	0,180	kremeň
—	—	—	—	2	0,166	
8	0,153	—	0,154*	10	0,153	kremeň
2	0,1412	50	0,143	5	0,141	
—	—	10	0,133	1	0,137	
7	0,1308	—	0,131*	10	0,131	
—	—	20	0,129	2	0,128	
—	—	20	0,126*	2	0,125	
—	—	—	0,109*	3	0,108	
—	—	30	0,104	3	0,104	
2	0,0998	—	0,01*	6	0,0999	

* — čiara totožná s β -SiC

** — Selected powder diffraction data for Minerals (1974)

Gandolfiho komôrka $\varnothing$ 57,3 nm, žiarenie CuK_α , Ni filter, expozícia 6 hodín

Gandolfi's equipment $\varnothing$ 57,3 nm, CuK_α radiation, Ni-filter, exposition 6 hours

zoické sedimenty platformového vývoja. V tomto fundamente možno hľadať primárny pôvod moissanitu.

Ale oveľa reálnejšie sa nám zdá, že zdrojom moissanitu boli mladšie horniny vulkanického pôvodu. Na jeho pôvod z bázikých hornín sčasti poukazuje jeho asociácia s chrómspinelmi. Niektorí autori (Filimonová — Gorškov — Mochov — Trubkin — Cepin, 1980 a Filimonová — Gorškov — Korina — Trubkin, 1980) opisujú výskyt moissanitu z vulkanických hornín kyslého (ryolity) alebo intermediárneho (andezity) zloženia. Moissanit sa nachádza vo vulkanogénnych rudách Pb, Cu, Fe, Sn v asociácii s rýdzimi kovmi (Pb a Sn). Z ošurkovského dioritového masívu opísal moissanit G. I. Tugovik — A. M.

Ogurcov (1980) v asociácii s amfibolmi, apatitom, korundom a titanitom. V ťažkej frakcii elúvia zistili aj epidot, zirkón, anatas a titanomagnetit. Podobná minerálna asociácia sa zistila aj v rozsypoch lokality Repejov.

Prítomnosť vulkanických hornín kyslého aj intermediárneho zloženia je známa v širokej oblasti južne od súčasnej pozície sedimentov východoslovenského flyšu (Vihorlat, Popriečny, Slanské vrchy, Zemplínske vrchy) a ako sa už uviedlo (Leško et al., 1979), príkrovy východoslovenského flyšu majú svoje koreňové časti niekde južnejšie od súčasnej pozície. Preto je celkom reálne hľadať pôvod moissanitu v týchto vulkanických oblastiach, aj keď sa moissanit môže bezprostredne geneticky

viazat' na xenolity neznámych bázičských alebo ultrabázičských hornín z podložia vulkanitov pohltených vulkanitmi. Asociácia vysokotermálnych minerálov (korund, cordierit, sekaninait) sa zistila v xenolitoch dioritových porfyrítov na lokalite Maglovec a Vechec (Duďa et al., 1981).

LITERATÚRA

- Bauer, J. — Fiala, J. — Hříchová, R. 1963: Natural α -silicon carbide. *Amer. Mineralogist*, 48, pp. 620—634.
- Bobrievič, A. L. — Bondarenko, M. N. — Gnevusev, M. A. — Krasov, L. M. — Smirnov, G. I. — Jurkevič, R. K. 1959: Almaznyje mestoroždenija Jakuti. *Moskva*. 320 s.
- Čuchrov, F. V. et al. 1961: Mineraly. Tom I. *Moskva, Nauka*. 616 s.
- Duďa, R. — Černý, P. — Kaličiaková, E. — Kaličiak, M. — Tözsér, J. — Ulrych, J. — Veselovský, F. 1981: Mineralógia severnej časti Slanských vrchov. *Mineralia slov., Monografia*, 2, s. 1—78.

- Filimonová, L. G. — Gorškov, A. I. — Mochov, A. V. — Trubkin, N. V. — Cepin, A. I. 1980: O samorodých metaloch i muasonite v kalievych ryolitoch Bogopolskoj svity južného Sichote-Aline. *Dokl. Akad. Nauk SSSR*, 5, s. 1217—1220.
- Filimonova, L. G. — Gorškov, A. I. — Korina, E. A. — Trubkin, N. V. 1980: O nachodke samorodých metalov vo vulkanitach južného Sichote-Aline. *Dokl. Akad. Nauk SSSR*, 5, s. 962—965.
- Križáni, I. — Duďa, R. — Bácsó, Z. 1979: Vysoké Tatry — Prešov, komplexná mineralogicko-geochemická prospekcia. *Manuskript — Geofond Bratislava*. 222 s.
- Leško, B. — Samuel, L. 1968: Geológia východoslovenského flyša. *Bratislava. Vyd. SAV*. 245 s.
- Leško, B. — Kadlečík, J. — Mořkovský, M. — Tomek, Č. 1979: Podložie flyšových Karpát na východnom Slovensku interpretované z geofyzikálnych meraní. *Mineralia slov.*, 2, s. 97—114.
- Selected powder diffraction data for Minerals. Data book. 1st ed. *Publication DBM-1-23. Joint committee on powder diffraction standards*, 1974, 833 p.
- Tugovik, G. I. — Ogurcov, A. M. 1980: Muasonit a soputvujuščije jemu mineraly v brekcijach Ošurkovskogo dioritovogo masiva (Zap. Zabajkalie). *Zap. Vsesojuz. mineral. Obšč.*, 6, s. 704—706.

Moissanite from placers of the East Slovakian flysch

RUDOLF DUĐA — IVAN KRIŽÁNI — ZDENĚK MRÁZEK

In the course of mineralogical investigations, bluish-green mineral grains associating with corundum, anatase, chromian spinel, garnet, rutile, zircon, glauconite and baryte were found in panning samples from the East Slovakian flysch belt. A more detailed analysis (tab. 1) allowed the identification of this mineral as moissanite. Because no synthetical α -SiC is concerned, the dispersion of this mineral was investigated in order to delimitate its possible source area. Several authors (Leško et al., 1979) admit the northward tectonic transport of flysch nappes with their root

areas left more southerly from their recent extent. Moissanite occurrences in the Magura flysch belt and the existence of considerable areas built by volcanites southerly leads us to look after source areas in these volcanites. Such presumption is, to a certain extent, motivated also by moissanite findings in volcanic areas on Soviet territory (Filimonova et al., 1980a, 1980b, Tugovik — Ogurtsov, 1980).

