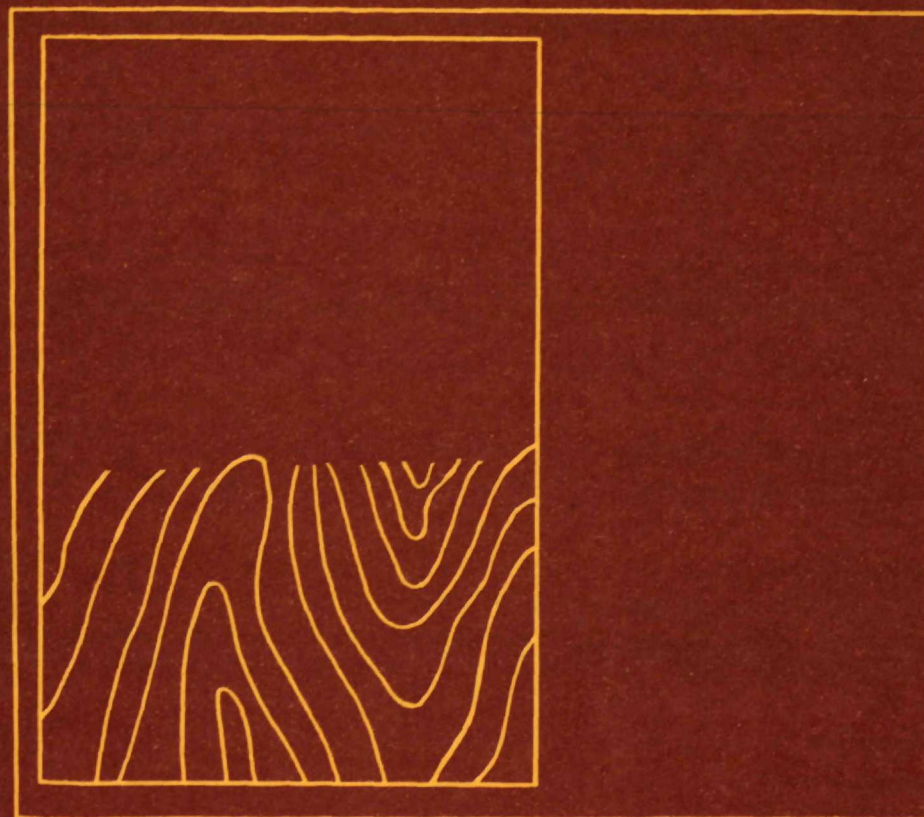


1 B 19b

106/95

GEOLOGICKE PRA'CE



SPRÁVY 99

GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA, BRATISLAVA

GEOLOGICKE PRA'CE SPRÁVY 99

1B 198
kmaný 99 kev

Ústredná geologická knižnica SR
ŠGÚDŠ



3902001016675

**GEOLOGICKÉ
PRÁCE
SPRÁVY 99**

VEDECKÝ REDAKTOR
RNDr. DIONÝZ VASS, DrSc.

REDAKČNÝ OKRUH

RNDr. TIBOR ĎURKOVIČ, CSc., RNDr. MILOŠ RAKÚS, CSc., RNDr. ONDREJ FRANKO, DrSc.,
RNDr. ONDREJ SAMUEL, DrSc., RNDr. JÁN MELLO, CSc., RNDr. JOZEF VOZÁR, CSc., RNDr.
EDUARD KÖHLER, CSc., RNDr. IGOR MODLITBA, CSc., RNDr. MILAN GARGULÁK, CSc., RNDr.
PAVOL GRECULA, DrSc., RNDr. AUGUSTÍN BEGAN, CSc., doc. RNDr. RUDOLF MOCK, CSc.

**GEOLOGICKÉ
PRÁCE
SPRÁVY 99**

GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA, BRATISLAVA 1994

Geologický ústav D. Štúra
KNIŽNICA, Bratislava

Signatúra : 13.196

Inv. čís. : 196/195

Sk : 224,-

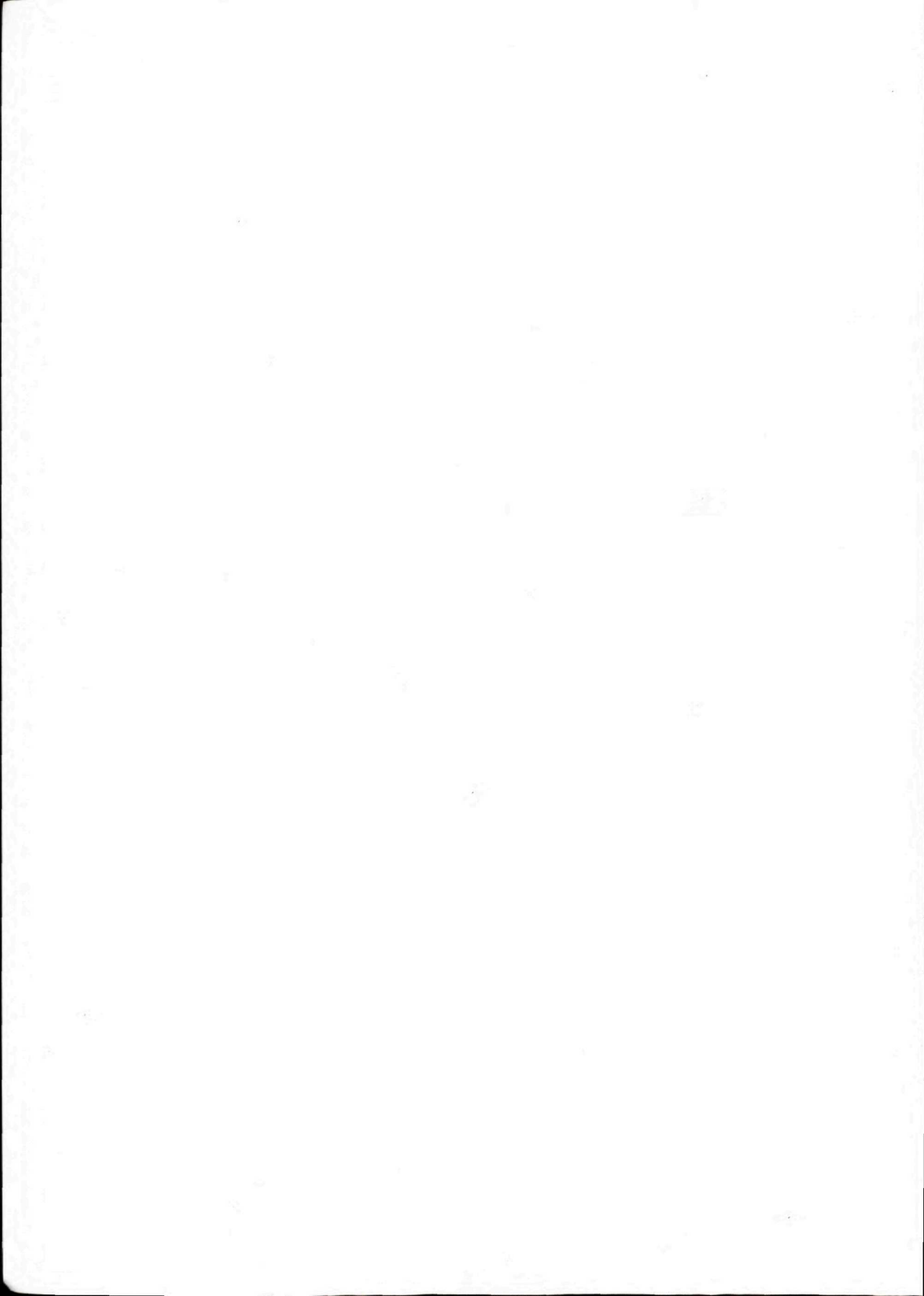
Získané : PV.

Prílohy :



Obsah – Contents

DIONÝZ VASS – MICHAL ELEČKO – AGÁTA HORSKÁ – FRANTIŠEK PETRÍK – ZOLTÁN BARKAČ – JÁN MELLO – ANNA VOZÁROVÁ – GYULA RADO CZ – BRANISLAV DUBÉCI: Základné črty geológie turnianskej depresie – Basic geological Features of Turňa Depression.....	7
JOZEF BEŇKA – PAVOL SIMAN: Identifikácia nových minerálov Cu, Pb, Bi, Sb v žilách Brdárky – Identification of New Cu, Pb, Bi and Sb Minerals on Brdárka Veins.....	23
DIONÝZ VASS – VLADIMÍR ŠUCHA: Rekonštrukcia geologického vývoja sedimentov Lučenskej kotliny: Štúdium ílových minerálov – Reconstruction of Geologic History of Lučenec Basin Sediments.....	39
EDUARD KÖHLER – PAVEL GROSS: Rekonštrukcia vrstevného sledu v pribradlovom pásme na Orave.....	47
IVAN BARÁTH – ALEXANDER NAGY – MICHAL KOVÁČ: Sandberské vrstvy – vrchnobádenské marginálne sedimenty východného okraja Viedenskej panvy – Sandberg Member – Late Badenian Marginal Sediments on the Eastern Margin of the Vienna Basin.....	59
KLEMENT FORDINÁL: Vrchný panón (zóna H) východného okraja Považského Inovca – Upper Pannonian (zone H) on Eastern Edge of the Považský Inovec Mts.....	67
KLEMENT FORDINÁL – ADRIENA ZLINSKÁ: Sarmatská fauna zo stretavského a kochanovského súvrstvia z okolia Sečoviec (Albinovská hôrka, Východoslovenská panva) – Sarmatian Fauna from the Stretava and Kochanovce Formations in the Sečovce Area (Albinovská horka, Eastern Slovakian basin).....	77
MATILDA BEZÚCHOVÁ: Vyhodnotenie analýz organických zložiek v podzemných vodách v okolí skládok odpadov v okrese Dunajská Streda – Assessment of Analyses of Organic Components in Groundwaters near Waste Dumps in the Dunajská Streda District.....	83
MATILDA BEZÚCHOVÁ: Výskum metodiky separácie peľových zŕn a spór z ílovitých sedimentárnych hornín – Research of Techniques to Separate Pollen Grains and Spores from Clayey Sedimentary Rocks.....	97
G. M. TIMČÁK – E. ORLITOVÁ – J. JABLONSKÁ – K. JAKABSKÁ: A note on the GeoGIS database of chemical, microchemical and morphometrical data on zircons from West Carpathians.....	109



DIONÝZ VASS – MICHAL ELEČKO – AGÁTA HORSKÁ – FRANTIŠEK PETRÍK – ZOLTÁN BARKAČ –
JÁN MELLO – ANNA VOZÁROVÁ – GYULA RADOCZ – BRANISLAV DUBÉCI

Základné črty geológie turnianskej depresie

5 obr., 3 tab., 3 fototab. (I–III), angl. resumé

Abstract. The Turňa partial depression a part of Moldava depression (East Slovakia) has a peculiar lithology reflecting the tectonic and paleogeographic history. In the depression there are 4 coal bearing members. Two of them in Šomody Fm. (Eocene – Lower Oligocene), one in Hostišovce Mb (Kiscelian, Oligocene) and the last is Pannonian (Upper Miocene) in age. The oldest and youngest coal differ in age approximately 40 mil. years and differ in the stadium of coalification (Ro 0.47–0.51 %, versus 0.20–0.24). Prevailing environment in the depression was lagoonal, fluvial, and fluvial-lacustrine. Šomody Fm. with conglomerates and pebbly mudstones generated under strong tectonic control including sinistral shear on Darnó tectonic zone.

Turnianska depresia, západný výbežok Moldavskej kotliny (obr. 1), je okrem iného zaujímavá tým, že sa v nej počas paleogénu a neogénu opakovane vytvorili podmienky priaznivé na uhl'otvornú sedimentáciu. V rozpätí cca 40 miliónov rokov, t. j. od eocénu do pontu, významné miesto v paleogeografickom obraze depresie zaberali paludálne fácie čiže prostredie maršov a močiarov. Podľa doterajších poznatkov o výplni sa v depresii vyskytujú štyri vrstevné



jednotky paludálnych sedimentov s uhlím, a to dve v šomodskom súvrství veku eocén – oligocén, jedna v hostišovských vrstvách (oligocén) a jedna v súvrství panónskeho veku.

Opakované náznaky podmienok na tvorbu uhlia, ale aj vývoj paleogénu a tektonika dávajú turnianskej depresii autonómne postavenie. Medzi západokarpatskými paleogénnymi a neogénnymi panvami nepoznáme jej obdobu.

Najstaršie doteraz známe súvrstvie v turnianskej depresii je šomodské súvrstvie (obr. 2). Keďže nebolo prevrtané, chýbajú nám informácie o jeho bazálnych transgresívnych členoch, o celkovej hrúbke a jeho podloží. K trans-

RNDr. D. VASS, DrSc., RNDr. M. ELEČKO, CSc., RNDr. J. MELLO, CSc., RNDr. A. VOZÁROVÁ, DrSc., Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

RNDr. A. HORSKÁ, RNDr. Z. BARKAČ, Ing. B. DUBÉCI, Geologický prieskum, Werferova 1, 040 00 Košice
Doc. RNDr. F. PETRÍK, CSc., Katedra nerastných surovín, Prírodovedecká fakulta UK, Mlynská dolina G
Dr. GY. RADOCZ, Magyar Állami Földtani Intézet, Stefánia út. 14, Budapest



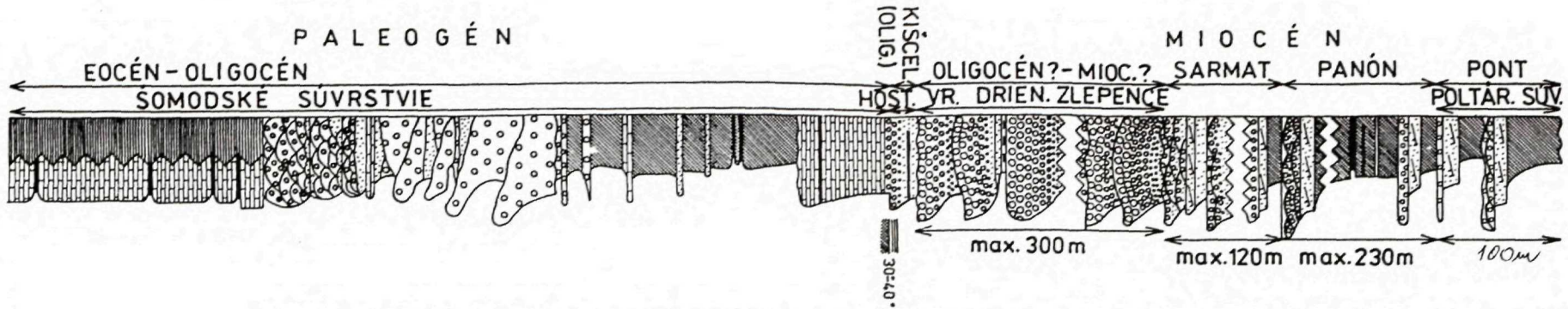
Obr. 1 Situácia turnianskej depresie v Moldavskej kotline a okolité regionálnegeologické jednotky

gresívnej časti sedimentačného megacyklu azda patria laminované riasové vápence, ktoré boli navrátené ako najspodnejší člen súvrstvia vo vrtoch severne od Drieňovca. Laminované vápence predstavujú v Západných Karpatoch dodnes neznámy typ horniny, zaujímavý okrem iného aj zvýšeným obsahom bituminózných látok. Hornina predstavuje striedanie lamín svetlosivého riasového vápencu s laminami tmavého ílovca (priemerná hrúbka lamín 2 mm). Hrúbka laminovaných vápencov je viac ako 100 m (BARKÁČ et al., 1985). Tmavé laminky ílovca sú bituminózne a podľa pyrolitickej analýzy Rock-Eval hodnota S_2 (mgHC/g horniny) kolíše od 7,85 do 39,00 a celkový uhl'ovodíkový potenciál (kgHC/t horniny) kolíše od 8,02 do 39,75 (HETÉNYI in ZLOCHA, 1989).

Pravdepodobne laterálnym ekvivalentom laminovaných vápencov sú najstaršie uhl'onosné vrstvy turnianskej depresie: tmavosivé celistvé vápence s tmavým lesklým uhlím (neprevrátená hrúbka vápencov je 135 m). Uhlie tvorí vo vápenci laminy, ale i sloje s hrúbkou niekoľkých metrov. Uhlie je lesklé, páskované, gelifikované, humitické, dominuje detritický typ.

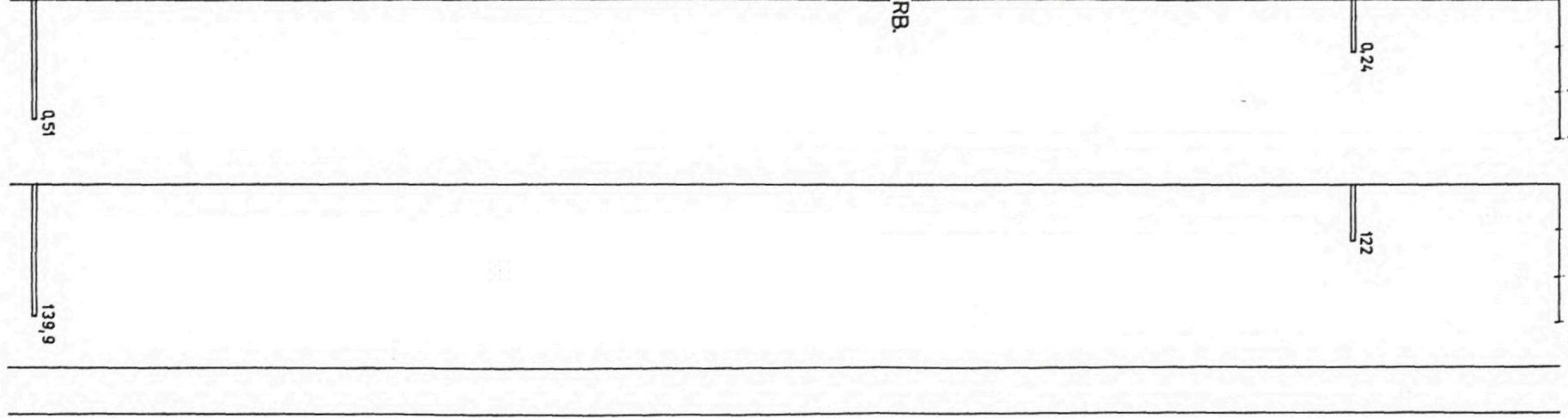
Svetelná odraznosť R_o 0,47 až 0,5 % poukazuje na preuhoľnenie zodpovedajúce prechodu hnedého do čierneho uhlia (hnedouhoľná ortofáza). Svedčí o tom aj priemerná mikrotrvdosť 139,9 MPa. Výhrevnosť Q_i^r má maximálnu hodnotu 20,76 MJ.kg⁻¹ (základná technologická charakteristika uhlia je v tab. 3).

Tmavosivé, sivé, hnedé i béžové vápence s uhlím zastihol, ale neprevrátil i vrt V-10 v hĺb-



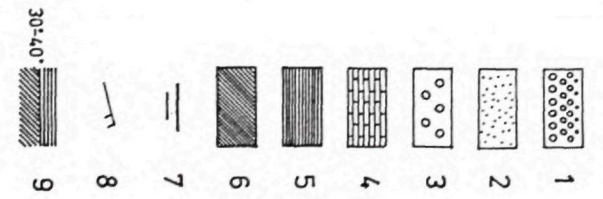
K,I (M) | I,K | K,I | K,I (M) | K,I | I,K (M) | BAUXIT I, Ch | I, M | I, M (M, I) | K, I (M)

KARBONÁTY | KARB. | KARBONÁTY + REZISTENTNÉ | KARBON. | REZISTEN. | REZIST. + KARB.

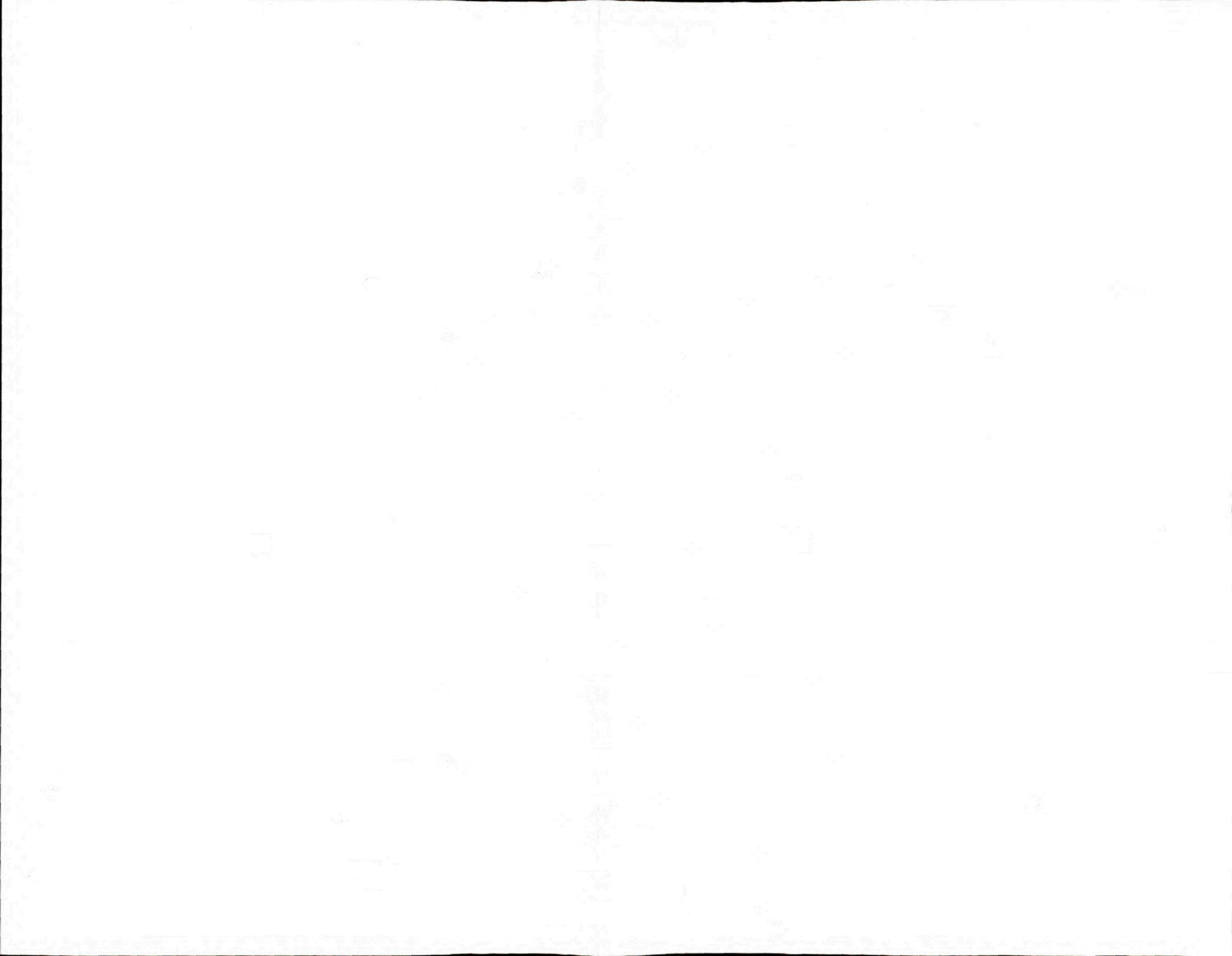


ÍLOVÉ MINER.
PREVLÁDAJU- CE VALUNY
SVETELNÁ ODRAZNOŠŤ (R ₀)
MIKROTVRDOŠŤ
FARBA KEROGÉNU

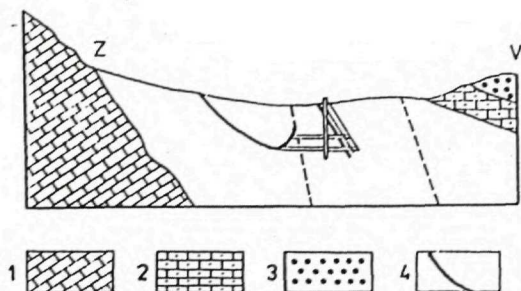
HNEDÁ | SVETLOŽL.



Obr. 2 Schematický geologický profil výplne turnianskej depresie (paleogén a neogén)
 1 – zlepenec, 2 – pieskovec/piesky, 3 – „pebbly mudstone“, 4 – vápence, 5 – riasové vápence, 6 – ílovce a
 siltyce a sily, 7 – uhľohé slôje, 8 – šikmé zvrstvenie, 9 – uhľová diskordancia



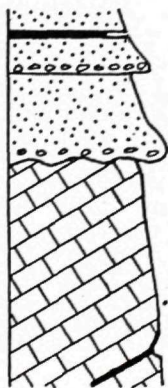
kach 300–424 m. Decimetrové (potvrdené) a azda až metrové polohy uhlia (neprevrtané, ale možné – nedostatočný výnos jadra) sa nachádzali v intervale 390–424 m. Podľa rozborov uhlie vykazuje obdobné hodnoty, ako je uvedené v tab. 3.



Obr. 3 Geologický rez šomodským súvrstvím pri Drienovci

Uhoľný sloj v bani Bianka je zvrásnený (podľa LÓCZY in PAPP, 1915 – upravené)

1 – triasové vápence, 2 – sladkovodné vápence v šomodskom súvrství, 3 – drienovské zlepenice, 4 – šomodské súvrstvie s uhoľnými slojmi



Obr. 4 Detail uhlovej diskordancie medzi šomodským súvrstvím (vápence s uhoľnými laminami a hostišovskými vrstvami (zlepenice, pieskovce s uhoľným slojkom) vo vrte V-10 sv. od Turmianskeho Podhradia

V tomto intervale sú najpestrejšie i vápence – občas sa v nich vyskytujú polohy alebo laminy organogénno-detritického pôvodu, ktoré pravdepodobne vznikli rozrušením riasových rohožík (fototab. III, obr. 2). Vo výbruse sa ojedinele nájdu i gyrogonity charofit (napr. v hĺbke 398,0 m).

Vo vyššej časti, v intervale 360–390 m, sa vo vápencoch vyskytuje hojná rastlinná sečka, uhoľné laminy a centimetrové polohy uhlia, v intervale 310–360 m prevláda monotónny afanitický sivý vápenc (fototab. 11). V najvyššej časti (300–310 m) sa vyskytujú laminy a niekoľko cm hrubé polohy ílovca až pieskovca, čo naznačuje blížiaci sa nástup klastickej sedimentácie.

Laminované riasové vápence vznikali v morskej príbrežnej lagúne za pobrežnými valmi a bariérovými ostrovmi na karbonatickom šelfe. V tomto prostredí sa rytmicky striedali podmienky priaznivé na vznik ílových lamín s vysokým obsahom organickej hmoty s podmienkami priaznivými pre život rias tvoriacich v lagúne kobercové porasty (stromatolity). Tmavé vápence s uhoľnými slojkami vznikali tiež v lagúne, kde občas dominovalo paludálne prostredie, ale všeobecne prevládali podmienky na sedimentáciu karbonátov.

Regresívnu časť sedimentárneho megacyklu predstavujú riečne, teda kontinentálne sedimenty, ktoré vo vrstevnom slede striedajú lagunárne, teda okrajové morské sedimenty. Riečne sedimenty sú v poradí ďalším, teda zdola druhým nositeľom uhoľných facií. Spodnú časť riečného člena šomodského súvrstvia, napríklad vo vrte V-10 v hĺbke 240–300 m, tvoria cyklické hrubodetritické sedimenty (fototab. II, obr. 4). Sú to prevažne gradačne zvrstvené extraformačné, na báze cyklov až hrubozrnné (5–10 cm) zlepenice s podpornou valúnovou textúrou, s piesčitým matrixom (do 15%), s karbonatickým, menej kremitým tmelom. Smerom nahor zrnitosť klesá, zrelosť klastického materiálu stúpa, v niektorých cykloch je gradácia negatívna. Styky jednotlivých cyklov sú ostré, často erozívne. Pozorujeme tu náznaky

Tab. 1 Kvalitatívne petrografické zloženie valúnov a fragmentov zlepcov a „pebbly mudstone“ šomodského súvrstvia v turnianskej depresii (VOZÁROVÁ – MELLO)

1. *nízko metamorfované horniny*
 - a) fylity (sericitové, chloritovo-sericitové, chloritové s grafitickým pigmentom)
 - b) chloritoidné bridlice
 - c) kremenné metadiority
 - d) metakvarcity
 - e) metaprachovce
 - f) chloritovo-aktinolitové bridlice
2. *veľmi nízko metamorfované (anchimetamorfované) horniny*
 - a) illitovo-sericitové bridlice
 - b) illitovo-karbonátové bridlice
 - c) ílovité bridlice s hematitovým pigmentom
 - d) usmernené silicity
 - e) silne tlakovo deformované karbonáty so „steblovou“ štruktúrou
3. *diageneticky spevnené horniny*
 - a) ílovité bridlice
 - b) karbonáty
 - biodetritické
 - mikritovo-peletové
 - brekciovité
 - biosparitové
 - c) rádiolarity (sivé, čierne, vzácné červené)
 - d) devitifikované vulkanické sklo
4. *kremene*
 - a) hrubokryštalický, silne undulózny, rôzne kataklasticky deformovaný
 - b) blastomylonitový prúžkovaný
 - c) hydrotermálny s vermikulárnymi uzavreninami chloritu
 - d) ametyst? (hydrotermálny)
 - e) magmatogénny s uzavreninami biotitu
5. *veľmi nízko metamorfované vulkanity*
 - a) acidné blastofelzity
 - b) slabo metamorfované ryolity a ryolitové tufy
 - c) chloritizované bazické vulkanity a bazické tufy
 - d) chloritizované bazické vulkanické sklo
6. *nemetamorfované vápence*
 - a) mikritické i organodetritické vápence triasu
 - b) organodetritické vápence s rádiolitidmi (senón)

Zdrojová oblasť:

- väčšina klastov pochádza z mladopaleozoických a mezozoických sekvencií južnej časti gemerika (gočaltovská skupina) a meliatika
- klasty Ia, Ic: staré paleozoikum gemerika
- väčšina kremenných klastov je pravdepodobne recyklovaná zo zlepcov rožňavského súvrstvia
- nemetamorfované triasové vápence i časť rádiolaritov pochádza zo silického príkrovu

Tab. 2 Kvalitatívne petrografické zloženie valúnov zlepcov hostišovských vrstiev v turnianskej depresii (VOZÁROVÁ)

1. *kremence*
 - a) polykryštalický
 - b) blastomylonitový
2. *nízko metamorfované horniny*
 - a) fylity (kremité, sericitové)
 - b) metasiltovce
 - c) metakvarcity
 - d) kremenné metadroby
3. *veľmi nízko metamorfované (anchimetamorfované) horniny*
 - a) sericitické bridlice
 - b) ílové bridlice
 - c) ílovito-karbonátové bridlice
4. *diageneticky spevnené horniny*
 - a) silicity
 - b) čierne rádiolarity
 - c) karbonáty
5. *metamorfované vulkanity*
 - a) metaryolity a tufy
 - b) acidné blastofelzity

Zdrojová oblasť:

detto ako pre zlepenca šomodského súvrstvia (tab. 1)

imbrikácie valúnov, zvlášť vo vyššej časti zlepcových vrstiev. Valúny sú dobre opracované, vrátane stabilných hornín, petromiktné, tvorené pestrú paletou mladopaleozoických a mezozoických hornín južného gemerika (gočaltovská skupina), meliatika a silicika, zriedkavejšie staršieho paleozoika gemerika (tab. 1). Bežne sa tu nachádzajú valúny vrchnokriedových organodetrítických vápencov s rádiolaritmi). Uprostred zlepcov sú lavice vápenca hrubé niekoľko centimetrov až 3 metre.

Zlepenca predstavujú najskôr dnovú akumuláciu riečného koryta (cykly s normálnou gradáciou) a progradujúceho aluviálneho kužela (cykly s negatívnou gradáciou). Lavice vápencov sú svedkami občasnej premeny koryta na jazero alebo odrezaný neprietočný meander s pokojnou vodou bez významného prínosu klastického materiálu, ale aj bez bujnej vegetácie.

Vo vrchnej časti riečnych sedimentov prevládajú jemné klastické sedimenty, ílovce a siltovce s tenkými lavičkami vápenca, mikrokonglomerátu a ojedinele aj pieskovca. Pelity sú vápnité a pestro sfarbené. Vo vrte VD-1 uprostred pestrých ílovcov a siltovcov sú laminky a slojky hnedého uhlia. Severne od obce Drienovec hrúbka slojov narastá. V starej opustenej bani Bianka sa ťažili tri sloje hrubé 1,8 až 2,2 m (LŐCZY in PAPP, 1915). Priemerná odraznosť vitrinitu Ro je 0,31 % (ŠEVČÍK, písomné oznámenie), maximálna výhrevnosť Q_1^I je 18,36 MJ · kg⁻¹. Základná technologická charakteristika uhlia je v tab. 3.

Vrchnú časť šomodského súvrstvia tvoria sladkovodné vápence. Vápence sú masívne, nevrstevnaté, béžovej, ružovkastej a svetlohnedej farby. V bazálnej a vrchnej časti sú brekciovité. Ich vrchná časť je skrasovatená. Štruktúra vápencov je monotónna, mikritická (fototab. I, obr. 1). Mikrity sú zložené z granuliek veľkosti 0,01 mm. V béžových vápencoch sú 5 až 120 cm hrubé polohy tmavosivých vápencov, ktoré sú organodetrítické (fototab. I, obr. 2–3). Úlomky tmelí bituminózna hmota, ktorá dáva vápencom tmavú farbu. V bazálnej časti sú vápence brekciovité (fototab. I, obr. 4), biomikritické, s úlomkami tenkostenných, málo druhovo diverzifikovaných lamellibranchiát a ostrakódov.

Vo vápencoch sa zriedkavo nachádzajú laminky lesklého uhlia a vložky svetlých, béžových ílov. Íly tvoria aj výplne krasových dutín.

Pelitické pestrosfarbené sedimenty predstavujú najskôr sedimenty riečnej roviny, kde občas lokálne vznikali močiare s bujnou vegetáciou, alebo jazerá s chudobnou vegetáciou a pravdepodobne chemogénnym vyzrážaním vápenca. Vznik takýchto kontrastných sedimentov mohol byť podmienený klimatickými osciláciami. K charakteristike sedimentačného prostredia treba dodať, že kaolinit, prevládajúci ílový minerál v ílovcach a prachovcoch, prezrádza, že v znosovej oblasti prebiehalo kaolinické zvetrávanie, ktoré vyžaduje relatívne

Tab. 3 Kvalitatívna a technologická charakteristika uhlia v Turnianskej kotline

		EOCÉN – OLIGOCÉN (ŠOMODSKÉ SÚVRSTVIE)		PANÓN	
		VRT HV-36		baňa Bianka ²	vrty VTK-4, -5, -17, FT-1 ¹
		spodná uhľonosná poloha	stredná uhľonosná poloha ¹		
voda W ^r	(%)	4,32 – 12,30	4,51 – 18,32	13,34 – 12,64	27,13 – 41,69
popol A ^d	(%)	21,13 – 67,79	13,42 – 81,45	18,48 – 28,37	25,18 – 60,54
výhrevnosť Q _i ^r	(MJ . kg ⁻¹)	7,34 – 20,76	1,80 – 20,46	16,31 – 18,36	5,38 – 12,10
prchavá horľavina V ^{daf}	(%)	47,87 – 59,32	43,45 – 69,60		48,83 – 59,51
spalné teplo Q _s ^{daf}	(MJ . kg ⁻¹)	24,70 – 30,21	9,96 – 28,58		22,23 – 26,36
síra S ^d	(%)	3,50 – 9,91	1,02 – 8,70	3,03 – 5,32	1,86 – 3,95
arzén A _s ^d	(g . t ⁻¹)	40,00 – 88,00	17,00 – 92,00		24,00 – 169,10
odraznosť vitrinitu	(%)	0,51		0,31 ³⁾	0,24
tvrdosť	(MPa)	139,90			122,00
stupeň preuhoľnenia		hnedouhoľná ortofáza			hnedouhoľná hemifáza
genetický typ		humit, detritické uhlie			humit, detritické a xylit.-detrit. uhlie
hrúbka slojov	(m)	2,0 a 2,3 (2 sloje)	0,5 – 5,0 (5 slojov)	1,8 – 2,2 (3 sloje)	0,5 – 1,5 (max. 5 m)

1) DUBÉCI, 1992 (písomné oznámenie), 2) LÖCZI in PAPP, 1915 (upravené), 3) ŠEVČÍK (písomné oznámenie)

teplú humídnu klímu. Kaolinické zvetrávanie počas paleogénu nebolo zrejme iba doménu veporika a gemerika v severnom okolí Lučenskej a Rimavskej kotliny, kde sú známe hrubé kôry kaolinického zvetrávania, pochované pod egerskými sedimentmi. Riečny, teda kontinentálny pôvod súvrstvia potvrdzuje okrem pestrého sfarbenia pelitov aj prítomnosť lumachel sladkovodných mäkkýšov s ostrakódmi a characeami: *Australobis* sp., zástupca čeľade *Hydrobidae*, najskôr patriace rodu *Pythynia* sp., zle zachované schránky ostrakódov a *Gyrogonyia characei*. Spoločenstvo nemá biostratigrafickú hodnotu. Vo vápencoch vyskytujúcich sa na povrchu sa našli ojedinelé deformované jadrá zástupcov čeľade *Planorbidae* (BŮŽEK et al., 1987) i hojné nálezy listov suchozemských rastlín. Blízkosť morského bazénu však prezrádzajú brakické spoločenstvá mäkkýšov z bane Bianka (LŐCZY in PAPP, 1915). V nedávnej dobe faunu revidoval ČTYROKÝ (in BŮŽEK et al., 1989): *Paludina* cf. *coricinensis* (podľa ČTYROKÉHO by mohlo ísť o druhu *Viviparus obliquatus* a *V. novigentensis*), *Melanopsis hantkeni* (podľa ČTYROKÉHO by mohlo ísť o druh blízky druhu *M. dorogenesis*). Všetky revidované druhy sú známe v spodnom eocéne v uhoľnom súvrství Dorogskej panvy, resp. zo sladkovodného eocénu v tej istej panve (BŮŽEK et al., 1989). Okrem tejto sladkovodnej fauny v ílovcoch, resp. siltovcoch sa ojedinele našli foraminifery: *Rhabdammina* sp., *Bathysiphon* sp., *Hyperammina* sp., *Rhyzamina* sp., formy príbuzné s druhom *Amodiscus latus* a s rodom *Haplophragmoides* cf. *walteri*. Na základe posledných citovaných foriem SAMUEL a GAŠPARIKOVÁ in BARKÁČ et al. (1985) usudzujú, že súvrstvie má paleogénny, bližšie nešpecifikovaný vek.

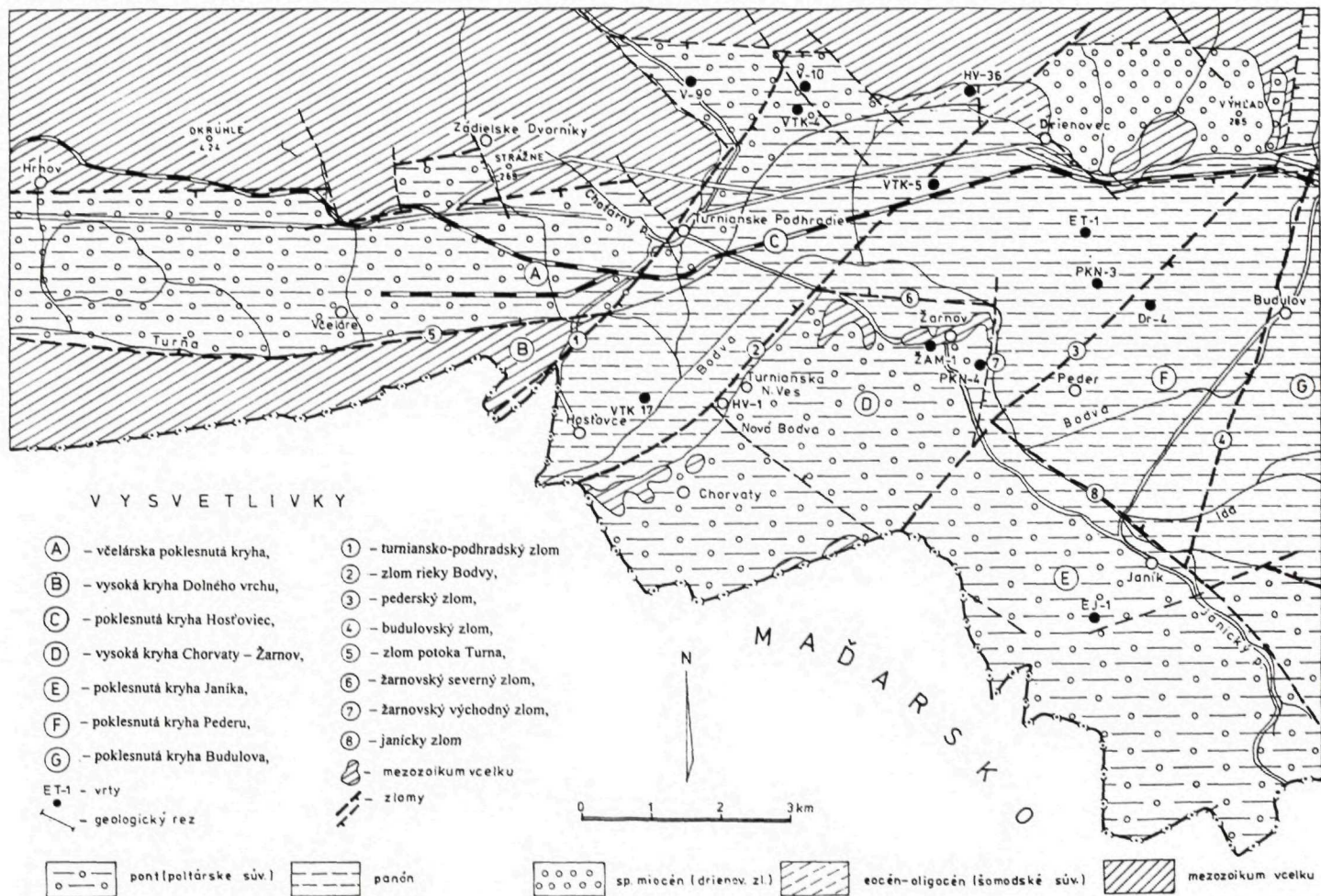
Biostratigraficky významnejšie sú nálezy rastlinných zvyškov. V sladkovodných vápencoch v starom lome Kőszöru Domb sa našlo spoločenstvo listov, v ktorom dominuje *Comptonia schrankii*, *Dewalques gelindensis* a ojedinele sú prítomné cf. *Sterculia* sp. a cf. *Sabal* sp. Na vrstevných plochách vápencov sa

našli hojné, ale zle zachované gyrogonyie characeí *Mitellopsis volensis*, *M. dutemplei minor* a *M. thaleri* div. sp. (*Characeae* určil BERGER in BŮŽEK et al., 1987). Spoločenstvo listov poukazuje na eocénny, prípadne aj paleocénny vek sedimentov (BŮŽEK et al., 1987). V tejto súvislosti treba poznamenať, že pontská fauna, ktorú opísal SÜMEGHI (1938) zo sladkovodných vápencov južne od lomu Kőszöru Domb, pochádza z ílov, ktoré tvoria výplň puklín a krasových dutín vo vápencoch. Na halde bane Bianka sa našli fragmenty ťažko určiteľnej flóry. Z tohto materiálu sa podarilo identifikovať druh paprade *Blechnum dentatum*, známej zo stredného eocénu, ale aj oligocénu a miocénu. Na tej istej halde sa našli gyrogonyie characeí, ktoré sú menšie než na Kőszöru Domb a pravdepodobne predstavujú rod *Harrisichara*, rozšírený najmä v staršom paleogéne.

Medzi rastlinnými zvyškami sa doteraz nepodarilo nájsť arktoterciérne druhy. To nasvedčuje tomu, že šomodské súvrstvie vzniklo pred tzv. Stehlinovým faunistickým zlomom, ktorý sa niekedy stotožňuje s hranicou eocén/oligocén, prípadne sa dáva do zóny NP 23, resp. aj nad ňu, t. j. do kišcelu (BŮŽEK et al., 1989).

V chudobných spoločenstvách sporomorf zo strednej a spodnej časti súvrstvia boli okrem iného opísané formy so stratigrafickým rozsahom eocén – oligocén. Konkrétne ide o formy *Cicatricosisporites monocolpopollenites* cf. *tranquillus*, *Polypodiaceoisporites* cf. *gracillimus*, *Trilites multivallatus* (posledný druh sa našiel v ílovej polohe uprostred tmavých vápencov v spodnej časti vrtu V-10) a mikrop planktonická forma *Thalasiphora pelagica* (SNOPKOVÁ, 1992).

Z vrchnej časti šomodského súvrstvia bolo opísané spoločenstvo sporomorf s druhmi poukazujúcimi na oligocénny vek – *Cupanieidites* cf. *eucalyptoides*, *Slovakipollis* cf. *hippophaeoides*, *Carpinus pollenites carpinooides*, *Otaxipollis* cf. *mothesi*, *Alnipollenites verus* (SNOPKOVÁ, 1987). Oligocénne sporomorfy vo vrchnej časti súvrstvia opísala aj PAČTOVÁ in FUSÁN et al. (1962).