Preložil I. Varga

AKTUALITA

Geologické pomery ložiska korekčného vápenca Krivoklát-Drieňova hora

FRANTIŠEK BELEŠ, EDUARD JABLONSKÝ

Geology of the Krivoklát-Drieňova hora limestone deposit

The Krivoklát-Drieňova hora limestone deposit for use in cement industry is built by the Czorsztyń group of the Pieniny Klippen Belt. During the geological prospection of the deposit, main geological and chemical-technological properties of the limestone body (Jurassic to Upper Cretaceous) were ascertained. Besides this limestone, also the "Púchov" red marls as well as dark-grey claystone and siltstone of the Manín unit occur in the immediate surroundings of the deposit.

Ložisko Krivoklát-Drieňova hora v okrese Považská Bystrica je dlhé okolo 900 m, široké cca 350 m, leží v smere V—Z a je súčasťou trenčiansko-púchovského úseku bradlového pásma. Buduje ho czorsztynská séria — vápenec pestrej litostratigrafickej náplne v stratigrafickom rozsahu jura až vrchná krieda. Na stavbe ložiska sa zúčastňuje červený slieňovec tzv. púchovského typu a tmavosivý ílovec a prachovec manínskej jednotky, ktoré tvoria vlastný obal bradla. Zastúpenie kvartérnych uloženín nie je podstatné.

Najbohatšie je v ložisku zastúpený strednozrnný až hrubozrnný, ojedinele silicifikovaný alebo slabo piesčitý svetlý krinoidový vápenec, miestami s nezreteľným lavicovitým vývojom. Lokálne je intenzívnejšie tektonicky porušený a prevrášnený. Vrstvy majú generálny smer V—Z a úklon 35—60° na J. Mikroskopicky ho možno označiť za biosparit. Sporadicky sa zistila prítomnosť detritického kremeňa, autigénneho živca a intraklastov mikritického vápenca. Maximálna nepravá mocnosť vápencového telesa dosahuje cca 190 m.

Červený slieňovec púchovského typu czorsztynskej jednotky sa zistil v nadloží vápencového telesa najmä na južnom a západnom

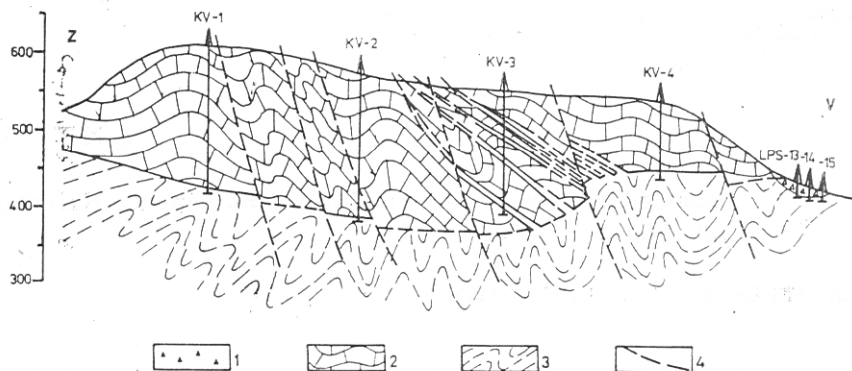
okraji ložiska. Jeho pokračovanie pod teleso vápenca prieskumné práce nepotvrdili. Stratigraficky toto súvrstvie zaraďujeme do vrchnej kriedy a možno ho chápať ako súčasť obalu telesa vápenca.

Manínsku jednotku reprezentuje najmä tmavosivý jemnopiesčitý ílovec až prachovec stratigrafického rozsahu senón až paleocén (?). Tieto horniny tvoria obal czorsztynskej jednotky. Vystupujú v ostróm kontakte v podloží vápencového telesa a rovnakú pozíciu predpokladáme aj v podloží červeného slieňovca.

Geofyzikálne práce na ložisku, ako aj vrty zistili dva systémy porúch: smeru S—J a V—Z. Po poruchách smeru V—Z, ktoré sú staršie, sa vápencové teleso zdvihlo a výrazne ohraničilo na severnej strane. Úklon týchto porúch je strmo na S (obr. 2). Priechne strmé poruchy smeru S—J s úklonom na V viedli k segmentácii telesa vápenca. V okolí vrtu KV-3 sa zistila šupinovitá stavba. Šupiny sú od seba oddelené nepravidelne mocnými polohami zavlečených senónskych hornín alebo aj brekciami vápenca (obr. 1).

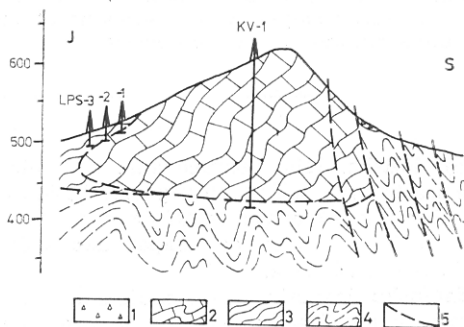
Technologické zhodnotenie vápenca

Z hľadiska technológie je vápenec, ktorý



Obr. 1. Pozdĺžny geologický rez ložiskom Krivoklát (zostavil Beleš, 1980). 1 — hĺina s úlomkami, sutina, 2 — krinoidový vápenec, 3 — tmavosivý slieňovec, 4 — tektonická porucha.

Fig. 1. Longitudinal geological section of the Krivoklát deposit (Beleš, 1980). 1 — loam, debris, 2 — Crinoidea limestone, 3 — dark-grey marlstone, 4 — dislocation



Obr. 2. Priečny geologický rez ložiskom Krivoklát (zostavil Beleš, 1980). 1 — hĺina s úlomkami, sutina, 2 — krinoidový vápenec, 3 — púchovský červený slieňovec, 4 — tmavosivý slieňovec, 5 — tektonická porucha

Fig. 2. Geological cross-section of the Krivoklát deposit (Beleš, 1980). 1 — loam, debris, 2 — Crinoidea limestone, 3 — red „Púchov“ marlstone, 4 — dark-grey marlstone, 5 — dislocation

bol vlastným predmetom prieskumu, chemicky variabilný, a to najmä podľa obsahu SiO_2 , a tým aj CaO . Má také priemerné chemické zloženie: SiO_2 — 5,93 %; Al_2O_3 — 1,20 %; Fe_2O_3 — 0,59 %; CaO — 50,17 %; MgO — 0,82 %; SZ — 40,49 %; SO_3 — 0,12 %; P_2O_5 — 0,06 %; MnO — 0,02 %; TiO_2 — 0,06 %; K_2O — 0,29 %; Na_2O — 0,09 %.

Vápenec je vhodný na prípravu dvojzložkovej a trojzložkovej cementárskej suroviny zmesi v kombinácii s typmi surovín ložiska Horné Srnie. Overený vápenec vyhovuje požiadavkám ČSN 72 1217 — Vápenec, akost kvalitatívnej triedy IV — VI.