Obr. 5 Štruktúrna schéma Turnianskej kotliny. Zostavil: ELEČKO, 1992

V riečnych sedimentoch sa vyskytujú aj horniny typu „pebbly mudstone“ – ílovce s utopenými valúnmi (fototab. II, obr.2, 3). Vo vrte V-10 tvoria vrstevný člen hrubý až 80 m. Hrúbka jednotlivých polôh „pebbly mudstone“ kolíše od 2,5 m do 15 m. Petrografické zloženie klastov je podobné ako valúnov zlepcov. Ide o sedimenty bahenných prúdov a sklzov, ktoré prezrádzajú veľkú tektonickú a možno aj seizmickú aktivitu v čase ich vzniku.

Napriek početným nálezom organických zvyškov, z ktorých väčšina však nemá užšiu biostratigrafickú hodnotu, vek šomodského súvrstvia nemožno spoľahlivo dokázať, resp. presnejšie špecifikovať. Nálezy rekryštalizovaných kokolitov vrátane *Coccolithus cf. pelagicus* s prvým objavením v paleogéne (ZLOCHA – RADÓCZ, 1987; ZLOCHA, 1989), paleogénne foraminifery (SAMUEL – GAŠPARIKOVÁ, l. c.), sladkovodné až brakické spoločenstvo fauny (LÓCZY in PAPP, 1915) s druhmi opísanými tiež v eocénnom uhľonosnom súvrství Dorogskej panvy (BŮŽEK et al., 1989), eocénny, resp. až paleocénny charakter makroflóry (BŮŽEK et al., 1987) poukazujú na eocénny vek súvrstvia. Spoločenstvá sporomorf zo spodnej a strednej časti súvrstvia majú eocénno-oligocénny charakter, vo vrchnej časti súvrstvia sa našli oligocénne sporomorfy (PAČLOVÁ in FUSÁN et al., 1962; SNOPOKOVÁ, 1987). Vek súvrstvia je teda eocén až oligocén.

Ďalšími uhľonosnými sedimentmi v turnianskej depresii sú sedimenty ležiace diskordantne na šomodskom súvrství, ktoré podľa litologickej podobnosti a rovnakého veku stotožňujeme s hostišovskými vrstvami čižskeho súvrstvia v Rimavskej kotline. Tieto vrstvy boli preniknuté vrtom V-10 v hrúbke 15,5 m. Ich transgresívna pozícia na šomodskom súvrství je zvýraznená významnou uhlovou diskordanciou. Šomodské súvrstvie je uklonené pod uhlom 35–40°, zatiaľ čo hostišovské súvrstvie leží horizontálne na ňom (obr. 4).

Súvrstvie tvoria prevažne jemno- až strednozrné piesky a rozpadavé pieskovce sivej farby. Uholné íly spolu s pieskovecami tvoria v ba-

zálnnej polohe flaserovú textúru. V pieskovcoch je 5 cm hrubá vrstvička lesklého hnedého uhlia a viaceré laminy uhlia hrubé 1–1,5 cm (fototab. II, obr. 1). Prevládajúcim minerálom v základnej hmote je illit, ktorý sprevádzajú kaolinit a montmorillonit. Vo vrchnej časti hostišovských vrstiev je lavica zlepenca hrubá 1 m. Zlepence sú drobné- až strednozrné (max. priemer valúnov do 5 cm). Majú prevažne podpornú matrix, ale sú v nich aj polohy s valúnovou podpornou štruktúrou. Z hľadiska zrnitosti sú polymodálne, nezvrstvené, alebo s náznakmi pozitívnej gradácie. Matrix je piesčito-ílovitý a prachovitý (prevláda ílovitá zložka) a cement je karbonátový a limonitový. Klasty sú neusporiadané, stredne až dobre opracované. Petrografické zloženie zlepcov je podobné ako zlepcov šomodského súvrstvia, hojnejšie sú valúny rezistentných hornín, zvlášť kremeňa (tab. 2).

Prostredie vzniku hostišovských vrstiev je podobné ako v Rimavskej kotline. Ide o lagúny za pobrežnými valmi a bariérovými ostrovmi. V turnianskej depresii sa morská fauna v hostišovských vrstvách nenašla.

Z hostišovských vrstiev z vrtnu V-10 bolo opísané spoločenstvo sporomorf so zástupcami rodov *Engelhardtia* sp., *Sabal* sp., druhu *Monocolpopollenites tranquillus* a čeľade *Sapotaceae*. Toto spoločenstvo podľa PLANDEROVEJ (1992) poukazuje na kišcelský vek sedimentov. To sa zhoduje s vekom stratotypu vrstiev v Rimavskej kotline (VASS – ELEČKO et al., 1989). Kerogén je preuholnený a tmavším sfarbením sa líši od kerogénu z mladších vrchnomiocénnych vrstiev.

Medzi Drieňovcom a Moldavou a v údolí potoka Miglinc transgresívne a diskordantne na šomodskom súvrství alebo na predterciérnych horninách ležia drieňovské zlepence (MATĚJKA, 1958). Západne od Drieňovca neboli zistené ani na povrchu, ani vo vrtoch. Sú hrubé viac než 300 m (vrt VD-4; BARKÁČ et al., 1985). Zlepence sú zle triedené, polymiktné, tvorené karbonatickými horninami bezprostredného okolia. Medzi valúnmi sú vrchnokriedové karbonáty, vo vyššej časti zlepcov je pestrá paleta ne-

karbonatických hornín. Tmeliacou hmotou zlepenčov sú červené pelity a tie tvoria v zlepencoch preplástky a vrstvy hrubé až 9 m, na báze zlepenčov sú bauxity (BYSTRICKÝ in FUSÁN et al., 1962; MELLO – REICHWALDER, 1978; ORVAN in MELLO et al., 1979; CHMELÍK, 1959).

Zlepence predstavujú dejekčné kužele tokov stekajúcich do depresných oblastí v predpoli mezozoika Slovenského krasu. Tieto akumulácie vznikali pravdepodobne v kontinentálnych podmienkach.

V zlepencoch sa nenašli organické zvyšky a ich vek nie je biostratigraficky preukázaný. Podľa najmladších valúnov zlepence musia byť povrchnokriedové a podľa pozície na šomodských vrstvách sú pospodooligocénne.

Počas miocénu bolo územie dlhodobo vynorené a denudované. Táto denudácia zrejme redukovala plošný rozsah hostišovských vrstiev i šomodského súvrstvia, ktoré sa nezachovalo vo východnej časti Turnianskej kotliny ani na žarnovskej elevácii.

Oživenie sedimentácie sa uskutočnilo až v sarmate. Sarmat je však vyvinutý v turnianskej depresii okrajovo a rudimentárne. Nie je uhlonosný. Maximálna zistená hrúbka sedimentov je 117 m a sú rozšírené v priestore pod Turnianskym hradom a západne od Turnianskej Novej Vsi. Rozšírenie sarmatu na severe depresie kontrolujú zlomy. Sedimenty sarmatu ležia diskordantne a transgresívne na šomodskom súvrství alebo na predterciérnych horninách. Prevládajúcim litotypom sú štrky a zlepence. Pozorujeme v nich pozitívnu gradáciu, najväčšie valúny alebo bloky sa nachádzajú v bazálnej časti sarmatu. Valúny sú tvorené prevažne mezozoickými karbonátmi, ktoré vystupujú v okolí dnešnej turnianskej depresie. Prítomné sú aj nekarbonátové klasty (kvarcít, kremeň, sericitický fylit, ílové bridlice a litoklastické tufy (ELEČKO in PRISTAŠ et al., 1987; HORSKÁ et al., 1991).

Sedimenty sarmatu vznikali v jazerno-riečnom prostredí s hojným prínosom hrubodetritického materiálu. Niektoré polohy štrkov pravdepodobne predstavujú dejekčné kužele

riek vyúsťujúcich do jazera. Lokálna pozitívna gradácia však nevyklučuje aj riečny pôvod sedimentov. V súvrství sa našli spóry, ktoré sú jediným biostratigrafickým indikátorom veku. V spoločenstve sú pomerne bohato zastúpené formy rodu *Engelhardtia* a prítomní sú aj zástupcovia čeľade *Clyriaceae*. Podľa PLANDEROVEJ (in VASS, 1967) spoločenstvo sporomorŕ poukazuje na teplú miernu klímu, ktorá bola vo vrchnom sarmate.

Uhoľná sedimentácia sa v terciérnej histórii turnianskej depresie naposledy obnovila v panóne. Panónske sedimenty majú podobné rozšírenie ako sarmatské s výnimkou žarnovskej elevácie predterciérneho podložja, ktorú sčasti pochovávajú, a kde teda ležia transgresívne a diskordantne na horninách predterciérneho podložja. Na iných miestach ležia na sarmate, pričom vzájomný vzťah oboch súvrství nie je možné presne stanoviť.

Prevládajúcim litotypom súvrstvia sú pestrofarbené íly a silty. Sú sčasti plastické. Prevládajúcim ílovým minerálom je illit a montmorillonit (DOBRA et al., 1970; VASS – ELEČKO, 1981), HORSKÁ et al. (1991) uvádza ako prevládajúci minerál kaolinit.

Piesky tvoria pomerne hrubé polohy uprostred pelitov. Sú sivé až hnedé, jemno- až strednozrnné. Hrubozrnné piesky sú zriedkavé a v nich sú rozptýlené štrkové valúny s priemerom 3–5 cm. Ojedinele tvoria aj samostatné polohy.

Valúnový materiál štrkov pozostáva z rezistentných hornín (kremeň, kremenec, valúny karbonátov nie sú prítomné). Tým sa valúnový materiál panónu odlišuje od štrkov v sarmatskom a starších súvrstviach, kde prevládajú karbonáty.

V panónskom súvrství sú vrstvičky, šošovky a polohy uhlia hrubé až 5 m. Tieto uhoľné sloje tvoria dve až tri slojové pásma. V závislosti od podmienok vzniku uhoľné sloje obsahujú viac či menej terigénnej prímеси. Uhlie je humitové v štádiu hnedouhoľnej hemifázy. Dominuje v ňom detritický litotyp, zriedkavo prechádzajúci do xyliticko-detritického litotypu. Maxi-

Tricolporopollenites asper, *Carpinus*, *Myricaceae*, *Fagus*, *Liliodendron*, *Nipheaceae*, *Tilia*) – PLANDEROVÁ (1992). Mladý vek súvrstvia potvrdzuje málo tepelne premenený kerogén svetlej farby (PLANDEROVÁ, 1992). Pontská fauna, ktorú opísal SÜMEGHI (1939) zo sladkovodných vápencov šomodského súvrstvia, pochádza z výplne dutín a puklín vo vápencoch. SÜMEGHI (1939) určil faunu: *Melanopsis decoltata*, *Melanopsis pygmaea*, *Melanopsis spiridioni*, *Coretus cornu mantelli*, *Viviparus semsey*, *V. neumayeri*; prechodné formy medzi druhmi: *V. cf. sadleri* a *V. cyrtomaphorus*, *V. neumayeri* a *V. semseyi*; rody *Bulimus* ? sp., *Galba* ? sp. Vek tejto fauny podľa SÜMEGHIHO (l. c.) je vrchnopanónsky, t. j. podľa súčasnej chronostratigrafie pontský, čo potvrdila aj ONDREJČKOVÁ (in MELLO et al., 1979) po kritickom zhodnotení zoznamu fauny vzhľadom na súčasný biostratigrafický význam opísaných druhov a rodov.

Podľa litofaciálneho vývoja je možné usúdiť, že poltárske súvrstvie vzniklo v riečnom prostredí, pričom štrky s pozitívnou gradáciou predstavujú výplň korýt. Piesky s pozitívnou gradáciou a cyklickým vývojom predstavujú sedimenty agradačných valov. Pelity vznikli v občasných jazerách na riečnych nivách.

V znosovej oblasti muselo v tomto období na rozdiel od sarmatu a panónu dominovať kaolinické zvetrávanie, lebo kaolinit je dominantným ílovým minerálom v pestro sfarbených sedimentoch pontského súvrstvia.

Turniansky výbežok Moldavskej kotliny je intenzívne tektonicky porušený. Uplatňuje sa tu vrásová i zlomová tektonika. Vrásovou tektonikou je porušené nielen predterciérne podložie (jeho stavbou sa tu nezaobráme), ale aj šomodské súvrstvie (eocén–oligocén).

Vrásové porušenie šomodského súvrstvia bolo preukázané v starých banských dielach pri Drienovci. Na geologických profiloch štôlni vidieť vrásovú stavbu, pričom polomer vrás poukazuje na niekoľko sto metrov (obr. 3); (PAPP, 1915). Okrem toho na vrásovú stavbu poukazujú aj nové vrty (napr. V-10, VD-2), kde úklony šomodského súvrstvia dosahujú 30° až

40°. Zo starých vrtných prác vyplýva, že šomodské súvrstvie je miestami aj vztýčené. Prevrásnenie sa odohralo na sklonku paleogénu pred usadením hostišovského súvrstvia (kišcel), ktoré leží diskordantne na šomodskom súvrství.

Zlomy, ktoré veľmi intenzívne porušujú územie, prináležia k trom zlomovým systémom (obr. 5). Najstarší z nich, prejavujúci sa v dôsledku oživovania aktivity, je zlomový systém sv.-jz. smeru. Zlomy sv.-jz. smeru možno stotožniť so zlomovým pásmom Darnó, ktorého zlomy mali významnú zložku ľavého horizontálneho pohybu. Terciérny horizontálny posun na týchto zlomoch v študovanom území nepredstavuje rádovo desiatky kilometrov, ako sa to predpokladá v Maďarsku, lebo klastický materiál v sedimentoch terciéru má miestny pôvod. Litologický vývoj šomodského súvrstvia však poukazuje na obdobie významného tektonického nepokoja. Litologický charakter klastického šomodského súvrstvia umožňuje predpokladať, že ide o akumulácie v roztvárajúcej sa depresii „pull-apart“. Zvlášť prítomnosť hrubých polôh „pebbly mudstone“ poukazuje na vysokú tektonickú, prípadne aj seizmickú aktivitu územia počas sedimentácie klastických polôh šomodského súvrstvia. Obdobia tektonického nepokoja sa striedali s pokojnými obdobiami, keď prebiehala sedimentácia karbonátov.

Na možnosť ľavých horizontálnych posunov po zlomoch severovýchodného smeru poukazuje aj to, že na vysokej kryhe uprostred turnianskej depresie v podloží terciéru vystupujú horniny stotožňované s rudabanskou skupinou (mezozoikum v okolí Hostoviec a Žarnova).

Zlomy severovýchodného smeru vytvárajú sústavu vysokých a poklesnutých krýh. Niektoré z nich kontrolujú dnešnú drenážnu sieť územia, zvlášť dolinu rieky Bodva.

Územie turnianskej depresie porušujú aj zlomy sz.-jv. smeru. Kontrolujú doliny niektorých potokov a uplatňujú sa pri modelovaní recentnej morfológie územia.

Na dnešnej stavbe depresie sa veľmi výrazne podieľajú zlomy v.-z. smeru. Obmedzujú Slovenský kras a mezozoikum Dolného

vrchu od kotliny. Zlomy tohto systému boli aktívne v najmladšom období (pliocén/pleistocén), ale skutočnosť, že ich porušujú zlomy sz. smeru, svedčí o ich staršom založení. Zlomy kontrolovali výzdvih planín Slovenského krasu a Dolného vrchu a pokles vlastnej depresie. Výrazné zníženie eróznej bázy v depresii a morfológický kontrast medzi stúpajúcimi planinami a poklesávajúcou kotlinou podmienili silnú eróziu aktivitu drenážnej siete v kotline. Jej následkom z nej boli vyplavené sedimenty pontu.

Literatúra

- BARKÁČ, Z. et al., 1985: Záverečná správa Drienovec – bauxit, vyhľadávaci prieskum. Manuskript – Geofond, Bratislava.
- BŮZEK, Č. – ČTYROKÝ, P. – ZLOCHA, J., 1987: Nové stratigrafické výskumy paleogénu v Drienovci na východnom Slovensku. Zpr. geol. Výzk. v Roce 1987, (Praha).
- BŮZEK, Č. – ČTYROKÝ, P. – ZLOCHA, J., 1989: Stratigrafický výskum paleogénu Turmianskej kotliny v okolí Drienovce na východnom Slovensku. Zborník z paleontologickej konferencie. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 175–179.
- CSÍKY, G. – ERDÉLYI, A. – JAMBOR, A. – KIRPÁTINE RADÓ, D. – KOROSSY, L., 1987: Magyarország Pannóniai (s. I.) Képződmények – A Peremártoni Főcsoport (= Alsopannóniai Képződmények) Talpmészék Térképe. Magy. áll. földt. Intéz. Évk. (Budapest).
- DOBRA, E. – RICHTER, Š. et al., 1970: Záverečná správa a výpočet zásob keramických surovín so stavom k 15. 2. 1970 z etapy V. P. Košická kotlina. Manuskript – Geofond, Bratislava.
- FUSÁN, O. et al., 1962: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000 M-34-XXXIII (Rimavská Sobota). Bratislava, Geofond, 1–123.
- HORSKÁ, A. et al., 1991: Záverečná správa úlohy Turmianska kotlina 11 90 0428, surovina uhlie, V. P., stav k 15. 10. 1991. Manuskript – Geofond, Bratislava.
- CHMELÍK, F., 1959: Zpráva o geologických výzkumoch lokality bauxitových hornin u Drienovce na južnom Slovensku. Manuskript – Ústř. Úst. geol., Praha, AP 3315.
- MATĚJKA, A., 1958: Výskyt bauxitických hornin u Drienovce na južnom Slovensku. Věst. Ústř. Úst. geol. (Praha), 33, 4, 279–281.
- MELLO, J. – REICHWALDER, P., 1978: Geologická stavba Jasovskej planiny. Manuskript – archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- MELLO, J. – ELEČKO, M. – PRISTAŠ, J. et al., 1979: Vysvetlivky k základnej geologickej mape ČSSR 1 : 25 000, list Turňa n. Bodvou (M-34-126-B-b). Manuskript – archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- PAPP, K., 1915: Magyar Birodalom vasércés kőszénkészlete. Budapest, Franklin – Társulat nyomdája, 1964.
- PLANDEROVÁ, E., 1992: Palynologické vyhodnotenie vzoriek z vrtoV V-10, VTK-4, VTK-5, VTK-17 a VNT-21. Manuskript – archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- PRISTAŠ, J. – ELEČKO, M. – MELLO, J. et al., 1987: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, list 37-414, Turmianske Podhradie-4. Manuskript – archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- SNOPKOVÁ, P., 1987: Palynologické vyhodnotenie vzoriek z vrtoV lokality Drienovec. Manuskript – archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- SNOPKOVÁ, P., 1992: Palynologické vyhodnotenie vzoriek z vrtoV V-10 a VTK-5. Manuskript – archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- SÜMEGHI, J., 1939: Zpráva o geologickom výskume územia medzi obcami Moldava n. Bodvou a Drienovcom (Šomodí). In: SENEŠ, J., 1950. Manuskript – Geofond, Bratislava.
- VASS, D., 1967: Vek a petrografické zloženie neogénnej výplne Komárovskej depresie (juhozápadná časť Košickej kotliny). Zbor. Východoslov. Múz. (Košice), Sér. A, VIII, 87–95.
- VASS, D. – ELEČKO, M., 1981: Nálezová správa o výskute lignitu v Turmianskej kotline. Manuskript – archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- VASS, D. – ELEČKO, M. – BODNÁR, J., 1981: Tektonika Rimavskej kotliny. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 75, 77–90.
- VASS, D. – ELEČKO, M., 1989: Geológia Rimavskej kotliny. 1. vyd., Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 1–162.
- ZLOCHA, J. – RADÓCZ, GY., 1987: Együttműködésben szerkesztett szlovák-magyar határmenti földtani metszetek. Manuskript – archív Geol. priesk., Spišská Nová Ves.

ZLOCHA, J., 1989: Výskyt horľavých a olejonosných hornín pri Drienovci. Geol. průzk. (Praha), 31, 7, 199–201.

DIONÝZ VASS et al.

Basic geological Features of Turňa Depression

Summary

The Turňa Depression is the westernmost tip of the Moldava Basin (eastern Slovakia; Fig. 1). It underwent a specific lithologic evolution reflecting its tectonic and paleogeographic history. The environment here was mostly alluvial and alluvial-lacustrine. Only the earliest known sediments in the depression – laminated limestones (BARKÁČ et al., 1985) and dark limestones with coal (Pls. III, Figs. 1, 3) were deposited in sea lagoons.

The Tertiary evolution of the Turňa Depression was favourable for the deposition of coal. During some 40 m. y., i. e. from the Eocene to the end of the Miocene, coal-bearing deposition took place four times. The earliest coal was formed in occasional marshes on the carbonate shelf of the Eocene sea (Fig. 2, Pl. III, Fig. 2). The coal has a fairly high coalification grade (transition between brown and hard coal, light reflectance R_o varies from 0.47 to 0.51 %) and average microhardness is 139.9 MPa (Tab. 3). A somewhat younger coal was formed in coastal-plain marshes. In the past it was exploited in mine Bianka near the village of Drienovec and its calorificity was relatively high (LÓCZI in PAPP, 1915). Both these coal beds are part of the Somogy Formation of Eocene – Oligocene age (ZLOCHA – RADÓCZ, 1987; ZLOCHA, 1989; SAMUEL – GAŠPARIKOVÁ in BARKÁČ et al., 1985; BŮŽEK et al., 1987, 1989; PACLTOVÁ in FUSÁN et al., 1962; SNOPKOVÁ, 1987). In drillhole V-10, the Somogy Formation is topped by a layer of micritic limestones (Pl. III, Fig. 1, 4). Abundant coarse clastic sediments (Tab. 1, Pl. III., Fig. 1, 4) including pebbly-mudstone type clastics in the formation suggest coeval tectonic activity inclusive of increased seismicity and possibly also the existence of strike slips during the opening of this basin of deposition. Another coal-bearing unit is the Hostišovce Member of Kiscelian age (Oligocene). However, it occurs only rudimentarily, and coal in it forms mere laminae (Pl. II, Fig. 1). Its relatively higher coalification grade in com-

parison with the Upper Miocene sediments is suggested by dark kerogen (PLANDEROVÁ, 1992). The petrographic composition of the conglomerates is given in Tab. 2. To assess tectonic history, it is important to know that between the Somogy Formation and the Hostišovce Member is angular unconformity (Figs. 3, 4). The Drieňovec Conglomerates (Uppermost Oligocene – Lower Miocene) deposited in alluvial fans of brooks flowing to the Turňa Depression are not coal-bearing. Likewise, Sarmatian lacustrine-alluvial deposits are devoid of coal seams. The youngest coal-bearing formation is Pannonian lacustrine-alluvial sediments. Their coal has a low coalification grade, its light reflectance R_o is a mere 0.20–0.24 % and a verage microhardness amounts to 122 MPa (Tab. 3).

The youngest sediments of the Turňa Depression are those of the Poltár Formation (alluvial environment, Pontian). No coal has been found in them. The low coalification grade of their organic matter is indicated by the light colour of their kerogen (PLANDEROVÁ, 1992).

The Turňa Depression is dissected by NE-, NW- and N-E-trending faults (Fig. 5). The NE ones assigned into Darnó fault system seem to have experienced left strike slips in addition to vertical movements. The faults of all three directions shaped the modern morphology of the depression. Mainly the E–W faults control its present-day limits.

Explanations to Plates I–III

Plate I

Fig. 1 Micrites composed of granules 0.01 mm in size.

Freshwater limestones on top of the Somogy Formation in drillhole V-10 (depth 101.9 m).

Figs. 2, 3 Biomicrites with abundant shells of lamellibranchiates, ostracods and other organisms.

Freshwater limestones on top of the Somogy Formation in drillhole V-10 (depth 113.4 and 116.5 m).

Fig. 4 Brecciated micritic limestone with a single ostracod shell, basal layer of freshwater limestones on top of the Somogy Formation in drillhole V-10 (depth 120 m).

Plate II

Fig. 1 Coal laminae in sandstone. Hostišovce Member (drillhole V-10, depth 70.00–70.30 m).

Figs. 2, 3 Pebbly mudstone in the Somogy Formation (drillhole V-10, depth 182.80–183.0 m, 246.6–246.8 m).

Figs. 4 Conglomerates with poorly rounded pebbles and support matrix. Alluvial facies of the Somogy Formation (drillhole V-10, depth 289.6–289.8 m).

Plate III

Fig. 1 An organodetrital layer in limestone formed by the destruction of algal mats. Somogy Formation (drillhole V-10, depth 423.6 m).

Photo: J. Mello

Fig. 2 Limestones in the Somogy Formation with laminae, above is a coal layer. Drillhole V-10, depth 398.0–398.1 m.

Photo: C. Michalíková

Fig. 3 Monotonous dark aphanitic limestone. Somogy Formation, drillhole V-10, depth 354–358 m.

Photo: J. Mello

Explanations to text-figs

Fig. 1 Location of the Turňa Depression in the Molađa Basin and adjacent regional geologic units

Fig. 2 Schematized geologic section across Turňa Depression filling (Paleogene and Neogene)

1 – conglomerates, 2 – sandstones/sands, 3 – pebbly mudstone, 4 – limestones, 5 – algal limestones, 6 – claystones, siltstones and silts, 7 – coal, 8 – cross-bedding, 9 – angular unconformity

Fig. 3 Geologic section across the Somogy Formation near Drieňovec. The coal bed exploited in mine Bianka is folded (after – LÖCZY in PAPP, 1915 – modified)

1 – algal limestones, 2 – freshwater limestones (in the Somogy Formation), 3 – Drieňovec Conglomerates, 4 – Somogy Formation with coal beds

Fig. 4 Detailed view of angular unconformity between the Somogy Formation (limestone with coal laminae) and the Hosišovce Member (conglomerates, sandstones with a thin coal bed) in drillhole V-10 NE of Turnianske Podhradie

Table 1

Qualitative petrographic composition of conglomerate pebbles and fragments and pebbly mudstone in the Somogy Formation in the Turňa Depression (VOZÁROVÁ–MELLO)

1. *low-metamorphosed rocks*

- a) phyllites (sericite, chlorit-sericite, chlorite with graphitic pigment)
- b) chloritoid schists
- c) quartz metadiorites
- d) metaquartzites
- e) metasiltstones
- f) chlorite-actinolite schists

2. *very low-metamorphosed rocks (anchimetamorphosed rocks)*

- a) illite-sericite schists
- b) illite-carbonate schists
- c) clayey schists with hematite pigment
- d) parallel-structured silicites
- e) strongly pressure-deformed columnar-textured carbonates

3. *diagenetic-compacted rocks*

- a) shales
- b) carbonates
 - biodetrital
 - micrite-pellet
 - brecciated
 - biosparite
- c) radiolarites (gray, black, rarely red)
- d) devitrified volcanic glass

4. *quartz*

- a) coarse-crystalline, highly undulatory, cataclastic-deformed to a various degree
- b) blastomylonitic banded
- c) hydrothermal with vermicular chlorite inclusions
- d) amethyst? (hydrothermal)
- e) magmatogenic with biotite inclusions

5. *very low-metamorphosed volcanics*

- a) acid blastofelsites
- b) mildly metamorphosed rhyolites and rhyolite tuffs
- c) chloritized mafic volcanics and mafic tuffs
- d) chloritized mafic volcanic glass

6. *unmetamorphosed limestones*

- a) Triassic micritic and organodetrital limestones
- b) organodetrital limestones with radiolithids (Senonian)

Source area

– the majority of clasts came from Late Paleozoic and Mesozoic sequences in southern Gemicum (Gočaltovo Group) and Meliaticum

– clasts 1a, 1c; Early Paleozoic of the Gemicum

- the majority of quartz clasts were probably recycled from Rožňava Formation conglomerates
- unmetamorphosed Triassic limestones and some radiolarites came from the Silica nappe

Table 2

Qualitative petrographic composition of conglomerate pebbles from the Hostišovce Member in the Turňa Depression (VOZÁROVÁ)

1. *quartzites*

- a) polycrystalline
- b) blastomylonite

2. *low-metamorphosed rocks*

- a) phyllites (quartz, sericite)
- b) metasiltstones
- c) metaquartzites
- d) quartz metagraywackes

3. *very low-metamorphosed (anchimetamorphosed) rocks*

- a) sericite schists
- b) clayey schists
- c) clayey-carbonate schists

4. *diagenetic-compacted rocks*

- a) silicites
- b) black radiolarites
- c) carbonates

5. *metamorphosed volcanics*

- a) metarhyolites and related tuffs
- b) acid blastofelsites

Source area:

same as for Somogy Formation conglomerates

Vysvetlivky k fototabuľkám I-III

Tab. I

Obr. 1 Mikrity tvorené granulami veľkosti 0,01 mm. Sladkovodné vápence v strope šomodského súvrstvia vo vrte V-10 (hĺbka 101,9 m)

Obr. 2, 3 Biomikrity s hojnými úlomkami schránok lamellibranchiát, ostrakódov a iných organizmov. Sladkovodné vápence v strope šomodského súvrstvia vo vrte V-10 (hĺbka 113,4 m a 116,5 m)

Obr. 4 Brekciovitý mikritický vápenec s ojedinelou schránkou ostrakódov, bazálna poloha sladkovodných vápencov v strope šomodského súvrstvia vo vrte V-10 (hĺbka 120 m)

Tab. II

Obr. 1 Uhoľné laminky v pieskovci. Hostišovské vrstvy (vrt V-10, hĺbka 70,00-70,30 m)

Obr. 2, 3 Pebbly mudstone v šomodskom súvrství (vrt V-10, hĺbka 182,80-183,0 m a 246,6-246,8 m)

Obr. 4 Zlepence s málo opracovanými valúnkami s podporným matrixom. Riečna fácia v šomodskom súvrství (vrt V-10, hĺbka 289,6-289,8 m)

Tab. III

Obr. 1 Organodetrítická poloha vo vápenci vzniknutá rozrušením riasových rohožíek. Šomodské súvrstvie, vrt V-10, hl. 423,6 m. Foto: J. Mello

Obr. 2 Vápence v šomodskom súvrství s laminkami, vyššie s polohou uhlia. Vrt V-10, hĺbka 398,0-398,1 m. Foto: C. Michalíková

Obr. 3 Monotónny tmavý afanitický vápenec. Šomodské súvrstvie. Vrt V-10, hĺbka 354-358 m. Foto: J. Mello

JOZEF BEŇKA – PAVOL SIMAN

Identifikácia nových minerálov Cu, Pb, Bi, Sb v žilách Brdárky

7 obr., 12 tab., angl. resumé

Kľúčové slová: Cu, Pb, Bi, Sb minerálna asociácia, chemizmus sulfosolí, sukcesia, Spišsko-gemerské rudohorie

A b s t r a c t. Mineralogical and geochemical research using an electron microprobe has brought new information about Cu, Pb, Bi and Sb mineralization on Brdárka veins. The new knowledge concerned succession of mineral deposition, percentages of individual minerals, presence of new mineral assemblages, mineral chemistry, and identification of some fairly scarce minerals (bismuthine, native Bi, tennantite, meneghinite, friedrichite, emplectite, réz-bányite).

Úvod

Rudná oblasť Baniská neďaleko obce Brdárka nachádzajúcej sa cca 6–7 km južne od Dobšinej je už dlhší čas mimo prevádzky. Sideritovo-sulfidické zrudnenie nedosahovalo väčšiu hrúbku ani smernú dĺžku, preto i záujem o spomínané žily bol menší. Žily síce boli otvorené viacerými menšími štôľňami z východnej časti hrebeňa, ale žilná výplň sa vždy považovala za jednoduchú a celkove dobre zapadajúcu do mineralizácie západnej časti Spišsko-gemerského rudohoria (LAZÁR, 1959; ILAVSKÝ, 1957; BEŇO, 1963). Neskoršie BEŇKA (1966) už obsažnejšie informuje o vystupovaní a sukcesii základných minerálov tejto lokality, avšak bez podrobnej-

šieho dokladovania a s malými výnimkami aj bez údajov o chemickom zložení.

Výskumy v rámci štúdia styčnej zóny „gernerika a veporika“ v poslednom období spomínané výsledky mineralogického charakteru dopĺňajú najmä v oblasti identifikácie, chemického zloženia nových minerálov a sukcesie mineralizácie. Pomocou elektrónového mikroanalyzátoru boli zistené viaceré nové výsledky týkajúce sa minerálnych asociácií a minerálov, o ktorých sa chceme zmieniť.

Novoopísané minerály svojím chemickým zložením zaraďujú študovanú lokalitu medzi zrudnenia s pestrou minerálnou asociáciou Bi, Pb, Sb, Cu vystupujúcou v západnej časti Spišsko-gemerského rudohoria s makroskopickými akumuláciami Bi minerálov.

Minerálne asociácie, ich opis a vystupovanie

Pri podrobnejšom štúdiu sulfidickej periódy hydrotermálneho zrudnenia v Brdárke bolo identifikovaných niekoľko nových minerálnych asociácií v rámci spomínaných prvkov. Ich vystupovanie je síce známe z minulosti, ale s podstatne menším počtom údajov kompletného

analytického a identifikačného charakteru. Na základe takto získaných výsledkov bolo možné v sulfidickej mineralizácii pri zachovaní sukcesného postavenia vyčleniť tieto asociácie:

- a) pyritovo-arzenopyritovú,
- b) chalkopyritovo-tennantitovú,
- c) galenitovo-sfaleritovo-meneghinitovo-bournonitovú,
- d) bizmutínovú (s obsahom sulfosolí; tetraedrit, emplektit, friedrichit, rézbányit a možno i ďalšie).

K ich definovaniu nás viedli tieto dôvody:

– samostatnosť ich vystupovania a dobrá dokumentácia štruktúrne-textúrnymi znakmi, ktorá súčasne potvrdzuje hranice istého vývojového úseku kryštalizácie,

– rozdielnosti v p-T podmienkach a chemickom zložení, ktoré indukujú stabilitnosť minerálu v danom systéme,

– dosť diskutované, ale menej známe vystupovanie minerálov zo skupiny sulfosolí,

– zvýšený obsah niektorých prvkov v žilnej výplni známy už z minulosti, ktorý síce dával podklady na diskusie o ich väzbe na doteraz známe minerály, ale bez dôkladného zistenia väzby na prípadný nový minerál,

– pri štúdiu v odrazenom svetle, ale i pri makropozorovaní, charakteristické vystupovanie, asociácia minerálov s ostrými hranicami kontaktu medzi jednotlivými paragenetickými celkami.

Asociácia minerálov pyritu a arzenopyritu nemá v študovanom zrudnení podstatnejšie zastúpenie. Zaujímavá je práve svojím impregnačným vystupovaním v celom zrudnení. Má len mineralogický význam v rámci celkovej sukcesie, a preto sme sa jej venovali len okrajovo.

Pyrit – ako bežný minerál rudných žíl sa na Baniskách uplatňuje pomerne zriedka vo dvoch generáciách. Starší vo forme drobných hexádrov v kremeň a siderite a mladší ako nepravidelne zrnité agregáty v asociácii s chalkopyritom a tennantitom. Jeho koncentrácie sú však veľmi malé.

Arzenopyrit – patrí opäť k zriedkavým minerálom. Väčšie koncentrácie tvorí len v side-

rite s pyritom, menej s tetraedritom a chalkopyritom. Sú to v prevahe jemnozrné agregáty, ktoré majú tendenciu k idiomorfnému vývoju. Väčšie zrná alebo agregáty bývajú často kataklasticky porušené a novovzniknuté priestory sú vyplnené mladšími, prevažne Cu minerálmi.

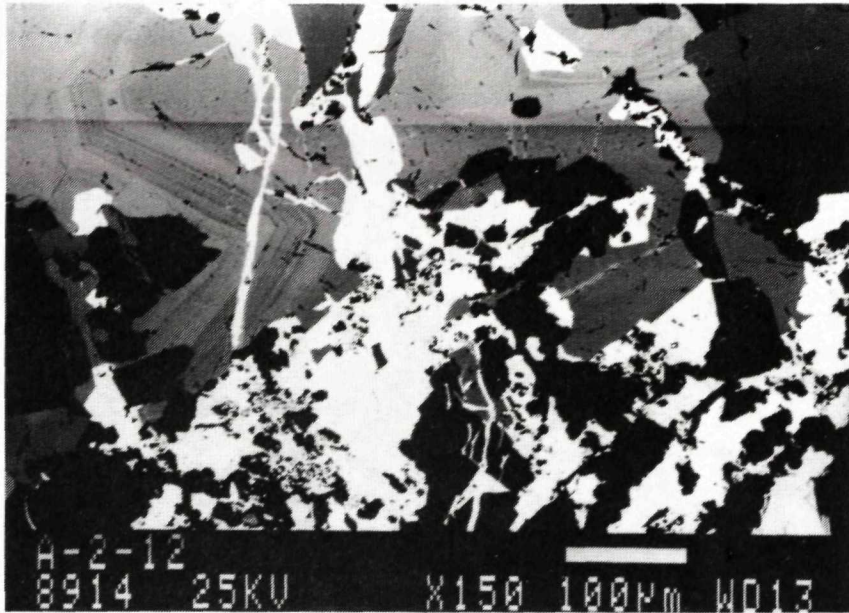
Chalkopyrit – tennantitová asociácia má v sulfidickom zrudnení podstatné zastúpenie. Chalkopyrit ako jeden z hlavných Cu minerálov žilnej výplne sa uplatňuje vo dvoch generáciách, tvorí charakteristické textúrne formy v základnej sideritovej výplni. Sú to prevažne nepravidelné výplne drobných puklín usmernené generálne v smere priebehu žily, ale i väčšie hniezdovité agregáty. Hrúbka agregátov i výplne puklín sú veľmi variabilné a pohybujú sa od niekoľkých mm do niekoľkých cm.

Chalkopyritové agregáty veľmi často asociujú s tennantitom a vo viacerých prípadoch sa len veľmi ťažko vyjadrujú ich vekové vzťahy, najmä pri prerastaní sa väčších agregátov tennantitu s chalkopyritom. Vcelku jednoznačne mladšie sú len drobné žilky tennantitu prenikajúce cez chalkopyrit.

Na základe kvantitatívnych analýz chalkopyritu môžeme konštatovať, že jeho chemické zloženie je dosť chudobné na ostatné mikroprvky a temer všetky sledované prvky sa pohybujú na hranici citlivosti použitej analytickej metódy. Podiel izomorfie jednotlivých prvkov v mriežke chalkopyritu je veľmi diskutabilný.

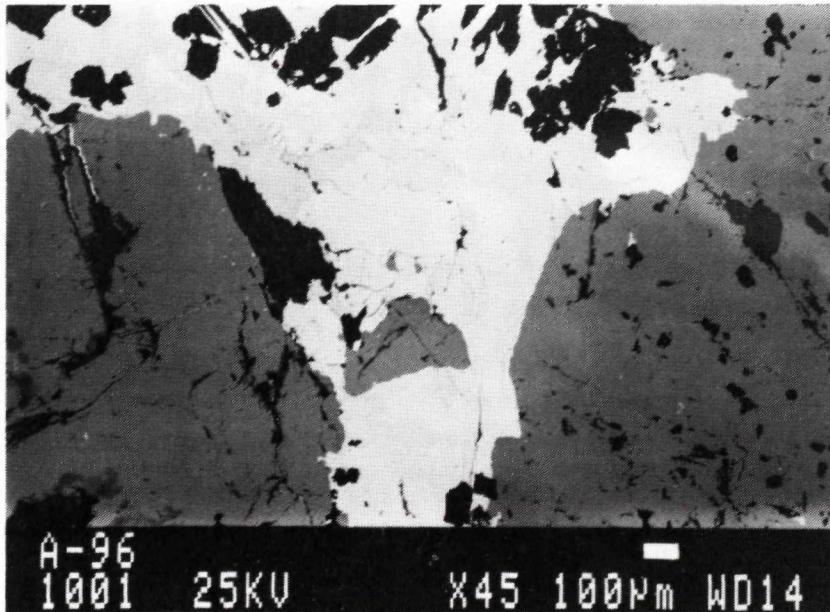
Tennantit – podobne ako tetraedrit patria ku geneticky veľmi dôležitým minerálom celého Spišsko-gemerského rudohoria, len ich kvantitatívne zastúpenie nie je vždy rovnaké. V jednotlivých lokalitách je veľmi rozdielne, od temer neidentifikovaného obsahu po makrozastúpenie. V oblasti Brdárky má značné zastúpenie (pozri obr. 1, tab. 2).

Rozšírenie a akumulácia tennantitu v halodovom materiáli nie je v každom prípade jednoznačná, pretože jeho identifikácia je závislá od analytických rozborov na mikroanalýzátore. Najväčšiu koncentráciu tennantitu sme pozorovali v asociácii s chalkopyritom, tvoriacim hniezdovité a žilkovite pretiahnuté útvary, ktoré intenzívne zatláčajú chalkopyrit. Veľ-



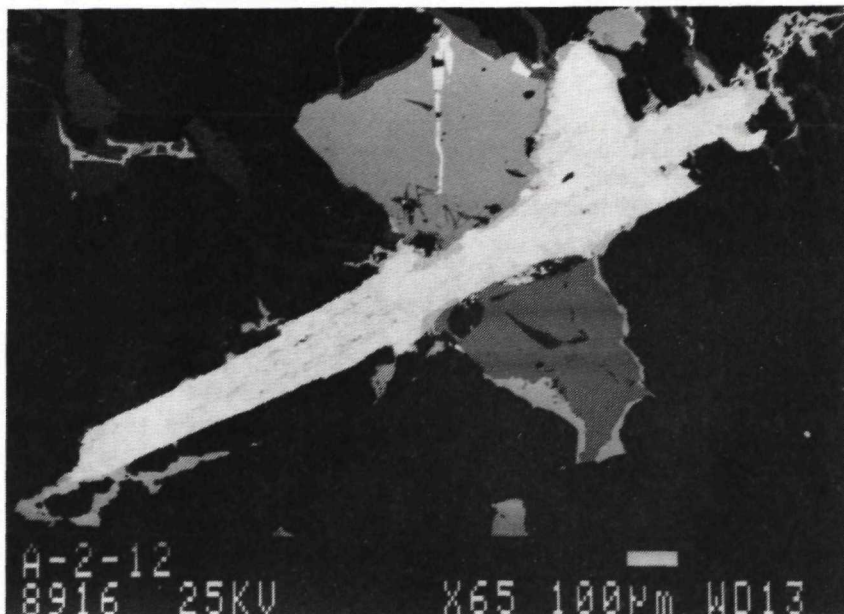
Obr. 1 Tennantit (sivý – zonálny) s chalkopyritom (tmavosivý v hornej a pravej časti obr.) je preniknutý galenitom (biely) a karbonátmi (čierne).

Foto: Stankovič (BEI, SEM)



Obr. 2 Meneghinit (biely) spolu s bournonitom (svetlosivý v hornej časti obr.) preniká do sfaleritu (tmavosivý). Čierne agregáty sú kremeň a karbonáty.

Foto: Stankovič (BEI, SEM)



Obr. 3 Prenikanie bizmutínu (biely) v asociácii sulfosolí emplektitu, friedrichitu, rézbányitu (sivé usmernené agregáty) cez chalkopyrit (tmavosivý). V hornej časti je chalkopyrit preniknutý galenitom (biely). V dolnej časti sivé obruby patria tennantitu. Celý agregát je uložený v siderite (čierne).
Foto: Stankovič (BEI, SEM)



Obr. 4 Vystupovanie rýdneho Bi (biele zrnká) v bizmutíne (sivý). Čierne agregáty sú siderit a kremeň.
Foto: Stankovič (BEI, SEM)

kosť týchto agregátov je veľmi variabilná a nedosahuje väčšie (ako cm) rozmery. Prevažuje oveľa menšia koncentrácia. Okrem chalkopyritu v asociácii s tennantitom môžeme pozorovať i zvýšený obsah galenitu a menej sfaleritu, ktoré sú jednoznačne mladšie. V súvislosti so zastúpením arzenopyritu by sa mohlo diskutovať o kontaminácii As v tennantite a o jeho pôvode.

Tetraedrit – má v žilách podstatne menšie zastúpenie ako tennantit a o jeho postavení v sukcesii môžeme diskutovať len na základe podrobnejšieho chalkografického a mikroanalytického štúdia. V žilách Brdárky odlišujeme dve generácie tetraedritu:

- tetraedrit I v asociácii s chalkopyritom, prípadne s ďalšími sulfidmi,
- tetraedrit II v asociácii s bizmutínom a s Bi, Pb sulfosolami.

Tetraedrit I vystupuje veľmi nepravidelne v podobe drobných zhlukov, agregátov alebo drobných žiliek prevažne v chalkopyrite.

Tetraedrit II má svoje postavenie v bizmutíne, ktorý zjavne metasomaticky zatlačá pozdĺž štiepných puklín, alebo v ňom tvorí drobné nepravidelné oválne inklúzie (pozri obr. 6). Jeho akumulácia má však len mikroskopický charakter.

Galenit – nemá na lokalite väčšie zastúpenie a len lokálne nájdeme väčšie akumulácie v podobe nepravidelných agregátov v asociácii so sfaleritom, meneghinitom, bournonitom v kmeni. Spomínané agregáty zriedkavo dosahujú veľkosť 0,5 cm. Zvyčajne je to len mikroskopický obsah galenitu ako najstaršieho minerálu v asociácii s ostatnými minerálmi, ktorých sukcesné vzťahy dokumentujú obr. 1, 2.

Chemické zloženie galenitu je veľmi jednoduché. Okrem základných komponentov je zväčša zanedbateľný obsah Fe, Bi a Sb.

Sfalerit – patrí medzi mikroskopicky prítomné minerály, tvorí len drobné hniezda alebo zrná oválneho tvaru prenikajúce do chalkopyritu a sideritu. Často však vystupuje v asociácii s meneghinitom a bournonitom (obr. 2).

Jeho chemické zloženie sme sledovali niekoľkými analýzami, ktorých výsledky sú uvedené v tab. 5.

Meneghinit – bol v žilách identifikovaný prvýkrát, v asociácii so sfaleritom a bournonitom často preniká drobnými puklinkami, prípadne tvorí výplň menších dutín v siderite. Svojím vystupovaním a kovovým leskom je ľahko zameniteľný s galenitom. Pri podrobnejšom výskume je však zrejmé, že agregáty meneghinitu nemajú takú výraznú štiepatelnosť ako galenit, ale majú viac sivastý až lazúrový nádych sfarbenia. Koncentrácia agregátov je nižšia ako pri galenite (obr. 2).

Mikroskopicky je meneghinit dobre odlišiteľný tak sfarbením, ako aj anizotropiou, vystupujúcim reliéfom a tvarom zrna.

Jeho identifikáciu dokladáme niekoľkými analýzami (tab. 6).

Bournonit sme na žilách pozorovali vo veľmi vzácných prípadoch ako doteraz neznámy minerál. Vystupuje len v asociácii s meneghinitom, oproti ktorému sa zdá mladší. Bournonit zvyčajne tvorí drobné nepravidelné útvary pri okraji meneghinitu na hranici so sfaleritom a sideritom. Je zaujímavé, že za hranice meneghinitu nikdy neprechádza (obr. 2). V niektorých prípadoch (ale veľmi vzácné) sa dokonca zdá, že medzi oboma minerálmi v dôsledku neostrých hraníc je pozvoľný prechod. Identifikácia bournonitu bola okrem chalkografie potvrdená i chemickými analýzami, ktoré jasne dokumentujú, že ide o veľmi čistý materiál so zanedbateľným obsahom Bi, Ag, Zn a Fe.

Bizmutín – v žilách Brdárky má v rámci Spišsko-gemerského rudohoria pomerne výrazné postavenie, i keď jeho vystupovanie je len mineralogického charakteru. V rudnej výplni je zvyčajne vo vývoji ihličkovitých kryštálov prenikajúcich cez siderit, chalkopyrit, tetraedrit a galenit dosahujúcich maximálnu hrúbku 2 mm a dĺžku 1,5–2,5 cm.

Frekvencia jeho vystupovania je veľmi nepravidelná a väčšia akumulácia je len lokálna.

Mikroskopicky však steblovité minerály bizmutínu predstavujú asociáciu minerálov z radu sulfosolí, najmä Pb, Bi a Cu (pozri obr. 3). Ich spoločné vystupovanie a vzájomné prerastanie možno sledovať i z priložených chemických analýz. Dokumentuje to najmä zvýšený obsah

Pb, Cu, ale i Sb, v menšej miere Ag. Obsah Sb, ktorý je v bizmutíne lokálne i niekoľko %, sa však neprejavil tvorbou samostatných minerálov. Zrejme ide len o izomorfné nahradzovanie Sb-Bi. Zvýšený obsah Sb sa podieľa aj na zložení ostatných minerálov z radu sulfosolí, ktoré uvedieme ďalej.

Rýdzi Bi – bol identifikovaný len v niekoľkých prípadoch v asociácii s bizmutínom. Koncentruje sa najmä na jeho okrajové časti. Tvorí tu drobné zrná, alebo sa vyskytuje vo forme malých usmernených agregátov (obr. 4) vnikajúcich do bizmutínu. Jeho identifikácia bola okrem bežnej chalkografie potvrdená aj kvantitatívnymi analýzami (tab. 9).

Emplektit – vystupuje opäť len v asociácii s bizmutínom, v ktorom tvorí drobné nepravidelné jemnozrné agregáty. Často ho však možno pozorovať i v menších dutinách, kde tvorí drobné ihličkovité kryštály. Ich výskyt je však veľmi ojedinelý.

Mikroskopicky má minerál krémovú až krémovožltú farbu a je jasne anizotropný. Intenzita anizotropie je značne závislá od farebných efektov minerálu. Iné diagnostické údaje sa nám nepodarilo získať v dôsledku jeho menších rozmerov, ktoré dosahujú maximálne 60 μm . V prevahe sú to však agregáty, ktoré dosahujú veľkosť 20–30 μm . Hustota ich vystupovania je veľmi nepravidelná, čo možno sledovať i na priloženom obr. 5. Minerál v podobe nepravidelných agregátov kopíruje plochy štiepatelnosti bizmutínu.

Jeho identifikáciu môžeme doložiť chemickými analýzami, ktoré sú v zhode s teoretickým zložením emplektitu.

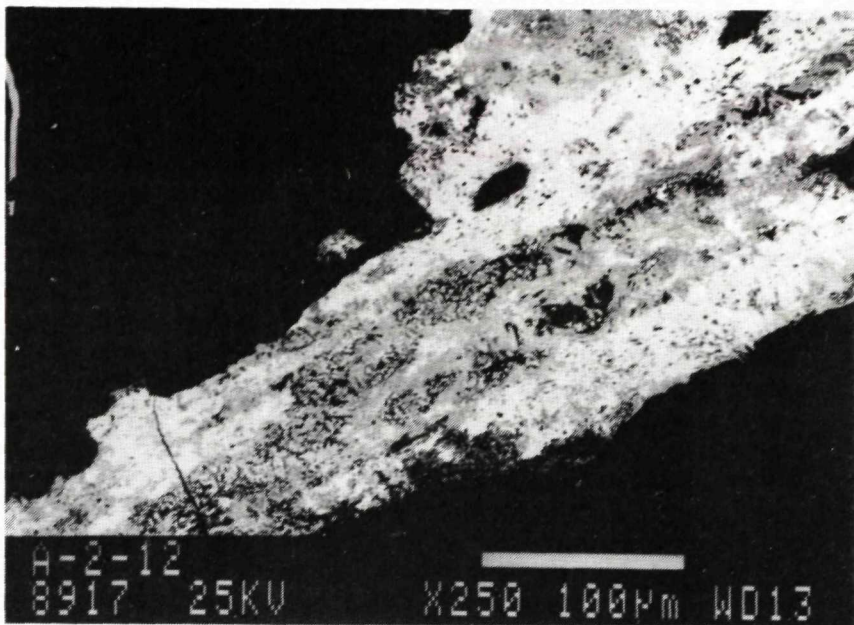
Rézbányit – v študovaných žilách sa vyskytuje len v mikroskopických množstvách v asociácii s bizmutínom. Jeho akumulácia sa priestorovo značne mení a samotné drobné agregáty, ale i väčšie hniezda, sú nepravidelne roztrúsené v bizmutínovej základnej hmote. Podobne i forma vystupovania týchto agregátov je veľmi rôzna. V prevahe sú to drobné útvary okrúhleho tvaru a len zriedkavo možno pozorovať väčšie pretiahnuté agregáty s prejavmi zatlačania bizmutínu (obr. 6).

Mikroskopicky sú tieto drobné agregáty pri malých zväčšeniach len ťažko odlišiteľné od bizmutínu v dôsledku veľmi podobných chalkografických vlastností. Spofahlivejším rozlišovacím znakom je len svetlejšie sfarbenie a pravdepodobne intenzívnejšia anizotropia bizmutínu. Pretože identifikácia bežnými metódami je veľmi nespoľahlivá, použili sme mikroanalýzátor. Chemické analýzy jednoznačne potvrdili prítomnosť rézbányitu v bizmutíne. Ostatné zistené prvky nemôžu ovplyvňovať jeho identifikáciu.

Friedrichit – vzácne sa koncentruje na drobné puklinky a plochy štiepatelnosti v bizmutíne, kde tvorí drobnozrné agregáty nastávajúce do dutín. Sú to len mikroskopické koncentrácie a možno ich pozorovať len pri väčších zväčšeniach (obr. 7). Ich výskyt je zriedkavý, od bizmutínu sú dobre odlišiteľné vyššou odrazivosťou. Je anizotropný a má silný dvojdráz. Jeho identifikáciu potvrdzujú priložené kvantitatívne chemické analýzy, zhodujúce sa s teoretickými údajmi o friedrichite, ktoré uvádza ČVILJEVA (1988).

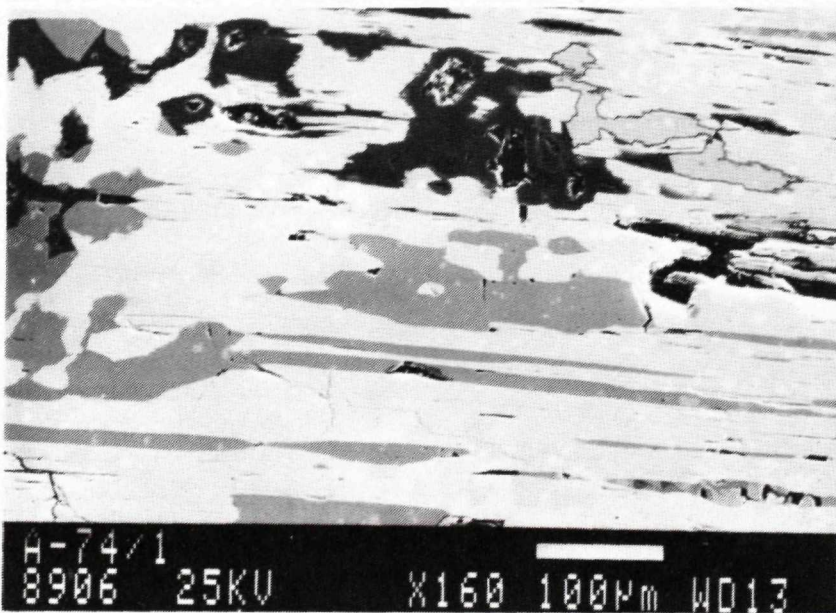
Predchádzajúcu minerálnu asociáciu nebolo možné pre nepatrné rozmery lepšie opísať, a preto dosiahnuté výsledky nepovažujeme za konečné. Štúdium uvedenej mineralizácie bude potrebné doplniť o nové merania a ich výsledky porovnať s výsledkami z iných lokalít styčnej zóny. Vzhľadom na doterajšie predbežné výsledky v nich môžeme očakávať doplnenie sulfidickej mineralizácie o nové zaujímavé minerály (lok. j. od Dobšinej, Ochtiná, Nižná Slaná, Rejdová atď.).

Prítomnosť nových minerálov a ich identifikácia dopĺňa naše znalosti nielen o týchto doteraz menej známych lokalitách, ale aj o sulfidickej mineralizácii regiónu i celého Spišsko-gemerského rudohoria. Dosiahnuté výsledky poskytujú veľmi dobré podklady na nové hodnotenia vývoja mineralizácie a geochemického vývoja hydrotermálneho zrudnenia vôbec. Poznamenávame, že doteraz sa o možnom vystupovaní niektorých minerálov diskutovalo (BEŇKA, 1966; BEŇO, 1963) len na základe zvýšeného obsahu niektorých stopových prvkov



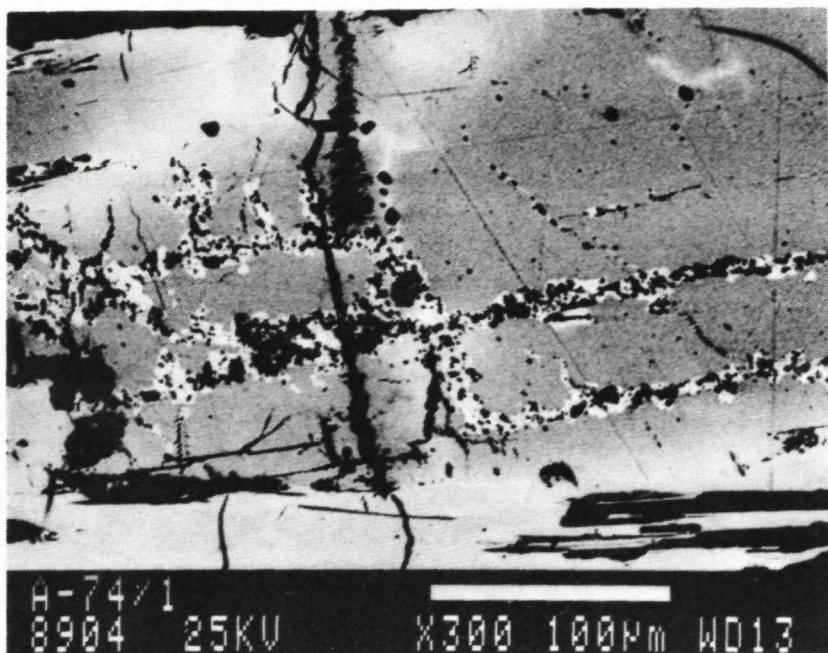
Obr. 5 Emplektit (sivý) v bizmutíne (biely) preniká cez siderit (čierny).

Foto: Stankovič (BEI, SEM)



Obr. 6 Bizmutín (biely) je na plochách štiepatelnosti preniknutý tetraedritom (sivý) a sideritom (tmavosivý). Nepravidelné svetlosivé agregáty v bizmutíne patria rézbányitu. Vystupujúci reliéf v pravej časti obrázku patrí anglezitu.

Foto: Stankovič (BEI, SEM)



Obr. 7 Drobné nepravidelné zrná friedrichitu (biely) v bizmutíne (sivé).
Foto: Stankovič (BEI, SEM)

v mineráloch, alebo o forme vystupovania v odmiešaniach, v krajnom prípade o izomorfii v mriežke niektorého základného minerálu v žilnej výplni. Mnohé z týchto údajov boli síce správne, ale bez akýchkoľvek základných kvantitatívnych informácií o vystupovaní samostatných minerálnych komponentov.

Záver

Na základe mineralogicko-paragenetického a geochemického štúdia v Brdárke boli po prvýkrát opísané niektoré vzácnejšie minerály, ako sfalerit, meneghinit, bournonit, emplektit, friedrichit, rýdzi Bi, bizmutín. Ich vystupovanie má síce akcesorický charakter, ale podložili sme ho analytickými údajmi.

Mineralogicko-paragenetické pomery a ich sukcesia sa nemenia, ale dopĺňajú a upravujú celkový hydrotermálny proces, ktorý je definovaný zvýšeným obsahom prvkov Bi a Sb v roztoku, čo podmienilo vznik nových minerálov. Preto sme mohli vydeliť niekoľko nových minerálnych asociácií, ktoré sa vyvíjali cez prechodné členy fázových diagramov Cu, Bi a Sb minerálov (tennantit-tetraedrit, galenit-meneghinit-bournonit, bizmutín-emplektit-rézbányit). Samostatnosť ich vystupovania je dokumentovaná ostrými hranicami medzi jednotlivými minerálnymi paragenézami.

Prítomnosť týchto minerálnych asociácií a ich identifikácia rozširuje naše znalosti o týchto lokalitách, ale zároveň rozširuje základnú sideritovo-sulfidickú minerálnu paragenézu Spišsko-gemerského rudohoria.

Tab. 1 Kvantitatívne chemické analýzy chalkopyritu

Lokalita: Brdárka – halda, vz. č. A-2-12						
Cu	34,1851	34,1851	33,6898	34,1397	34,0604	33,6447
Zn	-	-	0,0140	0,0223	0,0173	-
Cd	-	0,0045	0,0106	-	-	0,0322
Hg	0,0959	-	0,0086	-	0,0482	0,0612
Fe	30,5787	30,5388	29,0754	28,8525	30,9239	31,5337
S	33,4913	34,5160	35,2559	36,4774	34,0095	34,0377
As	0,0554	-	-	-	-	0,0285
Ag	-	0,0249	0,0018	-	0,0436	0,0110
Sb	-	0,0169	-	-	0,0006	-
Bi	0,8980	0,0756	-	0,0176	0,0987	0,0486
Σ	98,4631	99,3618	98,0162	99,5095	99,1523	99,3975

Tab. 2 Kvantitatívne chemické analýzy tennantitu

Lokalita: Brdárka, vz. č. A-2-12, vz. 74/2						
Cu	42,0402	41,1941	40,4862	41,5468	41,7294	41,7344
Zn	7,9738	6,9069	7,6004	8,1326	5,0269	5,0069
Cd	0,0240	0,0288	0,1563	0,1188	0,0768	0,0856
Hg	0,0760	0,1143	0,0000	0,1255	0,0808	0,1400
Fe	0,8188	1,9964	0,3224	0,1842	2,9264	2,8765
S	27,1020	26,5504	25,4907	26,2051	27,6330	28,1705
As	19,1477	14,8316	11,3523	16,2790	15,9711	16,5121
Ag	0,0485	-	-	0,0200	0,0553	-
Sb	1,1308	5,8168	13,6802	6,0669	5,6296	5,2452
Bi	-	0,7362	-	-	0,7125	0,7806
Σ	98,3618	98,1785	99,0886	98,6728	99,8418	100,5518

Tab. 3 Kvantitatívne chemické analýzy tetraedritu

Lokalita: Brdárka – halda, vz. č. 74/1, 2					
Cu	38,3706	38,5817	37,9187	37,7473	38,5449
Zn	3,4453	3,7024	3,7046	3,5963	2,7189
Cd	-	0,0219	0,0219	0,0493	0,0495
Hg	1,1109	1,1553	1,1558	1,0804	1,1763
Fe	4,6537	4,6117	4,6158	4,4582	3,5370
S	23,7367	22,8196	22,8039	24,3010	24,2377
As	-	-	-	-	-
Ag	0,0746	0,1129	0,1130	0,0921	0,0924
Sb	28,1682	28,2536	28,8530	27,7631	29,4730
Bi	1,1179	1,3328	1,3335	1,8451	1,8248
Σ	100,6779	100,5919	100,5202	100,9327	101,6546
Cu	38,2804	38,6920	37,2630	38,1578	
Zn	2,6882	2,7071	3,1450	2,8620	
Cd	0,0384	-	-	0,0433	
Hg	1,1729	1,0797	2,2606	1,7735	
Fe	3,7729	3,7873	3,4758	3,8899	
S	23,3604	23,8939	24,7083	23,5108	
As	0,0231	0,0079	0,5486	0,4490	
Ag	0,1818	0,1142	0,0992	0,0620	
Sb	29,0387	29,6442	27,8350	29,0293	
Bi	1,3496	1,4575	1,5900	1,5558	
Σ	99,9065	101,3837	100,9255	101,4615	

Chemické zloženie tetraedritov môžeme vcelku porovnávať s ostatnými tetraedritmi v Spišsko-gemerskom rudohorí.

Tab. 4 Kvantitatívne chemické analýzy galenitu

Lokalita: Brdárka – halda, vz. č. A-8-5				
Cu	-	-	0,0004	0,0229
Pb	85,4934	85,8060	85,4283	86,2552
S	12,5960	12,2904	12,6628	13,1002
Fe	0,0557	0,0559	-	0,0134
Bi	0,0049	0,0049	-	-
Sb	-	-	0,0220	0,0186
Ag	-	-	-	-
Σ	98,1500	98,1597	98,1135	99,4103
vz. č. A-2-12				
Cu	0,7606	0,6773		
Pb	85,3294	85,4859		
S	11,8616	12,0181		
Fe	0,7393	0,7035		
Bi	-	0,0935		
Sb	0,0207	0,2525		
Ag	-	-		
Σ	98,8916	99,2308		

Tab. 5 Kvantitatívne chemické analýzy sfaleritu

Lokalita: Brdárka – halda, vz. č. A-96					
Zn	63,2314	63,0421	63,2003	63,3041	63,4923
S	33,4210	33,3284	33,1345	32,9743	33,1341
Fe	3,3254	3,1002	3,1369	3,3451	3,2315
Cu	0,2113	0,1613	0,3210	0,2301	0,3421
Pb	0,1917	0,1813	0,2003	0,3421	0,3219
Cd	0,2331	0,4057	0,4341	0,4201	0,3987
Ag	0,0134	0,0054	0,0103	0,0031	0,0065
Σ	100,7173	100,2244	100,4401	100,6189	100,9271

Tab. 6 Kvantitatívne chemické analýzy meneghinitu

Lokalita: Brdárka, vz. č. A-96					
Zn	-	-	-	-	0,0293
Cu	1,3085	1,3287	1,3264	1,3053	1,3105
Pb	60,9492	60,6960	60,9197	90,9994	60,7443
S	16,5680	17,4000	17,3808	18,3535	18,3416
Fe	0,0432	0,0114	0,0114	0,0019	0,0267
Bi	-	-	-	-	-
Sb	19,3043	19,7390	19,7469	19,0730	19,2900
Ag	-	-	-	-	-
Σ	98,1731	99,1750	99,3843	99,7485	99,7425

Tab. 7 Kvantitatívne chemické analýzy bourmonitu

Lokalita: Brdárka, vz. č. A-96			
Zn	0,0627	0,0568	0,0236
Cu	12,0949	12,0589	11,9271
Pb	42,8615	42,7469	42,0585
S	19,1443	18,9692	18,5176
Fe	0,0155	0,0226	0,0271
Bi	0,1290	-	0,0401
Sb	25,2739	25,6704	25,5557
Ag	-	-	-
Σ	99,5820	99,5247	98,1496

Tab. 8 Kvantitatívne chemické analýzy bizmutínu

Lokalita: Brdárka, vz. č. 74/1			
Cu	0,2528	1,3940	0,7538
Pb	2,2941	2,0874	2,0807
S	17,4131	17,2346	17,9243
Fe	0,0139	0,0266	0,2055
Bi	75,8359	77,0968	74,3561
Sb	3,9051	2,7578	5,4071
Ag	0,0421	-	0,0313
Σ	100,2569	100,5990	100,7589

Tab. 9 Kvantitatívne chemické analýzy rýdzeho Bi

Lokalita: Brdárka, vz. č. 74/1				
Cu	0,0520	0,2267	0,1393	0,0321
Pb	0,1728	0,2944	0,2336	0,0142
S	0,0094	0,0072	0,0083	0,0130
Fe	1,2248	0,2215	0,7231	0,9433
Bi	96,3239	100,2500	98,2969	98,7642
Sb	0,0731	0,0320	0,0525	0,0742
Ag	0,0216	-	0,0216	-
Σ	97,8978	101,0348	99,4646	99,841

Tab. 10 Kvantitatívne chemické analýzy emplektitu

Lokalita: Brdárka					
	vz. č. 74/1			vz. č. A-2-12	
Cu	17,7100	16,9008	17,3054	16,0311	16,7773
Pb	0,4419	0,5506	0,4962	0,2473	1,4166
S	18,1744	17,8090	18,9917	17,0285	16,5281
Bi	62,2343	63,4204	62,8273	66,1364	64,4521
Sb	0,0693	0,0753	0,0723	0,1081	0,2812
Ag	0,0046	-	0,0046	0,0126	0,0280
Σ	98,6731	98,7984	99,7379	99,8234	99,6715

Tab. 11 Kvantitatívne chemické analýzy rézbányitu

Lokalita: Brdárka, vz. č. 74/1				
Cu	3,9210	4,0012	4,3200	4,0807
Pb	17,8423	17,3483	17,9681	17,7195
S	17,3248	17,8421	16,9432	17,3700
Fe	0,0034	0,0134	0,3241	0,1136
Bi	60,7432	60,4681	60,9871	60,7328
Sb	0,4632	0,0364	0,1324	0,2106
Ag	0,0081	0,0023	0,1003	0,0438
Σ	100,306	99,7118	100,7752	100,272

Tab. 12 Kvantitatívne chemické analýzy friedrichitu

Lokalita: Brdárka, vz. č. 74/1					
Cu	9,4005	9,0267	9,3451	9,4235	9,0003
Pb	29,9316	30,2683	30,2741	30,4781	29,8910
S	15,4776	16,1876	17,1891	17,2345	17,8617
Fe	0,0147	0,8856	0,0023	0,2300	0,0023
Bi	41,9132	42,0269	42,3421	42,5682	42,9871
Sb	0,3117	0,2295	0,0025	0,0392	0,4324
Ag	0,0092	0,0607	0,0003	0,6072	0,7021
Σ	97,0585	98,6852	99,1555	100,5807	100,8769

Literatúra

- BEŇKA, J., 1966: Mineralogicko-paragenetické pomery na rudných žilách v širšom okolí Vlachovskej Maše. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 38, 63–78.
- BEŇO, J., 1963: Závěrečná správa k mape nerastných surovín na liste M-34-113-D (Dobšiná). Manuscript – archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- ČVILJEVA, T. N., 1988: Spravočník – opredeliteľ rudných mineralov v otažennom svete. Moskva, Nedra, 504 s.
- ILAVSKÝ, J., 1957: Geológia rudných ložísk Spišsko-gemerského rudohoria. Geol. Práce, Zoš. (Bratislava), 46, 1.
- LAZÁR, V., 1959: Zpráva o archívno-výskumnom úkole „Ankeritový pruh Hanková–Volevec“. Manuscript – Geofond, Bratislava, 82.
- RAMDOHR, P., 1950: Die Erzminerale und ihre Verwachsungen. Berlin, Akademie-Verlag, 1132 s.
- VARČEK, C., 1959: Metalogenetické pomery okolia Rožňavy v Spišsko-gemerskom rudohorí. Kand. dizert. práca. Manuscript – archív PFUK, Bratislava, 279 s.

JOZEF BEŇKA – PAVOL SIMAN

Identification of New Cu, Pb, Bi and Sb Minerals on Brdárka Veins

Summary

The article sums up the results of mineralogical and geochemical research of the sulphidic stage on Brdárka veins near Dobšiná. The researches resulted in the identification of several new or scarce minerals in the area concerned, such as tennantite, meneghinite, native Bi, bismuthine, friedrichite, emplectite and rézbányite. All described minerals are documented by electron-microprobe chemical analyses.

The detailed mineralogical investigations of the sulphidic stage have clearly confirmed that Brdárka mineralization is one of the most variegated hydrothermal mineralizations in the western Spišsko-gemerské rudohorie Mts. Four separate mineral assemblages have been distinguished in the sulphidic stage:

- pyrite–arsenopyrite
- tennantite–tetrahedrite
- galena–meneghinite–bourmonite
- bismuthine–emplectite–rézbányite–friedrichite

The assemblages can be regarded as separate due to their textures and chemical compositions.

Explanations to text-figs

Fig. 1 Tennantite (gray, zoned) with chalcopyrite (dark gray, top and right on the photo) is interlaced with galena (white) and carbonates (black)

Photo: Stankovič (BEI, SEM)

Fig. 2 Meneghinite (white) along with bourmonite (light gray, top) interlacing sphalerite (dark gray). The black aggregates are quartz and carbonates.

Photo: Stankovič (BEI, SEM)

Fig. 3 Bismuthine (white) with associated emplectite, friedrichite and rézbányite sulphosalts (gray, parallel aggregates) cutting through chalcopyrite (dark gray). On top the chalcopyrite is interlaced with galena (white). Gray rims at bottom consist of tennantite. The whole aggregate is surrounded by siderite (black).

Photo: Stankovič (BEI, SEM)

Fig. 4 Native Bi (white grains) in bismuthine (gray). The black aggregates are siderite and quartz.

Photo: Stankovič (BEI, SEM)

Fig. 5 Emplectite (gray) in bismuthine (white) cuts siderite (black).

Photo: Stankovič (BEI, SEM)

Fig. 6 Bismuthine (white) on cleavage planes is interspersed with tetrahedrite (gray) and siderite (dark gray). The irregular light aggregates in bismuthine is rézbányite. Anglesite at right forms positive relief.

Photo: Stankovič (BEI, SEM)

Fig. 7 Small irregular friedrichite grains (white) in bismuthine (gray).

Photo: Stankovič (BEI, SEM)



DIONÝZ VASS – VLADIMÍR ŠUCHA

Rekonštrukcia geologického vývoja sedimentov Lučenskej kotliny: Štúdium ílových minerálov

6 obr., 1 tab., angl. resumé

A b s t r a c t. Studies of changes in the expandibility of smectite from pelites of the Salgótarján (Ottangian) and Bukovinka (Eggenburgian) Formations have shown that these formations in the area of Dačov Lom Graben were, in the geologic history, buried by the Modrý Kameň Formation (Karpatian). At that time, the thickness of the latter exceeded by some 1000 m its maximum thickness after post-Karpatian erosion. The formation was saved from further erosion by the deposition of unconformable Badenian volcanoclastics. Post-Badenian erosion was unimportant because the percentage of smectite in Plachtince Member pelites correspond to the present state when they are overlain by Badenian volcanoclastics.

Úvod

V práci sa zaoberáme štúdiom ílových minerálov v spodnomiocénnych sedimentoch Lučenskej kotliny a z výsledkov rekonštruujeme niektoré aspekty geologického vývoja. Sledovali sme 14 vzoriek z plachtinských vrstiev, 3 vzorky z bukovinského súvrstvia, 1 vzorku z pôtorských vrstiev a 1 vzorku vulkanitov. Študované vzorky boli odobrané z vrtovej ČV-8/87, N-48/84, N-86/90 s láskavým súhlasom A. Laffersa, zodpovedného riešiteľa vyhľadávacieho prieskumu na uhlie v oblasti Červeňany – Luboriečka. Prieskum realizoval GP, š. p., Spišská Nová Ves, stredisko Banská Bystrica.

Geologická situácia

Pomedzie Ipeľskej a Lučenskej kotliny má zložitú geologickú stavbu. V tomto území sa koso križujú dve zlomové štruktúry: spodnomiocénna dačovolská prepadlina s dominantným smerom zlomov SZ–JV a bádenská strhársko-trenčská prepadlina s prevládajúcim smerom zlomov SZ–JV. Obe spomínané kotliny sú vyplnené sedimentmi, resp. vulkanitmi vrchno-oligocénneho až spodnomiocénneho veku. Na nich diskordantne ležia vulkanoklastiká vinickej a lyseckej formácie bádenského veku. Objektom nášho záujmu sú pelitické sedimenty salgótarjárskeho súvrstvia (otnang), a zvlášť pelity plachtinských vrstiev. Niekoľko študovaných vzoriek pochádza z bukovinského súvrstvia (egenburg). Problematika sa týka aj modrokamenského súvrstvia, ktoré pochovalo plachtinské vrstvy, resp. staršie miocénne horniny, čo spôsobilo zmeny v zložení ílových minerálov pelitických sedimentov. Obrázok 1, na ktorom je aj situácia študovaných vrtovej, zobrazuje stav na východnom krídle dačovolskej prepadliny po pokarpatskej erózii. Tento poerozivný reliéf bol zväčša konzervovaný bádenskými vulkanoklastikami, ktoré sa uložili diskordantne na modrokamenskom a salgótarjárskom súvrstvi.

RNDr. D. VASS, DrSc., Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

RNDr. V. ŠUCHA, Katedra nerastných surovín, PFUK, Mlynská dolina G, 842 15 Bratislava

Metódy štúdia

Odobrané vzorky boli drvené a sitované na frakciu pod 0,2 mm. Z tejto frakcie bola sedimentačne separovaná jemná frakcia pod 2 μ m. Pred separáciou boli vzorky rozdrúžované pomocou ultrazvuku. Karbonátový tmel bol odstránený použitím octanového pufru a organické látky zahrievaním v peroxide vodíka. Vo všetkých prípadoch bola analyzovaná ílová hmota v homoiónovej Na forme. Prebytočné

ióny boli zo vzoriek pred rtg. difrakčnou analýzou odstránené pomocou dialýzy. Orientované preparáty na rtg. difrakčnú analýzu boli pripravené sedimentáciou na sklenených doštičkách. Boli analyzované v prírodnom stave, po sytení etylénglykolom (6 hodín v parách EG pri teplote 60° C).

Rtg. difrakčné analýzy boli urobené na rtg. difraktometri Philips PW 1050/25 za použitia CuK α žiarenia (Ni filter). Kvantifikácia pomeru obsahu illitu a smektitu v zmiešanovrstevnatom

Tab. 1 Semikvantitatívny obsah jednotlivých minerálov v študovaných vzorkách

Vrt N 86/90

Vzorka	I/S	Kaol.	Chl.	Id	Krem.	Expand.
390 m	*	o	o	o	.	85
400	*	o	o	o	o	85-87
430	*	.	.	o	.	80-85
460	*	.	o	o	.	75-80
475	*	o	o	o	.	80-85
490	*	-	o	o	.	80-83
510	*	.	.	o	.	85
530	*	.	.	o	.	80
563	uhlie
565	*	.	.	o	o	75-80
570	*	o	o	o	.	90
575	*	-	-	.	-	77

Vrt N 48/84

Vzorka	I/S	Kaol.	Chl.	Id	Krem.	Expand.
70	*	-	-	o	.	85
125	*	.	.	o	.	85
200	*	.	.	o	.	90
240	*	o	o	*	.	85-90

Vrt ČV 8/87

Vzorka	I/S	Kaol.	Chl.	Id	Krem.	Expand.
180	*	o	.	o	.	95-100
210	*	-	-	.	.	100
265	*	-	-	.	-	95-100

* hlavná fáza, o vedľajšia fáza, . stopová fáza, - neprítomná fáza, I/S - zmiešanovrstevnatý minerál illit/smektit, Kaol. - kaolinit, Chl. - chlorit, Id - detritický, diskretný illit, Krem. - kremeň, Expand. - expandibilita, údaje sú v percentách

illite/smektite sa robila metódou pozície reflexov po sýtení EG (ŠRODOŇ, 1980, 1981; ŠUCHA et al., 1991).

Minerálne zloženie vzoriek

Pri všetkých študovaných vzorkách sme analyzovali minerálne zloženie jemnej ílovej frakcie. Pri separácii jemnej ílovej frakcie dochádza k úplnému odstráneniu alebo niekoľkonásobnému zníženiu obsahu väčšiny minerálov, ktoré nepatria do skupiny vrstevnatých silikátov (živce, karbonáty, kremeň). V jemnej frakcii sme identifikovali 5 minerálnych fáz: zmiešanovrstevnatý illit/smektit, kaolinit, chlorit, diskretný, resp. detritický illit a kremeň. Obsah identifikovaných minerálov v jednotlivých vzorkách sme vyhodnotili semikvantitatívne. Výsledky sú zhrnuté v tab. 1. Vo všetkých sledovaných vzorkách je výrazne dominantnou fázou zmiešanovrstevnatý minerál illit/smektit, ktorý je v niektorých prípadoch (v troch vzorkách odobraných z vrtu ČV 8/87) nahradený čistým alebo takmer čistým smektitom.

Zmiešanovrstevnatý I/S minerál predstavuje kontinuálny rad s meniacim sa obsahom illitových a smektitových vrstiev v štruktúre. Illit a smektit sú koncové členy tohto radu. Mnohými prácami sa potvrdila jednoznačná závislosť premeny smektitu na illit od teploty (diagenetická alebo hydrotermálna premena). Preto je možné kvantitatívne údaje o obsahu jednotlivých zložiek tohto minerálu využiť ako indikátor stupňa postsedimentárnej teploty. Kvantitatívne zastúpenie jednotlivých zložiek sme stanovovali na základe rtg. difrakčných záznamov sýtených etylénglykolom. Použili sme pri tom metódu migrácie reflexov I/S minerálu. Získané výsledky ukazujú, že expandibilita – obsah expandujúcich smektitových vrstiev – sa pohybuje medzi 75 až 100 % (tab. 1). Všetky študované vzorky majú nepravidelné usporiadanie illitových a smektitových vrstiev v štruktúre (RO). Tento fakt poukazuje na celkovo nízky stupeň postsedimentárnej premeny.

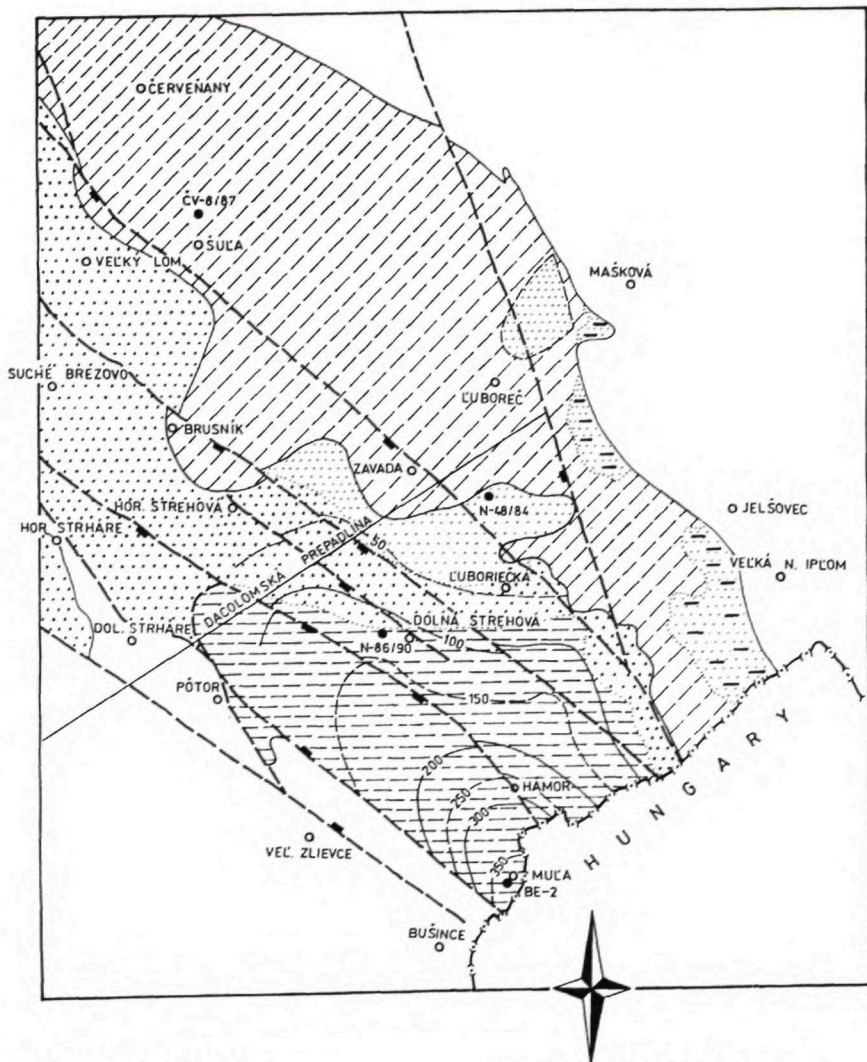
Obsah expandujúcich vrstiev v jednotlivých vzorkách sme vyznačili do grafu expandibilita vs. hĺbka pre každý vrt oddelene (obr. 5a, b, c). Vo vrte N 86/90, kde bolo odobraných najviac vzoriek, sme pozorovali určitý trend klesania obsahu smektitových vrstiev so stúpajúcou hĺbkou. Výnimku tvorí len vzorka z hĺbky 570 m, ktorá má mimoriadne vysokú expandibilitu (90 %).

Vo vrte N48/84 je expandibilita I/S minerálu prakticky rovnaká vo všetkých vzorkách – približne 85 %. Najvyššie hodnoty majú vzorky z vrtu ČV 8/87 – približne 100 %, čo je čistý smektit takmer bez illitových vrstiev.




Diskusia

Údaje o obsahu expandujúcich vrstiev nám umožňujú diskutovať o pravdepodobnej postsedimentárnej histórii študovaných vzoriek. Ako sme už spomenuli, stupeň illitizácie závisí v hlavnej miere od teploty. Preto použitím vzťahu medzi teplotou a expandibilitou, ktorý sme získali analyzovaním vzoriek z recentne geotermálne aktívnych oblastí, ako sú Viedenská panva, podunajská panva a východoslovenská panva (FRANCÚ et al., 1991 a ŠUCHA et al., 1993), môžeme odhadnúť teplotu premeny. Pre vzorky z vrtu N 86/90 by sa maximálna teplota premeny mala pohybovať medzi 60 až 80 °C. Pri vzorkách z vrtu N48/84, kde sme práve v začiatočnom štádiu illitizácie smektitu, môžeme predpokladať teplotu 50 až 60 °C. Vo vrte ČV 8/87 ešte nedošlo k žiadnej premeny smektitových vrstiev, a preto teplota nemohla presiahnuť 50 °C.