Záver

Geologické a vrtné práce (1062-m) na ložisku Krivoklát-Drieňova hora overili nové zásoby vápenca (35,5 mil. ton v kat. C_2), ktorý

je vhodný ako korektív sialických surovín ložiska v Hornom Srní pre existujúcu, príp. rekonštruovanú cementáreň alebo aj výstavbu nového závodu.

Bradlo Drieňova hora možno podľa tektonických a morfológických pozitívnych foriem zaradiť do skupiny typu pieninských bradiel pieninského podtypu (v zmysle Andrusova — Scheibnera, 1968).

V súčasnosti na ložisku prebieha etapa predbežného prieskumu orientovaná na zistenie zásoby vápenca kat. C_1 v západnej časti ložiska, kde je najkvalitnejší. Tento prieskum berie do úvahy už aj možnosť overiť a využívať ďalší typ sprievodnej cementárskej suroviny — červeného vrchnokriedového slieňovca.

Naši jubilanti

Člen korešpondent SAV Oto Fusán jubiluje



V marci tohto roku sa významného životného jubilea dožil popredný československý geológ, príslušník prvej generácie slovenských geológov, člen korešpondent SAV Oto Fusán. Šesťdesiatych narodenín sa dožil v dobrom zdraví, plný elánu a tak, ako sme ho stretávali po celé desaťročia — s príslovečným optimistickým úsmevom.

Jubilant sa narodil v robotníckej rodine 30. marca 1922 v Dolnej Tureckej (obec Staré Hory). Po piatich rokoch ľudovej školy, ktoré vychodil v rodisku, študoval na štátnom

reálnom gymnáziu v Banskej Bystrici. Po maturite v roku 1941 sa zapísal na Prírodovedeckú fakultu Slovenskej univerzity v Bratislave. Vysokoškolské štúdium prírodopisu a zemepisu ukončil roku 1947. Láska k prírode a náklonnosť k baníctvu, ovplyvnená rodným krajom a zdedená od otca — baníka, rozhodli, že posledné roky vysokoškolského štúdia venoval hlavne geológii. V rokoch 1945—1947 ako asistent vynikajúceho vedca profesora D. Andrusova vypracoval dizertačnú prácu Geológia západného okolia Rožňavy a po jej obhájení roku 1948 získal titul RNDr. V tomže roku nastúpil na Štátny geologický ústav, roku 1953 premenovaný na Geologický ústav Dionýza Štúra, a tam pracuje doteraz.

Začiatok odbornej kariéry jubilanta rovnako ako celej generácie bol spätý z bezprostrednými potrebami praxe, ako ich diktovali povojnové časy. Pracoval v odbore inžinierskej geológie najmä pre vodné a železničné stavby a ložiskovej geológie. Cez tieto praktické úlohy sa prepracoval k regionálnej geológii. V prvom rade sa venoval Spišsko-gemerskému rudohoriu a príľahlej Ciernej hore, Geológovia, ktorí dôverne poznajú zložitú geologickú problematiku týchto horstiev, oceňujú priekopnícku prácu jubilanta o litostratigrafii paleozoika i mezozoika, jeho postuláty o stavbe, tektogenéze a v neposlednom rade geologické mapy, z ktorých geologická mapa Spišsko-gemerského rudohoria v mierke 1:100 000 bola prvou publikovanou mapou celého rudohoria. Vďaka bohatým skúsenostiam z regionálnej geológie jubilanta vymenovali za hlavného redaktora geologických generálnych máp ČSSR 1:200 000 pre územie Slovenska, kolektívneho diela českosloven-

ských geológov, ktoré bolo po ukončení významenané Radom republiky. Po skončení tejto práce bol hlavným redaktorom slovenskej časti Geologickej mapy ČSSR 1:500 000 a Tektonickej mapy ČSSR 1:1 000 000. Od roku 1965 sa jubilant zamerával najmä na výskum geologickej stavby podložia terciérnych sedimentov. Sústredil sa najmä na oblasť stredoslovenských neovulkanitov, a to v súvislosti s prognózami nerastných surovín viažúcich sa na podložie produktov vulkanických aparátov. S kolektívom geológov a geofyzikov podal prvý obraz o morfoštruktúrach a stavbe podložia neovulkanitov a postupne ho rozšíril na Podunajskú, Juhoslovenskú a Východoslovenskú nížinu. Túto tematiku spracoval v dizertačnej práci, za ktorú dostal roku 1970 hodnosť doktora vied. V ostatnom období sa venuje hlbínnej a blokovej stavbe Západných Karpát. Oto Fusán zverejnil výsledky výskumov vo vyše 60-ich publikáciách zameraných najmä na litostratigrafiu, tektoniku a tektogenézu vnútorných Západných Karpát. Záslužná je aj jeho popularizačná práca, pri ktorej poznatky o geológii Slovenska pretlmočil do reči zrozumiteľnej širokej verejnosti v diele Slovensko II — Príroda.

Člen korešpondent Oto Fusán nie je pracovníkom, ktorý nevybočí z okruhu rýdzo odborných problémov. Od oslobodenia, keď sa na širokej základni začala budovať geologická služba na Slovensku, sa aktívne a účinne zapojil prakticky do všetkých organizačných činností, ktorými geológia u nás prešla. Na Geologickom ústave D. Štúra poznal všetky stupne hierarchie od radového pracovníka cez vedúceho oddelenia a výskumu až po riaditeľa ústavu (1969—1976). Vykonával

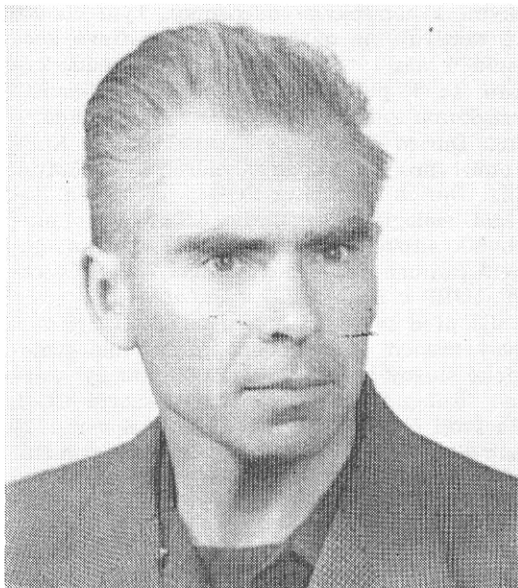
mnohé funkcie v národných i celoštátnych orgánoch, vo vedeckých, edičných a redakčných radách. Od roku 1963 je tajomníkom československého výboru Karpatsko-balkánskej geologickej asociácie a v rokoch 1973—1977 bol jej prezidentom. Je predsedom Československého národného geologického komitétu a predsedom problémovej komisie IX. mnohostrannej spolupráce akademií socialistických štátov. Je dlhoročným aktívnym členom Slovenskej geologickej spoločnosti a od roku 1978 do roku 1981 bol predsedom jej ústredného výboru. Popri výskumnej a organizačnej práci sa venoval aj výchove odborných kádrov. V rokoch 1956—1960 prednášal na Prirodovedeckej fakulte Univerzity Komenského historickú geológiu, viedol študentov pri diplomových prácach, je školiteľom aspirantov z geológie, predsedom komisie pre obhajobu kandidátskych dizertačných prác a členom komisie pre obhajobu doktorských prác.

Za vedeckú a organizačnú prácu jubilanta poctili radom vyznamenaní, ako napr. Najlepší pracovník geologickej služby (1960), Vyznamenanie za zásluhy o výstavbu (1970), Čestná plaketa Dionýza Štúra za zásluhy v prírodných vedách SAV (1977), Rad červenej zástavy práce (1963), Pamätná medaila k 30. výročiu SNP. Ako popredný slovenský vedec bol roku 1977 zvolený za člena korešpondenta SAV.

Pri príležitosti šesťdesiatych narodenín želáme členovi korešpondentovi SAV Otovi Fusánovi veľa zdravia, osobného šťastia a dobrú pracovnú pohodu, aby ešte dlhé roky využíval svoje bohaté skúsenosti na prospech karpatskej geológie a v neposlednom rade aj pre vlastné potešenie.

Anton Biely

Na životné jubileum RNDr. Tomáša Gregora, CSc.



V máji tohto roku sa dožíva šesťdesiatich rokov RNDr. Tomáš Gregor, CSc. Narodil sa 24. mája 1922 v Prievidzi. Láska k prírodným vedám ho po skončení stredoškolských štúdií zaviedla na Prírodovedeckú fakultu v Bratislave. Z geologických disciplín zaujala mladého vysokoškolačka najmä ložisková geológia. Hlboké vedomosti v tomto odbore získal aj na Prírodovedeckej fakulte Karlovej univerzity.

Po príchode do Západoslovenského rudného prieskumu v Turčianskych Tepliciach nadviazal T. Gregor na diplomovú prácu a vykonával prieskum surovín masťenca a magnetitu v juhozápadnej oblasti Spišsko-gemerského rudohoria. Cieľavedomosť a húževnatosť, s akou zverené úlohy plnil, nezostala bez povšimnutia. Roku 1953 poverili jubilanta zodpovednou funkciou hlavného geológa Geologického prieskumu v Turčianskych Tepliciach.

Potreby národného hospodárstva v tomto období si onedlho vyžiadali ďalšiu zmenu pracoviska dr. Tomáša Gregora. Stal sa hlavným geológom Gemerských železorudných baní v Rožňave. Počas siedmich rokov sa za-

oberal komplexným riešením mnohých ložísk. Viedol a v spolupráci so závodnými geológmi hodnotil zásoby ťažobných ložísk patriacich do kompetencie Gemerských železorudných baní.

Roku 1958 nastúpil jubilant do Geologického ústavu D. Stúra v Bratislave a stal sa členom ložiskového oddelenia. Nové úlohy plnil s nevšedným elánom. Skúsenosti získané v prieskumných a ťažobných podnikoch sa mu stali cenným prínosom v bádateľskej práci. Jeho hlavnou oblasťou činnosti bol geologicko-štruktúrny a metalogenetický výskum západnej časti gemerika. Definícia, stanovenie chronológie tektonických procesov a prvkov, ako aj spätosť s metalogenetickými procesmi tejto oblasti sú príkladom vysoko zodpovedného prístupu k práci.

Podstatnou mierou sa zúčastňoval aj na zostavovaní generálnych máp nerastných surovín Slovenska a zaslúžil sa aj o dobré meno československej geológie v zahraničí. Pracoval ako expert ložiskovej geológie vo Vietnamskej demokratickej republike a na Kube. Za príkladné plnenie povinností ho Vietnamská demokratická republika vyznamenala zlatým odznakom Družba.

Ako vedúci oddelenia Spišsko-gemerského rudohoria a námestník riaditeľa GÚDŠ sa výrazne pričínal o rozvoj ústavu. Za výsledky v geológii ho niekoľkokrát ocenili rezortnými vyznamenaniami a ďakovnými listami.

Jeho výskumná činnosť sa premietla aj v značnom počte publikovaných prác a archivovaných správ.

Veľmi kladne treba hodnotiť politickú a spoločenskú angažovanosť jubilanta v oblasti odborných organizácií, osobitne v SGS a CSVTS.

Je známy jemu vlastnou skromnosťou, srdečnosťou a ľudským prístupom, ktorým obdarúva ostatných spolupracovníkov.

So všetkou úprimnosťou blahoželáme jubilujúcemu dr. Tomášovi Gregorovi, CSc., a želáme mu pevné zdravie a neochabujúci pracovný elán.

Štefan Bajanič

Ing. Dušan Ďurica, CSc., padesátiletý



V lednu dosáhl 50 let dřívější hlavní geolog závodu Michalovce podniku ČND Hodonín (1960—1965), nyní vedoucí oddělení energetických zdrojů a výzkumu a zástupce ředitele odboru Českého geo-

logického úřadu Ing. Dušan Ďurica, CSc. Je východoslovenským rodákem z Krivan v okrese Prešov (29. 1. 1932). Po gymnáziu v Sabinově absolvoval obor metodiky průzkumu a vyhledávání ložisek ropy a zemního plynu na Vysoké škole báňské v Ostravě (1958). Externí aspiranturu v SAV a zahraniční studium v rámci Humboldtova stipendia, zaměřené rovněž na naftovou geologii (u prof. Boigka v Bundesanstalt f. Bodenforschung v Hannoveru) a stáže u firem Prakla, Preussag a Wintershall (1968—1974) zakončil kandidátskou prací z geologie východoslovenské neogenní pánve a dosáhl hodnosti kandidáta geologických věd (1977).

Ing. Ďurica je autorem a spoluautorem více než 40 odborných článků. Polovinu z nich tvoří původní vědecké práce zaměřené, tak jako jeho dizertace, pro níž byly zčásti přípravou a zčásti z ní vyrůstaly, na geologii východního Slovenska, na jehož ekonomicko-geologickém rozvoji si přes své poměrně krátké působení získal Ing. Ďurica významné zásluhy v oboru zemního plynu. Tyto původní práce se však nezabývají jen ložisky plynu a perspektivami nafty, ale i problémy východoslovenských lignitů a kamenné soli. Netýkají se také jen neogénu, ale i vývoje východního Slovenska po stránce stratigrafické, vulkanologické a metamorfní. Ing. Ďurica využil pro prohloubení geologického výzkumu svého rodného kraje i svých vědeckých styků se slovenskými, českými a zahraničními badateli a laboratořemi a získal tak pro tuto dříve zanedbávanou část ČSSR mnoho významných vědeckých údajů vysoké úrovně.