O niečo zložitejšia je interpretácia hĺbky, ktorá by mohla zodpovedať odhadnutej teplote. Tá totiž výrazne závisí od geotermického gradientu v danej oblasti. Za pomoci dvoch extrémov, ktorými sú Viedenská panva s mimoriadne nízkym gradientom a východoslovenská panva s vysokým gradientom, môžeme však hĺbkové intervaly odhadnúť:



ŠALGÓTARJÁNSKE SÚVRSTVIE:

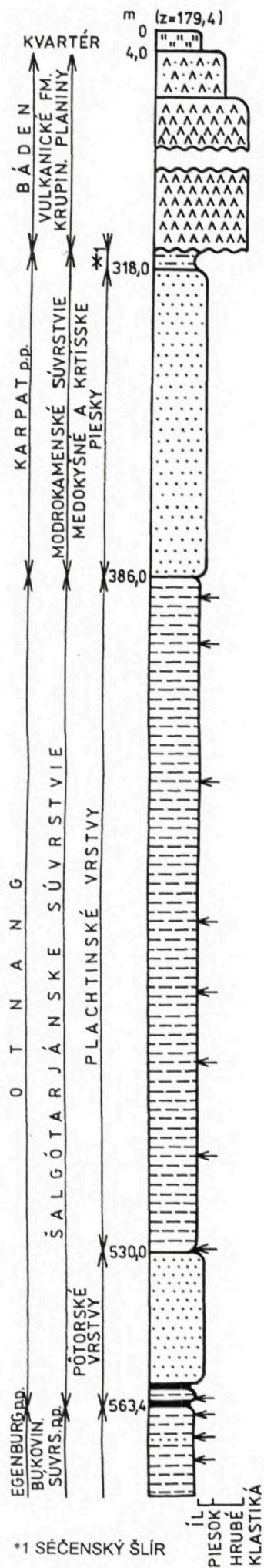
-  PLACHTINSKÉ VRSTVY: PŘEVAŽNĚ ÍLY/ÍLOVCE
-  PÓTORSKÉ VRSTVY: PÍESKY S ÚMOCNÝMI SLOJMI
-  STARŠIE SPODNOJURSKÉ RESP. VRCHNODOLIGOCÉNNÉ FORMÁCIE

MODROKAMENSKÉ SÚVRSTVIE:

-  SEČIANSKE VRSTVY: VÁPŇITÉ PÍESKOVCE (ŠLÍR)
-  KRŤÍŠKÉ VRSTVY: PÍESKY/PÍESKOVCE, RESP. KRŤÍŠKÉ A MEDOKÝŠNÉ VRSTVY NEČLENĚNÉ
-  MEDOKÝŠNÉ VRSTVY: JEMNOZRNÉ PÍESKY
-  ZLÖMY
-  HRANICE FORMÁCIÍ
-  HRANICE VRSTIEV (ČLENOV)
-  IZOPACHY HRŮBKŮ KARPATŮ

Obr. 1 Geologická schéma študovaného územia

Obr. 2 Schematický profil vrtu N-86/90
(Podľa Laffersa et al., 1990)
N-86/90 (Dolná Strehová)



*1 SEČENSKÝ ŠLÍR



KVARTÉR



KVARTÉRNÉ ŠTRKY



ANDEZITOVÉ EPIKLASTICKÉ PIESKOVCE



ANDEZITOVÉ VULKANOKLASTIKÁ VINICKEJ, OPAVSKEJ A LYSECKEJ FORMÁCIE VCELKU (BÁDEN)



ÍLY/ÍLOVCE



VÁPŇITÉ PRACHOVCE(ŠLÍR)



PIESKY, PIESKOVCE



UHOLNÉ SLOJE



KREMENCE

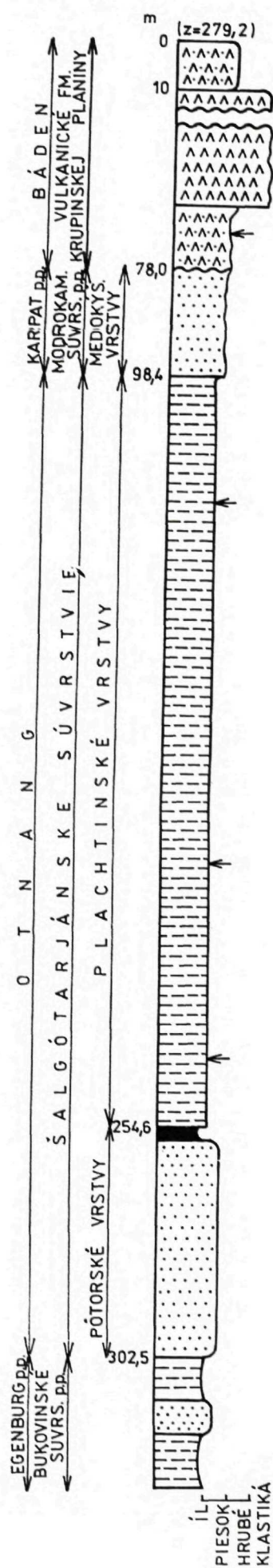


MIESTA ODBERU VZORIEK NA ŠTÚDIUM ÍLOVÝCH MINERÁLOV

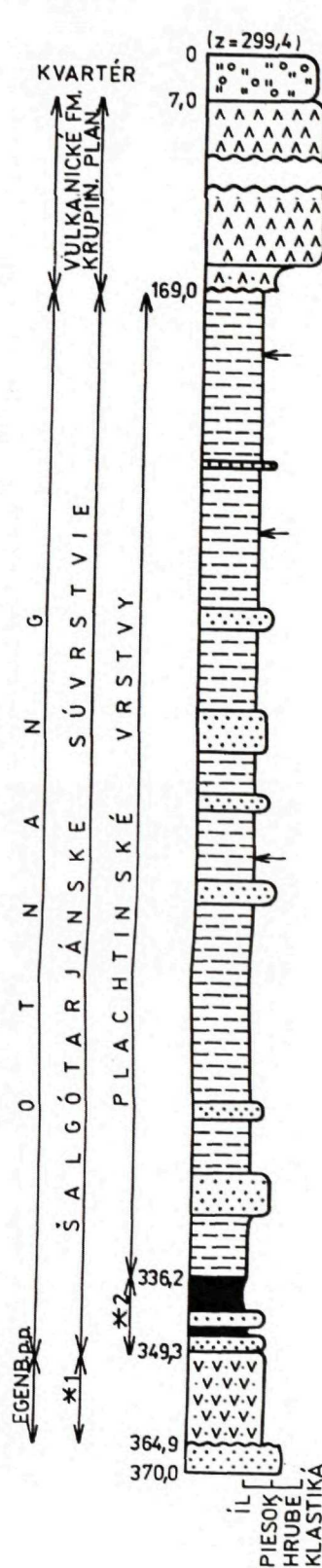


NADMORSKÁ VÝŠKA ÚSTIA VRTU

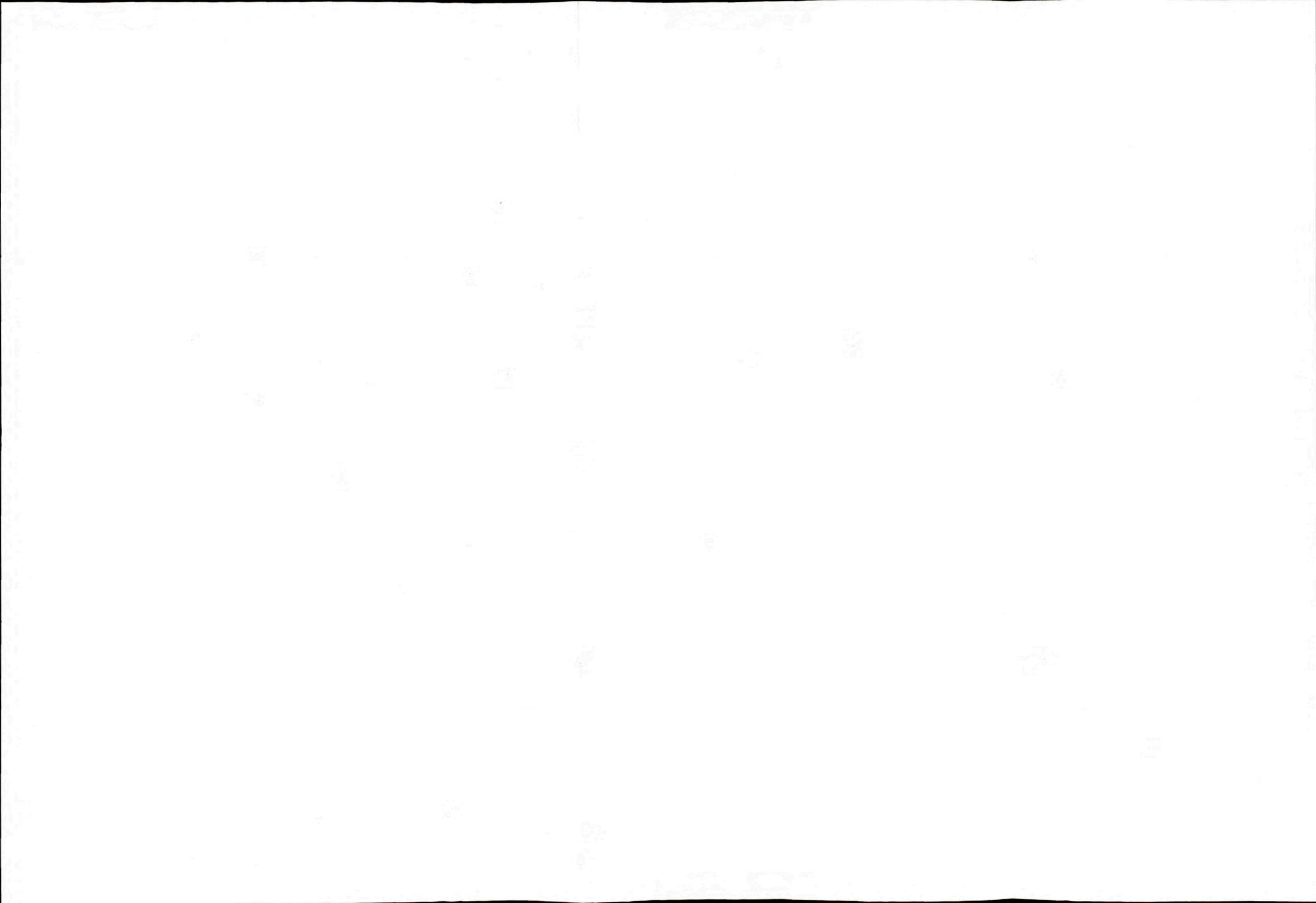
Obr. 3 Schematický profil vrtu N-48/84
(Podľa Laffersa et al., 1990)
N-48/84 (Luboriečka)

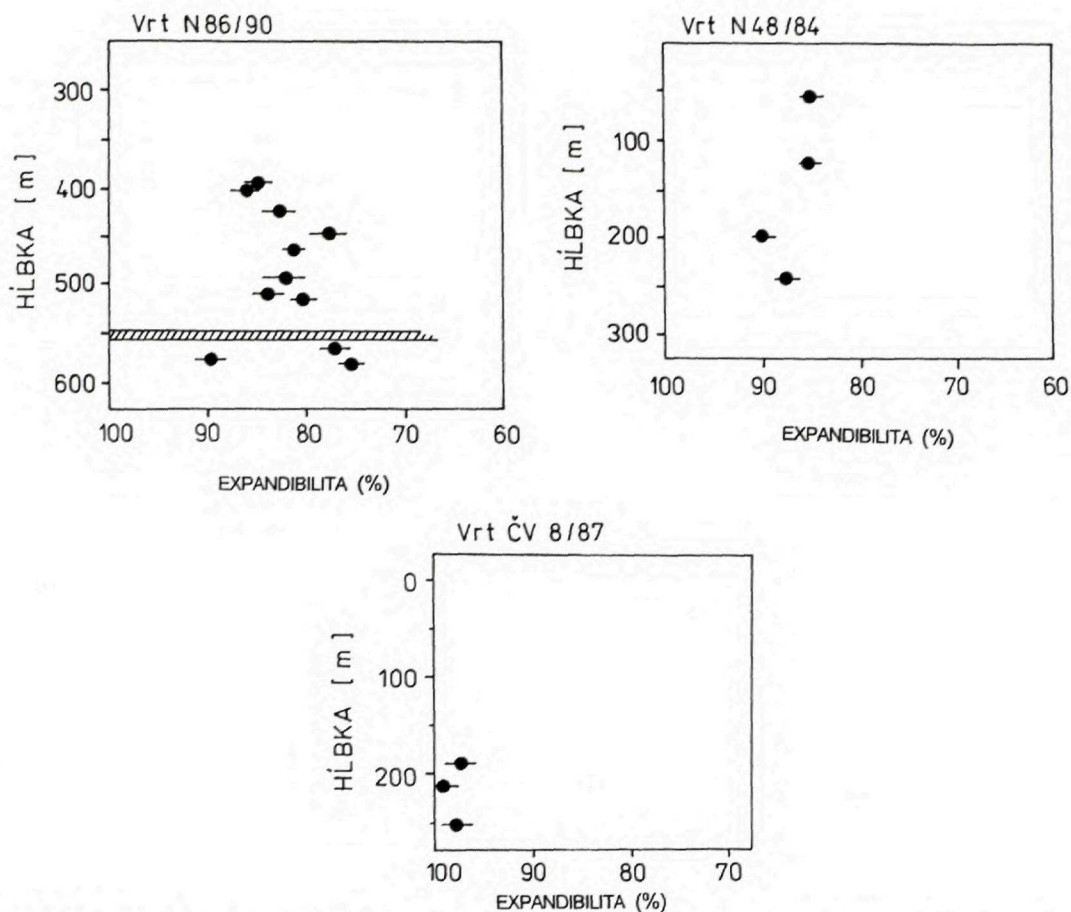


Obr. 4 Schematický profil vrtu ČV-8
(Podľa Laffersa et al., 1990)
ČV-8 (Šuľa)



*1 BUKOVINSKÉ SÚVRSTVIE
*2 PÓTORSKÉ VRSTVY





Obr. 5 Graf vzťahu recentnej hĺbky pochovania študovaných vzoriek a obsahu expandujúcich vrstiev

Horniny z vrtu N86/90 mohli byť pochované v hĺbke 1300 až 1900 m. Najpravdepodobnejšia by mohla byť stredná hodnota 1400–1500 m.

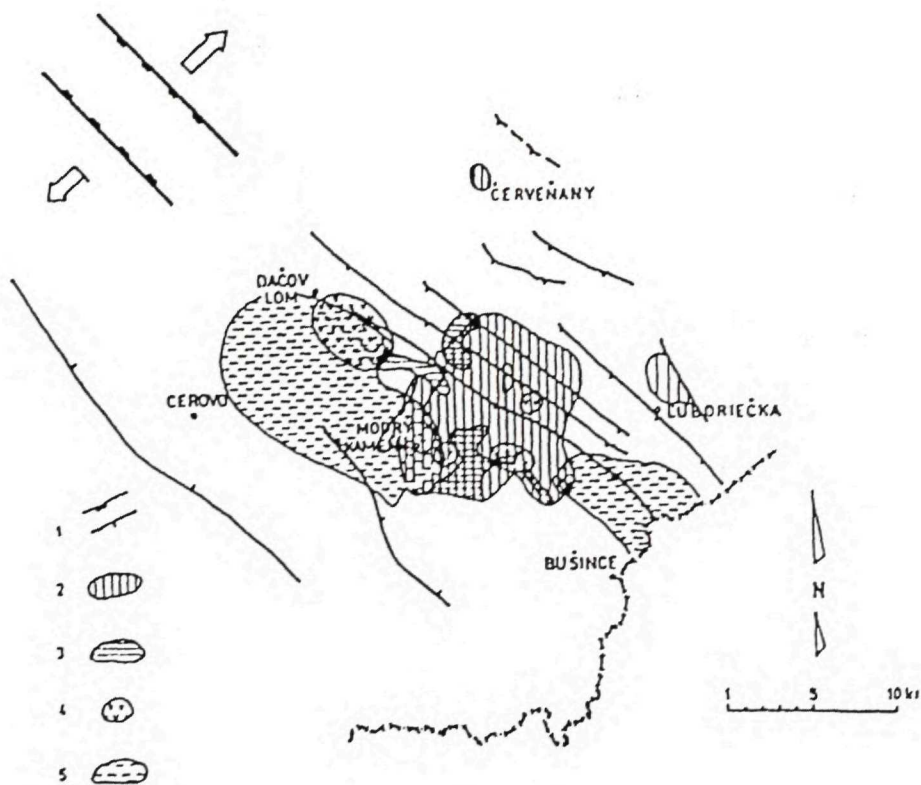
Horniny z vrtu N 48/84 mohli byť pochované v hĺbke 800 až 1300 m. Najpravdepodobnejšia stredná hodnota by mohla byť okolo 1000 m.

Horniny z vrtu ČV 8/87 nie sú postihnuté premenou, a preto tu môžeme uvažovať o hĺbke od 500–600 m až do súčasnej hĺbky pochovania.

Rozličnú postsedimentárnu históriu plachtinských vrstiev v troch študovaných vrtoch možno vysvetliť dvoma spôsobmi.

V prvom prípade by mohlo ísť o rôznu hĺbku pochovania sedimentmi modrokamenského súvrstvia karpatského veku. Vrt N86/90 hĺbený pri obci Dolná Strehová sa nachádza v centrálnejšej časti, teda na hlbšej kryhe dačovolskej prepادلiny predbádenského veku (VASS et al., 1979). Je pravdepodobné, že pôvodná hrúbka karpát tu bola väčšia ako na vyšších kryhách prepادلiny, resp. na jej okraji, kde boli hĺbené vrty N48/84 a ČV8/87. Existenciu dačovolskej prepادلiny a jej spodnomiocénnu aktivitu potvrdzuje rad geologických ukazovateľov:

V prepadline sú najväčšie akumulácie oligocénnych a spodnomiocénnych sedimentov. Sú



Obr. 6 Prejavy spodnomiocénnej dačovolomskej prepadliny

1 – zlomy prepadliny, 2 – rozšírenie uhľonosných pôtorských vrstiev (salgótarjánske súvrstvie, otnang), 3 – maximálne akumulácie bukovinského súvrstvia (egenburg), 4 – maximálne akumulácie ryodacitových tufov – člen bukovinského súvrstvia, 5 – maximálne akumulácie modrokamenského súvrstvia (karpát)

tu najhrubšie sedimenty kontinentálneho bukovinského súvrstvia, ako aj ryodacitových tufov viazaných na toto súvrstvie. Na prepadlinu sú viazané uhoľné sloje salgótarjárskeho súvrstvia (otnang). V Ipeľskej kotline, resp. na pomedzí s Lučenskou kotlinou, má v prepadline najväčšiu hrúbku modrokamenského súvrstvia (VASS et al., 1979).

Paleonapätové pole počas spodného miocénu poukazuje na extenziu v smere SV–JZ, čiže potvrdzuje existenciu normálnych zlomov smeru SZ–JZ, čo sú zlomy obmedzujúce dačovolomskú prepadlinu (obr. 6); (VASS et al., 1993).

Po karpate došlo k výraznému výzdvihu územia, zvlášť východného krídla dačovolomskej prepadliny, ktorá bola pred bádénom silne denudovaná. Postupné obnažovanie starších členov modrokamenského súvrstvia, resp. jeho úplnú eróziu na východných kryhách dačovolomskej prepadliny dokumentuje obr. 1. Bádenské vulkanoklastiká, ktoré konzervujú pokarpatskú eróziu, ležia na rôznych členoch hlavne modrokamenského súvrstvia, resp. na salgótarjárskom súvrství. Túto skutočnosť potvrdzujú aj študované vrty. Modrokamenské súvrstvie má najväčšiu hrúbku (68 m) vo vrte N86/90. Ide o nepravú hrúbku redukovanú

zlomom, lebo podľa ostatných vrto v okolí Dolnej Strehovej predpokladaná hrúbka modrokamenského súvrstvia je 100 až 150 m (VASS et al., 1979). Vo vrte N48/84 je hrúbka súvrstvia iba 20,4 m a vo vrte ČV-8/87 modrokamenské súvrstvie chýba (obr. 2, 3, 4).

Na pokarpatskú a predbádenskú eróziu poukazuje aj skutočnosť, že nikde v Ipeľskej kotline neboli nájdené vrchnokarpatské sedimenty s *Globigerinoides bisphaericus* (VASS et al., 1979), neboli nájdené ani regresívne vrstvy modrokamenského súvrstvia, t. j. regresívne vrstvy zodpovedajúce karpatskému sedimentačnému cyklu.

Ak použijeme ako paleotermometer obsah expandujúcich vrstiev v zmiešanovrstevnatom mineráli illit/smektit a nameranú teplotu prisúdime istej hĺbke pochovania, potom môžeme predpokladať, že plachtinské vrstvy vo vrte N86/90, kde expandibilita s hĺbkou klesá, boli zakryté sedimentmi karpátu s hrúbkou cca 1000 m, z ktorých sa v dôsledku pokarpatskej a predbádenskej erózie zachovalo v podloží bádenských vulkanoklastík maximálne 400 m (obr. 1; napr. vo vrte BE-2 pri Muli, v ktorom neprevrätaná hrúbka modrokamenského súvrstvia je okolo 375 m).

Druhou, menej pravdepodobnou možnosťou je, že efekt pochovania nespôsobili sedimenty modrokamenského súvrstvia, ale vulkanity vyplňujúce mladšiu zlomovú štruktúru – strhársko-trenčskú prepadlinu. Vrt N86/90 overil ich hrúbku až 386 m, zatiaľ čo vo vrte ČV-8/87 je ich hrúbka iba 170 m a vo vrte N48/84 iba 78 m. Aby vulkanity mohli pochovať plachtinské vrstvy so zistenou expandibilitou vo vrte N86/90, ich pôvodná hrúbka by musela byť 1200–1300 m, teda väčšia ako dnešná hrúbka. Efekt preteplenia vulkanickými horninami nemohol expandibilitu ovplyvniť, lebo vulkanity vyplňujúce v danom priestore strhársko-trenčskú prepadlinu predstavujú okrajové chladné fácie periférnej zóny vulkanických centier ukladané v morskom alebo jazernom prostredí (KONEČNÝ in VASS et al., 1979).

Taká veľká erózia v strhársko-trenčskej prepadline, ktorá je dnes sice exhumovaná a

tvorí inverzný reliéf, nie je pravdepodobná. Vulkanity zakrývajúce plachtinské súvrstvie vo vrte ČV-8/87 sú oveľa viac vystavené účinkom erózie, a predsa z nich nemohlo byť erodované významnejšie množstvo bádenských vulkanoklastík, lebo expandibilita v plachtinských vrstvách v uvedenom vrte je až 90–100 %, čo zodpovedá podmienkam dnešného pochovania.

Anomáliu v trende illitizácie s hĺbkou vo vrte N86/90 v hĺbke 570 m, kde obsah smektitových vrstiev dosahuje až 90 %, treba pripísať smektitom vzniknutým z vulkanického materiálu. Vzorka pochádza z bukovinského súvrstvia, pre ktoré je príznačná prítomnosť ryodacitových tufov a rozptýleného vulkanického materiálu. Takéto smektity podliehajú illitizácii v počiatkových fázach diagenézy podstatne pomalšie ako smektity vzniknuté alteráciou iných než vulkanických hornín (ŠUCHA et al., 1993).

Záver

Štúdium zmeny expandibility smektitu vo vrtoch hĺbených na pomedzí Ipeľskej a Lučenskej kotliny v mieste križovania dvoch rôzne starých zlomových štruktúr – grábenov ukázalo, že zmena expandibility smektitu prebehla v závislosti od teploty a tá bola podmienená hĺbkou pochovania študovaných sedimentov. Salgótarjánske súvrstvie (otnang), resp. bukovinské vrstvy (egenburg), ktorých sedimenty vykazujú pokles percentuálneho zastúpenia smektitu s hĺbkou, boli pochované modrokamenským súvrstvom (karpát), ktorého pôvodná hrúbka dosahovala až 1400–1500 m. V dôsledku výzdvihu po karpate a pred bádenom bolo súvrstvie erózične zrezané (obr. 1) a jeho dnešná maximálna hrúbka dosahuje cca 400 m. Súvrstvie pred ďalšou eróziou ochránili bádenské vulkanoklastiká ležiace diskordantne na ňom.

L i t e r a t ú r a

FRANCÚ, J. – MÜLLER, P. – ŠUCHA, V. – ZATKALÍKOVÁ, V., 1990: Organic matter and clay minerals – in

- dicators of thermal history in the Transcarpathian depression and the Vienna Basin. *Geol. carpath.*, (Bratislava), 41, 535-546.
- SRODON, J., 1980: Precise identification of illite/smectite interstratification by X-ray powder diffraction. *Clays and Clay Miner.* (New York), 28, 401-411.
- SRODON, J., 1981: X-ray identification of randomly interstratified illite/smectite in mixture with discrete illites. *Clay Miner.* (London), 16, 297-304.
- ŠUCHA, V. - SRODON, J. - ZATKALÍKOVÁ, V. - FRANCÚ, J., 1991: Mixed-layer illite/smectite: separation, identification. *Miner. slov.* (Bratislava), 23, 267-274.
- ŠUCHA, V. - KRAUS, I. - GERTHOFFEROVÁ, H. - PETEŠ, J. - SEREKOVÁ, M., 1993: Smectite to illite conversion in bentonites and shales of the East Slovak Basin. *Clay Miner.* (London), 28, 243-253.
- VASS, D. - KONEČNÝ, V. - ŠEFARA, J. et al., 1978: *Geologická stavba Ipeľskej kotliny a Krupinskej planiny*. 1. ed. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 1-277.
- VASS, D. - HOK, J. - KOVÁČ, P. - ELEČKO, M., 1993: Sled paleogénnych a neogénnych tektonických udalostí v juhoslovenskej panve. *Miner. slov.* (Bratislava), 25, 79-92.
- VASS, D. - ELEČKO, M. et al.: *Geológia Lučenskej kotliny a Cerovej vrchoviny*. In lit.

DIONÝZ VASS - VLADIMÍR ŠUCHA

Reconstruction of Geologic History of Lučenec Basin Sediments

Summary

The article deals with the results of detailed investigations of clay minerals in sediments from three holes (Fig. 1) drilled in the transition zone between the Ipeľ and Lučenec Basins. The study focused mostly on pelitic sediments of the Salgótarján Formation and partly also the Bukovinka Formation (Figs. 2, 3, 4). The fine clay fraction was separated

from the collected pelitic sediments (and volcano-sediments) and its mixed-layered mineral illite/smectite was characterized in detail. The content of smectite layers in this mineral, which is also referred to as expandibility, was used as an indicator of paleotemperature to which the buried sediments of both above-mentioned formations had been subjected. The estimated temperatures of the postsedimentary alterations were matched with the individual samples from the investigated drillholes, which allowed us to infer the depth at which the buried sediments had once been. This procedure revealed some interesting relationships in the geologic history of the transient area between the Ipeľ and Lučenec basins. The Salgótarján Formation (Ottangian) and/or Bukovinka formation (Eggenburgian), whose smectite content in sediments decreases with depth, were overlain by the Modrý Kameň Formation (Karpatian), the original thickness of which attained as much as 1400 - 1500 m. As a result of a post-Karpatian and pre-Badenian uplift, the formation was subjected to erosion and its today's maximum thickness amounts only to some 400 m. Further erosion was stopped by the deposition of unconformable Badenian volcanoclastics.

Explanations to text-figs

- Fig. 1 Geologic scheme of the studied area
 Fig. 2 Schematized section of drillhole N-86/90
 Fig. 3 Schematized section of drillhole N-48/84
 Fig. 4 Schematized section of drillhole ČV8/87
 Fig. 5 Graph illustrating relationships between the depth at which the studied samples were recently buried and the content of expandable layers
 Fig. 6 Manifestation of Lower Miocene Dačov Lom graben
 1 - faults of the graben, 2 - extension of coal-bearing Pôtor Mb (Salgótarján Fm, Ottangian in age), 3 - maximum accumulation of the Bukovinka Fm (Eggenburgian), 4 - maximum accumulation of rhyodacite tuff (member of Bukovinka Fm), 5 - maximum accumulation of Modrý Kameň Fm (Karpatian)

EDUARD KÖHLER – PAVEL GROSS

Rekonštrukcia vrstevného sledu v pribradlovom pásme na Orave

I obr., 4 fototab. (IV–VII), 1 tab.

A b s t r a c t. Investigations of pebbles from the Biely Potok Formation in Orava allowed us to reconstruct the sequence of strata in the formation which had been laid down in the Near-Klippen Belt but its primary occurrences are not known in Orava. In the time span from the Upper Cretaceous (Campanian) to Middle Eocene (Luthetian) we distinguished 17 rock types characteristic of individual environments and periods. Since the Upper Cretaceous, a huge marine basin of deposition evolved on the inner side of the Klippen Belt. On the basin rim a carbonate flat was formed which in turn gave rise to a complicated reef complex during the Paleocene. The erosion of sediments in this area started as early as Upper Paleocene (Thanetian), continued during the Upper Eocene and culminated in the Eocene/Oligocene transition. Although deeper marine sediments have not been preserved till now we assume that the near-klippen basin of deposition occupied a substantial area and was fairly differentiated.

Úvod

Na geologickej stavbe Oravy sa v súčasnosti podieľajú predovšetkým 3 hlavné štruktúrne jednotky: vonkajšie flyšové pásmo, bradlové pásmo a paleogénne horniny podtatranskej skupiny (vnútrokarpatský paleogén), okraje územia Oravy budujú štruktúry Malej Fatry, Chočských vrchov a Západných Tatier. Štúdium valúnového materiálu v bielopotockom súvrství posky-



tuje dôkazy o tom, že na tomto území existovala aj ďalšia jednotka – pribradlová (v zmysle definície, ktorú podal MAHEL, 1980). Táto jednotka zrejme lemovala od juhu bradlové pásmo (analógie s Považím a Myjavskou pahorkatinou). Horniny z pribradlového sedimentačného priestoru sa zachovali iba vo forme valúnov a drobných úlomkov v súvrstviach podtatranskej skupiny. Tieto výskyty poskytli rôznorodý materiál, umožňujúci aspoň sčasti rekonštruovať postupnosť vrstiev, ich vekové rozpätie, ako aj históriu vzniku a zániku tohto pásma na území Oravy. Porovnanie identifikovaných horninových typov, mikrofácií a organických zvyškov z valúnov na Orave s materiálom z Myjavskej pahorkatiny a Brezovského pohoria dokazuje, že pochádzajú z toho istého sedimentačného bazénu (KÖHLER – SALAJ – BUČEK, 1993). Keďže MAHEL (1980) vrchnú kriedu brezovského typu a myjavský paleogén pokladá za určujúci znak pribradlovej zóny, za-

RNDr. E. KÖHLER, CSc., Geologický ústav SAV, Dúbravská cesta 9, 842 26 Bratislava

RNDr. P. GROSS, CSc., Geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

radenie valúnov z Oravy do pribradlového pásma nevyvoláva pochybnosti.

V literatúre sa nachádzajú údaje o horninách, ktoré možno zaradiť do pribradlového pásma. ANDRUSOV v roku 1950 uvádza, že v podhalskom flyši južne od Tvrdošína a Trstenej sa vyskytujú valúny obsahujúce senónske veľké foraminifery *Pseudosiderolites vidali* (DOUVILLÉ) a *Orbitoides media* (ARCHIAC). MATĚJKA – HANZLÍKOVÁ (1962) upozornili na paleocénnu mikrofaunu v ílovcach od Kňažej, ANDRUSOV (1965) píše o šošovke paleogénu myjavského vývinu (s. 1.) pri Kňažej na Orave, pričom tento vývoj považuje za najjužnejší element bradlového pásma. MIŠÍK – FEJDIOVÁ – KÖHLER (1968) publikovali výsledky mikrofaciálneho štúdia valúnov z lokalít Brezovica a Zábiedovo. Predpokladali, že zdrojovou oblasťou valúnov bola kordiléra zo širšieho areálu bradlového pásma, primkynajúca sa k jv. okraju jeho obmedzenia. Títo autori prví upozornili na prítomnosť valúnov vápencov biohermného až rifového charakteru kampánskeho a paleocénneho veku. Z paleocénnych vápencov na lokalite Brezovica opísal BYSTRICKÝ (1976) dasykladálne riasy patriace do rodov *Dactylopora* a *Broeckella*. BORZA et al. (1977) sa zaoberali orbitoidovým vývinom kriedy západného Slovenska a znovu preskúmali vrchnokriedové valúny z Brezovice a Zábiedova. Autori dospeli k presvedčeniu, že orbitoidový vývoj vo vrchnej kriede lemoval z vnútornej strany bradlové pásmo od Brezovského pohoria až po severnú Oravu. Podľa MAHELA (1980) na Orave je svedkom pribradlovej zóny tzv. pribradlový typ paleogénu, známy od obce Kňažia, charakterizovaný paleocénnymi zlepenkami, brekciami, vápnitými pieskovecami, tmavými zelenosivými ílovcami s paleocénnymi foraminiferami, ale aj s preplavenou vrchnokriedovou mikrofaunou.

Pri geologickom mapovaní v rokoch 1983–1985 valúny z lokalít Brezovica, Zábiedovo, ako aj z Grossom nájdenej lokality v masíve Skorušiny podrobne preskúmal KÖHLER (archívna správa, 1985), jeho údaje doplnili a komentovali v archívnej správe POTFAJ et al. (1991). Ako sme už spomenuli, KÖHLER –

SALAJ – BUČEK (1993) do myjavského sedimentačného priestoru kvôli takmer úplnej faciálnej a faunistickej zhode zaradili aj vrchnokriedové a paleocénne horniny z Brezovice a Zábiedova.

Lokalizácia študovaných valúnov

Väčšinu údajov o kriedových a paleogénných horninách poskytli valúny z troch už spomínaných lokalít (obr. 1).

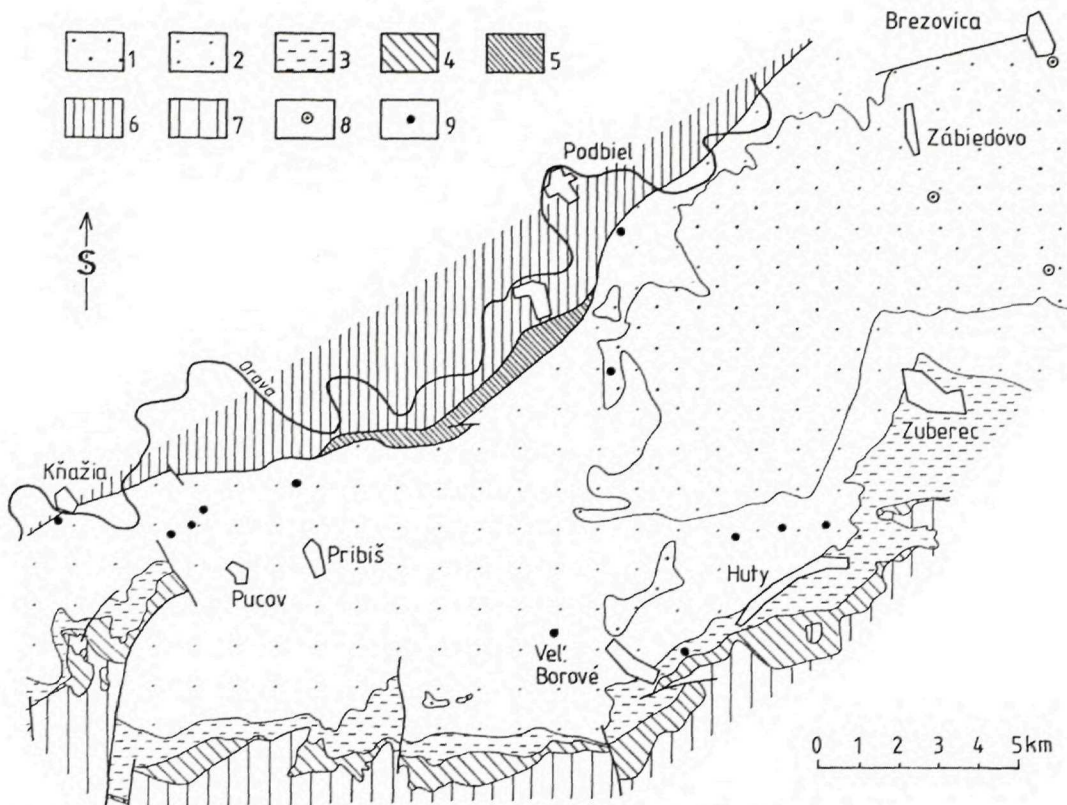
a) Brezovica – parakonglomerátové teleso odkryté v erózných ryhách nad južným okrajom obce (v okolí vodojemu). Skutočnú hrúbku telesa a jeho horizontálny rozsah nie je možné stanoviť. Valúnové zloženie je veľmi pestré (porov. MIŠÍK – FEJDIOVÁ – KÖHLER, 1968). Pre tento článok bolo podrobne vyhodnotených 28 valúnov.

b) Zábiedovo – podmorské zosuvné teleso nad pravým brehom potoka Zábiedovčik, 1,2 km j. od okraja obce Zábiedovo. Teleso je odkryté v hrúbke 2–3 m. Spomedzi valúnov dominujú paleocénne vápence s priemerom až 50 cm. Vyhodnotených bolo 22 valúnov.

c) Skorušina – zárez lesnej cesty v hlavnom masíve Skorušiny, 3 km z. od vrcholovej kóty a 250 m jv. od kóty 1033 odkrýva podmorské zosuvné teleso malého plošného odkrytia (menej ako 10 m²), ale s veľmi zaujímavými faciálnymi typmi hornín. K sedimentom pribradlového pásma možno zaradiť 10 študovaných valúnov.

Všetky 3 uvedené lokality sa nachádzajú v približne rovnakej stratigrafickej úrovni v spodnej časti bielopotockého súvrstvia, ktoré je vekovo zaradené do najvyššieho eocénu až oligocénu (porov. GROSS et al., 1993).

Je hodné povšimnutia, že drobné úlomky riasových a riasovo-foraminiferových mikritových vápencov paleocénneho veku boli nájdené aj na ďalších 12 lokalitách v polohách pieskovecov v hutianskom a zubereckom súvrství podtatranskej skupiny (obr. 1). Veľkosť týchto úlomkov sa pohybuje medzi 0,5–2 mm a ich podrobný mikrofaciálny opis nie je možný



Obr. 1 Lokalizácia výskytov s valúnmi a úlomkami hornín pribradlového vývoja na Orave

1 – bielopotocké súvrstvie, 2 – zuberecké súvrstvie, 3 – hutianske súvrstvie, 4 – borovské súvrstvie, 5 – bazálne borovské súvrstvie na bradlovom pásme, 6 – bradlové pásmo, 7 – druhohorné príkrovové jednotky, 8 – sklzové telesá s valúnmi hornín pribradlového vývoja, 9 – drobné úlomky paleocénnnych vápencov v pieskovochoch zubereckého a hutianskeho súvrstvia

(niekedy v nich možno nájsť úlomky takých charakteristických fosílií, ako je *Distichoplax biserialis* (DIETRICH) alebo *Miscellanea juliettae* (LEPPIG).

Výskyt nepremiestnených vrstiev s orbitoidmi uvádzajú z kriedových súvrství pri Krivej SALAJ – SAMUEL (1966). I napriek opakovaným pokusom sa nepodarilo tieto vrstvy znovu nájsť. Pieskovce so santónsko-kampánskymi veľkými foraminiferami, zaradené v publikácii GROSSA et al. (1993) do kysuckej sukcesie bradlového pásma, sa nachádzajú v profiloch pod kótou Homôlka (s. od obce Kňažia) a v okolí kóty Lučivný (s. od Podbiel'a) a nie sú spájané s pri-

bradlovým pásmom. Prvotné výskyt paleocénnnych a spodnoeocénnnych hornín (mimo vonkajšieho flyšového pásma) sa doteraz na Orave nenašli.

Rekonštrukcia vrstvej postupnosti hornín pribradlového pásma na Orave

Výskum valúnov neumožňuje poskytnúť obraz faciálnej pestrosti pribradlového pásma v celej šírke. Až na jedinú výnimku (ílovce pri Kňažej vo veľmi nejasej tektonickej pozícii) sa nezachovali ílovce a slieňovce, ktoré sa ukladali

v hlbších častiach bazénu, čo značne skresľuje skutočný obraz. Valúny reprezentujú iba horniny, ktoré sa uložili v plytkovodnom príbrežnom prostredí, resp. na morskom svahu.

I napriek uvedeným nedostatkom je možné skúmané horniny rozdeliť na viaceré typy (porov. tab. 1):

Vrchná krieda (senón)

a) Karbonátové pieskovce a piesčité vápence so schránkami *Pseudosiderolites vidali* (DOUVILLÉ), úlomkami koralinných rias, lastúr a so vzácnymi machovkami, krinoidmi a malými foraminiferami (fototab. IV, obr. 1). Sú veľmi vzácné (lokalita Brezovica). Tento typ horniny spomína aj ANDRUSOV (1950), častý je v Brezovskom pohorí. Vek: vyšší kampán.

b) Biohermné mikritové vápence s *Orbitoides media* (ARCHIAC), *Pseudosiderolites vidali* (DOUVILLÉ), *Lepidorbitoides* sp., s častými koralinnými riasami a machovkami, zriedkavejšie sú úlomky rádiolaritov, krinoidové články a ostne ježoviek. Nepatrnú klastickú prímes tvoria úlomky kremeňa a kremencov. Lokalita Brezovica, vek: vyšší kampán. Tento typ bol doteraz opísaný iba z Oravy.

c) Polymiktné pieskovce až piesčité vápence preplnené schránkami *Orbitoides apiculata plana* KÖHLER, *Orbitoides gensacicus praeivus* KÖHLER, zriedkavejšie sú schránky *Orbitoides apiculata* (SCHLUMB.), *O. gensacicus gensacicus* (LEYM.), *Lepidorbitoides socialis* (LEYM.), *Siderolites calcitrapoides* LMK. a *Nummofallotia cretacea* (SCHLUMB.). Iné organické zvyšky (koralinné riasy, machovky, lastúrniky, krinoidy a bentózne malé foraminifery) sú zriedkavé (fototab. IV, obr. 3, 4). Až 30 cm veľké valúny na lokalitách Zábiedovo a Skorušina sú vrchnomástrichtského veku. Valúny obdobného typu boli opísané z Brezovského pohoria (KÖHLER, 1962).

d) Pieskovce a piesčité vápence s častými úlomkami inoceramových platničiek (fototab. IV, obr. 2). Zriedkavejšie sú koralinné riasy, machovky, úlomky lastúr, rádiolaritov, ulitníkov, koralý sú zastúpené solitárnymi formami.

Malé foraminifery nie sú hojné (miliolidy). Valúny sa vyskytujú vzácné na lokalite Brezovica. Obdobné inoceramové vrstvy z Brezovského pohoria ANDRUSOV (1959) umiestňuje do vyššieho mástrichtu.

Paleocén

e) Koralovo-riasové mikritové vápence (Zábiedovo, Skorušina) sú tvorené predovšetkým úlomkami koralových trsov, stielkami a povlakmi koralinných rias, ojedinele sa vyskytujú úlomky lastúrnikov a ulitníkov, z malých foraminifer rotalidné a miliolidné formy. Väčšie úlomky sú obrastené koralinnými riasami. Hornina vznikla v chránenom zarifovom prostredí a na jej zložení sa podieľajú predovšetkým úlomky koralovo-riasových rifových útesov. Obdobné valúny sú bežné v Myjavskej pahorkatine. Vek: dán-(mont), nemožno vylúčiť ani tanet¹.

f) Koralové mikritové vápence (Brezovica, Zábiedovo) sú tvorené predovšetkým veľkými úlomkami koralových trsov (fototab. V, obr. 1, 2) patriacimi do rodov *Actinacis* a *Goniopora*. Koralinné riasy sú zriedkavé, ojedinele je prítomná riasa *Ethelia alba* (PFENDER), *Acicularia* sp., dasykladálne riasy, machovky, z malých foraminifer miliolidy, hrubostenné aglutinované formy a rotalidy. Horniny pochádzajú z okrajových, ulamovaných častí rifových telies. Valúny tohto typu nie sú zriedkavé ani v Myjavskej pahorkatine. Vek: dán-(mont), možno súčasť aj tanet.

g) Mikritové vápence s riasami sú najčastejším typom hornín na lokalite Zábiedovo. Na zložení horniny sa podieľajú predovšetkým hľuzy riasy *Elianella elegans* PFENDER et BASSE, hľuzy a povlaky koralinných rias, úlomky schránok lastúrnikov, machoviek, z fo-

¹ Autori sa pridriavajú klasifikácie od CAVELIERA – POMEROLA (1986), podľa ktorej sa paleocén skladá iba z dvoch stupňov: dānu a tanetu, mont je považovaný za vrchnú časť dānu. Keďže v karpatskej literatúre sa mont často uvádza, autori ho pripájajú k dānu aspoň v zátvorkách.

raminifer sú časté prisadnuté schránky *Planorbulina cretae* (MARSSON) a hrubostenné hadonie s aglutinovanými stenami. Hornina vznikla v zarifovom chránenom prostredí. Valúny tohto typu sú časté aj v Myjavskej pahorkatine. Vek: dán–(mont).

h) Mikritové vápence s dasykladálnymi riasami obsahujú popri hľuzách *Elianella elegans* PFENDER et BASSE dasykladálne riasy opísané BYSTRICKÝM (1976) z lokality Brezovica. Najčastejšie sú prítomné súdkovité schránky druhu *Broeckella belgica* MORELLET et MORELLET, veľmi časté sú aj miliolidné foraminifery. Hornina vznikala v chránenom lagunárnom prostredí, je nepochybne paleocénneho veku [dán–(mont), možno i tanet]. Podobné typy hornín sú známe z Myjavskej pahorkatiny (lokalita Jeruzalem) i z Považia (Hričovské Podhradie), na Orave boli nájdené na lokalitách Brezovica (fototab. V, obr. 4) a Skorušina.

i) Mikritové vápence so schránkami *Miscellanea juliettae* LEPPIG (lokalita Brezovica – fototab. V, obr. 3) obsahujú časté hľuzy a stielky koralinných rias, stielky *Ethelia alba* (PFENDER), hľuzy *Elianella elegans* PFENDER et BASSE, úlomky lastúrnikov, ostrakódov, ostne ježoviek a drobné úlomky koralových trsov. Z malých foraminifer sú najčastejšie aglutinované formy, vzácnejšie sú rotalidy a miliolidy. Tento typ horniny je známy aj z Myjavskej pahorkatiny a Považia. Vek: dán–(mont) až tanet.

j) Mikritové vápence s globigerínami (lokalita Zábiedovo) – popri karbonátových klastoch sú tvorené drobnými úlomkami koralinných rias, machoviek, lastúrnikov, ostrakódov, z malých foraminifer sú najčastejšie globigerinidné typy, ojedinele sú prítomné aj miliolidné, lagenidné a aglutinované formy. Hornina vznikala na morskem svahu, v prostredí otvoreného mora. Keďže neobsahuje veľké foraminifery ani v úlomkoch, predpokladá sa jej dánsky–(montský) vek. Tento typ horniny nie je opísaný mimo územia Oravy.

k) Karbonátové pieskovce (Zábiedovo, Skorušina) obsahujú popri nepochybne mástrichtských foraminiferách *Orbitoides media megal-*

formis PAPP et KÜPPER, *O. apiculata* SCHLUMB., *Siderolites calcitrapoides* LMK., *Hellenocyclina beotica* REICHEL aj paleocénne veľké foraminifery *Discocyclina seunesi* (DOUV.), *Miscellanea juliettae* LEPPIG a s nimi aj riasy *Distichoplax biserialis* (DIETRICH), *Elianella elegans* PFENDER et BASSE, zriedkavé machovky, lastúrniky, úlomky koralových trsov, krinoidové články, ostne ježoviek a bentónne malé foraminifery (fototab. VI, obr. 4). Niekedy mástrichtské skameneliny tak prevládajú, že až väčší počet výbrusov z valúna dovoľuje zistiť, že hornina je v skutočnosti paleocénna. Vznikla na morskem svahu v predrifovom prostredí. Podobné pieskovce s redeponovanými senónskymi veľkými foraminiferami sa našli v Myjavskej pahorkatine i na Považí. Vek: tanet.

l) Karbonátové pieskovce (Zábiedovo, Brezovica) s drobnými úlomkami koralinných rias, machoviek, lastúrnikov, krinoidov, z malých foraminifer sa vyskytujú drobné miliolidy a formy s aglutinovanými stenami (fototab. VI, obr. 2). Organické zvyšky sú miestami v prevahe a hornina má charakter piesčitého vápence. Je to bežný typ aj v Myjavskej pahorkatine. Vek: dán–(mont) až tanet.

m) Karbonátové pieskovce až piesčité vápence, v ktorých popri častých koralinných riasach sú druhou najvýznamnejšou zložkou veľké foraminifery: *Operculina heberti* MUNIER – CHALMAS, *Discocyclina ramaraoi* SAMANTA, *D. seunesi* (DOUV.), ale prítomné sú aj úlomky lastúrnikov, ostne ježoviek, krinoidové články a pestré spoločenstvo malých foraminifer (miliolidné, rotalidné, aglutinované i globigerinidné formy). Tento typ, podobne ako predchádzajúci, vznikol na morskem svahu, veľké foraminifery umožňujú spresniť jeho vek na tanet. Valúny z lokality Brezovica (fototab. VI, obr. 3) a Zábiedovo (fototab. VI, obr. 1) sú nerozoznateľné od niektorých valúnov z Myjavskej pahorkatiny.

E o c é n

n) Mikritové vápence tvorené predovšetkým koralinnými riasami a úlomkami veľkých kora-

Tab. 1 Stratigrafické zaradenie valúnov z lokalít Brezovica, Zábiedovo a Skorušiná

VEK	PLYTKOVODNÉ SEDIMENTY		SVAHOVÉ AŽ PANVOVÉ SEDIMENTY		
	FÁCIA	VÝSKYT	FÁCIA	VÝSKYT	
PALEOGEN	LUTÉT	piesč. vápence s numulitmi	Z IV, Z XV		
	KUIZ	piesč. vápence s alveolínami	B VII		
	ILERD	vápence s numulitmi	B XXVIII	pieskovce s úlomkami numulitov	Z XVI S III
	TANET	vápence s koralmi a riasami	B XIX	pieskovce s diskocyklinami a orbitoidmi	B I, B II, B III S I, Z I, Z VI Z XIII, Z XX
		vápence s riasami	Z VI		
DÁN-(MONT)	vápence s koralmi a riasami	Z II, B XV, B XVI	karbonát. piesk. pieskovce s globigerinami	B X, Z VII, Z X Z XVII	
	vápence s riasami	S IV, B VIII, B XVII Z XII, Z XIV, Z XIX			
	vápence s dasykl. rias.	B XX			
KRIEDA	MÁSTRICHT	piesč. vápence s orbitoidmi	S II	pieskovce s úlomkami inoceramov	B XIII Z V
	KAMPÁN	piesč. vápence so siderolitmi	B V		

lových trsov obsahujú aj stielky. *Distichoplax biserialis* (DIETRICH), úlomky machoviek, lastúrnikov, ostrakódov, z malých foraminifer veľké miliolidné, rotalidné a aglutinované formy a z veľkých foraminifer *Nummulites praecursor* HARPE a *Discocyclina* cf. *archiaci* (SCHLUMBERGER). Hornina obsahuje drvinu rífových útesov paleocénneho veku, ale prítomnosť numulitov svedčí o jej ilerdskom veku. Valúny sa vzácné vyskytujú na lokalite Brezovica (fototab. VII, obr. 2) a na Považí.

o) Polymiktné pieskovce obsahujú popri úlomkoch kremeňa a kryštalických karbonátov aj úlomky paleocénnych riasových vápencov. Časté sú redeponované veľké foraminifery zo senónu (*Hellenocyclina beotica* REICHEL, *Lepidorbitoides socialis* LEYM., *Siderolites calcitrapoides* LMK.) a z paleocénu (*Miscellanea juliettae* LEPPIG), popri nich úlomky vápnitých rias, lastúrnikov, koralov, krinooidových článkov, ostňov ježoviek, medzi malými foraminiferami sa vyskytujú aj globigerinidné formy. Hornina vznikla na morskom svahu, iba vzácna prítomnosť *Nummulites* sp. dokazuje, že je eocénneho, pravdepodobne ilerdskeho veku. Ide o jediný valún na lokalite Zábiedovo (fototab. VII, obr. 1).

p) Piesčité vápence s alveolínami (fototab. VII, obr. 3) obsahujú hojné schránky alveolín (*Alveolina* cf. *coudurensis* HOTT., *A. histrica* DROBNE), orbitolity (*Orbitolites* cf. *complanatus* LMK.), vzácných numulitov (*Nummulites burdigalensis* HARPE), diskocykliny (*Discocyclina archiaci* SCHLUMB.), asterocykliny a drobné úlomky koralinných rias. Valúny tohto typu sa vyskytujú iba na lokalite Brezovica a sú spodnoeocénneho, kuiského veku. Jediný ďalší výskyt tejto horniny uvádzajú SAMUEL – BORZA – KÖHLER (1972) z lokality Hlavina na Považí (medzi obcami Jablonové a Dolné Hlboké).

r) Piesčité vápence s vtrúsenými úlomkami kremeňa veľkými až 10 mm obsahujú spoločnosť veľkých foraminifer spodnolutétskeho veku (*Nummulites* cf. *discorbinus* SCHLOTH., *N. uranensis* HARPE, *Operculina* sp., *Assilina* sp.), spoločnosť dopĺňujú úlomky koralinných rias, machovky, lastúrniky, rúrky červov, z malých

foraminifer rotalidné, miliolidné a aglutinované formy. Vzácne valúny pochádzajú z lokality Zábiedovo (fototab. VII, obr. 4), podobné horniny sa nachádzajú aj na Považí.

Na spresnenie paleogeografických záverov je potrebné pripomenúť, že na lokalitách Brezovica a Zábiedovo boli nájdené aj valúny hornín, ktoré patria k starším súvrstviam podtatranskej skupiny. Sú to valúny

– piesčitých vápencov s *Nummulites perforatus* (MONTF.), *Assilina exponens* (SOW.), *Ass. spira planospira* BOUBÉE, *Operculina schwaegeri* SILVESTRI, *Discocyclina pulchra* (CHECCHIA – RISPOLI) (borovské súvrstvie – bartón);

– piesčitých vápencov s *Nummulites millecaput* BOUBÉE, *N. puschi* ARCH., *Fabiania cassis* SILVESTRI, *Discocyclina discus* (RÜTIM.) (borovské súvrstvie – bartón);

– biohermných vápencov s *Nummulites millecaput* BOUBÉE, *Operculina gomezi* COLOM et BAUZÁ, *Discocyclina varians* (KAUFM.) (borovské súvrstvie – spodný priabón).

Borovské súvrstvie s uvedenými typmi hornín je dobre známe zo severných svahov Tatier (BIEDA, 1963) a na území Slovenska vystupuje na južných svahoch Tichej doliny (GROSS et al., 1993).

Stratigrafický i plošný rozsah pribradlového pásma na Orave

Už pohľad na tabuľku 1 ukazuje, že pribradlové pásmo na Orave nebolo vyvinuté rudimentárne, ale predstavovalo zložitú a faciálne pestrú jednotku. Pritom stále treba brať do úvahy, že málo odolné horniny sa vo valúnoch nezačovali.

Najstaršie horniny, ktoré možno momentálne zaradiť do tohto pásma, sú vrchnokriedové – senónske. Hoci valúny nie sú hojné, veľké množstvo schránok veľkých foraminifer redeponovaných do mladších súvrství svedčí o tom, že vo vrchnej kriede po vnútornej strane bradlového pásma existoval diferencovaný bazén s dobre vyvinutými príbrežnými faciami. Biohermné mikritové vápence kampánu známe z lokality

Brezovica svedčia o tom, že už v tejto dobe vznikol rifový komplex, ktorý dosiahol najväčší rozvoj v paleocéne.

V paleocéne došlo k značnej diferenciacii sedimentačných prostredí v bazéne. Vyvíjala sa karbonátová plošina so všetkými prvkami rifového komplexu – lagúnou, zarifovým a pred-rifovým prostredím, koralo-riaso-riafými rifovými útesmi, ako aj so sedimentmi morského svahu. Pravdepodobnejším sa zdá, že karbonátová plošina sa vytvorila iba na jednej strane bazénu, teraz však nemožno jednoznačne dokázať, na ktorej. Zložitá rifová sústava nemohla vzniknúť na malej ploche, čo potvrdzujú aj drobné úlomky paleocénnych hornín rozptýlené v súvrstviach podtatranskej skupiny na veľkej ploche Oravy (obr. 1).

Vo vyššom paleocéne – tanete došlo k neskorolaramským pohybom, počas ktorých boli rozrušované vrchnokriedové sedimenty a ich materiál prenášaný do svahových sedimentov panvy. Schránky orbitoidov a siderolitov sa často vyskytujú zmiešané so schránkami paleocénnych miscellanei, diskocyklín a operkulín.

Jediné známe paleocénne ílovcy v záreze nad železničnou traťou pri Kňažej (MATĚJKA – HANZLÍKOVÁ, 1962; ANDRUSOV, 1965; MAHEL, 1980) sa nachádzajú vo veľmi spornej pozícii. Útržky ílovcov sú zvrásnené spolu so záskalskými brekciami kysuckej sukcesie a nachádzajú sa jasne v podloží transgresívnych paleogénnych hornín podtatranskej skupiny. Nie je možné jednoznačne určiť, či tieto ílovcy sa primárne nachádzali v nadloží záskalských brekcií, alebo sú s nimi iba tektonicky zblížené a v skutočnosti pochádzajú z pribradlového pásma.

Zo spodnoeocénnej sukcesie sa zachovalo pomerne málo typov hornín. Na rozdiel od Považia a Myjavskej pahorkatiny v priestore Oravy ešte v ilerde pokračovala sedimentácia na karbonátovej plošine, ale z kuisu sú známe iba piesčité vápence s alveolínami. Je pravdepodobné, že po ilerde karbonátová plošina zanikla a prevládala sedimentácia ílovcov a slieňovcov s ojedinelými polohami pieskocov. Tento typ sedimentácie pokračoval až do lutétu. Deštrukcia vrchnokriedových sedimentov po-

kračovala ešte počas ilerdu, začala sa aj deštrukcia paleocénnych hornín rifového komplexu. Svedčí to o značnej tektonickej mobilite priestoru pribradlovej zóny v tanete a ilerde.

Je pravdepodobné, že pred rozsiahlou bartónskou transgresiou došlo k ústupu mora a krátkemu prerušeniu sedimentácie. Začiatkom vrchného eocénu bola oblasť bradlového pásma sčasti ponorená, ale miestami na horniny bradlového pásma priamo transgredovalo more (porov. GROSS – KÖHLER, 1987).

K rozsiahlej deštrukcii hornín pribradlového pásma došlo na hranici eocénu/oligocénu, ale tento proces sa začal už počas vrchného eocénu (úlomky paleocénnych vápencov v hutianskom a zubereckom súvrství). Je zrejmé, že oblasť, v ktorej sa nachádzali horniny pribradlového pásma, sa koncom eocénu ocitla v tektonicky labilnej pozícii s existujúcimi vertikálnymi pohybmi. Ak sa aj nejaké časti súvrství pribradlového pásma v tej dobe zachovali, je dosť pravdepodobné, že neskoršie pooligocénne pohyby dovŕšili ich likvidáciu.

Zaujímavým problémom je spoločná prítomnosť valúnov z pribradlového pásma a borovského súvrstvia podtatranskej skupiny na lokalitách Brezovica a Zábiedovo. Tieto valúny pochádzajú zo zdanlivo vzdialených zdrojových oblastí – jednej v priestore bradlového pásma a druhej na severných svahoch Tatier. Súčasné západné ohraničenie Tatier na myjavskom lineamente (BAC-MOSZASZWILI, 1993) nepopiera možnosť čiastočnej amputácie západnej časti Tatier, a tým i existenciu borovského súvrstvia „tatranského“ typu západnejšie od jeho dnešných výskytov.

I keď pooligocénne deformácie sedimentačného priestoru na území Oravy nikto nepopiera (porov. HROUDA – POTFAJ, 1993), samotné skrátenie plochy pokrytej sedimentmi podtatranskej skupiny nemusí mať veľký rozsah. V podmorských zosuvných telesách v bielopotockom súvrství, vzdialených dnes od okraja bradlového pásma 5 až 8 km, sa nachádzajú až 50 cm veľké bloky hornín pribradlového pásma. Keďže absolvovali iba gravitačný transport po morskom svahu (prenos iným mechaniz-

mom, napr. morskými prúdmi, neprichádza do úvahy), ich zdrojová oblasť sa pôvodne nemohla nachádzať viac ako 10–15 km od miesta dnešného výskytu. Iné riešenia by ponúkala presunutá pozícia bielopotockého súvrstvia, ale podrobný geologický výskum na Orave nepriniesol jediný dôkaz v prospech takejto úvahy. Naopak, na desiatkach profilov bolo možné sledovať vzájomnú spätosť borovského, hutianskeho, zubereckého i bielopotockého súvrstvia a transgresívny charakter borovského súvrstvia na svojom podloží (GROSS et al., 1993).

Niekoľkokrát už bolo uvedené, že pribradlové pásmo Oravy ukazuje až zarážajúcu podobnosť faciálnych typov s priestorom dnešného Brezovského pohoria a Myjavskej pahorkatiny. Táto skutočnosť viedla KÖHLERA – SALAJA – BUČEKA (1993) k názoru, že išlo o jeden sedimentačný bazén.

I napriek rozsiahlemu a podrobnému geologickému výskumu Oravy v posledných rokoch tu ostávajú mnohé sporné a nedoriešené otázky (napr. vzťah vrchnokriedových hornín kysuckej sukcesie a hornín pribradlového pásma, zaradenie a vekové rozpätie záskalských brekcií, zaradenie karbonátových vrchnoecenných vrstiev „pročského“ typu pri Tvrdošine a pod.). Ani predložený príspevok neprináša konečné riešenie, ale iba viac podhaľuje zložitú geologickú vývojku tohto územia.

Literatúra

ANDRUSOV, D., 1950: Skameneliny karpatských druhohôr. I. Rastliny a prvky. *Práce Št. geol. Úst.* (Bratislava), 25, 3–163.
 ANDRUSOV, D., 1959: Geológia československých Karpát, zv. II. Bratislava, Vydav. Slov. Akad. Vied, 5–375.
 ANDRUSOV, D., 1965: Geológia československých Karpát, zv. III. Bratislava, Vydav. Slov. Akad. Vied, 5–392.
 BAC-MOSZASZWILI, M., 1993: Struktura zachodniego zakończenia masywu tatrzańskiego. *Ann. Soc. Geol. Pol.* (Warszawa), 63, 167–193.

BIEDA, F., 1963: Duże otwornice eocenu tatrzańskiego. *Prace Inst. geol.* (Warszawa), 37, 7–215.
 BORZA, K. – KÖHLER, E. – BEGAN, A. – SAMUEL, O., 1977: Orbitoidový vývin kriedy západného Slovenska. *Geol. Práce, Spr.* (Bratislava), 67, 73–92.
 BYSTRICKÝ, J., 1976: Genus *Dactylopora* Lamarck, *Digitella* Morellet et Morellet und *Broeckella* Morellet et Morellet (*Dasycladaceae*, *Algae*) in Kalken des Paläozäns der Westkarpaten. *Geol. Zbor. Geol. carpath.* (Bratislava), 27, 2, 247–272.
 CAVELIER, C. – POMEROL, Ch., 1986: Stratigraphy of the Paleogene. *Bull. Soc. géol. France* (Paris), 8, 2, 2, 255–265.
 GROSS, P. – KÖHLER, E., 1987: O eocénnej transgresii v oravskom úseku bradlového pásma. *Geol. Práce, Spr.* (Bratislava), 86, 157–164.
 GROSS, P. – KÖHLER, E. – HAŠKO, J. – HALOUZKA, R. – MELLO, J. – NAGY, A. et al., 1993: Geológia južnej a východnej Oravy. 1. vyd. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 7–319.
 HROUDA, F. – POTFAJ, M., 1993: Deformation of sediments in the post-orogenic Intra-Carpathian Paleogene Basin as indicated by magnetic anisotropy. *Tectonophysics* (Amsterdam), 224, 425–434.
 KÖHLER, E., 1962: Veľké foraminifery v senóne Brezovského pohoria. *Geol. Sbor.* (Bratislava), 13, 1, 91–128.
 KÖHLER, E., 1965: Biostratigrafický rozbor hornín s veľkými foraminiferami na liste Nižná. *Manuskript – Geofond*, Bratislava, 1–11.
 KÖHLER, E. – SALAJ, J. – BUČEK, S., 1993: Paleogeographical development of the Myjava sedimentary area (Western Slovakia) during the existence of the Paleocene reef complex. *Geol. carpath.* (Bratislava), 44, 4, 373–380.
 MAHEL, M., 1980: Pribradlové pásmo, charakteristika a význam. *Miner. slov.* (Bratislava), 12, 3, 193–207.
 MATĚJKA, A. – HANZLÍKOVÁ, E., 1962: O paleogénu od obce Kňažia na Oravě. *Zpr. geol. Výzk. v roce 1961* (Praha), 194–196.
 MIŠÍK, M. – FEJDIOVÁ, O. – KÖHLER, E., 1968: Parakonglomeráty s exotickým materiálom z vyšších súvrství podhalského paleogénu Oravy. *Geol. Práce, Spr.* (Bratislava), 46, 161–171.
 POTFAJ, M. – KÖHLER, E. – ĐURKOVIČ, T. – GROSS, P. – SAMUEL, O., 1991: Pribradlový flyš terčovskej a oravskej oblasti. *Manuskript – Geofond*, Bratislava, 1–28.

- SALAJ, J. – SAMUEL, O., 1966: Foraminifera der westkarpaten Kreide. 1. vyd. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 1–291.
- SAMUEL, O. – BORZA, K. – KÖHLER, E., 1972: Microfauna and lithostratigraphy of the Paleogene and adjacent Cretaceous of the Middle Váh Valley (West Carpathians). 1. vyd. (Bratislava), Geol. Úst. D. Štúra, 7–246.

Vysvetlivky k fotografickým tabuľkám IV–VII

Tab. IV

- Obr. 1 Výbrus pieskovca s prierezi *Pseudosiderolites vidali* (DOUVILLÉ). Vyšší kampán, valún Brezovica-V, zväčš. 10 x
- Obr. 2 Výbrus piesčitého vápenca s prierezi inoceramových platničiek. Senón (mástricht?), valún Brezovica-XIII, zväčš. 10 x
- Obr. 3 Výbrus piesčitého vápenca s prierezi *Orbitoides gensacicus praeivius* KÖHLER a *O. gensacicus gensacicus* (LEYM.). Mástricht, valún Skorušiná-II, zväčš. 10 x
- Obr. 4 Výbrus pieskovca s prierezi schránok *Orbitoides apiculata* (SCHLUMB.). Mástricht, valún Zábiedovo-V, zväčš. 10 x

Tab. V

- Obr. 1 Prierez trsom koralového rodu *Actinacis*. Paleocén, valún Zábiedovo-XIX, zväčš. 10 x
- Obr. 2 Prierez trsom koralového rodu *Goniopora* so stopami poškodenia (navrtávanie?). Paleocén, valún Brezovica-XII, zväčš. 10 x
- Obr. 3 Výbrus mikritového vápenca s prierezi schránok *Miscellanea juliettae* LEPPIG. Paleocén (tanet), valún Brezovica-XIX, zväčš. 10 x
- Obr. 4 Výbrus mikritového vápenca s prierezi dasykladálnej riasy *Broeckella belgica* MORELLET et MORELLET. Paleocén, valún Brezovica-XX, zväčš. 10 x

Tab. VI

- Obr. 1 Výbrus mikritového vápenca s prierezi koralinných rias a *Operculina* sp. Paleocén, valún Zábiedovo-VI, zväčš. 10 x
- Obr. 2 Výbrus vápenca s prierezi koralinných rias. Paleocén, valún Zábiedovo-XI, zväčš. 10 x
- Obr. 3 Výbrus vápenca s prierezi koralinných rias a *Operculina heberti* MUNIER – CHALMAS. Paleocén, valún Brezovica-XI, zväčš. 10 x

- Obr. 4 Výbrus pieskovca paleocénneho veku s redeponovanou schránkou *Hellenocyclus beotica* REICHEL z mástrichtu. Paleocén, valún Zábiedovo-I, zväčš. 10 x

Tab. VII

- Obr. 1 Výbrus pieskovca so schránkami *Nummulites* sp. a redeponovanými schránkami *Orbitoides* sp. zo senónu. Spodný eocén (ilerd), valún Zábiedovo-XVI, zväčš. 10 x
- Obr. 2 Výbrus piesčitého vápenca so schránkami *Discocyclina archiaci* (SCHLUMB.) a úlomkom schránky ulitníka. Spodný eocén (ilerd), valún Brezovica-XXVIII, zväčš. 10 x
- Obr. 3 Výbrus piesčitého vápenca s prierezi *Alveolina* cf. *coudurensis* HOTT. a *Orbitolites* cf. *complanatus* LMK. Spodný eocén (kuis), valún Brezovica-VII, zväčš. 10 x
- Obr. 4 Výbrus piesčitého vápenca s prierezi *Nummulites uranensis* HARPE, *Discocyclina* sp., rúrkou *Ditrupea* sp. Stredný eocén (lutét), valún Zábiedovo-XV, zväčš. 10 x

Explanations to Plates IV – VII

Plate IV

- Fig. 1 Sandstone thin-section with *Pseudosiderolites vidali* (DOUVILLÉ). Upper Campanian, pebble Brezovica-V, magn. 10 x
- Fig. 2 Thin-section of sandy limestone with inoceram plates. Senonian (Maastrichtian?), pebble Brezovica-XIII, magn. 10 x
- Fig. 3 Thin-section of sandy limestone with *Orbitoides gensacicus praeivius* KÖHLER and *O. gensacicus* (LEYM.). Maastrichtian, pebble Skorušiná-II, magn. 10 x
- Fig. 4 Sandstone thin-section with *Orbitoides apiculata* (SCHLUMB.) Maastrichtian, pebble Zábiedovo-V, magn. 10 x

Plate V

- Fig. 1 Section across a stem of the coral genus *Actinacis*. Paleocene, pebble Zábiedovo-XIX, magn. 10 x
- Fig. 2 Section across the coral genus *Goniopora*, partly damaged (by boring?). Paleocene, pebble Brezovica-XII, magn. 10 x

Fig. 3 Thin-section of micritic limestone with shells *Miscellanea juliettae* LEPPIG. Paleocene (Thanetian), pebble Brezovica-XIX, magn. 10 x

Fig. 4 Thin-section of micritic limestone with dasycladacean alga *Broeckella belgica* MORELLET et MORELLET. Paleocene, pebble Brezovica-XX, magn. 10 x

Plate VI

Fig. 1 Thin-section of micritic limestone with coralline algae and *Operculina* sp., Paleocene, pebble Zábiedovo-VI, magn. 10 x

Fig. 2 Thin-section of limestone with coralline algae, Paleocene, pebble Zábiedovo-XI, magn. 10 x

Fig. 3 Thin-section of limestone with corallite algae and *Operculina heberti* MÜNIER - CHALMAS, Paleocene, pebble Brezovica-XI, magn. 10 x

Fig. 4 Thin-section of Paleocene sandstone with a redeposited shell of *Hellenocyclus beotica* REICHEL of maastrichtian age. Paleocene, Thin-section of limestone with corallite algae, Paleocene, pebble Zábiedovo-XI, magn. 10 x

Plate VII

Fig. 1 Thin-section of sandstone with shells of *Nummulites* sp. and redeposited shells *Orbitoides* sp. of Senonian age. Lower Eocene (Ilerdian), Zábiedovo-XVI, magn. 10 x

Fig. 2 Thin-section of sandy limestone with shells of *Discocyclus archiaci* (SCHLUMB.) and a fragment of a gastropod shell. Lower Eocene (Ilerdian), pebble Brezovica-XXVIII, magn. 10 x

Fig. 3 Thin-section of sandy limestone with sections of *Alveolina* cf. *coudurensis* HOTT. and *Orbitolites* cf. *complanatus* LMK. Lower Eocene (Cuisian), pebble Brezovica-VII, magn. 10 x

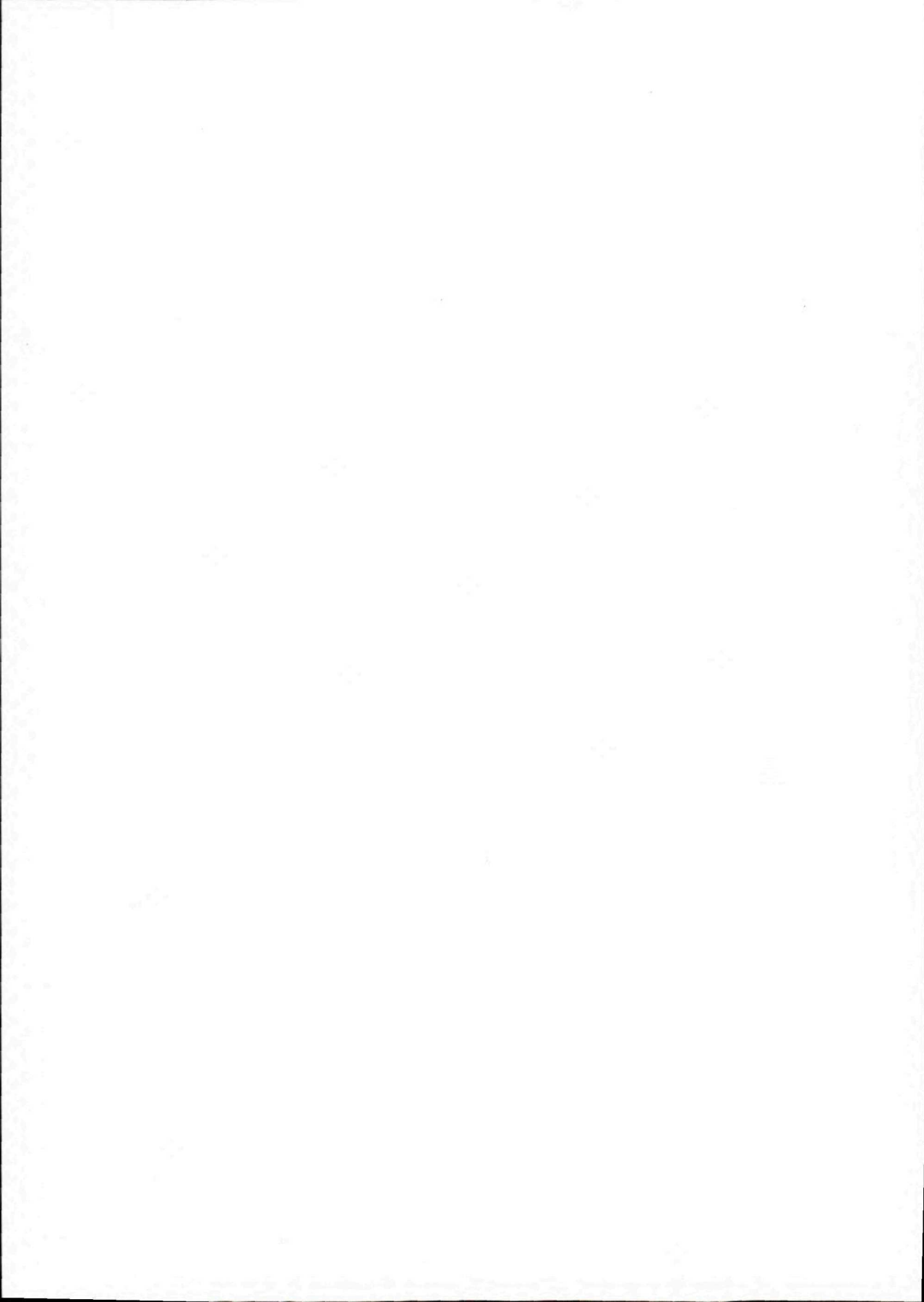
Fig. 4 Thin-section of sandy limestone with sections of *Nummulites uranensis* HARPE, *Discocyclus* sp., and tube of *Ditrupa* sp. Lower Eocene (Cuisian), pebble Zábiedovo-XV, magn. 10 x

Explanation to text-fig

Fig. 1 Location of occurrences with rock fragments and pebbles of near-klippen facies in Orava.

1 - Biely Potok Formation, 2 - Zuberec Formation, 3 - Huty Formation, 4 - Borová Formation, 5 - basal Borová Formation on the Klippen Belt, 6 - Klippen Belt, 7 - Mesozoic nappe units, 8 - landslide bodies with pebbles of rocks of near-klippen facies, 9 - small fragments of Paleocene limestones in sandstones of the Zuberec and Huty Formations

Tab. 1 Stratigraphic assignation of pebbles from localities Brezovica, Zábiedovo and Skorušina



IVAN BARÁTH – ALEXANDER NAGY – MICHAL KOVÁČ

Sandberské vrstvy – vrchnobádenské marginálne sedimenty východného okraja Viedenskej panvy

3 obr., angl. resumé

A b s t r a c t. Present paper deals with definition of a new Upper Badenian lithostratigraphic unit – Sandberg Member. The sedimentological characteristic as well as stratigraphic superposition of the Sandberg Member is given in stratotype locality, parastratotype locality and two others support localities at the eastern margin of the Vienna Basin.

Vrchnobádenské sedimenty na východnom okraji Viedenskej panvy vystupujú na povrch v úzkom pruhu medzi Plaveckým Mikulášom, Jabloňovom, Lozornom a Záhorskou Bystricou, ako aj na Devínskej Kobyle (BUDAY in BUDAY – CAMBEL – MAHEL et al., 1962). Podľa uvedeného autora ich tvoria hlavne piesky, pieskovce a vápnité íly.

Dobrou odkrytosťou a bohatosťou na fosílnu organickú zvyšku už od minulého storočia púta pozornosť geológov najmä lokalita Sandberg pri Devínskej Novej Vsi na sz. okraji Bratislavy (obr. 1), ktorá bola určená ako faciostratotyp vrchného bádenu bulimino-bolivinovej zóny (ŠVAGROVSKÝ, 1978). Z bohatého spoločenstva litorálnej fauny boli z lokality najpodrobnejšie spracované mäkkýše (ŠVAGROVSKÝ, 1981; ONDREJČKOVÁ, 1987) a červené riasy (SCHALEKOVÁ, 1969, 1978).

Stratigraficky datovaný vrstevný sled na vrchu Sandberg v zachovanej hrúbke okolo

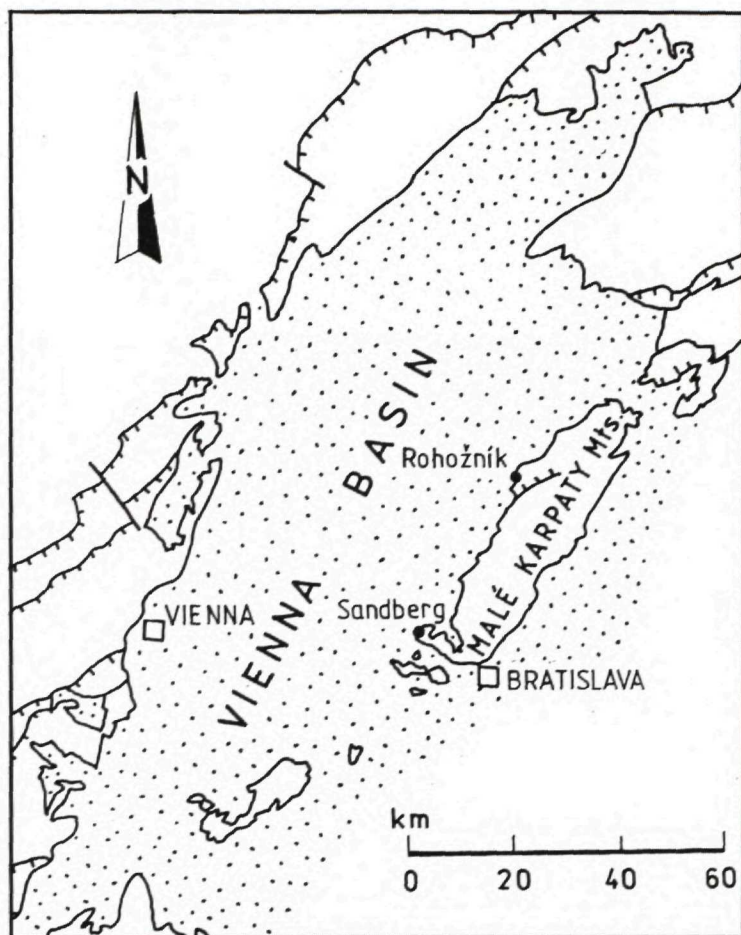
90 m sme použili ako stratotyp novej lithostratigrafickej jednotky pre vrchnobádenské marginálne sedimenty východného okraja Viedenskej panvy – sandberské vrstvy.

Podložie sandberských vrstiev na stratotypovej lokalite tvoria mezozoické karbonáty devínskej sukcesie tatrika Malých Karpát (v zmysle PLAŠIENKA et al., 1991).

Vertikálny profil stratotypového sledu (obr. 2) odzrkadľuje diskordantný erozívny styk bazálnych brekcií, štrkov a konglomerátov vrchnobádenského veku s mezozoickým podložím. Nad hrubozrnnými bazálnymi klastikami nasledujú šikmo zvrstvené žltosivé sľudnaté hrubozrnné piesky a drobnozrnné štrky so šošovkami pieskov s výraznou bioturbáciou hrabavými krabmi *Ophiomorpha*. Smerom do nadložia sa zrnitosť pieskov znižuje až po vrstvu drobnozrnných pieskov s ílovitou prímiesou a ojedinelými tenkými šošovkami štrkov. ŠVAGROVSKÝ (1978) z nich uvádza nálezy marinných rýb a marinných i suchozemských stavovcov. Vo vyššej časti sledu sú znova šikmo zvrstvené piesky s ojedinelými tenkými šošovkami štrkov, vo vrchnej časti s lavicami spevnených vápnitých pieskovcov, drobnozrnných pieskov s premenlivým obsahom ílov, piesčitých organodetrítických a vápnitých ílov bohatých na foraminifery. Najvyššiu časť vertikálneho profilu tvoria hrubolavicovité brekcie, brek-

RNDr. I. BARÁTH, CSc., RNDr. M. KOVÁČ, CSc., Geologický ústav Slovenskej akadémie vied, Dúbravská cesta 9, 842 26 Bratislava

RNDr. A. NAGY, CSc., Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava



Obr. 1 Situovanie oporných lokalít v študovanom území

ciovité extraklastové vápence a pieskovce s chudobnou morskou makrofaunou.

Na objasnenie genézy jednotlivých facií sandberských vrstiev a ich vzťahu k podložíu sme vytvorili dvojrozmerný schematický profil stratotypového územia (obr. 3). Profil je založený na korelácii odkryvov na jz. svahoch Devínskej Kobyly, doplnenej sedimentologickými a tektonicko-sedimentologickými štúdiami.

Bazálnu časť sledu, ležiacu na sz. okraji profilu, na vrchole brala Slovinc, budujú hrubozrnné až drobnozrnné brekcie, konglomeráty a piesčité konglomeráty. Tie erozívne ležia na

malmských a neokómskych ílovitých a rohových vápencoch, ktoré v období vrchného bádenu tvorili pobrežný útes so zachovanými znakmi príbojových jaskýň (Mišík, 1976; Mišík et al., 1974).

Okrem erozívneho styku je dobre sledovateľný aj lokálny tektonický kontakt sedimentov s podložíu, kontrolovaný jz. sa ukláňajúcou poklesovou štruktúrou, čiastočne vyplnenou žltým bádenským? prachovo-piesčitým sedimentom so sprievodnými subvertikálnymi tenznými trhlinami maximálnej šírky 80 cm, zaplnenými materiálom vrchnobádenských brekcií. Znakom synsedimentárneho

listrického poklesávania tylovej časti bloku slovineckého brala môže byť aj výrazný (tiltovaný) úklon vrstiev piesčitých zlepcov proti svahu paleopobrežia (až 28°) spojený s plastickými sklzovými deformáciami sedimentu.

Synsedimentárne tiltovanie sa odzrkadľuje aj v diskordancii vnútri detritického sledu, kde nadložné vrstvy piesčitých brekcií majú už sklon 3° smerom do paleopanvy.

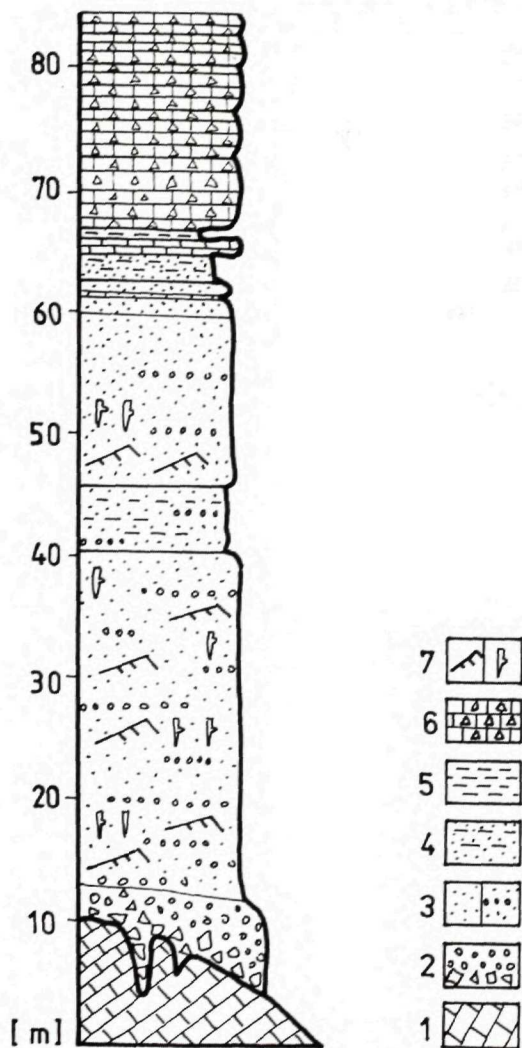
Podložné vápence, ako aj klasty brekcií a konglomerátov, nesú na povrchu hojné stopy po vrtavej činnosti morských hubiek rodu *Cliona*, lastúrnikov rodov *Lithophaga*, *Gastrochaena*, *Barnea* a červov rodov *Polydora* a *Potamilla* (porov. RADWANSKI, 1968). Na povrchu väčších blokov sú pozorovateľné prisadnuté machovky, rúrky červov a lastúry ustríc. V planárne uložených piesčitých brekciách sa objavujú časté chodbičky hrabavých krabov *Ophiomorpha*. Klastický materiál týchto brekcií a konglomerátov má takéto petrografické zloženie:

vápence	–	56,6 %
dolomity	–	2,5 %
rohovce	–	23,8 %
kremence	–	7,4 %
granitoidy	–	1,6 %
fylity	–	1,6 %
amfibolity	–	0,8 %
kremene	–	5,7 %

Celá paleta horninových typov valúnov bazálnych hrubých klastík odzrkadľuje blízkosť zdrojovú oblasť, budovanú výlučne jednotkami tatrika.

Asociácia ťažkých minerálov v piesčitej frakcii vykazuje prítomnosť zirkónu, apatitu, rutilu, anatasu, titanitu, ilmenitu, granátu a biotitu, ktorých zdrojovými horninami boli hlavne granitoidy a biotitické pararuly bratislavskej jednotky (KOVÁČ et al., 1991).

Nad doskovitými a plochošoškovitými piesčitými brekciami ležia hrubozrnné piesky a drobnozrnné piesčité štrky s relatívne dobre opracovaným valúnovým materiálom. Vo valúnoch štrkov je oproti podložným brekciám zvýšené zastúpenie rezistentných typov hornín, ako kremeň, rohovec a kremenec na úkor hlavne vápencov. Klastický materiál je lepšie vytriedený, v šoškovkovej a doskovitej vrstevnatosti je pozorovateľné tangenciálne šikmé zvrstvenie a pozitívna gradácia. Prevažujúci sklon lamín šikmého zvrstvenia je na JZ (205–



Obr. 2 Schematický vertikálny profil sandberských vrstiev na stratotypovej lokalite

1 – vápence preterciérneho podložja, 2 – chaotické brekcie a konglomeráty, 3 – piesky a pieskovce so šošovkami štrkov, 4 – piesky s ilovitou prímiesou, 5 – vápnné íly, 6 – vápence, brekciovité vápence a vápnné brekcie, 7 – šikmé zvrstvenie – bioturbácia

240°) a ich charakter naznačuje sedimentáciu v plytkom prostredí pobrežného čela (shoreface) s typickými zrezanými vlnovými čerinami (truncated wave ripples v zmysle REINECK, 1971). Ojedinele sú pozorovateľné aj šošovky redukované eróziou so šikmým zvrstvením opačného sklonu, porovnateľné s produktmi spätného prúdenia (BOERSMA et al., 1968 in REINECK – SINGH, 1980). Prechod do prostredia pobrežných valov (offshore-bars) dokumentujú podľa modelu CAMPBELLA (1971) šošovky pieskov, husto bioturbovaných hrabavými krabmi. Vrstevnatosť sledu je miestami porušená tenkolievikovými úniovými textúrami, produkovanými bentickými organizmami.

Smerom do nadložia sú hrubozrnné piesky masívnejšie a ubúda v nich obsah valúnov. Tvoria len bazálne časti pozitívne gradovaných lavíc, prípadne sú usporiadané do tenkých šošoviek a valúnových šnúr. Šošovky a lavice spevnených pieskovcov v tejto časti sledu sú intenzívne bioturbované chodbičkami krabov *Ophiomorpha* a obsahujú hojnú makrofaunu lastúrnikov, detrit červených rias a machoviek a miestami schránky ježoviek. Fácia je typická pre distálnejšie prostredie pobrežného čela (lower shoreface). Takéto lavice sa smerom k paleopobrežiu stávajú hrubozrnnjšími, menej vytriedenými, ubúda v nich bioturbácia a v laterálnom úseku niekoľkých desiatok metrov pri pobreží majú charakter príbrežných (foreshore) brekcií.

Proximálne fácie strednej časti vrstevného sledu sandberských vrstiev v stratotypovom profile sú dobre pozorovateľné v ľavej časti opusteného Waitovho lomu, jv. od lokality Sandberg. Strmý pobrežný útes, obmedzený smerom do paleopanvy predvrchnobádenskou zlomovou plochou v brekciovitých vápencoch liasového veku, je porušený krasovými dutinami (MIŠÍK, 1980) a husto navŕtaný morskými organizmami. Útes je lemovaný vrchnobádenskými balvanovitými kolapsovými brekciami s blokmi s priemerom až 2,5 m. Brekcie smerom do panvy rýchlo vykliňujú na vzdialenosť okolo 50 m a prstovito prechádzajú do pieskov pobrežného čela. Planárne vrstvy šikmo zvrst-

vených strednozrnných až drobnozrnných pieskov často zasahujú až do tesnej blízkosti útesu paleopobrežia, čo dokazujú epizodické prívaly hrubých klastík, spôsobené pravdepodobne synsedimentárnou tektonickou aktivitou. Na vysokú dynamiku vodného prostredia v príbrežnej zóne miestami poukazuje dobré zaoblenie balvanov s priemerom aj väčším ako 1 m. Krasové dutiny, ktoré tvorili v čase sedimentácie sandberských vrstiev podmorské jaskyne, sú v spodnej časti vyplnené brekciami a štrkami, vyššie strednozrnnými až hrubozrnnými šikmo zvrstvenými pieskmi.

Piesčitú fáciu prostredia pobrežného čela v strednej časti stratotypového sledu tvoria nevýrazne vrstevnaté žltosivé sľudnaté piesky so znakmi šikmého zvrstvenia, miestami s tenkými šošovkami drobnozrnných štrkov a vo vyššej časti s lavicami gradačne zvrstvených spevnených pieskovcov s hojnou makrofaunou mäkkýšov a s tenkými biostrómami červených rias. Drobné hľuzky červených rias a úlomky koralov, machoviek a ježoviek sú hojne rozptýlené v piesčitom sedimente.

Vrchná časť sledu sandberských vrstiev dokumentuje prehĺbenie sedimentačného prostredia, spôsobené transgresívnou epizódou v oscilácii morskej hladiny alebo poklesovou tektonikou. Na lokalite Sandberg ho reprezentuje sedimentácia planárnych vrstiev piesčitých, organodetrilitických a biohermných vápencov litavského typu s častou ílovitou prímiesou, ktoré sa cez nerovné vrstevné kontakty striedajú s foraminiferovými (amfisteginovými) vápnitými ílmi, usadenými v sedimentačnom prostredí s nízkou dynamikou. V proximálnejšej časti profilu sa karbonátové sedimenty striedajú s bioturbovanými pieskovcami pobrežného čela, ktoré v blízkosti paleopobrežia prechádzajú do lavicovitých brekcií, piesčitých brekcií a hrubozrnných vápnitých pieskovcov s pozitívnou gradáciou klastického materiálu. Sú jedinými zachovanými sedimentmi v najvrchnejšej časti stratotypového profilu.

V oblasti Devínskej Kobyly sú v erozívnom nadloží sandberských vrstiev vzácné zachované

detritické sedimenty karloveských vrstiev sarmatského veku (NAGY et al., 1993).

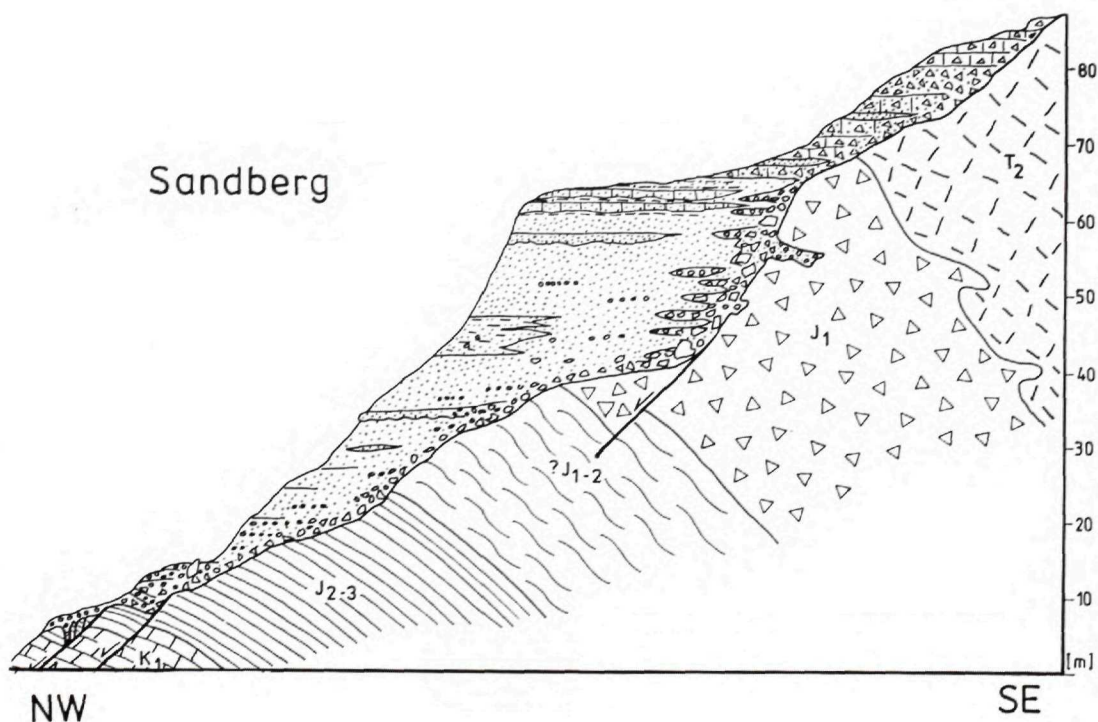
Z hľadiska bentických šelfových ekosystémov SENEŠ – ONDREJIČKOVÁ (1991) definovali na lokalite Sandberg niekoľko odlišných zón:

- mediolitorál s pevným skalnatým substrátom so sesílnym a vagilným bentosom (M-1),
- afytálny infralitorál so sciaphylickým sesílnym bentosom (infrakoraligén I-2b),
- dezintegrovaný infrakoraligén (I-2a),
- circalitorál s pevnými vápnitými útvarmi červených rias na nespevnenom substráte (eukoraligén C-4a),
- dezintegrovaný eukoraligén, tvoriaci „litotamniové“ piesky (C-4s).

V odkryvách situovaných na južných svahoch Devínskej Kobyly sme determinovali aj typický ekosystém tvorený „rodolitovými“ pieskami, charakterizujúcimi podľa terminológie SENEŠ – ONDREJIČKOVÁ (l. c.) dynamický infralitorál s alochtónnymi tanatocenózami (I-5c).

Panvovým ekvivalentom sandberských vrstiev v oblasti Devínskej Novej Vsi sú vrchnobádenské pelitické sedimenty studienskeho súvrstvia (ŠPIČKA, 1966), ktoré tu ležia v nadloží strednobádenských devinskonovoveských vrstiev (VASS et al., 1988).