Druhá polovina článků souvisí s úkoly Ing. Ďurici na ÚGÚ a ČGÚ, kde pracuje od

r. 1966. Jsou to rozborů a referáty týkající se problémů evropské a světové těžby nafty a plynu. Vycházejí rovněž ze zahraničních zkušeností a kontaktů Ing. Ďurici a dále z diskuzí s československými, sovětskými, polskými a německými odborníky. Tyto články se zaměřují na aktuální úkoly naftové geologie u nás i v zemích našich sousedů. Týkájí se i plynových zásobníků, dálkového průzkumu Země i spolupráce v RVHP, kde je Ing. Ďurica členem delegace ČSSR ve Stálé komisi pro naftový a plynárenský průmysl. Ing. Ďurica zastupuje ČGÚ i jako člen kolegia geologie — geografie ČSAV. Jako pracovník širokého rozhledu byl jmenován členem státních zkušebních komisí VŠB v Ostravě, UJEP v Brně a KU v Praze.

Již před svým nástupem na ÚGÚ byl v r. 1964 oceněn jako nejlepší pracovník geologické služby v ČSSR. V r. 1981 mu byl udělen titul zasloužilý pracovník rezortu ČGÚ. Za svoji činnost pro RVHP obdržel v r. 1974 pamětní medaili RVHP a v r. 1981 pamětní medaili Stálé komise RVHP pro naftový a plynárenský průmysl. V r. 1979 dostal za svoji vědeckou spolupráci Purkyňovu medaili ÚÚG a v r. 1982 medaili D. Štúra od GÚDS a medaili VŠB v Ostravě.

Ing. Ďuricu lze přirovnat k citlivému dirigentu výzkumné přípravy perspektivních směrů naftové a plynové prospekce především na území České socialistické republiky. Jeho osobní zkušenosti v naftové prospekci a úzké svazky s naším naftovým průzkumným a těžebním průmyslem jsou zárukou optimální koordinace společné přípravy základních geofyzikálních a vrtně technických prací mezi rezorty ČGÚ, SGÚ, FMPE, SPK a FMTIR. Kromě širokých zkušeností pomáhá Ing. Ďuricovi v mnohostranné koordinační přípravě tohoto vědecky, finančně i technologicky náročného a ekonomicky průkopnického podnikání našeho socialistického státu i jeho osobní přístup a umění sdružit ve společném úsilí pracovníky různých institucí a profesí, což není vždy jednoduché.

V zájmu dalšího úspěšného rozvoje naší ekonomické geologie a rozvoje využívání domácích energetických zdrojů přejeme Ing. Ďuricovi, který dosahuje vrcholu rozvoje svých tvůrčích sil mnoho zdaru v jeho velmi odpovědné a záslužné činnosti.

Zdeněk Roth

RNDr. Vojtech Struňák päťdesiatročný



7. februára 1982 oslávil päťdesiate narodeniny RNDr. Vojtech Struňák, riaditeľ Inžinierskogeologického a hydrogeologického prieskumu, n. p., v Žiline.

Narodil sa v Pustom Černom na východnom Slovensku. Stredoškolské štúdiá ukončil v Micha-

lovciach na tamojšom gymnáziu a vysokoškolské na Geologicko-geografickej fakulte Univerzity Komenského v Bratislave roku 1958, kde získal diplom promovaneho geológa, a začal pracovať v Ústave stavebnej geológie v Žiline.

Prvé roky jubilatovej praxe patrili hydrogeologickému prieskumu. Spočiatku riešil prieskumné úlohy súvisiace s obyčajnou vodou (Michalovce, Humenné, Lastomír — Sliepkoce, Kokšov-Bakša, Kraľovany — Turany — Lipovec a i.). Neskôr sa špecializoval na prieskum minerálnych a termálnych vôd a postupne zhodnotil zdroj v Kišovciach a Svábovciach, Sklených Tepliciach, Bardejovských Kúpeľoch, Brusne a v Číži.

V rokoch 1964 až 1970 pracoval ako odborný geológ pre hydrogeológiu v novozriadenom IGHP v Žiline. Bohaté odborné a organizačné skúsenosti získal aj študijnými cestami do Sovietskeho zväzu, MLR, PLR, Francúzska, Talianska a stážou v USA a v Islande.

Po vytvorení Slovenského geologického úradu roku 1970 jubilanta vymenovali za geologického námestníka podniku. Odborné vedomosti a pracovné skúsenosti, ako aj spoločenský rozhľad mu umožnili cieľavedome usmerňovať prácu podniku v oblasti geológie. Vďaka koncepčnému prístupu sa mu v priebehu desaťročia podarilo rozšíriť a skvalitniť prieskumnú činnosť, zabezpečiť širokú aplikáciu VTV, modernizáciu laboratórnej techniky, rozvoj mechaniky hornín, ako aj aktívnu účasť podniku na rozvoji prieskumných metód v rámci INTERGEOTECHNIKY a v ďalších sférach.

Ako geologický námestník kládol dôraz na plnenie prieskumných úloh, ktoré boli podkladom na projekciu a výstavbu v kľúčových odvetviach nášho hospodárstva včítane hydroenergetických diel, vodných nádrží ap.

Za spoločenskú angažovanosť a úspechy v plnení úloh inžinierskej geológie a hydrogeológie jubilantovi udelili vyznamenanie Za pracovnú vernosť. Najlepší pracovník rezortu SGÚ a roku 1981 Rad Červenej hviezdy práce.

Jubilantov prínos do geológie, ale najmä hydrogeológie je odbornej verejnosti známy z viacerých publikácií. Je členom Slovenskej geologickej spoločnosti, VTS a viacerých odbornoriadiacich komisií a poradných zborov.

Roku 1981 sa RNDr. V. Struňák stal riaditeľom IGHP, n. p., v Žiline. Aj keď je v tejto funkcii len krátky čas, významne prispieva k ďalšiemu rozvoju podniku a vedie ho k splneniu hlavných úloh a cieľov inžinierskej geológie a hydrogeológie na Slovensku.

V mene geologickej verejnosti želáme jubilantovi veľa zdravia, dobrú pracovnú aj osobnú pohodu a ďalšie úspechy v nastúpenej ceste na prospech rozvoja inžinierskej geológie a hydrogeológie na Slovensku.