Vrchnobádenské marginálne sedimenty sandberských vrstiev sú okrem stratotypovej lokality dobre odkryté aj v oblasti Záhorskej Bystrice, kde sú prítomné balvanovité a hrubozrné ko-



Obr. 3 Schematický dvojrozmerný litologický profil stratotypového územia sandberských vrstiev. Legenda k miocénnym sedimentom ako pri obr. 2; mezozoické sedimenty: T₂ – dolomity stredného triasu, J₁ – brekciovité vápence liasu, ?J₁₋₂ – slienité vápence spodnej jury, J₂₋₃ – slienité vápence dogeru a malmu, K₁ – rohovcové vápence spodnej kriedy

lapsové brekcie a konglomeráty, ktoré smerom do panvy rýchlo prechádzajú do piesčitej fácie. Prevažne zle zaoblený nevytriedený klastický materiál s priemerom 10–200 cm sa skladá hlavne z hornín priameho podložia, ktoré tvoria liasové karbonátové brekcie borinskej sukcesie tatrika Malých Karpát. Okrem tmavosivých liasových vápencov, brekcií, triasových dolomitických vápencov a dolomitov sa vo valúnovej populácii nachádza aj menšie množstvo kremeňov, fylitov, amfibolitov a granitoidov z blízkeho okolia depozície. Skalnaté podložie, ako aj povrchy klastov sú hojne navrátené morskými vrťavými lastúrnikmi, hubkami a červami (RADWANSKI, 1968). V piesčitej základnej hmote hrubých klastík a vo vrstvách pieskov sa nachádzajú úlomky schránok morských mäkkýšov a machoviek. V piesčitých sedimentoch neďaleko uvedenej lokality bola zistená niekoľko centimetrov hrubá vrstva ryolitových tufov (ONDREJČKOVÁ, ústna informácia).

Sandberské vrstvy parastratotypovej lokality na svahoch kóty Vajarská pri Rohožníku (obr. 1) ležia priamo na predneogénnom podloží, budovanom triasovou megabrekciou vápencov wettersteinského typu patriacou k tirolicku Severných Vápencových Álp (MICHALÍK et al., 1986). Prevažne nedokonale zaoblený klastický materiál zlepencov dosahuje priemer 10 najväčších valúnov 35 cm. Petrografické zloženie klastov pochádzajúcich z lokálnej zdrojovej oblasti je značne monotónne. Zastúpené sú predovšetkým svetlosivé, ojedinele i svetlopleťové riasovo-hubkové vápence wettersteinského typu (73 %), tmavšie sivé wettersteinské vápence lagunárnej fácie s pseudomorfozami po evaporitoch (14 %), stredotriasové dolomity (11 %) a miestami valúny žltosivých krasových sintrov (2 %), dokladajúcich skrasovatenie paleopobrežia.

Predneogénne podložie, ako aj valúny sú často navrátené vrťavými lastúrnikmi *Lithophaga* sp. a *Gastrochaena* sp., podobne hubkami *Cliona* sp. Chaoticky usporiadané zlepence sa smerom do nadložia striedajú s vrstvami pieskovcov s ojedinelými valúnni s priemerom 1

až 2 cm a úlomkami hrubostenných lastúr. Matrix zlepencov tvorí prevažne organo-detritický piesčitý vápenec, na štruktúre ktorého sa okrem litoklastov podieľa hlavne detrit hrubostenných molúsk, červených rias, machoviek, serpulidov a foraminifery. Tieto sedimenty laterálne smerom do panvy a čiastočne i vertikálne smerom do nadložia prechádzajú do rifového komplexu vápencov litavského typu, kde karbonáty sedimentovali v úzkom pruhu pozdĺž pobrežia. Detailný opis rifového komplexu, ktorý začleňujeme do sandberských vrstiev, prináša práca BARÁTH (1992). Na lokalite Konopiská pri Rohožníku je pozorovateľný prstovitý prechod predrifových detritických vápencov a pieskovcov sandberských vrstiev do pelitov studienskeho súvrstvia (KOVÁČ et al., 1991).

Prechod sedimentov sandberských vrstiev do pelitickej fácie studienskeho súvrstvia dobre dokumentuje aj lokalita Vinohradky pri Borskom Mikuláši v severovýchodnej časti Viedenskej panvy.

Sedimentácia v prechodnej zóne medzi pobrežným čelom a šelfom sa tu odzrkadľuje v striedaní pieskov a ílov so sporadickými vrstvami drobnozrnných až hrubozrnných štrkov. Z pieskov a ílov boli opísané hojné zvyšky makrofauny vrchného bádenu (buliminovo-bolivinovej zóny) (ŠVAGROVSKÝ, 1981, 1982, 1984). Vrstvy štrkov sú 2–40 cm hrubé s častou pozitívnou gradáciou klastického materiálu. Pozorovateľné bolo aj šikmé zvrstvenie pieskov a štrkov. Prevažne dobre zaoblený valúnový materiál drobnozrnných štrkov je pomerne dobre vytriedený s prevahou kremeňov, kremencov a rohovcov, v menšej miere sú vo valúnoch prítomné aj vápence, dolomity a pieskovce. Hrubozrnejšie variety štrkov obsahujú dobre zaoblený valúnový materiál najmä vápencov a dolomitov prevažne triasového veku, prítomné sú však aj jurské a spodnokriedové vápence, kremence, rohovce, kremene, pieskovce a ojedinele valúny granitoidov a bázických vulkanitov.

Smer sklonu šikmého zvrstvenia pieskov a štrkov naznačuje transport klastického materiálu

z východu na západ. Tento smer spolu s petrografickým zložením štrkov vedie k predpokladu o redepozícii časti valúnového materiálu z erodovaných jablonických zlepcov karpatského veku.

Sandberské vrstvy odzrkadľujú transgresívnu etapu sedimentácie na východnom okraji Viedenskej panvy, čiastočne kontrolovanú transtenznou tektonikou. Ležia erozívne na starších súboroch, ktoré dodávali klastický materiál z lokálnych zdrojov. Generálne ich bazálnu a proximálnu časť tvoria hrubé klastiká, ktoré smerom do nadložia a do panvy prechádzajú do piesčitých sedimentov a vo vrchnej časti sledu, ako i na eleváciách podložia bez výrazného prínosu terigénneho materiálu sú prítomné organogénne a organodetritické vápence litavského typu. Od nadložných karloveských vrstiev sú oddelené erozívnym kontaktom, spôsobeným regresívnou udalosťou.

Literatúra

- BARÁTH, I., 1992: Vrchnobádenský rifový komplex na východnom okraji Viedenskej panvy. In: Hamršmíd, B. (ed.): Nové výsledky v terciéru Západných Karpát. Kniha. Zem. Plyn Nafta (Hodonín), 15, 177–197.
- BUDAY, J. – CAMBEL, B. – MAHEL, M. et al., 1962: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000 Wien – Bratislava M-33-XXXV. Manuskript – Geofond, Bratislava, 122–151.
- CAMPBELL, C. V., 1971: Depositional model – Upper Cretaceous Gallup beach shoreline. Ship Rock Area, northwestern New Mexico. *J. sed. Petrology* (Tulsa), 41, 395–409.
- KOVÁČ, M. – BARÁTH, I. – MARKO, F. – ŠUTOVSKÁ, K. – UHER, P. – HLADILOVÁ, Š. – FORDINÁL, K. – TUBA, L., 1991: Neogene sequences. In: KOVÁČ, M. – MICHALÍK, J. – PLAŠIENKA, D. – PUTIŠ, M. (eds.): Malé Karpaty Mts. Geology of the Alpine-Carpathian junction. Guide to Excursions. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 61–74.
- MICHALÍK, J. – BORZA, K. – KÖHLER, E. – BUČEK, S. – BYSTRICKÝ, J. – JENDREJÁKOVÁ, O. – MASARYK, P., 1986: Stratigrafia a stavba priekrovov Malých Karpát s ohľadom na vyjasnenie štruktúrnych anomálií v podloží Viedenskej panvy. Manuskript – Geol. Úst. Slov. Akad. Vied, Bratislava.
- MIŠÍK, M., 1976: Geologické exkurzie po Slovensku. Bratislava, Slov. pedagog. naklad., 127 s.
- MIŠÍK, M., 1980: Miocene sinter crusts (speleothems) and calcrete deposits from neptunian dykes. *Malé Karpaty Mts. Geol. Zbor. Geol. carpath.* (Bratislava), 31, 4, 495–512.
- MIŠÍK, M. – GULIČKA, J. – URVICHAROVÁ, E., 1974: Devínska Kobyla. Geologické pomery, kvetena a fauna. (Bratislava), *Obzor*, 102 s.
- NAGY, A. – BARÁTH, I. – ONDREJČKOVÁ, A., 1993: Karloveské vrstvy – marginálne sedimenty sarmatu východného okraja Viedenskej panvy. *Geol. Práce, Spr.* (Bratislava), 97, 69–72.
- ONDREJČKOVÁ, A., 1987: Mäkkýšovské asociácie zo z. časti "V. B." a ich biostratigrafická interpretácia. Manuskript – archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- PLAŠIENKA, D. – MICHALÍK, J. – KOVÁČ, M. – GROSS, P. – PUTIŠ, M., 1991: Paleotectonic evolution of the Malé Karpaty Mts. – an overview. *Geol. carpath.* (Bratislava), 42, 4, 195–208.
- RADWANSKI, A., 1968: Tortonian Cliff Deposits at Zahorska Bystrica near Bratislava (Southern Slovakia). *Bull. Acad. pol. Sci., Ser. Sci. Geol. Geogr.* (Warszawa), XVI, 2, 97–102.
- REINECK, H. E., 1971: *Der Küstensand*. Natur. u. Mus. (Berlin), 101, 45–60.
- REINECK, H. E. – SINGH, I. B., 1986: *Depositional sedimentary environments*. Sec. ed., sec. print. Berlin, Heidelberg, New York, Springer Verlag, 551 p.
- SENEŠ, J. – ONDREJČKOVÁ, A., 1991: Proposal for the terminology of fossil marine benthic shelf ecosystems. *Geol. carpath.* (Bratislava), 42, 4, 231–240.
- SCHALEKOVÁ, A., 1969: Príspevok k poznaniu červených rias v litavskom vápenci lokality Sandberg pri Devínskej Novej Vsi (juhozápadné Slovensko). *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol.* (Bratislava), 18, 93–102.
- SCHALEKOVÁ, A., 1978: Riasové (litolamniové) vápence v bádene Viedenskej, podunajskej a juhoslovenskej panvy Západných Karpát. Habilitačná práca. Manuskript – Geofond, Bratislava.
- ŠPIČKA, V., 1966: Paleogeografie a tectogeneze Vídeňské pánve a príspevok k její naftové-geologické problematice. *Rozpr. Čs. Akad. Věd* (Praha), 76, 12, 1–118.

ŠVAGROVSKÝ, J., 1978: Faciostratotypus Devínska Nová Ves – Sandberg. In: Papp, A. – Cicha, I. – Seneš, J. – Steininger, F. (eds.): Chronostratigraphie und Neostatotypen. Miozän der Zentralen Paratethys. M₄ Badenien. Bratislava, Veda, 188–193.

ŠVAGROVSKÝ, J., 1981: Bivalvia des Oberen Badeniens (Miozän) von Borský Mikuláš (NO-Teil des Wiener Beckens) und ihr Lebensmilieu. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 32, 4, 387–426.

ŠVAGROVSKÝ, J., 1981: Lithofazielle Entwicklung und Molluskenfauna des Oberen Badeniens (Miozän M_{4d}) in dem Gebiet Bratislava – Devínska Nová Ves. Západ. Karpaty, Sér. Paleont. (Bratislava), 7, 203 s.

ŠVAGROVSKÝ, J., 1982: Gastropoda, Prosobranchia. Teil 1. Archaeogastropoda und Mesogastropoda des Oberen Badeniens von Borský Mikuláš (NO-Teil des Wiener Beckens) und ihre stratigraphische Bedeutung. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 33, 1, 3–50.

ŠVAGROVSKÝ, J., 1984: Gastropoda, Entyneura, Opisthobranchia des Oberen Badeniens aus des Wiener Beckens) und ihre stratigraphische Bedeutung. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 35, 2, 165–194.

VASS, D. – NAGY, A. – KOHÚT, M. – KRAUS, I., 1988: Devínskonovoveské vrstvy: Hruboklastické sedimenty na juhovýchodnom okraji Viedenskej panvy. Miner. slov. (Spišská Nová Ves), 20, 2, 109–122.

IVAN BARÁTH – ALEXANDER NAGY – MICHAL KOVÁČ

Sandberg Member – Late Badenian Marginal Sediments on the Eastern Margin of the Vienna Basin

Summary

The new lithostratigraphic unit is called after well known locality Sandberg Hill near Devínska Nová Ves, a district of Bratislava city. The presented Upper Badenian marginal sediments are products of a transgressive event on eastern margin of the Vienna Basin, partly controlled by transtensive tectonics. They lie erosively on older sequences. The supply of clastic material was from local sources. The coarse clastics build up the basal and proximal part of the sequence and they are originated as cliff-breccias or beach-gravels. Basinwards they pass into sandy and sandy-clayey sediments. The Leitha type organogene and organodetritic limestones are present in the upper part of the sequence as well as on the basement elevations with decreased supply of terrigenous material. A sedimentary gap, caused by regressive event, separates the Upper Badenian Sandberg Member from the overlying Sarmatian Karlova Ves Member.

Explanations to text-figs

Fig. 1 Location of key sites in the studied area

Fig. 2 Schematized vertical section of the Sandberg Member at the stratotype locality

1 – limestones of pre-Tertiary substratum, 2 – chaotic breccias and conglomerates, 3 – sands and sandstones with gravel lenses, 4 – sands with clay admixture, 5 – calcareous clays, 6 – limestones, brecciated limestones and calcareous breccias, 7 – cross bedding, bioturbation.

Fig. 3 Schematized two-dimensional lithologic section of the Sandberg Member stratotype area. For legend to Miocene sediments see Fig. 2; Mesozoic sediments: T₂ – Middle Triassic dolomites, J₁ – Liasic brecciated limestones, ?J₁₋₂ – Lower Jurassic marly limestones, J₂₋₃ – Doggerian and Malmian marly limestones, K₁ – Lower Cretaceous nodular limestones

KLEMENT FORDINÁL

Vrchný panón (zóna H) východného okraja Považského Inovca

3 obr., 2 tab., 4 fototab. (VIII–XI), angl. resumé

Kľúčové slová: Podunajská nížina, panón, zóna H, fauna

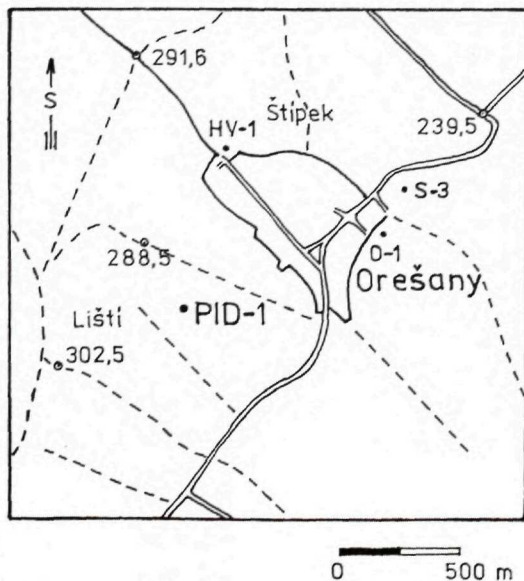
A b s t r a c t. Hydrogeologic well PID-1 was drilled near the village of Orešany in the Danube Lowland by the eastern edge of the Považský Inovec Mts. It intersected Upper Pannonian sediments rich in molluscan and ostracod fauna. The studies of this fauna have revealed that the sediments from the well PID-1 are of Pannonian age, zone H. It is the first find of zone H fauna in the West Carpathians.

Neogénne sedimenty Podunajskej nížiny na jej styku s východným okrajom Považského Inovca mapovala BRESTENSKÁ (1958, 1960). Vo vrchnopanónskych sedimentoch vyčlenila tzv. pobrežný vývoj a vývoj, ktorého sedimenty sa usadzovali v častiach vzdialenejších od okraja jazera. V rámci pobrežného vývoja vyčlenila:

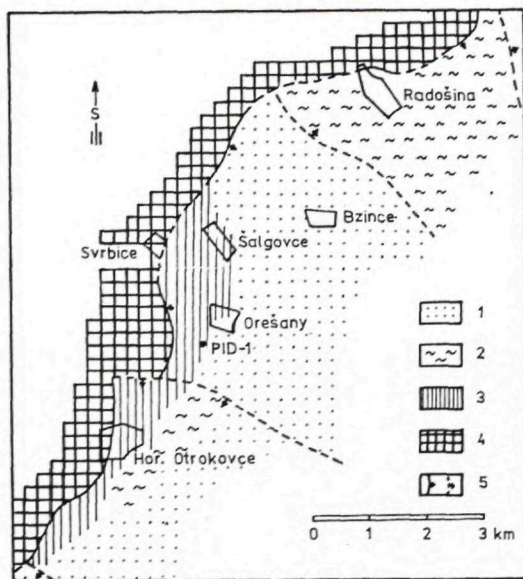
Úvod

K poznaniu veku vrchnomiocénnych sedimentov severnej časti Podunajskej nížiny pri východnom okraji Považského Inovca významne prispel hydrogeologický vrt PID-1, situovaný jz. od obce Orešany (obr. 1). Zastihol ílovité (hrdzavoškvrnité a zelené íly) a vápnité sedimenty (sladkovodná krieda, travertíny, sladkovodné vápence), ktoré obsahovali bohatú faunu mäkkýšov, ostrakódov, ojedinelé otolity, klepietka krabov, oogóniá characeí, zväpätené úlomky rastlín, kalcifikované vajíčko gastropóda a preplavené rekryštalizované foraminifery.

Najstaršia správa o výskyte neogénnych sedimentov v študovanej oblasti pochádza od ŠTÚRA (1860). Uvádza, že v úseku medzi Radošinou a Hlohovcom sa okrem spráše vyskytujú i neogénne sedimenty.



Obr. 1 Lokalizácia vrtu PID-1 a ostatných doteraz realizovaných vrtov



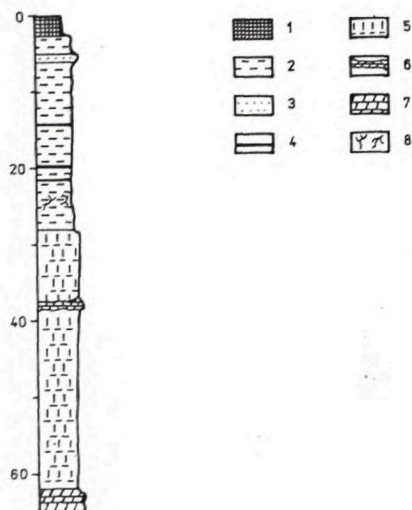
Obr. 2 Geologická situácia okolia Orešian (BRESTENSKÁ, 1958) 1 – 3 vrchnopanónske sedimenty; 1 – súvrstvie s prevahou pieskov, 2 – súvrstvie s uhoľnými ílmi, 3 – súvrstvie so sladkovodnými vápencami, 4 – predterciérne horniny, 5 – zlomy, zistené a predpokladané

1. súvrstvie so sladkovodnými vápencami,
2. súvrstvie s uhoľnými ílmi,
3. súvrstvie s prevahou pieskov a valúnikmi štrku.

Vrt PID-1 bol situovaný v súvrství so sladkovodnými vápencami (obr. 2). Uvedenú skutočnosť dokazuje litologický profil vrtu PID-1 (obr. 3).

V sladkovodných vápencoch a v sedimentoch v ich blízkosti našla BRESTENSKÁ (1958) zvyšky sladkovodných a suchozemských mäkkýšov. Z bivalvií uvádza iba ojedinele sa vyskytujúci zástupcov čeľade *Sphaeridae*. Z gastropódov spomína zástupcov čeľadí *Planorbidae*, *Valvatidae*, *Hydrobiidae*, *Helicidae*, *Elobiidae* (*Carychium minimum* MÜLLER), ojedinelé viečka bithynií. Zaznamenala i výskyt ostrakódov *Ilyocypris gibba* (RAMD.), *Candona stagnalis* SARS. *Candona* sp. II POKORNÝ, *Candona* sp. III POKORNÝ a oogóniá characeí.

Ďalšie poznatky o litológii neogénnych sedimentov okolia Orešian boli získané z hydro-



Obr. 3 Litologický profil vrtu PID-1
1 – kvartérne sedimenty, 2 – íly, 3 – piesky, 4 – lignity, 5 – jazerná krieda, 6 – sladkovodné vápence, 7 – dolomity (trias), 8 – zuhoľnatené zvyšky rastlín

geologických vrtov S-3 (KOLLÁR, 1961), O-1 (MIKULÁŠ, 1969) a HV-1 (NEMETHYOVÁ, 1988). Uvedenými vrtmi boli zastihnuté prevažne sivé íly s občasnými vložkami pieskov a lignitu. Napriek tomu, že vrt S-3 (240 m), O-1 (120 m) a HV-1 (110 m) dosiahli väčšiu hĺbku ako vrt PID-1, nezastihli podložie. Poukazuje to na nerovnomerné kryhové poklesávanie okraja Považského Inovca.

Mäkkýše

V sedimentoch vrtu sa nachádzalo veľké množstvo mäkkýšov. Vyskytovali sa rovnako vo vápnitých aj v ilovitých sedimentoch. V niektorých častiach vrtu tvorili až lumachely hrubé 15–25 cm.

Získané mäkkýše môžeme rozdeliť na 2 základné skupiny: na suchozemské gastropódy (tab. 1) a na sladkovodné gastropódy a bivalviá (tab. 2).

V rámci suchozemských gastropódov môžeme v zmysle LUEGERA (1981) vyčleniť 3 skupiny gastropódov, poukazujúcich na charakter suchozemského prostredia.

Na vlhké príbrežné prostredie poukazujú tieto druhy zistené vo vrte PID-1: *Carychium* (*Saraphia*) *pachychilus* SANDBERGER, *Vertigo* (*Vertilla*) *oecensis* (HALAVATS) a pravdepodobne i *Vertigo* (*Vertigo*) *callosa* (REUSS).

Kvantitatívne najviac zastúpeným druhom v študovaných spoločenstvách bol zo spomínaných druhov *Carychium* (*Saraphia*) *pachychilus* SANDBERGER. Vo vzorkách z hĺbok 9,8–10,0 m, 32,0–32,3 m a 36,5–36,6 m dosahoval viac ako 50 % zastúpenie v spoločenstve.

Na lesný ekosystém poukazujú druhy *Acicula* (*Acme*) *edlaueri* SCHLICKUM, *Argna* (*Argna*) *suemeghyi* (BARTHA), *Discus* (*Discus*) *pleuradrus* (BOURQUIGNAT), *Klikia* (*Apula*) *goniostoma* (SANDBERGER) a pravdepodobne na suché stepné prostredie *Strobilops* (*Strobilops*) *pappi* SCHLICKUM, *Vallonia subpulchella* (SANDBERGER) a *Fortuna clairi* SCHLICKUM – STRAUCH.

Sladkovodné mäkkýše boli zastúpené druhmi gastropódov: *Valvata* (*Valvata*) *helicooides* STOLICZKA, *Anisus* (*Odontogyrorbis*) *angustigratus* (SAUERZOPF), *Segmentina loczyi* (LÖRENTHEY), *Gyraulus subtychophorus* (HALAVATS), *Acroloxus lacustris* LINNÉ atď. Jediný zástupca bivalvií bol *Pisidium* sp.

Z biostratigrafického hľadiska sa v získaných spoločenstvách nachádzali priebežné druhy *Vertigo* (*Vertigo*) *callosa* (REUSS), *Carychium* (*Saraphia*) *pachychilus* SANDBERGER, *Negulus gracilis* GOTTSCHICK – WENZ, *Vertigo* (*Vertilla*) *oecensis* (HALAVATS), *Gastrocopta* (*Albinula*) *acuminata* (KLEIN), *G. (A.) larteti* (DUPUY), *G. (Sin-albinula) nouletiana* (DUPUY), *G. (? S.) infrapontica* WENZ, *Punctum* (*Punctum*) *propygmæum* ANDRAE, *Discus* (*Discus*) *pleuradrus* (BOURQUIGNAT), *Oxychilus* (*Oxychilus*) *procellarius* (JOOS), *Cepaea* (*Cepaea*) *etelkae* (HALAVATS),

ktoré sa vyskytujú väčšinou v celom panóne a niektoré z nich i v starších sedimentoch.

Pre stratigrafické zaradenie študovaných sedimentov mal veľký význam výskyt druhov *Acicula* (*Acme*) *edlaueri* SCHLICKUM, *Fortuna clairi* SCHLICKUM – STRAUCH, *Klikia* (*Apula*) *goniostoma* (SANDBERGER), *Tropidomphalus* (*Mesodontopsis*) *doderleini* (BRUSINA), *Planorbis confusus* (SOÓS), *Anisus* (*Odontogyrorbis*) *angustigratus* SAUERZOPF, *Gyraulus subtychophorus* (HALAVATS), *Planorbis cryptoornatus* SAUERZOPF a *Segmentina loczyi* (LÖRENTHEY), ktoré podľa LUEGERA (1981) a SAUERZOPFA (1953) poukazujú na zónu H panónu (PAPP, 1951; RÖGL et al., 1993).

Ostrakódy

Sedimenty vrty PID-1 obsahovali bohaté spoločenstvá ostrakódov. Dominoval v nich druh *Candona* (*Typhlocypris*) *roaixensis* CARBONNEL. V menšom množstve sa vyskytovali *Candona* (*Lineocypris*) *molassica invaginata* CARBONNEL, C. (*Fabaeformiscandona*) cf. *lineata* KRSTIC. Zriedkavo sa vyskytovali *Candona* (*Pseudocandona*) *marchica* HARTWIG, C. cf. *balatonica affinis* ZALÁNY, *Cypria tocorjescui* HANGANU a *Cyclocypris* sp.

Z biostratigrafického hľadiska bola významná prítomnosť druhu *Candona* (*Typhlocypris*) *roaixensis* CARBONNEL, ktorý bol opísaný z tortónu Rhônskej panvy (CARBONNEL, 1969) a jeho výskyt bol zaznamenaný i v „pontských“ sedimentoch Viedenskej panvy (JIRÍČEK, 1983), podobne ako druhu *Cypria tocorjescui* HANGANU. Zriedkavo sa vyskytoval poddruh *Candona* cf. *balatonica affinis* ZALÁNY opísaný zo sedimentov strednej časti vrchného panónu Panónskej panvy (TIHANY).

Všetky uvedené druhy poukazujú na plytkovodné sladkovodné prostredie. Zástupcovia rodov *Cypria* a *Cyclocypris* sú aktívnymi plavcami a poukazujú na prostredie porastené vodnými rastlinami.

	4,0 - 4,2	9,8 - 10,0	10,0 - 10,4	13,0 - 13,1	19,5 - 19,6	22,0 - 22,1	27,1 - 27,2	28,7 - 28,8	30,8 - 30,9	32,0 - 32,3	36,0 - 36,1	36,5 - 36,6	55,1 - 55,2
Acicula edlaueri (Schlickum)				○		○					○	○	
Carychium pachychilus Sandb.	○	●	●	●		⊖				●	●	●	
Vertigo callosa (Reuss)			○	○		⊖		†			○		
Vertigo oecsis (Halav.)		○		○		○						○	
Negulus gracilis Gott.-Wenz				○									
Truncatellina sp.													
Gastrocopta acuminata (Klein)			⊕	○		○							
Gastrocopta larteti (Dupuy)			○										
Gastrocopta infrapontica Wenz													
Gastrocopta nouletiana (Dupuy)													
Gastrocopta sp.	○		⊖			⊖				○	⊖	○	
Argna suemeghyi (Bartha)						○					○		
Vallonia subpulchella (Sandb.)			○										
Strobilops pappi Schlickum	○	○	○	●		○				○	⊖	⊖	
Succinea oblonga Draparnaud													
Punctum propygmæum Andraea			○										
Discus pleuradrus (Bourg.)						○							
Oxychilus procellarius (Joos)		○		●		●		○		⊖	⊕	⊕	
Limax sp.				○		○							
Nordsieckia pontica Lueger													
Fortuna clairi Schlick.-Strauch													
Triptychia sp.			○										
Tropidomphalus doderleini (Brus.)													
Helicigona sp.													
Klikia goniostoma (Sandb.)				○		○							
Cepaea etelkæ (Halav.)													
Semilimax intermedius (Reuss)													

| - 1 ○ - 2
⊖ - 3 ⊕ - 4
● - 5

Tab. 1 Kvantitatívne zastúpenie suchozemských gastropódov vo vrte PID-1

1 - 1-10 exemplárov, 2 - 11-30 exemplárov, 3 - 31-60 exemplárov, 4 - 61-100 exemplárov, 5 - viac ako 100 exemplárov

	4,0 - 4,2	9,8 - 10,0	10,0 - 10,4	13,0 - 13,1	19,5 - 19,6	22,0 - 22,1	27,1 - 27,2	28,7 - 28,8	30,8 - 30,9	32,0 - 32,3	36,0 - 36,1	36,5 - 36,6	55,1 - 55,2
<i>Viviparus cf. viviparus</i> (Linne)						-							
<i>Valvata helicoides</i> Stol.	●	●	●	●		●	○	●	-	●	●	⊕	-
<i>Valvata cf. oecensis</i> Soos						-							
<i>Bythinia tentaculata</i> (Linne)										-			
<i>Bythinia sp. (operculum)</i>			○			○							
<i>Lymnaea sp.</i>	○	○	○			●		⊕		○	⊕	⊕	
<i>Acella sp.</i>													
<i>Anisus krambergeri</i> (Halav.)			⊕	⊕		⊕				⊕	⊕	⊕	
<i>Anisus angustigratus</i> (Sauer.)													
<i>Gyraulus cryptornatus</i> (Sauer.)													
<i>Gyraulus subptychophorus</i> (Hal.)													
<i>Planorbis brunnensis</i> Sauer.													
<i>Planorbis confusus</i> Soos											○	○	
<i>Planorbarius grandis</i> (Halav.)													
<i>Planorbarius sp.</i>						○				○	○	○	
<i>Segmentina loczyi</i> (Loerent.)										○			
<i>Aplexa subhypnorum</i> Gottsch						○				○	○		
<i>Acroloxus lacustris</i> (Linne)													
<i>Pisidium sp.</i>		○	○	⊕						○	○	○	

Tab. 2 Kvantitatívne zastúpenie sladkovodných gastropódov a bivalvií vo vrte PID-1. Vysvetlivky pozri pri tab. 1

Ostatné fosilné zvyšky

V sedimentoch vrhu PID-1 sa okrem mäkkýšov a ostrakódov nachádzali i otolity rýb. Určiteľný bol iba jeden dospelý exemplár z hĺbky 9,8 až 10,0 m. Určený¹ bol ako *Palaeoesox cf. prae-*

krameri (WEINFURTER). Ostatné juvenilné alebo korodované exempláre z hĺbok 22,0 až 22,1 m a 32,0-32,3 m môžu patriť do okruhu tohto druhu, alebo aj k iným štukovitým rybám.

Uvedený druh bol doteraz známy iba z lokality Eichkogel, stratotypovej lokality zóny H panónu.

V hĺbkovom intervale 36,0-38,6 m boli nájdené klepätka, krabov pravdepodobne nového

¹Určil prof. RNDr. R. Brzobohatý, CSc. (PrF Masarykovej univerzity, Brno, Česká republika)

poddruhu *Potamon (Pontipotamon) ibericum* BIBERSTEIN, opísaného BACHMAYEROM a PRETZMANOM (1971) tiež z Eichkogelu.

V hĺbkovom intervale 32,0–36,6 m sa vyskytovali zväpátenaté úlomky rastlín a vo vzorke z hĺbky 22,0–22,1 m oogóniá characéi.

V celom profile vrtu sa ojedinele vyskytovali preplavené rekryštalizované foraminifery.

V sedimente z hĺbky 24,8–25,0 m sa našla veľmi zaujímavá fosília – kalcifikované vajíčko gastropóda. Ako uvádza LUEGER (1978), takéto nálezy sú zriedkavé. Doteraz sa vyskytli v pleistocénnych sedimentoch USA, Rakúska, oligocénnych Anglicka, v miocénnych sedimentoch Ugandy a LUEGER (l. c.) opisuje nález fosilných vajíčok pravdepodobne suchozemského rodu *Leucochroopsis* z „pontských“ sedimentov (zón G/H) Rakúska (Velm).

Záver

Sedimenty vrtu PID-1 (Orešany) obsahovali bohatú faunu mäkkýšov a ostrakódov, ktorá ich umožnila stratigraficky zaradiť.

Pritomnosť gastropódov *Acicula (Acme) edlaueri* SCHLICKUM, *Fortuna clairi* (SCHLICKUM – STRAUCH), *Klikia (Apula) goniostoma* (SANDBERGER), *Tropidomphalus (Mesodontopsis) doderleini* (BRUSINA), *Planorbis confusus* (SOÓS), *Anisus (Odontogyrorbis) angustigyrtatus* SAUERZOPF, *Gyraulus subptychophorus* (HALAVATS), *Planorbis cryptoornatus* SAUERZOPF a *Segmentina loczyi* (LÖRENTHEY) poukázala na zónu H panónu.

Fauna suchozemských gastropódov vrtu PID-1 bola porovnaná s faunou suchozemských gastropódov z lokality Eichkogel, stratotypovej lokality zóny H, nachádzajúcej sa vo Viedenskej panve a faunou lokality Öcs v Panónskej panve.

Faunu z Eichkogelu v minulosti spracovali viacerí autori (SCHLOSSER, 1907; WENZ – EDLAUER, 1942; PAPP, 1951 a LUEGER, 1981). Podobne to bolo aj pri lokalite Öcs, ktorá bola predmetom záujmu autorov: LÖRENTHEY (1911), HALAVATS (1911), SOÓS (1934), BARTHA (1954), SCHLICKUM (1978, 1979).

Z 22 druhov suchozemských gastropódov vyskytujúcich sa vo vrte PID-1 bolo 18 rovnakých ako na lokalite Eichkogel (81,8 %) a 15 na lokalite Öcs (68,1 %).

Ďalším spoločným znakom fauny vrtu PID-1 s faunou z lokality Eichkogel je výskyt otolita *Palaeosox cf. praekrameri* (WEINFURTER) a krabov *Potamon (Pontipotamon) ibericum* BIBERSTEIN n. ssp. (BACHMAYER – PRETZMAN (1971). Obe fosílie boli doteraz známe iba z lokality Eichkogel, t. z. zo zóny H panónu Rakúska.

Pod'akovanie: Autor ďakuje Obecnému úradu v Orešanoch za možnosť odobrať si vzorky z vrtu PID-1 a publikovať získané poznatky a profesorovi RNDr. R. Brzobohatému, CSc. za určenie otolitov.

Literatúra

- BACHMAYER, F. – PRETZMANN, G., 1971: Krebsreste aus den altpliozänen Süßerablagerungen des Eichkogels bei Mödling, Niederösterreich. Ann. Naturhist. Mus. (Wien), 75, 283–291.
- BARTHA, F., 1954: Pliocen puhatestü fauna Öcsröl. Magy. áll. földt. Intéz. Évk. (Budapest), 42, 3, 167–203.
- BRESTENSKÁ, E., 1958: Prehľadná mapa východnej časti listu generálnej mapy Bratislava. Manuskript – archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- BRESTENSKÁ, E., 1962: Neogén inoveckej oblasti. In: BUDAY, T. – CAMBEL, B. – MAHEL, M. et al., 1962: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1:200 000, Wien – Bratislava. Geofond, Bratislava, 151–152.
- CARBONEL, G., 1969: Les Ostracodes du Miocene rhodanien. Systematique, biostratigraphie, ecologie, paléobiologie. Docum. Lab. Geol. Fac. Sci. (Lyon), 32, 1, 1–228.
- HALAVATS, G., 1911: Die Fauna der pontischen Schichten in der Umgebung des Balatonsees. Result. wissensch. Erforschung Balatonsees (Wien), 4, 3–216.
- JIRÍČEK, R., 1983: Redefinition of the Oligocene and Neogene ostracod zonation of the Paratethys. In: Miscellanea micropaleontologica. Hodonín, Vyd. Morav. naftové doly, 195–236.

- KOLLAR, O., 1961: Hydrogeologický vrtný prieskum S-3 prieskumnou súpravou CNF. Manuskript – Geofond, Bratislava.
- LÖRENTHEY, I., 1911: Beiträge zur Fauna und stratigraphischen Lage der pannonischen Schichten in der Umgebung des Balatonsees. Result. wissensch. Erforschung Balatonsees (Wien), 4, 3–216.
- LUEGER, J. P., 1978: Fossile Landschneckeneier aus dem Obermiozän von Velm (Niederösterreich). Arch. Molluskenkunde (Frankfurt a. M.), 109, 4/6, 231–235.
- LUEGER, J. P., 1981: Die Landschnecken im Pannon und Pont des Wiener Beckens. I. Systematik, II. Fundorte, Stratigraphie, Faunenprovinzen. Denkschriften (Österr. Akad. Wiss.), math.-naturwiss. Kl. (Wien), 120, 1–124.
- MIKULÁŠ, E., 1969: Vyhodnotenie hydrogeologického prieskumného vrtu pre JRD Orešany. Manuskript – Geofond, Bratislava.
- NEMETHYOVÁ, M., 1988: Orešany – zhodnotenie prieskumných prác. Manuskript – Geofond, Bratislava.
- PAPP, A., 1951: Das Pannon des Wiener Beckens. Mitt. Geol. Gesell. (Wien), 39–41. 99–193.
- RÖGL, F. – ZAPFE, H. – BERNOR, R. L. – BRZOBOHATÝ, R. – DAXNER-HÖCK, G. – DRAXLER, I. – FEJFAR, O. – GAUDANT, J. – HERMANN, P. – SCHULTZ, O. – ZETTER, R., 1993: Die Primaten Jundstelle Götzensdorf an der Leitha (Obermiozän des Wiener Beckens, Niederösterreich). Jb. Geol. Bundesanst. (Wien), 136, 2, 503–526.
- SAUERZOPF, F., 1953: Die Planorbidae aus dem Pannon des Alpenstrandes. Burgenländische Heimatblätter (Eisenstadt), 15, 2, 49–66.
- SCHLICKUM, W. R., 1978: Zur oberpannonen Molluskenfauna von Öcs I. Arch. Molluskenkunde (Frankfurt a. M.), 108, 4/6, 245–261.
- SCHLICKUM, W. R., 1979: Zur oberpannonen Molluskenfauna von Öcs II. Arch. Molluskenkunde (Frankfurt a. M.), 109, 4/6, 407–415.
- SCHLOSSER, M., 1907: Die Land- und Süßwassergastropoden von Eichkogel bei Mödling. Jb. K.-Kön. geol. Reichsanst. (Wien), 57, 753–791.
- SOÓS, M., 1934: Az Öcsi felső-pontusi Mollusca fauna. Állattani Köz. (Budapest), 34.
- ŠTÚR, D., 1860: Bericht über die geologische Übersichtsaufnahme des Wassergebietes der Waag und Neutra. Jb. K.-Kön. geol. Reichsanst. (Wien), 11, 117–151.
- WENZ. – EDLAUER, 1942: Die Molluskenfauna der oberpontischen Süßwassermergel vom Eichkogel bei Mödling. Wien. Arch. Molluskenkunde (Frankfurt a. M.), 74, 82–98.

Vysvetlivky k fototabuľkám VIII–XI

Tab. VIII

Obr. 1 Travertín, 36, 9–37,0. zv. 1, 1 x

Obr. 2 Sladkovodný vápenec, 38,6–38,7 m, prirodzená veľkosť

Tab. IX

Obr. 1 *Acicula (Acme) edlaueri* SCHLICKUM, 36,0–36,1 m, zv. 10 x

Obr. 2 *Carychium (Saraphia) pachytilus* SANDBERGER, 36,0–36,1 m, zv. 15 x

Obr. 3 *Fortuna clairi* SCHLICKUM – STRAUCH, 22,0–22,1 m, zv. 10 x

Obr. 4 *Argna (Argna) suemeghyi* (BARTHA), 22,0–22,1 m, zv. 10 x

Obr. 5 *Nordsieckia pontica* LUEGER, 36,5–36,6 m, zv. 11 x

Obr. 6 *Limax* sp., 22,0–22,1 m, zv. 8 x

Obr. 7 *Vallonia subpulchella* (SANDBERGER), 36,5–36,6 m, zv. 14 x

Obr. 8 *Strobulops (Strobulops) pappi* SCHLICKUM, 36,0–36,1 m, zv. 14 x

Obr. 9 *Discus (Discus) pleuradrus* (BOURQUIGNAT), 36,5–36,6 m, zv. 10 x

Obr. 10 *Anisus (Odontogyrorbis) angustigratus* SAUERZOPF, 22,0–22,1 m, zv. 8 x

Tab. X

Obr. 1 *Segmentina loczyi* (LÖRENTHEY), 36,5–36,6 m, zv. 8 x

Obr. 2 *Valvata (Valvata) helicoides* STOLICZKA, 22,0–22,1 m, zv. 8 x

Obr. 3 *Planorbis confusus* (SOÓS), 22,0–22,1 m, zv. 5 x

Obr. 4 *Cepaea (Cepaea) etelkae* (HALAVATS), 36,0–36,1 m, zv. 2,3 x

Obr. 5 *Viviparus cf. viviparus* (LINNÉ), 22,0–22,1 m, zv. 2,5 x

Obr. 6 *Tropidomphalus (Mesodontopsis) doderleini* (BRUSINA), 36,5–36,6 m, zv. 1,4 x

Tab. XI

Obr. 1 oogonium characeí, 22,0–22,1 m

Obr. 2 otolit, 32,0–32,3 m

Obr. 3 kalcifikované vajíčko gastropóda, 24,8–25,0 m

Obr. 4 klepietko kraba *Potamon (Pontipotamon) ibericum* BIBERSTEIN n. ssp. BACHMAYER – PRETZMANN, 36,0–36,1 m

Obr. 5–7 kalcifikované časti rastlín; 5 – 9,8–10,0 m, 6 – 24,8–25,0 m, 7 – 22,0–22,1 m

Fotografie v Tab. VIII a obr. 4–6 v tab. X vyhotovila C. Michalíková, snímky v Tab. XI boli urobené na scanovom mikroskope JSM-840 v Geologickom ústave D. Štúra, operátor RNDr. J. Stankovič. Ostatné snímky urobil autor.

KLEMENT FORDINÁL

Upper Pannonian (zone H) on Eastern Edge of the Považský Inovec Mts.

Summary

Hydrogeologic well PID-1 was drilled near the village of Orešany in the Danube Lowland by the eastern edge of the Považský Inovec Mts. It intersected clayey and calcareous (travertines, lacustrine chalk, freshwater limestones) sediments with rich molluscan and ostracod assemblages.

Identified molluscs included terrestrial gastropods, freshwater gastropods and bivalvians.

The gastropods: *Acicula (Acme) edlaueri* SCHLICKUM, *Fortuna clairi* SCHLICKUM – STRAUCH, *Klikia (Apula) goniostoma* (SANDBERGER), *Tropidomphalus (Mesondontopsis) doderleini* (BRUSINA), *Planorbis confusus* (SOÓS), *Anisus (Odontogyrorbis) angustigratus* SAUERZOPF, *Gyraulus subptychophorus* (HALAVATS), *Planorbis cryptoornatus* SAUERZOPF and *Segmentina lonczyi* (LOERENTHEY) indicate the Pannonian zone H (LUEGER, 1981; SAUERZOPF, 1953).

The species *Candona (Typhlocypris) roaixensis* CARBONNEL is the most abundant ostracod here.

In addition to molluscs and ostracods, sediments from the well PID-1 also contained claws of crabs *Potamon (Pontipotamon) ibericum* BIBERSTEIN nov. sp. (BACHMAYER – PRETZMAN, 1971) and an otolith of the species *Palaeoesox cf. praekrameri* (WEINFURTER).

22 species of terrestrial gastropods were identified in the well PID-1 18 (81.8 %) of which were identical with the Pannonian zone H stratotype locality.

Explanations to Plates VIII – XI

Plate VIII

Fig. 1 Travertine, 36.9–37.0 m, magn. 1.1 x

Fig. 2 Freshwater limestone, 38.6–38.7 m, actual size

Plate IX

Fig. 1 *Acicula (Acme) edlaueri* SCHLICKUM, 36.0–36.1 m, magn. 10 x

Fig. 2 *Carychium (Saraphia) pachychilus* SANDBERGER, 36.0–36.1 m, magn. 15 x

Fig. 3 *Fortuna clairi* SCHLICKUM – STRAUCH, 22.0–22.1 m, magn. 10 x

Fig. 4 *Argna (Argna) suemeghyi* (BARTHA), 22.0–22.1 m, magn. 10 x

Fig. 5 *Nordsieckia pontica* LUEGER, 36.5–36.6 m, magn. 11 x

Fig. 6 *Limax* sp., 22.0–22.1 m, magn. 8 x

Fig. 7 *Vallonia subpulchella* (SANDBERGER), 36.5–36.6 m, magn. 14 x

Fig. 8 *Strobilops (Strobilops) pappi* SCHLICKUM, 36.0–36.1 m, magn. 14 x

Fig. 9 *Discus (Discus) pleuradrus* (BORQUIGNANT), 36.5–36.6 m, magn. 10 x

Fig. 10 *Anisus (Odontogyrorbis) angustigratus* SAUERZOPF, 22.0–22.1 m, magn. 8 x

Plate X

Fig. 1 *Segmentina lonczyi* (LOERENTHEY), 36.5–36.6 m, magn. 8 x

Fig. 2 *Valvata (Valvata) helicoides* STOLICZKA, 22.0–22.1 m, magn. 8 x

Fig. 3 *Planorbis confusus* (SOÓS), 22.0–22.1 m, magn. 5 x

Fig. 4 *Cepaea (Cepaea) etelkae* (HALAVATS), 36.0–36.1 m, magn. 2.3 x

Fig. 5 *Viviparus cf. viviparus* (LINNÉ), 22.0–22.1 m, magn. 2.5 x

Fig. 6 *Tropidomphalus (Mesondontopsis) doderleini* (BRUSINA), 36.5–36.6 m, magn. 1.4 x

Plate XI

Fig. 1 characea oogonium, 22.0 - 22.1 m

Fig. 2 otolith, 32.0 - 32.3 m

Fig. 3 calcified gastropod egg, 24.8 - 25.0 m

Fig. 4 claw of crab *Potamon (Pontipotamon) ibericum* BIBERSTEIN n. ssp. BACHMAYER – PRETZMANN, 36.0–36.1 m

Figs. 5 – 7 calcified plant fragments; 5–9.8–10.0 m, 6–24.8–25.0 m, 7–22.0–22.1 m

Photographs on Pl. VIII and Figs. 4–6 on Pl. X were made by C. Michalíková, and photographs on Pl. XI were made by Dr. J. Stankovič on a JSM-840 scanning microscope at the Dionýz Štúr Institute of Geology. The other photos are by the author.

Explanations to text-figs and tabs

Fig. 1 Location of well PID-1 and other wells drilled so far

Fig. 2 Geologic setting in the Orešany area (BRESTENSKÁ, 1958)

1 – 3 Upper Pannonian sediments; 1 – sandstone-dominated formation, 2 – formation with coal clays, 3 – formation with freshwater limestones, 4 – pre-Tertiary rocks, 5 – faults, proven and assumed

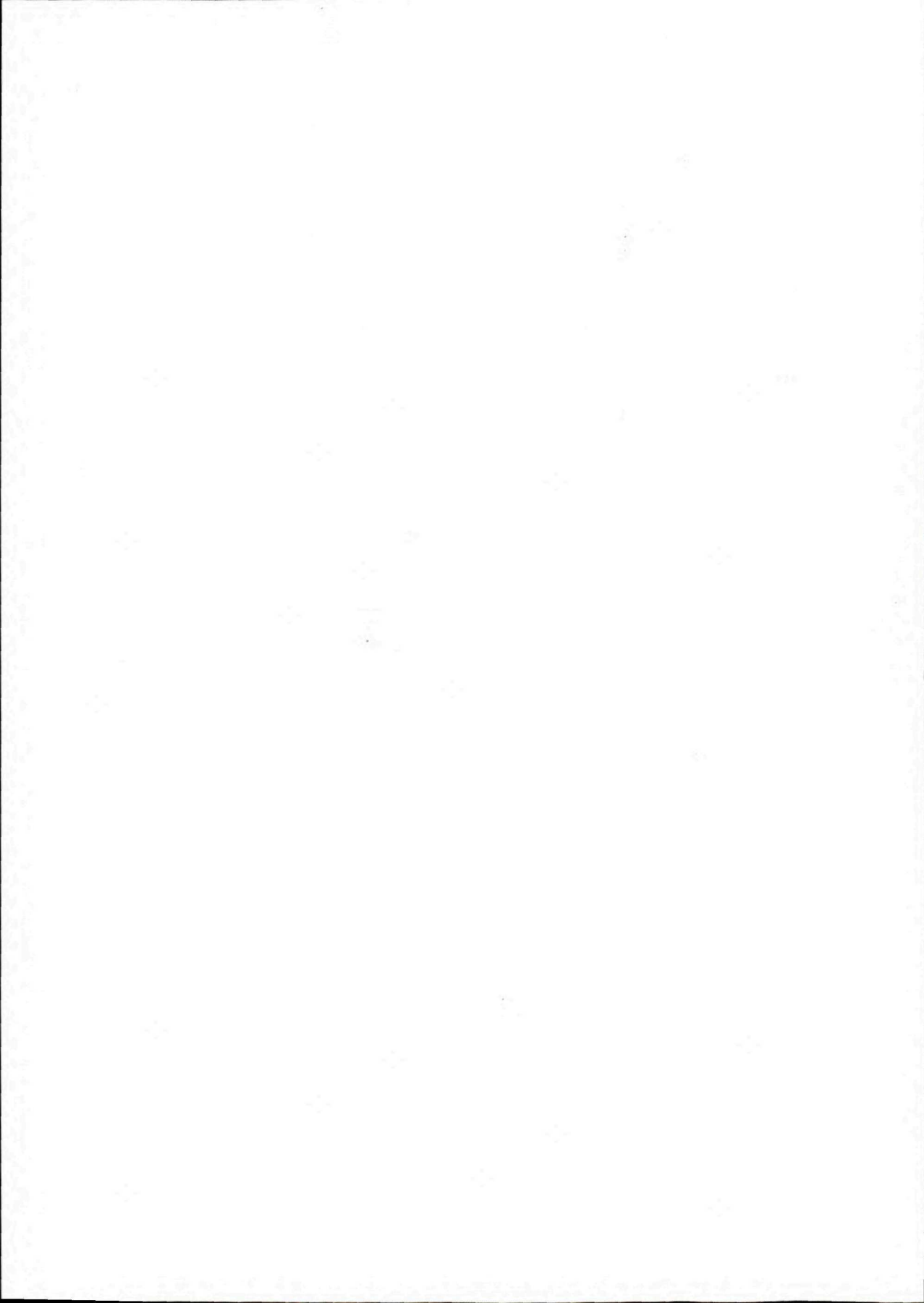
Fig. 3 Lithologic section of well PID-1

1 – Quaternary sediments, 2 – clays, 3 – sands, 4 – lignite, 5 – lacustrine chalk, 6 – freshwater limestones, 7 – dolomites (Triassic), 8 – carbonized plant remains

Tab. 1 Amounts of terrestrial gastropods in well PID-1

1 – 1–10 specimens, 2 – 11–30 specimens, 3 – 31–60 specimens, 4 – 61–100 specimens, 5 – over 100 specimens

Tab. 2 Amounts of freshwater gastropods and bivalvians in well PID-1. For explanations see Tab. 1



KLEMENT FORDINÁL – ADRIENA ZLINSKÁ

Sarmatská fauna zo stretavského a kochanovského súvrstvia z okolia Sečoviec (Albinovská hôrka, Východoslovenská panva)

2 obr., 4 fototab. (XII–XV), angl. resumé

Kľúčové slová: Sarmat, fauna, kvantitatívne vyhodnotenie, paleoekológia

A b s t r a c t. Molluscs, foraminifers and ostracods from drillhole K-15 (Albinovská hôrka) were studied. The results indicate that the Sarmatian sediments here can be assigned into the Stretava and Kochanovce Formations. Some molluscan and foraminifer genera from three samples were quantitatively evaluated. Their mutual relationships were also studied and the results obtained were applied to make paleoecologic interpretations.



Úvod

Vrt K-15, situovaný na Albinovskej hôrke (obr. 1), prevrátil sarmatské sedimenty, tvorené pelitmi, ktoré obsahovali bohatú faunu mäkkýšov, foraminifer a ostrakódov a panónske sedimenty tvorené tufmi.

Získaná fauna umožnila zaradiť navrátené sedimenty do litostratigrafických jednotiek vyčlenených vo Východoslovenskej nížine (VASS – ČVERČKO, 1985).

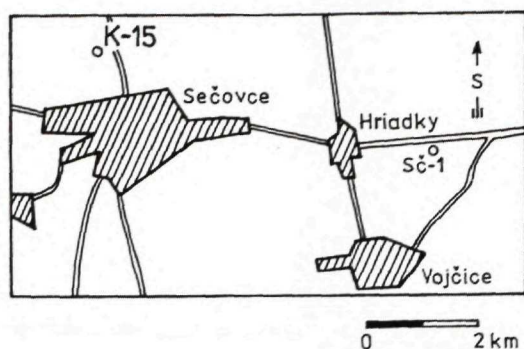
Na základe kvantitatívneho vyhodnotenia spoločenstiev mäkkýšov i foraminifer z tých istých vzoriek sme sa pokúsili zistiť závislosť medzi výskytom jednotlivých rodov mäkkýšov a foraminifer.

M ä k k ý š e

Mäkkýše získané zo sedimentov vrtu K-15 môžeme rozdeliť podľa prostredí, ktoré obývali, na terestrické, sladkovodné a brakické.

Terestrické gastropódy boli zastúpené rodmi *Carychium*, *Limax*, sladkovodné mäkkýše rodmi *Lymnaea* a *?Sphaerium*. Ich výskyt bol viazaný na hĺbkový interval 71,1–115,5 m.

Brakické mäkkýše sa vyskytovali v sedimentoch z hĺbkového intervalu 236,4–275,2 m. Najhojnejšie boli zastúpené nasledujúce druhy: *Hydrobia elongata* (EICHWALD), *H. stagnalis stagnalis* (BASTEROT), *H. stagnalis andrusowi* (HILBER), *Pseudamnicola tholosa* JEKELIUS,



Obr. 1 Lokalizácia vrtov K-15 a Sč-1

Rissoa soceni JEKELIUS, *R. certa* ŠVAGROVSKÝ, *Mohrensternia angulata* (EICHWALD), *M. pseudoangulata pseudoangulata* HILBER, *M. soceni* JEKELIUS, *M. globosa* ŠVAGROVSKÝ a *Acteocina lajonkaireana* (BASTEROT). V menšom množstve sa v asociáciách brakických mäkkýšov nachádzali *Calliostoma guttenbergi* (HILBER), *Clithon pictus* (FÉRUSSAC), *Hydrobia subsuturata* JEKELIUS, *H. uiratamensis* KOLESNIKOV, *Rissoa banatica* JEKELIUS, *Mohrensternia inflata* (M. HOERNES), *M. graecensis* HILBER, *M. pseudoangulata politioanei* JEKELIUS, *M. banatica* JEKELIUS, *M. pseudo-sarmatica* FRIEDBERG, *Pirenella* sp., *Cerithium politioanei* JEKELIUS, *Odostomia fuchsi* (R. HOERNES), *Moesia sarmatica* FRIEDBERG a *M. laevigata* JEKELIUS.

Výskyt rodov *Rissoa* a *Mohrensternia* umožňuje v zmysle delenia sarmatu podľa mäkkýšov (PAPP, 1954) zaradiť sedimenty z hĺbkového intervalu 236,4–275,2 m do rissoových vrstiev, to znamená do spodného sarmatu.

Foraminifery

Sedimenty študovaného vrtu z hĺbky 57,5–175,0 m obsahovali iba redeponované foraminifery zo starších sedimentov. Bol zaznamenaný výskyt zástupcov rodov *Globigerina*, *Asterigerinata*, *Bolivina*, *Bulimina*, *Stilosto-*

mella, *Pullenia*, *Globorotalia*, *Nonion*, *Lenticulina*, *Cibicides* a *Hansenisca*.

Hojná autochtónna fauna foraminifer bola zistená v hĺbkovom intervale 236,4–275,2 m. V asociáciách boli zastúpené nasledujúce druhy: *Nonion serenus* VENGL., *Ammonia beccarii* (L.), *Elphidium aculeatum* ORB., *E. reginum* (ORB.), *E. flexuosum* (ORB.), *E. fichtelianum* (ORB.), *E. obtusum* (ORB.), *Sinuloculina consobrina* (ORB.), *Quinqueloculina peregrina* ORB., *Adelosina longirostra* ORB., *Millioiilina* sp. a iné milioidné formy.

Uvedené druhy svedčia o biozóne *Elphidium reginum*, to znamená o spodnom sarmate.

Ostrakódy

1. V hĺbke 92,4–92,6 m bol nájdený ostrakód *Phlyctenophora farkasi sarmatica* JIŘÍČEK a v hĺbke 115,4–115,5 m larválne štádiá rodu *Candona*.

V spoločenstve ostrakódov zo sedimentov z hĺbkového intervalu 236,4–273,9 m sa hojne vyskytoval druh *Cytheridea hungarica* ZALÁNYI a vo vzorke z hĺbky 275,0–275,2 m poddruh *Hemicytheria omphalodes omphalodes* (REUSS).

V menšej miere sa vyskytovali *Aurila mehesi* (ZALÁNYI), *Hemicyprideis dacica dacica* (HÉJJAS), *Leptocythere tenuis* (REUSS), *Loxconcha schmidi* CERNAJSEK, *Callistocythere egregia* (MÉHES) a *Miocyprideis* sp.

Výskyt druhov *Cytheridea hungarica* ZALÁNYI a *Aurila mehesi* (ZALÁNYI) v hĺbkovom intervale 236,4–275,2 m poukazuje na spodnosarmatský vek a poddruh *Phlyctenophora farkasi sarmatica* JIŘÍČEK z hĺbky 92,4–92,6 m na vrchnosarmatský vek uvedených sedimentov (JIŘÍČEK, 1983).

Iné fosílné zvyšky

V spodnosarmatských sedimentoch, t. j. v hĺbkovom intervale 236,4–275,2 m, sa nachádzali zvyšky rias *Chalmasia morelleti* POKORNÝ a

ojedinele I otolity¹ rýb. Vo vzorke z hĺbky 268,5 – 268,6 m *Gobius* sp. a z hĺbky 273,2–273,8 m *Gobius* ex gr. *vicinalis* KOKEN a *Clupeidae* indet.

Kvantitatívna analýza a paleoekologická interpretácia

Zo vzoriek, z ktorých bola vyhodnotená fauna mäkkýšov i foraminifer, bolo vypočítané kvantitatívne zastúpenie najhojnejšie sa vyskytujúcich rodov oboch skupín (obr. 2).

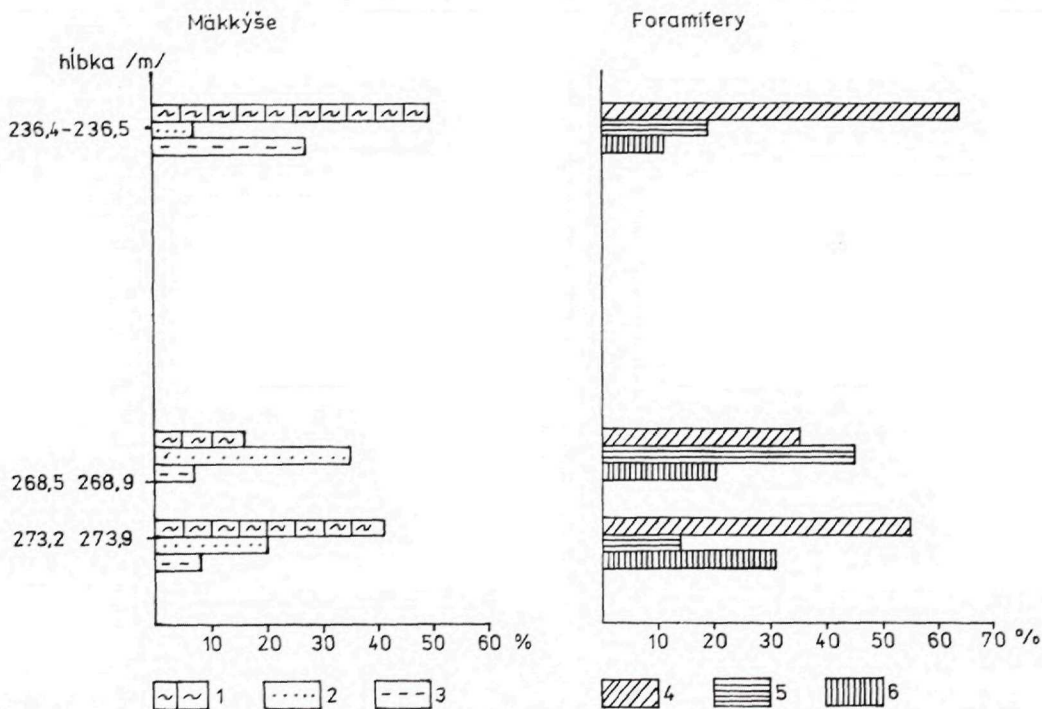
Zistilo sa, že vo vzorkách, v ktorých v spoločenstve mäkkýšov prevládala rod *Mohrensternia*, v asociácii foraminifer mal najhojnejšie

zastúpenie rod *Elphidium* a vo vzorke, v ktorej prevládala rod *Hydrobia*, v spoločenstve foraminifer dominoval rod *Ammonia*.

Príčinou uvedených súvislostí sú paleoekologické nároky jednotlivých rodov mäkkýšov i foraminifer.

Zástupcovia rodu *Mohrensternia* sa už v reente nevyskytovali, ale ŠVAGROVSKÝ (1960) na základe spoločenstiev mäkkýšov, v ktorých sa uvedený rod vyskytoval, usudzuje, že obýval litorálne a sublitorálne pásmo do hĺbky 30 m, porastené morským rastlinstvom, dobre vetrané a znášal život v prostredí so salinitou 9–18 ‰.

Recentné druhy rodu *Hydrobia* žijú v prostredí s hĺbkou v rozmedzí 2–10 m (ILJINA,



Obr. 2 Kvantitatívne zastúpenie niektorých rodov mäkkýšov a foraminifer z vybraných vzoriek vrtu K-15
Mäkkýše: 1 – *Mohrensternia*, 2 – *Hydrobia*, 3 – *Rissoa*
Foraminifery: 4 – *Elphidium*, 5 – *Ammonia*, 6 – milliolidy

¹Určil profesor RNDr. R. Brzobohatý, CSc., PrF Masarykovej univerzity, Brno, Česká republika

1966) a so salinitou v intervale 0–18 ‰ (REMANE, 1958).

Rod *Elphidium* je vo všeobecnosti považovaný za ukazovateľ malých hĺbok vody. Hojne sa nachádza v hĺbkach menších ako 80–100 m (BOLTOVSKOY-WRIGHT, 1976, POAG, 1981).

Podobne je to i pri rode *Ammonia*, ktorý sa však hojne vyskytuje v hĺbkach 10–50 m a znáša i silné vysladenie prostredia (PHLEGER, 1960).

Na základe uvedených údajov môžeme konštatovať, že spoločenstvo, v ktorom prevládali rody *Hydrobia* a *Ammonia*, sa vyskytovalo v trocha plytšom prostredí (okolo 10 m) ako asociácia *Mohrensternia-Elphidium* (pravdepodobne v rozmedzí 10–30 m).

Táto závislosť bola zistená i v recente pri foraminiferách v Jadranskom mori, kde sa rod *Ammonia* vyskytuje najhojnejšie v hĺbke okolo 23 m a rod *Elphidium* v hĺbke 37 m (ASCOLI, 1964).

Zhrnutie

V sedimentoch vrtu K-15 bola zistená bohatá fauna mäkkýšov, foraminifer i ostrakódov. Na jej základe sme sarmatské sedimenty zaradili do 2 litostratigrafických jednotiek vyčlenených vo Východoslovenskej nížine (VASS – ČVERČKO, 1985).

Spodný interval vrtu (236,4–275,2 m) sme na základe brakického spoločenstva mäkkýšov, foraminifer i ostrakódov zaradili do stretavského súvrstvia. Zástupcovia gastropódov rodu *Rissoa* a *Mohrensternia*, z foraminifer *Elphidium reginum* (ORB.) a ostrakódy *Cytheridea hungarica* ZALANYI a *Aurila mehesi* (ZALANYI), ktoré sa v ňom nachádzajú, svedčia o spodnosarmatskom veku súvrstvia.

Nadložné sedimenty (46,3–236,4 m) obsahovali len veľmi chudobnú autochtónnu faunu mäkkýšov, ostrakódov a redeponované foraminifery pochádzajúce zo starších morských sedimentov.

Získaná autochtónna fauna poukazuje na sladkovodno-terestrické prostredie.

Na základe charakteru fauny sme uvedené sedimenty zaradili do kochanovského súvrstvia stredno- až vrchnosarmatského veku.

Kvantitatívnou analýzou spoločenstiev mäkkýšov i foraminifer pochádzajúcich z tých istých vzoriek sme zistili, že vo vzorkách, v ktorých prevládala vo faune mäkkýšov rod *Mohrensternia*, v asociácii foraminifer sa najhojnejšie vyskytoval rod *Elphidium* a vo vzorke, v ktorej dominoval rod *Hydrobia*, sa z foraminifer hojne vyskytoval rod *Ammonia*.

Na základe štúdia paleoekologických nárokov uvedených rodov mäkkýšov i foraminifer sme usúdili, že spoločenstvo, v ktorom prevládali rody *Hydrobia* a *Ammonia*, je charakteristické pre plytšie prostredie, na rozdiel od spoločenstva s hojným výskytom rodov *Mohrensternia* a *Elphidium*.

Tento jav bol zistený aj v recente pri foraminiferách v Jadranskom mori, kde sa rod *Ammonia* najhojnejšie vyskytoval v plytšom prostredí než maximum rozvoja rodu *Elphidium* (ASCOLI, 1964).

V blízkosti študovaného vrtu K-15 bol v minulosti realizovaný vrt Sečovce I (Sč-1) (obr. 1), z ktorého bola študovaná a paleoekologicky vyhodnotená fauna mäkkýšov (ŠVAGROVSKÝ, 1960), foraminifer a ostrakódov (ZAPLETALOVÁ, 1960). V spodnosarmatských sedimentoch vrtu Sč-1 boli zistené podobné spoločenstvá ako v spodnosarmatských sedimentoch vrtu K-15.

Podakovanie: Autori vyslovujú poďakovanie prof. RNDr. R. Brzobohatému, CSc., za určenie otolítov rýb.

Literatúra

- ASCOLI, P., 1964: Bathymetric distribution of benthonic foraminifera in the Adriatic Sea. In: ASCOLI, P., 1964: Preliminary ecological study on Ostracoda from bottom cores of Adriatic Sea. Publ. staz. zool. Napoli (Napoli), 33, Fig. 3.
- BOLTOVSKOY, E. – WRIGHT, R., 1976: Recent Foraminifery III–XVII, Den Haag, 515 s.

- JIRIČEK, R., 1983: Redefinition of the Oligocene and Neogene ostracod zonation of the Paratethys. *Miscellanea micropaleontologica* (Hodonín), 4, 195–236.
- ILJINA, L. B., 1966: Istoria gastropod Černogo morja. *Trudy Paleont. Inst. (Moskva)*, 11, 3, 3–228.
- PAPP, A., 1954: Die Molluskenfauna im Sarmat des Wiener Beckens. *Mitt. Geol. Gesell. (Wien)*, 45, 1–112.
- PHLEGER, F. B., 1960: Ecology and Distribution of Recent Foraminifera V–VII. Baltimore, J. Hopkins, 297 s.
- POAG, C. W., 1981: Ecologic Atlas of Benthic Foraminifera of the Gulf of Mexico, V–VIII. *Marine Science International Woods Hole/Mass*, 775 s.
- REMANE, A., 1958: Ökologie des Brackwassers. *Die Binnengewässer*, 22 (1), Stuttgart, 191 s.
- ŠVAGROVSKÝ, J., 1960: Biostratigrafia miocénu a ekológia makrofauny oporného vrtu Sečovce I. *Práce Výzk. Úst. čs. naft. Dolů (Brno)*, 15, 53–93.
- VASS, D. – ČVERČKO, J., 1985: Litostratigrafické jednotky neogénu Východoslovenskej nížiny. *Geol. Práce, Spr. (Bratislava)*, 82, 111–126.
- ZAPLETALOVÁ, I., 1960: Stratigrafie a biofaciální vývoj opěrného vrtu Sečovce I ve světle mikropaleontologického výzkumu. *Práce Výzk. Úst. čs. naft. Dolů (Brno)*, 15, 95–119.

- Obr. 3–6 *Triloculina* sp., 238 m
 Obr. 7 *Chalmasia moreletii* POKORNÝ, 236,4–236,5 m
 Obr. 8 *Sinuloculina consobrina* (ORB.), 238 m

Tab. XIV

- Obr. 1–2 *Elphidium flexuosum flexuosum* (ORB.), 236,4–236,5 m
 Obr. 3 *Elphidium* sp., 236,4–236,5 m
 Obr. 4 *Elphidium aculeatum* (ORB.), 274,2 m
 Obr. 5–7 *Ammonia beccarii* (L.), 236,4–236,5 m
 Obr. 8–9 *Cytheridea hungarica* (ZAL.), 273,2–273,8 m

Tab. XV

- Obr. 1 *Hemicytheria omphalodes omphalodes* (REUSS), 275,0–275,2 m
 Obr. 2 *Aurila mehesi* (ZAL.), 273,8–273,9 m
 Obr. 3 *Loxocochoa schmidi* CERNAJSEK 267,3–267,5 m
 Obr. 4 *Callistocythere* sp., 267,3–267,5 m
 Obr. 5–6 *Miocyprideis* sp., 275,0–275,2 m
 Obr. 7 *Loxocochoa* sp., 236,4–236,5 m

Snímky boli vyhotovené elektrónovým mikroskopom JSM-840, operátor K. Horák, J. Stankovič.

KLEMENT FORDINÁL – ADRIENA ZLINSKÁ

Vysvetlivky k fototabuľkám XII–XV

Tab. XII

- Obr. 1 *Mohrensternia angulata* (EICHWALD), 236,4–236,5 m
 Obr. 2 *Mohrensternia banatica* JEKELIUS, 236,4–236,5 m
 Obr. 3 *Mohrensternia pseudosarmatica* FRIEDBERG, 236,4–236,5 m
 Obr. 4 *Rissoa soceni* JEKELIUS, 236,4–236,5 m
 Obr. 5–6 *Mohrensternia soceni* JEKELIUS, 275,0–275,2 m
 Obr. 7 *Pseudamnicola tholosa* JEKELIUS 267,3–267,5 m
 Obr. 8 *Hydrobia stagnalis andrusowi* HILBER, 268,7–268,9 m
 Obr. 9 *Acteocina lajonkaireana* (BASTEROT), 236,4–236,5 m

Tab. XIII

- Obr. 1–2 *Triloculina* sp., 236,4–236,5 m

Sarmatian Fauna from the Stretava and Kochanovce Formations in the Sečovce Area (Albinovská horka, Eastern Slovakian basin)

Summary

Drillhole K-15 (Albinovská horka) intersected Sarmatian pelitic sediments with rich molluscan, foraminifer and ostracod fauna and Pannonian tuffitic sediments.

The identified fauna allows to assign the Sarmatian sediments into the Stretava and Kochanovce Formations (VASS – ČVERČKO, 1985).

Drillhole K-15 intersected the Stretava Formation in the interval 236.4–275.2 m. Its fauna has a brackish character. Gastropod genera *Rissoa* and *Mohrensternia*, foraminifers *Elphidium reginum* (ORB.) and ostracods *Cytheridea hungarica* ZALÁNYI and *Aurila mehesi* (ZALÁNYI) indicate that the Stretava Formation is Lower Sarmatian in age.

The Kochanovce Formation was intersected in the interval 46.3–236.4 m. Its autochthonous fauna is of a freshwater-terrestrial character.

Quantitative analysis of molluscan and foraminifer assemblages from the same samples and studies of paleoecological requirements of the investigated genera suggest that the assemblage dominated by the genera *Hydrobia* and *Ammonia* lived in shallower waters than the assemblage *Mohrensternia-Elphidium*.

Explanations to text-figs

Fig. 1 Location of drillholes K-15 and Sč-1

Fig. 2 Quantitative amounts of some molluscan and foraminifer genera in selected samples from drillhole K-15.

Molluscs: 1 – *Mohrensternia*, 2 – *Hydrobia*, 3 – *Rissoa*

Foraminifers: 4 – *Elphidium*, 5 – *Ammonia*, 6 – milliolids

Explanations to Plates XII–XV

Plate XII

Fig. 1 *Mohrensternia angulata* (EICHWALD), 236,4–236,5 m

Fig. 2 *Mohrensternia banatica* JEKELIUS, 236,4–236,5 m

Fig. 3 *Mohrensternia pseudosarmatica* FRIEDBERG, 236,4–236,5 m

Fig. 4 *Rissoa soceni* JEKELIUS, 236,4–236,5 m

Fig. 5–6 *Mohrensternia soceni* JEKELIUS, 275,0–275,2 m

Fig. 7 *Pseudamnicola tholosa* JEKELIUS 267,3–267,5 m

Fig. 8 *Hydrobia stagnalia andrusowi* HILBER, 268,7–268,9 m

Fig. 9 *Acteocina lajonkaireana* (BASTEROT), 236,4–236,5 m

Plate XIII

Fig. 1–2 *Triloculina* sp., 236,4–236,5 m

Fig. 3–6 *Triloculina* sp., 238 m

Fig. 7 *Chalmasia moreletti* POKORNÝ, 236,4–236,5 m

Fig. 8 *Sinuloculina consobrina* (ORB.), 238 m

Plate XIV

Fig. 1–2 *Elphidium flexuosum flexuosum* (ORB.), 236,4–236,5 m

Fig. 3 *Elphidium* sp., 236,4–236,5 m

Fig. 4 *Elphidium aculeatum* (ORB.), 274,2 m

Fig. 5–7 *Ammonia beccarii* (L.), 236,4–236,5 m

Fig. 8–9 *Cytheridea hungarica* (ZAL.), 273,2–273,8 m

Plate XV

Fig. 1 *Hemicytheria omphalodes omphalodes* (REUSS), 275,0–275,2 m

Fig. 2 *Aurila mehesi* (ZAL.), 273,8–273,9 m

Fig. 3 *Loxococoncha schmidi* CERNAJSEK 267,3–267,5 m

Fig. 4 *Callistocythere* sp., 267,3–267,5 m

Fig. 5–6 *Miocyprideis* sp., 275,0–275,2 m

Fig. 7 *Loxococoncha* sp., 236,4–236,5 m

The photographs were made by K. Horák and J. Stankovič on JSM-840 electron microprobe.

MATILDA BEZÚCHOVÁ

Vyhodnotenie analýz organických zložiek v podzemných vodách v okolí skládok odpadov v okrese Dunajská Streda

5 obr., 6 tab., angl. resumé

Kľúčové slová: organické polutanty, podzemná voda, chemická charakteristika, pôvod, toxicita

A b s t r a c t. Our investigations focused on the influence of waste dumps on groundwater quality in the Dunajská Streda District. The article presents a hydrochemical evaluation of organic components in the vicinity of waste dumps at Gabčíkovo, Horný Bar, Jelka and Veľké Úľany.

Úvod

Kvalita podzemných vôd je ohrozená prevádzkovaním skládok odpadov klasickým spôsobom, t. j. na povrchu zeme alebo v terénnych depresióch. Počas dažďov a topenia snehu sú telesá skládok premývané zrážkovými vodami, v dôsledku čoho dochádza k priesaku výluhov zo skládky do horninového prostredia v jej okolí.

Hlavným cieľom tohto článku je podať prehľad organických polutantov, ktoré sa zistili v podzemných vodách z vrtov realizovaných v telesách, resp. v tesnej blízkosti skládok odpadov.

Vo vodách sa vyskytlo veľké množstvo chemických individuí, ktoré sa znásobilo chemickými degradačnými reakciami. Značné percento identifikovaných zlúčenín možno zaradiť medzi intermediáty anaeróbnej, resp. aeróbnej degradácie, pričom pre degradačné schémy existuje viacero alternatív. BEZÚCHOVÁ in KOVÁČIKOVÁ – LÁNCZOS – BEZÚCHOVÁ, 1993

(kapitola 5.2.2.2. a príloha 4) vyhodnocuje identifikované organické zlúčeniny, resp. skupiny organických zlúčenín z hľadiska ich toxicity, podáva ich chemickú charakteristiku, študuje ich pravdepodobný pôvod po chemickej stránke a rozoberá rôzne možnosti vstupu identifikovaných kontaminantov do sledovaných lokalít.

Podklady na sledovanie skládok odpadov

Na sledovanie skládok odpadov boli k dispozícii tieto údaje:

1. Kvantitatívne analýzy skládkových plynov na CO₂ a CH₄ a kvantitatívne analýzy skládkového materiálu na prchavé uhľovodíky.

Odber vzoriek a ich analýzu zabezpečila firma EKOTEC. Odber bol realizovaný na skládkach Gabčíkovo-mesto a Veľké Úľany. Pôdny plyn bol odobraný z hĺbky 1 m pomocou sondy a analyzovaný plynovým chromatografom firmy Chrompack CP-9000, vybaveným tepelnovodivostným detektorom. Vzorky pôdy boli odobrané z maximálnej hĺbky pomocou vrtáka dlhého 1 m. Vzorky boli upravené metódou headspace na prístroji HS-40 firmy Perkin-Elmer a analyzované na plynovom chromatografe Chrompack CP-9000 vybavenom plameňovo-ionizačným detektorom a detektorom elektrónového záchytu.

2. Kvantitatívne a kvalitatívne analýzy vzoriek podzemných vôd (tab. 1 až 6).

Odber vzoriek podzemných vôd uskutočnili pracovníci Geologického ústavu D. Štúra z vrtov realizovaných v telesách skládok odpadov, resp. v ich tesnej blízkosti. Vzorky boli odobrané čerpaním, pred každým odberom bol objem vrtu asi trikrát vymenený. Čerpacie práce zabezpečovala firma Aquageo.

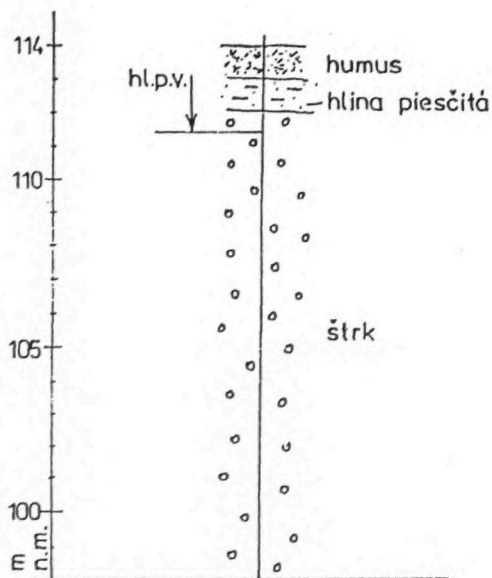
Analýza vzoriek podzemných vôd bola realizovaná vo Výskumnom ústave vodného hospodárstva. V podzemných vodách bola stanovená kvantitatívna koncentrácia nepolárnych extrahovateľných látok (NEL) podľa ČSN 83 0520 časti 27, koncentrácia polyaromatických uhl'ovodíkov, konkrétne benzo[a]pyrénu a fluóranténu metódou HPLC – vysokoúčinnou kvapalinovou chromatografiou a fluorescenčným detektorom, koncentrácia polychlórovaných bifenylov (PCB) a koncentrácia chlórovaných pesticídov GC-ECD – plynovou chromatografiou s hmotnostným detektorom.

Lokalita Gabčíkovo

Na lokalite Gabčíkovo boli sledované dve skládky: Gabčíkovo-mesto a Gabčíkovo-Tuňog.

Skládka Gabčíkovo-mesto

Analýza skládkového materiálu ukázala, že bol kontaminovaný alifatickými chlórovanými uhl'ovodíkmi, hlavne chloroformom a trichlór-etylénom. Vzhľadom na vysokú toxicitu alifatických chlórovaných uhl'ovodíkov by bolo účelné stanoviť ich koncentráciu v zemine pod skládkou, resp. v podzemnej vode. Zatiaľ neexistuje žiadna štátom schválená norma limitujúca obsah týchto látok v skládkovom materiáli. Tieto látky sa používajú ako nehorľavé rozpúšťadlá, hlavne v strojárskom priemysle na odmasťovanie kovov, a ako extrahovadlá olejov, tukov, živíc a pod. (ČIČIBABIN, 1960). Ich výskyt vo vzorkách skládkového materiálu by pravdepodobne mohol súvisieť s odpadom



Obr. 1 Geologický profil HG-1

z autoservisu, ktorý sa podľa získaných informácií vyskytol na skládke, resp. s odpadom z čistiarne.

Na odber podzemných vôd sa na skládke uskutočnil vrt HG-1, situovaný v tesnej blízkosti za skládkou v smere prúdenia podzemnej vody. Geologický profil vrtom HG-1 je na obr. 1 (KOVÁČIKOVÁ-LÁNCZOS – BEZÚCHOVÁ, 1993).

Podzemná voda z tohto vrtu bola kontaminovaná ropnými látkami (tab. 1). Hodnota koncentrácie NEL viac ako 10-násobne prekročila prípustnú hodnotu (NMH) podľa ČSN 75 7111 pre pitnú vodu. V súlade s ČSN 75 7221 pre povrchové vody možno podľa vysokej koncentrácie NEL podzemnú vodu z vrtu HG-1 charakterizovať ako veľmi silno znečistenú. Znečistenie podzemnej vody z vrtu HG-1 ropnými látkami vyžaduje prieskumné práce s cieľom vysvetliť pôvod, resp. zdroj znečistenia, a to v súlade s ukazovateľom pre podzemné vody uvedenom v *Postupe pri vyhodnocovaní záväzkov podniku z hľadiska ochrany životného prostredia v privatizačnom projekte predkladanom podnikom v rámci II. vlny veľkej privatizácie*.

Vysoká hodnota koncentrácie NEL v podzemnej vode z vrtu HG-1 poukazuje na nadmerný výskyt n-alkánov a izo-alkánov, ktoré však boli stanovené len kvalitatívne. Prítomné boli n-alkány s počtom atómov C v molekule 17 až 22 a izo-alkány s počtom atómov C v molekule 12 až 20 s metylovými substituentmi v počte 1 až 4, deriváty benzotiofenu a jeden alkybenzén (tab. 2). Monitorovaním kvalitatívneho zastúpenia ropných látok v mesiacoch jún a september sa zistili prírastky a úbytky alkánov, niektoré látky sa objavili vo vode až v septembrovej analýze. Príčinou by mohla byť jednak rôzna rýchlosť transportu cez vrstvu nahromadených odpadov na skládke, jednak fyzikálne procesy. N-alkány sú veľmi málo rozpustné vo vode. Pri rozvírení vody pri odbere mohli vytvoriť vo vode emulziu, ale vzhľadom na ich body tuhnutia najmä suspenziu. Časť kryštálikov mohla v priebehu času sedimentovať.

S najväčšou pravdepodobnosťou by pôvodom ropných látok v podzemnej vode mohla byť motorová nafta. Je zmesou petroleja a plynového oleja a sú v nej zastúpené uhľovodíky s počtom atómov C od 12 do 24. Kvalitatívne sú v motorovej nafte prítomné n-alkány, izo-alkány, alkylcyklány, alkylaromáty, aromáty a sírne látky. V podzemnej vode z vrtu HG-1 však chýbajú popri zistených n-alkánoch uhľovodíky iných štruktúr, ktoré by mali v motorovej nafte prevažovať. Sú to však zložky, ktorých rozpustnosť je o jeden až dva rády vyššia ako rozpustnosť alkánov a voda ich mohla podložíom odtransportovať.

Vo vode neboli zistené žiadne rozkladné produkty, čo je v súlade s analýzou skládkových plynov.

Na skládke Gabčíkovo-mesto bol realizovaný len jeden vrt HG-1, situovaný v tesnej blízkosti za skládkou v smere prúdenia podzemnej vody. Je pravdepodobné, že vrt bol ovplyvnený priesakovými vodami zo skládky, pretože okolie skládky je tvorené vysokopriepustnými vrstvami.

Na sledovanie vplyvu skládky na kvalitu podzemnej vody v jej okolí a na určenie zdroja

ropných látok bude treba v budúcnosti realizovať viac vrto. Okrem vrto v telese skládky bude nevyhnutné realizovať referenčný vrt ako prírodné pozadie v dostatočnej vzdialenosti od skládky. V podzemných vodách by bolo vhodné sledovať okrem kontaminácie ropnými látkami aj kontamináciu chlórovanými alifatickými uhľovodíkmi.

Skládka Gabčíkovo-Tuňog

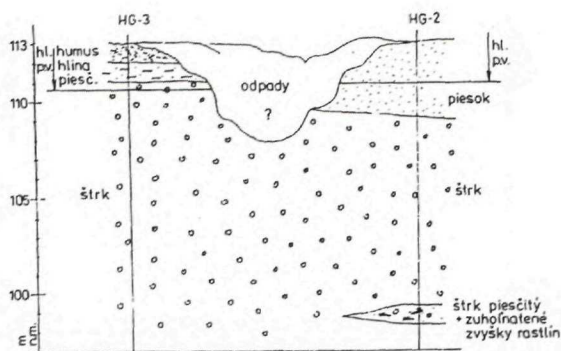
Na skládke boli realizované dva vrty – HG-2 a HG-3; ich geologický profil je na obr. 2 (KOVÁČIKOVÁ – LÁNCZOŠ – BEZÚCHOVÁ, 1993). Vrty boli situované na protiľahlých miestach skládky pri vnútornom okraji skládky. Vrt HG-3 bol realizovaný zo strany predpokladaného vstupu podzemnej vody.

Podzemné vody z oboch vrto boli kontaminované ropnými látkami. Vo vode z vrtu HG-2 hodnota koncentrácie NEL prekročila prípustnú hodnotu (NMH) podľa ČSN 75 7111 pre pitnú vodu 2,2-násobne (tab. 1).

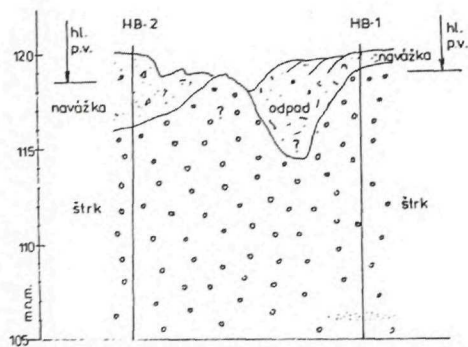
V podzemnej vode z vrtu HG-2 bolo kvalitatívnou analýzou zistené veľké množstvo látok, ktoré pochádzajú z odpadov na skládke (tab. 2). Okrem ropných látok a ftalátov boli zistené karboxylové kyseliny, alkoholy, aldehydy, ketóny, deriváty tiomočoviny a málo prchavé vyššie étery. Sú to produkty chemického rozkladu odpadov, a to ropných látok, prírodných tukov, tenzidov, pesticídov a iných látok a tiež priamo produkty technologických výrobov ako rozpúšťadlá, pesticídy a i. Ich toxicita je funkciou ich chemickej štruktúry a ich koncentrácie vo vode.

Lokalita Horný Bar-Šulany

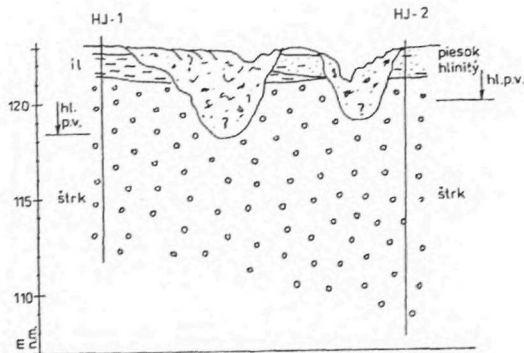
Na skládke sa realizovali vrty HB-1 a HB-2, umiestnené na protiľahlých miestach skládky blízko jej vnútorného okraja, pričom vrt HB-1 bol situovaný na strane predpokladaného vstupu podzemnej vody (geologický profil vrto HB-1 a HB-2 je na obr. 3; KOVÁČIKOVÁ – LÁNCZOŠ – BEZÚCHOVÁ, 1993).



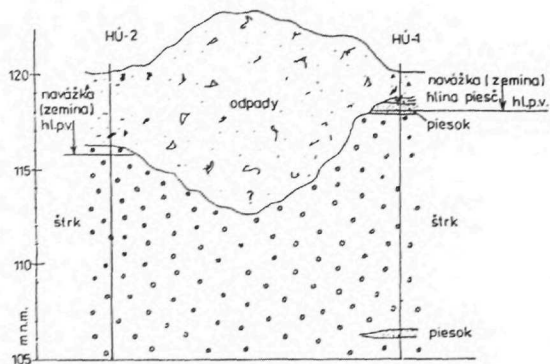
Obr. 2 Geologický profil HG-3-HG-2



Obr. 3 Geologický profil HB-2 - HB-1



Obr. 4 Geologický profil HJ-1-HJ-2



Obr. 5 Geologický profil HÚ-2 - HÚ-1

V podzemných vodách z týchto vrtov nebol podľa ČSN 75 7111 pre pitnú vodu prekročený žiadny z kvantitatívne sledovaných ukazovateľov (tab. 3).

V podzemných vodách boli okrem ropných látok kvalitatívnou analýzou zistené ešte alkylfenoly, deriváty benzotiazolu, ftaláty a zložky, ktoré vznikli chemickými reakciami z odpadov na skládke (tab. 4).

Voda z vrtu HB-2 bola značne ovplyvnená výluhmi zo skládky. Prejavilo sa to v nápadne bohatšom zastúpení rôznych komponentov vo

vode z vrtu HB-2 v porovnaní s ich obsahom vo vode z vrtu HB-1. Keďže voda z vrtu HB-1 neobsahovala takmer žiadne oxidačné produkty, možno predpokladať, že kontaminanty zistené vo vode z vrtu HB-2 pochádzali z výluhov zo skládky. Konkrétne to boli masťné karboxylové kyseliny, ester kyseliny adipovej a ketóny, ktoré vznikli oxidačnou degradáciou z odpadov na skládke. Tieto látky by pri vyššej koncentrácii mohli ohroziť kvalitu vody. Kvantitatívne však stanovené neboli.

Lokalita Jelka

V obci Jelka boli sledované dve skládky odpadov, a to skládka pri cintoríne a skládka pri jv. okraji obce.