Pavel Tkáčik — Pavol Bujalka

Ing. Eduard Drazík 50-ročný



V dobrom zdraví a v plnej tvorivej prieskumnej aktivite oslávil v marci t. r. päťdesiate narodeniny Ing. Eduard Drazík, vedúci geologickej oblasti Geologického prieskumu Spišská Nová Ves.

Narodil sa 16. marca 1932 v Oslanoch. Roku 1950 maturoval na Gymnáziu v Prievidzi. Vysokoškolské štúdium začal na Prírodovedeckej fakulte Univerzity Komenského v Bratislave v odbore geológia, ale už po absolvovaní prvého ročníka ho vybrali na štúdiá do ZSSR. Roku 1957 ukončil Kalininovu vysokú školu farebných kovov zlata v Moskve v špecializácii geológia a prieskum ložísk ako banský inži-

nier geológ.

Odbornú prax začal jubilant vykonávať v bývalom Východoslovenskom rudnom prieskume. Ako mladý a ambiciózný geológ v pomerne krátkom čase spracoval geologicko-ložiskové pomery rajónu Novoveskej Huty a kvalifikovane odhadol jeho perspektívy, najmä medenej rudy. Jeho práca podnietila aj intenzívnejšie vyhľadávanie a prieskum rádioaktívnych surovín. Roku 1960 na základe medzipodnikovej dohody vstúpil do služieb ČsUP. Jeho odborná činnosť bola zameraná na geologicko-tektonickú stavbu a stratigrafiu severogemerického permu. S menom jubilanta sa spája zistenie a výpočet dnes už vyťažných zásob rádioaktívnych surovín pod Malým Muráňom a založenie nového prieskumného závodu. Neskôr vyvíjal prieskumnú aktivitu ako vedúci vyhľadávacieho prieskumu aj v iných štruktúrno-tektonických jednotkách s vývojom permu. Za pracovnú, odbornú a organizátorskú činnosť mu roku 1964 vedenie podniku udelilo Cestný odznak najlepšieho pracovníka PR.

Roku 1967 sa jubilant vrátil do Geologického prieskumu v Spišskej Novej Vsi. Pracoval ako odborný geológ pre ekonomiku surovín. Bohaté teoretické vedomosti a praktické skúsenosti uplatnil pri projektovaní a spracúvaní niektorých častí Geologicko-ložiskovej štúdie Spišsko-gemerského rudohoria. Okrem toho externe spolupracoval pri dešifrovaní cínových anomálií v okolí Hnilca. Bol spoluautorom nálezovej správy o prvom cínovom zrudnení v SGR v Medvedom potoku pri Hnilci. Roku 1970 ho vymenovali do funkcie vedúceho geologickej oblasti v Spišskej Novej Vsi a zároveň aj za vedúceho pracovnej skupiny pre cínové rudy a hlavného riešiteľa prieskumnej úlohy Hnilec — Medvedí potok. Veľmi energicky a na vysokej odbornej úrovni rozvíjal geologicko-prieskumnú činnosť zameranú na tento netradičný typ zrudnenia. Roku 1974—1976 vykonával ako hlavný geológ ťažobného podniku v Matahambre expertíznú činnosť na Kube. Po návrate do pôvodných funkcií sa orientoval na rudný výskyt cínovej mineralizácie a preskúmal ako prvé cínové ložisko v gemeriku aj v čs. Západných Karpatoch a prognózne zhodnotil hnilecké rudné pole.

Charakteristickou črtou 25-ročnej prieskumnej jubilantovej činnosti bolo systematické dopĺňanie odborných vedomostí a ich racionálne zužitkovanie v prieskumnej praxi. Nové poznatky a skúsenosti zverejňoval sám

alebo so spolupracovníkmi na geologických sympóziách, konferenciách a seminároch, ako aj v odbornej literatúre, najmä v časopise *Mineralia Slovaca*. Jeho odborné publikácie sú zamerané na osobitné typy zrudnenia v severogemerickom perme, na jeho geologicko-technickú stavbu a stratigrafiu, na genézu uránového zrudnenia a v ostatných rokoch na zákonitosti lokalizácie a priestorového rozmiestnenia cínového zrudnenia. Problematike cínu sa venuje v rámci vedeckej aspirantúry.

Jubilant je od čias gymnaziálnych štúdií členom KSČ. Sám, ako aj kolektív, ktorý vedie, bol z príležitosti 50. výročia založenia KSČ vyznamenaný ÚV KSČ za vynikajúce výsledky v prieskumnej činnosti. OV KSS v Spišskej Novej Vsi udelilo kolektívu jubilanta medailu za rozvoj okresu.

Pri príležitosti životného jubilea udelili Ing. Eduardovi Drnzíkovi odznak Vzorný pracovník podniku a OV KSS mu zaslalo ďakovný list a odmenil ho plaketou V. I. Lenina za politickú prácu.

Na päťdesiate narodeniny jubilantovi blahoželáme a prajeme mu pevné zdravie a nové úspechy v práci.

Pavol Grecula

Na päťdesiatiny doc. RNDr. Viliama Sitára, CSc.



V marci oslávil päťdesiate narodeniny dlhoročný člen Katedry geológie a paleontológie Prírodovedeckej fakulty Univerzity Komenského v Bratislave doc. RNDr. Viliam Sitár, CSc.

Jubilant sa narodil 18. marca 1932 v obci Breznica-Záhorec na Pohroní. Po skončení gymnaziálneho štúdia roku

1951 v Banskej Bystrici pokračoval vo vysokoškolských štúdiách na Prírodovedeckej fakulte UK v Bratislave a ukončil ich roku

1956. V tom istom roku nastúpil ako asistent na Katedru geológie a paleontológie PFUK v Bratislave. Roku 1973 ho vymenovali a ustanovili za docenta paleontológie a v tomto postavení pracuje dodnes.

Doc. RNDr. Viliam Sitár, CSc., dosiahol svojou usilovnosťou a pracovitosťou významné postavenie ako erudovaný pedagóg, ale aj ako svedomitý vedecký pracovník. Vo vedeckej práci sa venuje štúdiu miocénnej flóry západokarpatských oblastí. Z tohto odboru napísal a roku 1967 s úspechom obhájil kandidátsku dizertačnú prácu. Prehľadenie štúdia fosilnej flóry miocénu umožnilo jubilantovi uverejniť rad vedeckých štúdií, v ktorých často uvádza výskyty nových a prvý raz bádaných druhov a mnoho radov a druhov fosilných rastlín z oblasti Západných Karpát. Výsledky jeho výskumu umožnili v nejednom prípade odôvodniť a spresniť stratigrafické postavenie súvrství sedimentov, z ktorých opísal zvyšky rastlín. Veľmi podrobne preštudoval sarmatskú flóru najmä z Turčianskej kotliny a z močiarskych diatomitov (na SV od Banskej Štiavnice), ale aj iných lokalít vnútorných kotlín Západných Karpát. Prehliadol a doplnil poznatky o zložení flóry miocénu v strednej Európe, o paleoekologických podmienkach a urobil koreláciu s inými

oblasťami západnej a východnej Európy. V ostatných rokoch študoval fosilnú flóru aj zo starších, paleozoických útvarov, predovšetkým permokarbónsku flóru zemplínskeho ostrova.

Doc. RNDr. Viliama Sitára, CSc., na pracovisku vždy hodnotia ako nadaného a svedomitého pedagóga. Venuje sa výchove mladých vedeckých kádrov, skvalitňuje svoje prednášky a cvičenia modernými vyučovacími pomôckami. Aby uľahčil štúdium fytopaleontológie vysokoškolským študentom, napísal veľmi poučné skriptá, ktoré sú vlastne prvou po slovensky napísanou paleobotanickou študijnou príručkou.

Jubilant venuje veľkú pozornosť aj masovoorganizačnej práci. Mnoho rokov bol úspešným dôverníkom ROH a vyše desať rokov je členom závodného výboru ROH. V TJ Slávia Prirodovedec sa venuje najmladším členom a deťom zamestnancov Prirodovedeckej fakulty UK vstúpuje lásku k športu.

Rozsiahla a významná je činnosť jubilanta na Prirodovedeckej fakulte UK, a to ako na pedagogickom a vedeckom poli, tak aj v masovoprospešnej činnosti.

Pri päťdesiatinách želáme doc. RNDr. Viliamovi Sitárovi, CSc., pevné zdravie a mnoho úspechov v ďalšej tvorivej činnosti.

Jozef Švagrovský

Životné jubileá členov Slovenskej geologickej spoločnosti

Ústredný výbor Slovenskej geologickej spoločnosti s potešením konštatoval, že sa v plnej sviežosti, v optimizme a pracovnom eláne dožívajú životných jubileí títo jej členovia: člen korešpondent SAV O. Fusán (30. 3. 1922), RNDr. Ján Bystrický, DrSc. (15. 5. 1922), RNDr. Ján Ilavský, DrSc. (30. 4. 1922) a RNDr. Viera Kantorová (7. 1. 1922) — šesťdesiatročné jubileum; Ing. Marta Abonyiová (9. 8. 1932), RNDr. Vojtech Struňák (7. 2. 1932), RNDr. Augustín Began, CSc. (8. 1. 1932), RNDr. Karol Borza, CSc. (13. 7. 1932), Ing. Dušan Ďurica, CSc. (29. I. 1932), RNDr. Karol Eliáš, CSc. (6. 2. 1932), RNDr. Eva Hýrošová (5. 12. 1932), Ing. Miloš Choma (13. 12. 1932), Ing. Lubomír Zbořil, CSc. (31. 12. 1932), RNDr. Štefan Vincenc, CSc. (21. 11. 1932), RNDr. Eugénia Vaškovská, CSc. (4. 7. 1932), Ing. Blažej Tyleček

(19. 2. 1932), Ing. Milan Tapák, CSc. (5. 1. 1932), RNDr. Ján Šuba (14. 10. 1932), RNDr. Paulína Snopková, CSc. (22. 6. 1932), RNDr. Jozef Salaj, CSc. (11. 1. 1932), Ing. Dominik Polakovič (15. 9. 1932), RNDr. Eva Planderová, CSc. (8. 11. 1932), p. g. Ján Otepka (22. 9. 1932), RNDr. Ján Nemček, CSc. (24. 3. 1932), RNDr. Anna Mihaliková (31. 5. 1932), RNDr. Michal Lukáč (27. 3. 1932), RNDr. Ivan Lehotský, CSc. (31. 1. 1932) — päťdesiatročné jubileum.

Osemdesiatich rokov sa dožíva Ing. Kristína Izáková.

Ústredný výbor Slovenskej geologickej spoločnosti aj celá geologická pospolitosť želajú jubilantom do ďalšej činnosti mnoho tvorivých síl a dobré zdravie.

O. Samuel

Plán významnejších akcií Slovenskej geologickej spoločnosti na druhý polrok 1982

Bratislava

24. 9. 1982: Fórum mladých I

Petrológia, stratigrafia, geológia a tektonika — seminár

25. 11. 1982: *Biostratigrafický výskum metamorfovaných sedimentov pomocou palinológie so zameraním na nerastné suroviny* — celoštátny seminár

Odborné skupiny

paleontologická — 30. 9.—1. 10. — exkurzia: *Považie* (panelová diskusia)

hydrogeologická — október: *Výsledky a perspektívy základného hydrogeologického výskumu* (súbor prednášok)

30. 9.—1. 10.: *Využitie geotermálnej energie na južnom Slovensku* — exkurzia

Inžinierska geológia — 29. 9.: *Problémy injektáže aluviálnych náplavov* — Vodné dielo Dunaj

27. 10.: *Statické zabezpečenie strečnianskej hradnej skaly*

geochemická — október 1982: *Geochemické hmotové bilancie — súčasný stav poznatkov a perspektívy výskumu*

november 1982: *Problémy genézy tzv. Au—Sb formácie krásnohorského-milešovskej oblasti*

Žilina

október: *Výsledky a perspektívy regionálneho hydrogeologického výskumu a prieskumu* — súbor prednášok

november: *Geotechnika v prieskumnej praxi* — prednáškové odpoľudnie

Spišská Nová Ves

júl: *Možnosti aplikácie diaľkového prieskumu Zeme v geológii* — prednáška

august: *Aplikácia geofyzikálneho prieskumu pri vyhľadávaní nerastných surovín* — prednáška

september: *Nové poznatky o geologickej stavbe SGR* — prednáška

október: *Stretnutia IAGOD v Tbilisi* — prednáška

november: *Problematika keramických surovín v ČSSR* — prednáška s besedou

december: *Metalogenéza ložiska Rudňany* — seminár

Košice

18.—20. 8.: *Štruktúry ruďných rajónov* — seminár

19. 10.: *Zemiplinikum* — seminár

30. 11.—1. 12.: *Výsledky komplexných geologicko-geofyzikálnych prác vo východnej časti SGR* — seminár

MINERALIA SLOVACA — časopis Slovenskej geologickej spoločnosti a slovenských geologickoprieskumných organizácií, ročník 14, číslo 4, august 1982.

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

Adresa redakcie: Geoprieskum — Mineralia slovaca, p. p. A-21, Jesenského 6, 040 51 Košice, tel. 20953. Vedúci redaktor: Ing. Ján Bartalský, CSc., zástupca: RNDr. Pavol Grecula, CSc. Vychádza 6-krát ročne. Tlačia Východoslovenské tlačiarne, n. p., Švermova 47, 040 67 Košice. Objednávky adresujte redakcii časopisu. Cena jednotlivého čísla Kčs 15.—, ročné predplatné Kčs 90.—. Imprimované dňa 6. 8. 1982.

Subscriptions and correspondence concerning advertisements be sent SLOVART Ltd., Gottwaldovo nám. 6, 817 64 Bratislava.

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

- František Beleš — Eduard Jablonský*
Geologické pomery ložiska korekčného vá-
penca Krivoklát-Drieňova hora 375 Geology of the Krivoklát-Drieňová hora
limestone deposit

- Ján Feranec — Lubomil Pospíšil*
Informácie o prvých výsledkoch interpretá-
cie kozmických snímok z flyšového pásma 354 Informations on first results of space pho-
tograph interpretation of the Carpathian
flysch belt

KRONIKA

CHRONICLE

Anton Biely

- Člen korešpondent SAV Oto Fusán jubiluje 377 Jubilee of Oto Fusán, Corresponding
member of the Slovak Academy of Sciences

Štefan Bajanič

- Na životné jubileum RNDr. Tomáša Gre-
gora, CSc. Jubilee of RNDr. Tomáša Gregor, CSc.

Zdeněk Roth

- Ing. Dušan Ďurica, CSc., padesátiletý 380 Dušan Ďurica, Dipl. Eng., CSc., fifty year
old

Pavel Tkáčik — Pavol Bujalka

- RNDr. Vojtech Struňák päťdesiatročný Fifty years of RNDr. Vojtech Struňák

Pavol Grecula

- Ing. Eduard Drzník 50-ročný 381 Fifty years of Eduard Drzník, Dipl. Eng.

Jozef Švagrovský

- Na päťdesiatiny doc. RNDr. Viliama Sitá-
ra, CSc. 382 To fifty years of Doc. RNDr. Viliam Si-
tár, CSc.

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI

THE SOCIETY'S LIFE

Vojtech Vilinovič

- Petrológia a geochemia granitoidných hor-
nín 322 Petrology and geochemistry of granitoids

Dušan Lamoš

- Problémy ochrany podzemných vôd SSR 322 Problems of ground water protection in
Slovakia

RECENZIA

BOOK REVIEW

Kamil Vrana

- B. Vud — D. Frejzer: Osnovy termodynamiki dľa geologov 354 B. Vud — D. Frejzer: Basic thermodynamics
for geologists

OZNAM

ADVERTISEMENT

- Plán významnejších akcií Slovenskej geo-
logickej spoločnosti na druhý polrok 1982 384 More important events of the Slovak Geo-
logical Society to be held in 2nd se-
mestre, 1982

VYDAVATEL:

SLOVENSKÁ GEOLOGICKÁ SPOLOČNOSŤ – BRATISLAVA

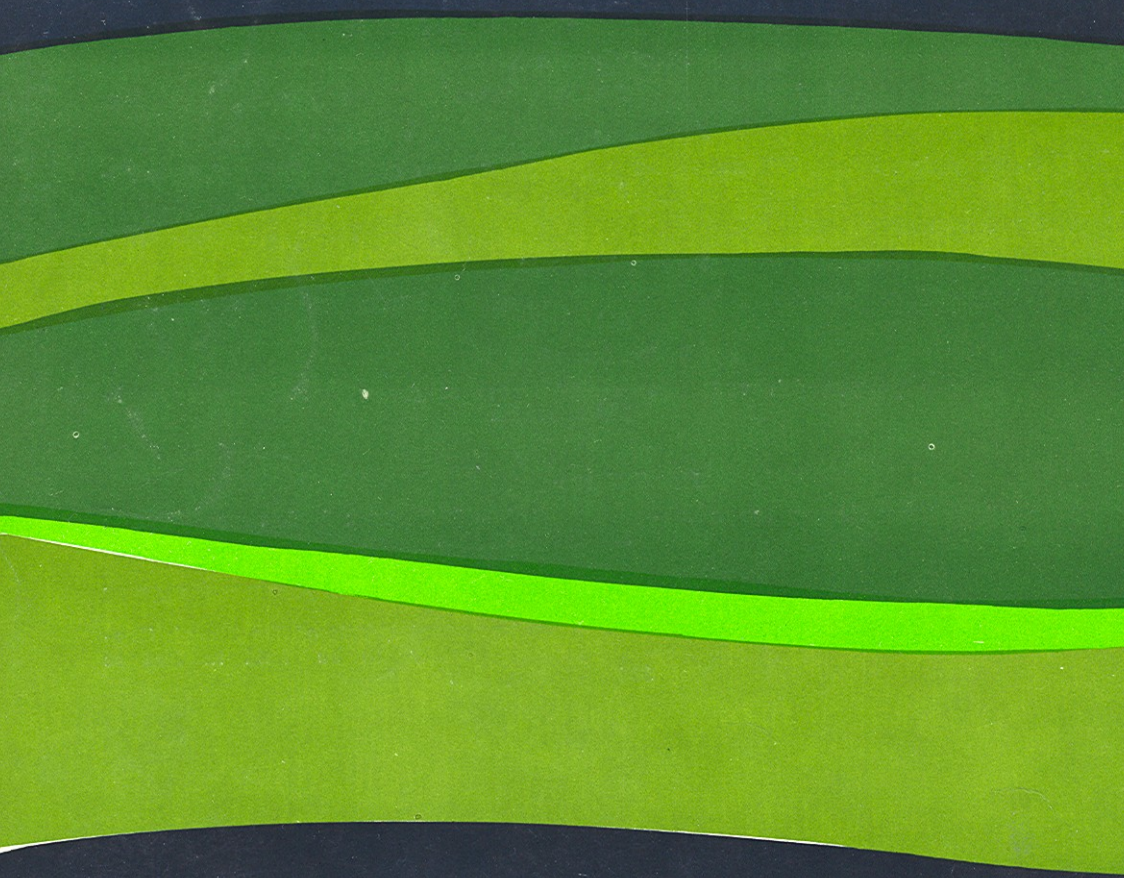
SLOVENSKÝ GEOLOGICKÝ ÚRAD – BRATISLAVA

INŽINIERSKOGEOLOGICKÝ A HYDROGEOLOGICKÝ PRIESKUM, N. P., ŽILINA

NAFTA, K. P., GBELY

GEOLOGICKÝ PRIESKUM, N. P., SPIŠSKÁ NOVÁ VES

49 374

The lower half of the page features an abstract graphic design. It consists of several horizontal, wavy bands of color. From top to bottom, the colors are a dark green, a lighter green, a bright lime green, and a yellow-green. These bands are set against a dark, textured background that occupies the top half of the page. The overall effect is a stylized, layered landscape or geological cross-section.