Skládka pri cintoríne

Na skládke sa uskutočnili vrty HJ-1a, HJ-2; geologický profil vrtovej je na obr. 4 (KOVÁČIKOVÁ – LÁNCZOS – BEZÚCHOVÁ, 1993).

Podzemné vody z obidvoch vrtovej boli kontaminované ropnými látkami. Vo vode z vrtu HJ-2 hodnota koncentrácie NEL prekročila prípustnú hodnotu (NMH) podľa ČSN 75 7221 pre pitnú vodu 3,4-násobne (tab. 3). Podľa koncentrácie NEL možno túto podzemnú vodu charakterizovať ako silno znečistenú podľa klasifikácie akosti povrchových vôd v súlade s ČSN 75 7221. Prípustné hodnoty koncentrácie iných sledovaných ukazovateľov, PAH, PCB ani chlórovaných pesticídov neboli prekročené (tab. 3).

Okrem ropných látok boli kvalitatívnou analýzou identifikované alkylfenoly, deriváty benzotiazolu, ftaláty, atrazín, karboxylové kyseliny, ketóny, aldehydy a izotiokyanáty (tab. 5). Tieto látky by pri vyššej koncentrácii mohli ohroziť kvalitu vody.

Voda z vrtu HJ-2 bola kontaminovaná ropnými látkami asi 2,5-násobne viac ako voda z vrtu HJ-1. Naopak, kyseliny, ketóny a izotiokyanáty boli prítomné v podstatne vyššom zastúpení vo vode z vrtu HJ-1. Kvôli absencii referenčného vrtu nebolo možné posúdiť, do akej miery sú podzemné vody ovplyvnené výluhmi zo skládky.

Skládka pri jv. okraji obce

Na skládke sa uskutočnili vrty HJ-3 a HJ-4; vrt HJ-4 bol realizovaný zo strany predpokladaného vstupu podzemnej vody na začiatku skládky, vrt HJ-3 na opačnej strane za skládkou.

Podzemné vody z obidvoch vrtovej boli kontaminované fluóranténom (tab. 3). Prípustná koncentrácia fluóranténu podľa ČSN 75 7111

pre pitnú vodu bola prekročená vo vodách z obidvoch vrtovej, a to vo vode z vrtu HJ-4 skoro 2-násobne a vo vode z vrtu HJ-3 1,5-násobne. Sledovaniu vplyvu tejto skládky na znečistenie podzemnej vody fluóranténom bude treba v budúcnosti venovať zvýšenú pozornosť.

Fluórantén je karcinogénny, pomerne rýchlo sa mení zo štádia prokarcinogénu na priamy karcinogén. Pozostáva zo štyroch kondenzovaných jadier, ktoré majú lokalizované elektróny, a tým aj rozdielne dĺžky väzieb. Väzby v reaktívnej oblasti sa svojím charakterom blížia k dvojitej väzbe, na ktorej prebiehajú adičné reakcie za vzniku epoxidu, ktorý ako konečný karcinogén má elektrofilný charakter.

Fluórantén vzniká najčastejšie pri nedokonalom spaľovaní organického materiálu napr. spaľovaním odpadov na skládke. Jeho ďalším zdrojom by mohli byť ropné produkty vyrábané tepelným spracovaním ropy.

Keďže fluórantén bol zistený v nadmerne vysokej koncentrácii vo vodách z obidvoch vrtovej HJ-4 a HJ-3 a keďže chýba referenčný vrt, nie je možné posúdiť, či táto vysoko toxická karcinogénna látka pochádza z výluhov zo skládky.

V podzemnej vode z vrtu HJ-3 sa kvalitatívnou analýzou zistili alkylfenoly, ftaláty, karbamáty, karboxylové kyseliny, alkoholy a aldehydy (tab. 5). Pri vyššej koncentrácii by kvalitu vody mohli ohroziť kyseliny a karbamáty.

V podzemnej vode z vrtu HJ-4 kvalitatívne analýzy neboli realizované.

Lokalita Veľké Úľany

Na skládke sa uskutočnil aj odber skládkových plynov a skládkového materiálu. Analýza skládkových plynov ukázala, že organický materiál sa rozkladal aj za anaeróbných podmienok. Skládkový materiál bol kontaminovaný chlórovanými alifatickými a aromatickými uhľovodíkmi. V mimoriadne vysokej koncentrácii sa vyskytol aj dichlórmetán, je to však z hľadiska toxicity málo nebezpečná látka. Z aromatických

Tab. 1 Výsledky kvantitatívnych analýz vzoriek vôd z hydrogeologických vrtov (odber dňa 17. 12. 1992) na lokalite Gabčíkovo

Hodnota ukazovateľa	NEL μ g/l	fluorantén μ g/l	benzo(a) pyrén μ g/l	benzotiazol μ g/l
stanovená vo vrte HG-1	0,52 . 10 ³	33,0 . 10 ⁻³	3,0 . 10 ⁻³	-
stanovená vo vrte HG-3	0,08 . 10 ³	14,0 . 10 ⁻³	1,4 . 10 ⁻³	-
stanovená vo vrte HG-2	0,11 . 10 ³	4,7 . 10 ⁻³	0,8 . 10 ⁻³	4,4
pre pitnú vodu ČSN 757 111				
IH	0,1 . 10 ³	40,0 . 10 ⁻³	-	-
NMH	0,05 . 10 ³	-	-	-
MHPR	-	-	10 . 10 ⁻³	-
pre podzemné vody „postup pri vyhodnocovaní záväzkov ...”				
A	0,05 . 10 ³	5 . 10 ⁻³	5 . 10 ⁻³	-
B	0,2 . 10 ³	1000 . 10 ⁻³	200 . 10 ⁻³	-
C	1,0 . 10 ³	5000 . 10 ⁻³	1000 . 10 ⁻³	-

látok sa v nebezpečnej koncentrácii zistili xylény a chlórbenzén.

Zatiaľ nejestvuje žiadna schválená štátna norma limitujúca obsah týchto látok v skládkovom materiáli. Keďže ide o toxické látky, bolo by účelné stanoviť ich koncentráciu v okolí skládky.

Predpokladáme, že aromatické látky stanovené v skládkovom materiáli boli vyvezené na skládku ako odpady antropogénneho pôvodu – buď ako medzi produkty pri rôznych výrobných, alebo najmä ako odpady finálnych výrobov – rozpúšťadiel so širokým uplatnením (ČIČIBABIN, 1960).

Na analýzy podzemných vôd sa na skládke vykonali vrty HU-1 a HU-2; geologický profil vrtov je na obr. 5 (KOVÁČIKOVÁ – LÁNCZOS – BEZÚCHOVÁ, 1993). Vrt HU-1 bol realizovaný blízko vonkajšieho okraja skládky zo strany predpokladaného vstupu podzemnej vody, vrt HU-2 bol umiestnený vnútri telesa skládky.

Hodnoty koncentrácií všetkých kvantitatívne sledovaných ukazovateľov – NEL, PAU, PCB a chlórovaných pesticídov – boli v podzemných vodách z vrtov HU-1 a HU-2 nižšie ako pripúšťa ČSN 75 7111 (tab. 3).

Kvalitatívnou analýzou boli zistené ropné látky, alkylfenoly, benzotiazol, ftaláty, pesticídy a veľká skupina rôznych iných komponentov

(tab. 6). V skupine rôznych iných komponentov bol zistený veľký sortiment látok, ktoré pochádzali z odpadov na skládke (alkoholy, aldehydy, ketóny). Zistili sa i produkty, resp. medzi produkty rôznych technologických výrobov. Pri vysokej koncentrácii by mohli kvalitu podzemnej vody ohroziť voľné karboxylové kyseliny, aldehydy, ketóny, alkylfenoly, benzotiazol a jeho deriváty, ftaláty a pesticídy.

Produkty rozkladu organického materiálu boli predovšetkým vo vode z vrtu HU-2, ktorý bol umiestnený vnútri telesa skládky. Výluhy pochádzajúce zo skládky kontaminujú podzemné vody. Mieru tejto kontaminácie by bolo možné určiť len po realizácii referenčného vrtu ako prírodného pozadia a tiež po kvantitatívnom stanovení identifikovaných zložiek.

Záver

Skládky v okrese Dunajská Streda majú značný vplyv na kvalitu podzemných vôd v ich okolí.

Na lokalite Gabčíkovo boli podzemné vody v blízkosti obidvoch skládok kontaminované nadlimitným obsahom ropných látok a odporúča sa preveriť ich zdroj. Podzemná voda z vrtu realizovaného na skládke Gabčíkovo-Tuňog bola okrem ropných látok kontaminovaná aj

Tab. 1 – pokračovanie

PCB		HCB	Lindan	Heptachlór	DDT	Metaxychlór
D-103	D-106					
$\mu\text{ g/l}$	$\mu\text{ g/l}$	$\mu\text{ g/l}$	$\mu\text{ g/l}$	$\mu\text{ g/l}$	$\mu\text{ g/l}$	$\mu\text{ g/l}$
0,01	< 0,01	< 0,005	< 0,005	0,03	< 0,01	< 0,01
0,01	< 0,01	< 0,005	< 0,005	0,04	< 0,01	< 0,01
< 0,01	< 0,01	< 0,005	< 0,005	0,01	< 0,01	< 0,01
spolu 0,05		-	-	-	-	-
		-	3,0	0,1	1,0	30,0
		0,01	-	-	-	-
spolu						
0,01		0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
0,2		0,2	0,2	0,2	0,2	0,2
1,0		1,0	1,0	1,0	1,0	1,0

množstvom polutantov, ktoré pochádzali zo skládky. Kontaminanty vznikli ako produkty chemického rozkladu odpadov na skládke, alebo boli vyvezené na skládku v podobe produktov antropogénneho pôvodu ako produkty technologických výrobov.

Na lokalite Horný Bar bola podzemná voda z vrtu ovplyvnená výluhmi oxidačnej degradácie skládkového materiálu.

Na lokalite Jelka boli podzemné vody na skládke pri cintoríne kontaminované ropnými látkami. Zistili sa i karboxylové kyseliny, ketóny a izotiokyanáty. Mieru vplyvu skládkových výluhov na kvalitu podzemných vôd nebolo možné jednoznačne posúdiť. Na skládke pri jv. okraji obce Jelka boli podzemné vody z vrtov kontaminované nadlimitným obsahom fluóran-ténu. Odporúča sa prešetriť jeho zdroj.

Na lokalite Veľké Úľany bol skládkový materiál kontaminovaný xylénmi a chlórben-zénom. Podzemné vody z vrtov boli jednoznačne ovplyvnené výluhmi zo skládky. Bol tu zistený široký sortiment produktov oxidačnej degradácie skládkového materiálu, ako aj odpady z rôznych technologických výrobov.

Mieru kontaminácie podzemných vôd organickými polutantmi by bolo možné určiť len po

realizácii viacerých vrtov jednak v telesách skládok, jednak po realizácii referenčného vrtu ako prírodného pozadia v dostatočnej vzdialenosti od skládok odpadov. Rovnako potrebné je kvantitatívne stanovenie dosiaľ len kvalitatívnou analýzou zistených toxických polutantov.

Vzhľadom na široký sortiment identifikovaných organických polutantov nie sú v tomto článku jednotlivé kontaminanty zhodnotené z hľadiska toxicity a možného vstupu do sledovaných lokalít. Podrobne je táto problematika rozpracovaná v správe M. BEZÚCHOVEJ (in KOVÁČIKOVÁ – LÁNCZOS – BEZÚCHOVÁ, 1993).

Literatúra

- ČIČIBABIN, A. E., 1960: Základy organickej chémie II. Bratislava, Slovenské vydavateľstvo technickej literatúry, I. diel 655 s., II. diel 674 s.
- KOVÁČIKOVÁ, M. – LÁNCZOS, T. – BEZÚCHOVÁ, M., 1993: Mapa vhodnosti pre skládky odpadov a registrácia skládok v okrese Dunajská Streda. Manuskríp – archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Tab. 2 Výsledky kvalitatívnych analýz vzoriek vôd z hydrogeologických vrtov (odber jún a september 1992)

Označenie odberu	Ropné látky					Alkyl-fenoly	Ftaláty	Iné stanovené zložky	
	n-alkány	izo-alkány	sírne zlúčeniny	cyklo-alkány	alkyl-benzény			mastné kyseliny	iné látky
HG-1 jún 92	C ₁₇ -C ₂₀	C ₁₂ -C ₂₀	-	-	-	-	+	-	-
HG-1 september 92	C ₂₂	C ₁₂ -C ₂₀	+	-	+	-	+	-	-
HG-3 jún 92	C ₁₃ -C ₂₇	-	-	-	-	+	+	-	-
HG-3 september 92	C ₁₀ , C ₁₇ -C ₃₁	-	-	C ₁₆	-	-	+	C ₁₄ C ₁₆	-
HG-2 jún 92	C ₁₃ -C ₂₉	C ₁₈	-	-	-	+	+	C ₆ C ₈ C ₁₄ C ₁₆	nonanal, pentylester kyseliny benzoovej, N, N'-dicyklohexyltio- močovina, 3,5-bis(1,1-dimetyl- -1-etyl)-4-hydroxyben- zoová kyselina, 3-hydroxy-4-metoxi- benzaldehyd
HG-2 september 92	C ₁₆ -C ₂₈	C ₁₈	-	C ₁₆	-	+	+	C ₆ C ₁₁ C ₁₂ C ₁₆	1,1'-oxybisheptán, 1H-izoindol-1,3 (2H)- dión

Tab. 3 Výsledky kvantitatívnych analýz vzoriek vôd z hydrogeologických vrtov zo dňa 17. 12. 1992 (koncentrácia v µg/l)

	NEL	Fluorantén	Benzo(a)-pyrén	B	D-103	D-106	HCB	Lindan	H	DDT	Metoxychlór	Atrazín
HJ-1	70,0	1,7 · 10 ⁻³	0,5 · 10 ⁻³	3,5	0,01	<0,01	<0,005	<0,010	0,03	<0,01	<0,01	0,29
HJ-2	170,0	10,2 · 10 ⁻³	1,2 · 10 ⁻³	3,9	<0,01	<0,01	<0,005	<0,005	0,01	<0,01	<0,01	-
HJ-4	60,0	70,7 · 10 ⁻³	1,3 · 10 ⁻³	-	<0,01	<0,01	<0,005	<0,005	0,04	<0,01	<0,01	-
HJ-3	40,0	61,9 · 10 ⁻³	0,5 · 10 ⁻³	-	<0,01	<0,01	<0,005	<0,005	0,03	<0,01	<0,01	-
HU-2	40,0	4,1 · 10 ⁻³	0,7 · 10 ⁻³	5,6	<0,01	<0,01	<0,005	<0,005	0,01	<0,01	<0,01	-
HU-1	40,0	8,7 · 10 ⁻³	0,5 · 10 ⁻³	5,1	0,02	<0,01	<0,005	<0,010	0,04	<0,01	<0,01	0,18
HB-1	30,0	2,7 · 10 ⁻³	0,5 · 10 ⁻³	4,7	0,01	0,01	<0,005	<0,005	0,05	0,03	<0,01	-
HB-2	60,0	14,7 · 10 ⁻³	3,7 · 10 ⁻³	4,3	<0,01	0,02	<0,005	<0,010	0,02	0,01	<0,01	-
IH	100,0	40,0 · 10 ⁻³	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
NMH	50,0	-	-	-	0,05		-	3,0	0,1	1,0	30,0	-
MHPR	-	-	10 · 10 ⁻³	-	-	-	0,01	-	-	-	-	-
A	50,0	5 · 10 ⁻³	5 · 10 ⁻³	-	0,01		0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	-
B	200,0	1,0	0,2	-	0,2		0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	-
C	1000	5,0	1,0	-	1,0		1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	-

B – benzotiazol, H – heptachlór, IH – indikačná hodnota, NMH – najvyššia medzná hodnota ČSN 757111, MHPR – medzná hodnota prijateľného rizika,

A, B, C – kategórie podľa *Postupu pri vyhodnocovaní záväzkov podniku z hľadiska ochrany životného prostredia v privatizačnom projekte predkladanom podnikom v rámci II. vlny veľkej privatizácie*

Tab. 4 Výsledky kvalitatívnych analýz vzoriek vôd z hydrogeologických vrtov na lokalite Horný Bar (odber v júni a septembri 1992)

	Ropné látky								Iné stanovené zložky	
	NA	IA	A	CA	ZS	AF	DB	Ft	kyseliny	iné látky
HB-1 jún 1992	C ₁₄ -C ₂₆	C ₂₁	-	-	-	+	-	+	ester C ₁₄	-
HB-1 september 1992	C ₁₂ -C ₁₅ C ₁₈ -C ₂₀ C ₂₆ , C ₂₇	C ₁₃	-	-	-	+	+	+	-	3-hydroxy-4-metoxybenzaldehyd
HB-2 jún 1992	C ₁₄ -C ₂₇	C ₂₁ C ₁₆	C ₁₂ C ₁₈	-	-	+	+	+	C ₁₆	6, 10-dimetyl-5, 9-undekadién- -2-ón, 6, 10, 14-trimetyl-2-pentadekanón
HB-2 sep- tember 1992	C ₂₄	-	-	-	-	+	-	+	ester dikyseliny C ₆	-

NA – n-alkány, IA – izo-alkány, A – alkény, CA – cykloalkány, ZS – zlúčeniny síry, AF – alkylfenoly, DB – deriváty benzotiazolu, Ft – ftaláty

Tab. 5 Výsledky kvalitatívnych analýz vzoriek vôd z vrto v lokalite Jelka (odber jún a september 1992)

	Ropné látky									Iné stanovené zložky	
	NA	IA	A	CA	ZS	AF	DB	Ft	Pe	kyseliny	iné látky
HJ-1 jún 1992	C ₁₆ -C ₂₄	-	C ₁₈	-	-	-	-	+	-	ester k. fenan- trénkarboxy- lovej, C ₁₄	
HJ-1 sep- tember 1992	C ₁₂ C ₁₆ -C ₂₇	C ₁₅ C ₁₈	-	C ₁₆	-	-	+	+	atra- zín	ester k. fenan- trénkarboxy- lovej, C ₈ , C ₁₂ , C ₁₄	izotiokyanatocyklohexán, 3-hydroxy-4-metoxybenzaldehyd, 1H-izoindol-1,3(2H)-dión
HJ-2 jún 1992	C ₁₆ -C ₂₇	C ₁₅	C ₂₃	C ₁₄	-	+	+	+	-	C ₁₄	4-hydroxy-3-metoxybenzaldehyd
HJ-2 sep- tember 1992	C ₁₁ C ₁₆ -C ₂₉	C ₂₁	-	C ₈ C ₁₆	-	-	+	+	-	C ₁₆	-
HJ-3 jún 1992	C ₁₆ -C ₂₉	-	C ₂₀	C ₁₂	-	+	-	+	kar- ba- máty	-	-
HJ-3 sep- tember 1992	C ₁₈ -C ₁₉ C ₂₂ -C ₂₄	C ₁₀	-	C ₁₂	-	+	-	+	kar- ba- máty	C ₁₈ , C ₁₂ , ester C ₁₆ , diester dikys. C ₆	4-hydroxy-3-metoxybenzaldehyd, pentylester k. benzoovej, pentadekanol,

NA – n-alkány, IA – izo-alkány, A – alkény, CA – cykloalkány, ZS – zlúčeniny síry, AF – alkylfenoly, DB – deriváty benzotiazolu, Ft – ftaláty, Pe – pesticidy

Tab. 6 Výsledky kvalitatívnych analýz vzoriek vôd z vrtov na lokalite Veľké Úľany (odber jún a september)

	Ropné látky									Iné stanovené zložky	
	NA	IA	A	CA	ZS	AF	DB	Ft	Pe	kyseliny	iné látky
HU-2 jún 1992	C ₁₇ -C ₂₆	-	-	C ₁₄	-	+	+	+	-	ester k. C ₁₄ , ester k. fenantrén- karboxylovej	1-fenyletanal, 4-izopropylbenzylalkohol, 1H-indol, oxindol
HU-2 sept. 1992	C ₁₇ -C ₂₇	-	-	C ₁₆	S	+	+	+	-	C ₆ , C ₉ , C ₁₀ , C ₁₆ , ester k. fenantrén- karboxylovej	1H-izoindol-1,3(2H)-dión, 1-fenyletanal, 1-fenyl-2-propanón, 4-izopropylbenzylalkohol, 2-hexanón, 4-hydroxy-5-metyl-3propyl-2-he- xanón, cyklohexanón, 3-metylcyklohexanón, 1-metyl-4-(1-metyletyl)cyklo- hexanol, gáfor, 1,7,7-trimetyl- bicyklo [2,2,1]-heptán-2,5-dión, hexahydro-4,4a,7-trimetyl- -2(3H)benzofuranón, 4-hydroxy-3-metoxibenzaldehyd, N,N-dietyl-3-metylbenzamid
HU-1 jún 1992	C ₁₁ -C ₂₄	C ₁₀ - C ₂₀	C ₁₁ C ₁₂ C ₁₃ C ₁₅	butyl- cyklo- hexán	-	-	+	+	-	C ₁₆	4-hydroxy-3-metoxibenzaldehyd
HU-1 sept. 1992	C ₁₆ -C ₂₇	C ₁₈	C ₁₅	-	-	-	+	+	atra- zín ep- tam	C ₁₂ C ₁₆	4-hydroxy-3-metoxibenzaldehyd 1,5-dimetylnaftalén

NA – n-alkány, IA – izo-alkány, A – alkény, CA – cykloalkány, ZS – zlúčeniny síry, AF – alkylfenoly, DB – deriváty benzotiazolu, Ft – ftaláty, Pe – pesticídy

Assessment of Analyses of Organic Components in Groundwaters near Waste Dumps in the Dunajská Streda District

Summary

The article deals with hydrochemical evaluation of organic components in the vicinity of waste dumps and assessment of organic components in the dumped material at Gabčíkovo, Horný Bar, Jelka and Veľké Úľany.

The main objective of the article is to present a review of organic pollutants found in groundwaters from wells drilled in the waste dumps or in their immediate vicinity.

Because of the wide range of identified organic pollutants, these are not assessed as regards their toxicity, influx and possible sources from the chemical point of view. These issues are analysed in detail by BEZÚCHOVÁ in KOVÁČIKOVÁ - LÁNCZOS - BEZÚCHOVÁ, 1993.

Waste dumps in the Dunajská Streda District considerably affect groundwater quality in their vicinity.

At Gabčíkovo, groundwaters in the neighbourhood of both investigated landfills (Gabčíkovo-town and Gabčíkovo-Tuňog) were contaminated by petroleum derivatives whose contents exceeded valid standards and therefore we recommend to look for their source. Aside from petroleum derivatives, groundwaters from a well drilled at the latter landfill were contaminated by

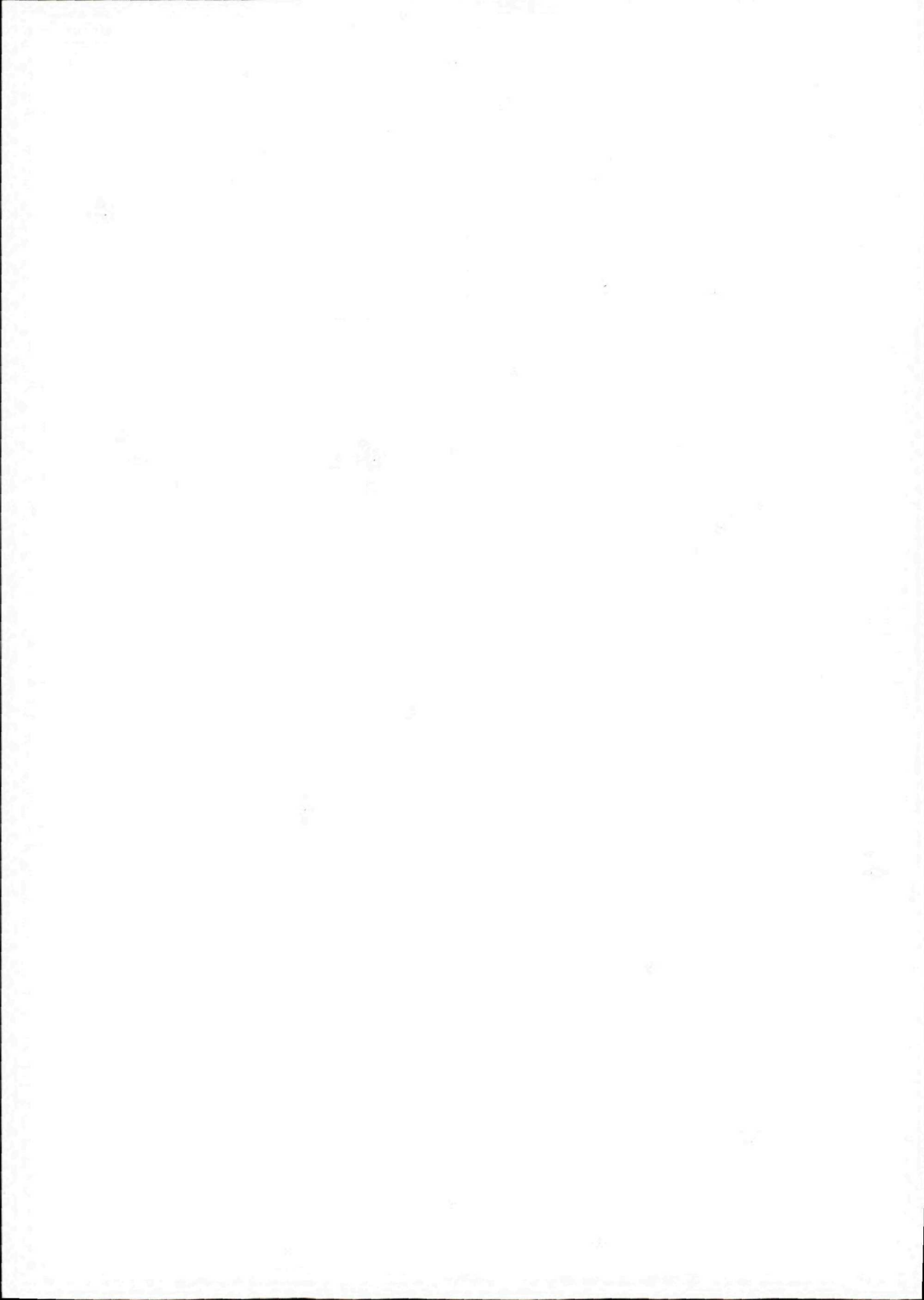
a multitude of pollutants that had come from the landfill itself. The pollutants resulted from chemical dissolution of wastes deposited on the landfill or were dumped here as technological refuse.

At Horný Bar, groundwater from a well was affected by leachates from oxidation degradation of dumped material.

At Jelka, groundwaters from wells drilled on a landfill near a local graveyard were contaminated by petroleum derivatives. The groundwaters here also contained products resulting from the degradation of dumped wastes. It was impossible to clearly assess the effect of landfill leachates on groundwater quality. On a landfill near the SE edge of Jelka, groundwaters from drilled wells were contaminated by above-standard fluoranthene content. Its source should be looked for as well.

At Veľké Úľany, dumped material was contaminated by organic solvents. Groundwaters from wells drilled on the landfill were obviously affected by landfill leachates. A wide range of products of oxidation degradation of dumped material were found and so were diverse technological wastes.

To assess the extent to which the groundwaters are contaminated by organic solvents, several wells will have to be drilled on the landfills as well as a reference well far away from landfills to indicate natural background. It is equally desirable to quantitatively determine toxic organic pollutants which have so far been identified.



MATILDA BEZÚCHOVÁ

Výskum metodiky separácie peľových zŕn a spór z ílovitých sedimentárnych hornín

10 schém, 3 fototab. (XVI–XVIII), angl. resumé

Kľúčové slová: separácia, metodika, peľové zrná a spóry, sedimenty, chemizmus reakcií

A b s t r a c t. Separation of pollen grains and spores from clayey sedimentary rocks was studied in order to improve the separation techniques which are at present commonly used in the Dionýz Štúr Institute of Geology.

The research led to a higher quality of permanent samples and at the same time minimized the usage of poisonous chemicals and may also reduce costs.

Úvod

Výskum metodiky separácie peľu bol zameraný na riešenie týchto problémov:

1. Štúdium chemizmu reakcií anorganických a organických zložiek hornín pri separačnom postupe bežne používanom v GUDŠ.

2. Separácia pomocou nových druhov ťažkých kvapalín doteraz neznámych v palynologickej technike s cieľom nahradiť drahý dovážaný jodid kademnatý.

3. Odstraňovanie tmavej organickej hmoty prekážajúcej pozorovaniu morfolologickej štruktúry peľových zŕn pod mikroskopom.

4. Návrh úpravy doteraz používanej metodiky separačného postupu.

Chemizmus reakcií pri separačnom postupe

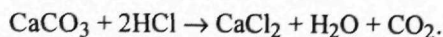
Chemizmus prebiehajúcich reakcií vysvetľuje-
me kvôli potvrdeniu, resp. vylúčeniu nutnosti

realizácie niektorých krokov pri separačnom postupe.

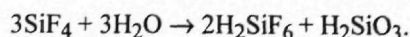
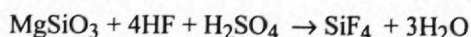
Chemizmus reakcií anorganických zložiek sedimentov pri separačnom postupe

Cieľom macerácie horniny s minerálnymi kyselinami (HCl zriedenou 1 : 5, t. j. asi 6 hmot. % a koncentrovanou HF) je odstrániť chemickou cestou anorganické zložky hornín.

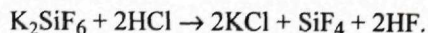
Účinkom HCl sa odstránia karbonáty:



Niektoré kremičitany odštiepujú za varu s HCl kyselinu kremičitú. Pôsobením HF sa rozpúšťajú kremičitany:



Vznikuté fluorokremičitany sa odstraňujú s HCl:



Oddelenie ťažších anorganických súčastí od ľahších organických sa robí pomocou ťažkej kvapaliny – jodid kademnatý s jodidom draselným.

Chemizmus reakcií anorganických zložiek dopĺňame výsledkami IČ spektrometrie, ktoré možno zhrnúť do týchto bodov:

– HCl zriedená 1:5 úplne odstraňuje uhličitany;

– HF koncentrovaná za studena neodstraňuje kremičitany úplne, HF koncentrovaná za varu ich odstráni úplne;

– HCl zriedená 1:5 za studena neodstraňuje fluorokremičitany, HCl zriedená 1:5 za varu ich odstráni úplne;

– ťažká kvapalina (Ťk) $\text{CdJ}_2 + \text{KJ}$ neodstraňuje kremičitany úplne ani vtedy, keď sa použije v celom rozmedzí používanej hustoty, t. j. 1,9; 2,0; 2,1; 2,2 a 2,3 kg/m^3 .

Preparáty boli pripravené s použitím Ťk so stúpajúcou hustotou od 1,9 do 2,3 kg/m^3 . Mikroskopickým štúdiom sa potvrdil stúpajúci trend oddelených anorganických súčastí spolu s organickou hmotou viazanou na minerálne zložky. Merná hmotnosť minerálnych zložiek ílovitých hornín je vysoká:

- kaolinit 2,61–2,58 kg/m^3 ;
- montmorillonit 2,10–2,00 kg/m^3 ;
- sludy 3,40–2,76 kg/m^3 ;
- biotit 3,40–2,80 kg/m^3 ;
- kremeň 2,65 kg/m^3 .

Chemizmus reakcií organických zložiek sedimentov pri separačnom postupe

Pracovali sme so vzorkami z neogénu. Vzorky neboli postihnuté geochemickou fázou vývoja sedimentu – epigenézou, pri ktorej dochádza ku zmenám v chemickom zložení hornín pôsobením zvýšeného tlaku a teploty. Podľa získaných informácií (PLANDEROVÁ, 1992, osobné oznámenie) išlo o sedimenty diageneticky postihnuté len v malej miere, takže stupeň vývoja pôvodnej organickej hmoty bol nízky.

Schéma 1 znázorňuje vývoj pôvodnej organickej hmoty sedimentov v priebehu diagenézy. Pôvodné organické zložky sedimentov, t. j. polyméry – lipidy, proteíny, polysacharidy, lignín – sa v priebehu diagenézy hydrolyticky štiepia pôsobením mikroorganizmov za vzniku monomérov, resp. oligomérov (pozri schémy 2–5).

Vzniknuté monoméry jednak oxidujú na termodynamicky stálejšie zlúčeniny (CO_2 , H_2O , NH_3 , CH_4), jednak veľká časť monomérov vstupuje do kondenzačných reakcií za vzniku huminových látok (pozri schému 6).

V podmienkach rýchleho zasypania organických látok nemusí všetka hmota lignínu a celulózy prechádzať štádiom vzniku huminových látok. Časť lignínu a celulózy môže pretrvať po celú dobu biochemického štádia – diagenézy.

Z literatúry je známe (BROOKS, 1971), že za normálnych sedimentárnych podmienok sa najprv rozkladá celulóza, potom hemicelulóza, lignín a ostatné zložky. Rezistentné sú tie zložky, ktoré obsahujú sporopollenin.

Súbor všetkých organických látok v rozličnom stupni premeny, t. j. rozkladu, resp. syntézy (humifikácie), tvorí spolu s ílovitými minerálmi ílovitý sorpčný komplex. Sem patria aj organické substancie bez podstatných zmien, teda vo forme pôvodných polymérov, najmä ťažko rozložiteľné substancie ako lignín, kutín.

Pri macerácii sedimentu s minerálnymi kyselinami je dôležité voliť koncentráciu kyseliny tak, aby sa odstránili zvyšky polysacharidickej zložky sedimentu, ale aby nedochádzalo k zoživičneniu – humifikácii polysacharidickej zložky. Takéto úvahy sú známe z literatúry (NIKITIN, 1956), kde sa opisuje účinok 42 % HCl na prírodný lignifikovaný materiál. Účinkom takejto silnej minerálnej kyseliny vznikajú tuhé nerozpustné látky žltohnedej farby; sú to kondenzačné produkty zvyškov polysacharidov – huminifikačné produkty polysacharidov. Lignifikovaný materiál dáva účinkom 42 % HCl tzv. nehydrolyzovateľný lignín, ktorý obsahuje polyuronidy a kondenzačné produkty polysacharidov. Má rozvetvenú sieťovú štruktúru, vysokú molekulovú hmotnosť a je nerozpustný v organických rozpúšťadlách. Huminifikačné produkty polysacharidov sú zložkou lignínového komplexu. Autori synteticky pripravili glukozidy xylánu s fenolovými látkami ako modely na štúdium huminifikačných produktov polysacharidov v lignínovom komplexe (pozri schému 7).

Pri separačnom postupe používanom v GÚDŠ sa sediment maceruje s HCl zriedenou 1:5, t. j. s koncentráciou asi 6 hmot. %. Ťažko hydrolyzovateľná polysacharidická zložka sedimentu sa v HCl s takou nízkou koncentráciou nerozpúšťa. Účinkom konc. HF by potom mohlo dochádzať k tvorbe huminifikačných produktov polysacharidickej a lignínovej zložky.

Účinok minerálnych kyselín na polysacharidickú a lignínovú zložky sedimentov možno znázorniť schémou 8.

Chemizmus vzniku huminifikačných produktov dokladáme výsledkami zo vzorky z neogénu, odkryv AZ-262, Trnávka. Po macerácii vzorky s HCl koncentráciou asi 6 hmot. % sme na vzorku pôsobili koncentrovanou HF za studena a za varu rovnaký čas – 1 h. Po varení vzorky s koncentrovanou HF sme mikroskopicky pozorovali výskyt veľkého množstva amorfnej tmavej organickej hmoty (tab. XVI, obr. 1 – spracovanie vzorky za studena a tab. XVI, obr. 2 – spracovanie vzorky s HF za varu).

Účinok koncentrovanou HF za tepla vyvoláva teda kondenzačné reakcie medzi organickými zložkami sedimentu. To je nepriaznivé z hľadiska tvorby nerozpustnej organickej hmoty.

Separácia pomocou nových druhov ťažkých kvapalín (Ťk)

V palynologickom laboratóriu v GÚDŠ sa doteraz používa ako Ťk zmes $CdJ_2 + KJ$, prípadne pre mladšie horniny $ZnCl_2$. Merná hmotnosť používaných ťažkých kvapalín je 1,9–2,3 kg/m^3 .

Výskušali sme niekoľko nových druhov Ťk, ktoré sú doteraz v palynologickej technike neznáme. Pri separácii peľu boli úspešné zlúčeniny olova. Pracovali sme s týmito Ťk: $Pb(NO_3)_2 + AgNO_3$; $Pb(NO_3)_2 + KJ$; $Pb(NO_3)_2 + (CH_3COO)_2Pb$. Dosiahnuteľná hustota týchto Ťk je 2,4 kg/m^3 , pri Ťk $Pb(NO_3)_2 + KJ$ len 2,0 kg/m^3 , teda sa hodí len pre mladšie horniny.

Prehľad nových druhov Ťk je na schéme 9.

Používanie nových Ťk by znamenalo pre GÚDŠ úsporu financií. CdJ_2 je drahá, ťažko dostupná dovozová chemikália. Nové Ťk na báze Pb by mohli nahradiť pri separácii peľov a hornín zo starších útvarov (mezozoikum, paleozoikum) – drahý CdJ_2 . Príprava 1 litra Ťk $Pb(NO_3)_2 (CH_3COO)_2 Pb$ s hustotou rovnajúcou sa 2,0 kg/m^3 by bola pri kalkulácii s cenami chemikálií platnými v treťom štvrtroku 1993 asi o 5664,- Sk lacnejšia ako príprava 1 litra doteraz používanej Ťk CdJ_2 a KJ s rovnakou hustotou (pozri schému 9). Pri spracovaní jednej vzorky horniny mladších útvarov (neogén) s novou Ťk by sa takto mohlo ušetriť asi 68,- Sk (a už asi 85,- Sk/1 vzorka pri nákupe CdJ_2 v prvom štvrtroku 1994). Pri spracovaní vzorky horniny zo starších útvarov by bola úspora vyššia.

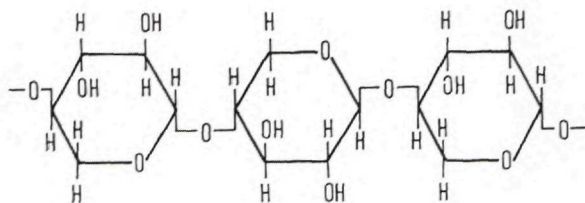
Efekt získania peľových zrn je pri použití nových Ťk približne rovnaký ako pri použití $CdJ_2 + KJ$. V tab. XVII vidieť celkový pohľad na trvalé preparáty pri použití rôznych Ťk a to: $CdJ_2 + KJ$ – obr. 1; $Pb(NO_3)_2 + AgNO_3$ – obr. 2; $Pb(NO_3)_2 + KJ$ – obr. 3; $Pb(NO_3)_2 + (CH_3COO)_2Pb$ – obr. 4.

Zlúčeniny Pb sú menej škodlivé zdraviu ako zlúčeniny Cd. Podľa opatrenia Ministerstva zdravotníctva SSR sa pripúšťa vyšší obsah Pb v rôznych materiáloch ako Cd, napr. maximálna prípustná hodnota hraničná pre obsah Pb v pôde je 100 mg/kg sušiny pôdy a pre obsah Cd v pôde je len 3 mg/kg sušiny pôdy (pozri schému 9).

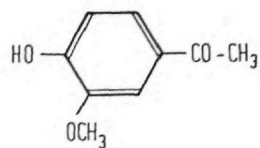
Bolo by vhodné nájsť takú Ťk vhodnú na palynologickú techniku, ktorá by bola popri svojej nízkej cene aj ekologicky nezávadná.

Odstraňovanie tmavej organickej hmoty prekážajúcej pozorovaniu štruktúry peľových zrn pod mikroskopom

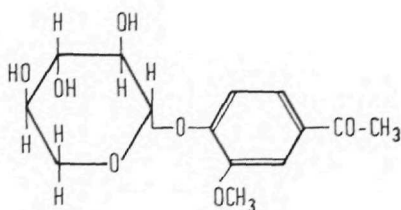
Peľové zrná pozorované pod mikroskopom sú často prekryté tmavou organickou hmotou.



XYLAN (HEMICELULÓZY)



ACETOVANILON



MODEL HUMIFIKAČNÝCH PRODUKTOV POLYSACHARIDOV V LIGNÍNOVOM KOMPLEXE
Schéma 7 Štúdium vzniku huminifikačných produktov polysacharidov v lignínovom komplexe

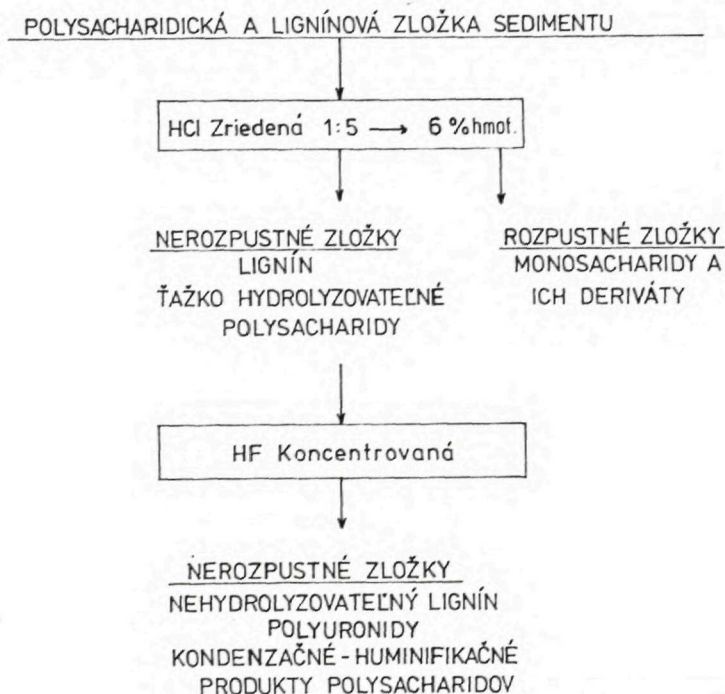


Schéma 8 Účinok minerálnych kyselín na polysacharidickú a lignínovú zložky sedimentov

DRUH ŤK	DOŠIAHNUTEĽNÁ HUSTOTA, $\frac{\text{kg}}{\text{m}^3}$	CENA, III. KV. 1993 Sk / Kg	povolený obsah v pôde mg / kg suš.
1. $\text{CdJ}_2 + \text{KJ}$	2,4	CdJ_2, KJ 8241,0 9000	Cd 3
2. $\text{Pb}(\text{NO}_3)_2 + \text{AgNO}_3$	2,4	$\text{Pb}(\text{NO}_3)_2, \text{AgNO}_3$ 474,0 7000,0	Pb 100
3. $\text{Pb}(\text{NO}_3)_2 + \text{KJ}$	2,0 PRE MLADŠIE HORNINY	$\text{Pb}(\text{NO}_3)_2, \text{KJ}$ 474,0 9000	Pb 100
4. $\text{Pb}(\text{NO}_3)_2 + (\text{CH}_3\text{COO})_2\text{Pb}$	2,4	474,0 152,0	Pb 100

EFEKT ZÍSKANIA PEĽOVÝCH ZŔŇN JE ROVNAKÝ

Schéma 9 Prehľad nových druhov ťažkých kvapalín

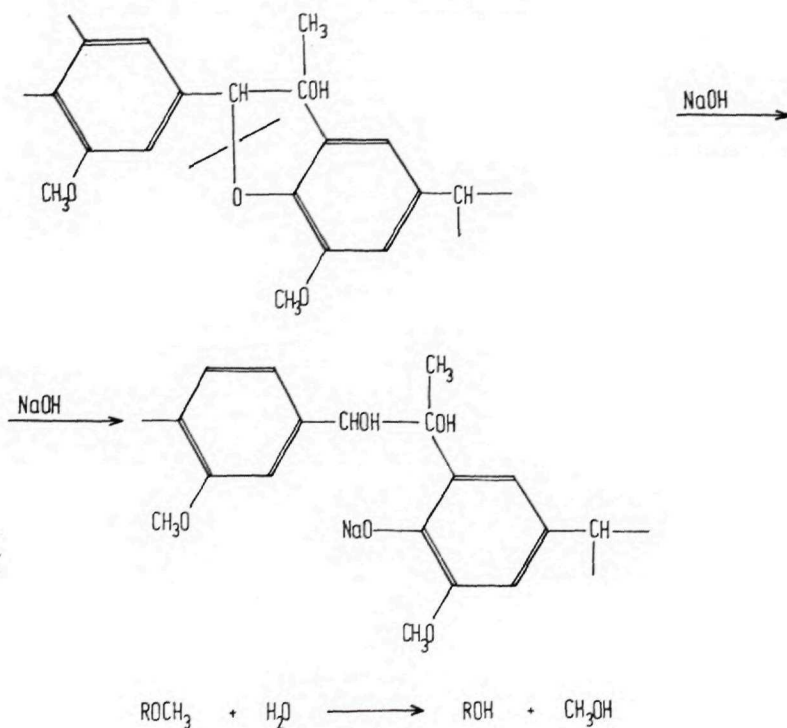


Schéma 10 Účinok vodného roztoku NaOH na lignín

Vtedy je potrebné ďalšie chemické dopracovanie vzorky.

Pri separačnom postupe sa v GÚDŠ často používali oxidačné metódy chemického dopracovania vzorky (Schultzov roztok, acetolýza). Peľové zrná sa oddelia od tmavej organickej hmoty a sú pod mikroskopom jasne pozorovateľné už po povarení vzorky s 10 % NaOH. Preto je výhodné uprednostniť tento spôsob chemického dopracovania vzorky pred silnejšími oxidačnými metódami.

Podľa literatúry sa v NaOH môžu rozpúšťať tieto látky:

1. Karboxylové kyseliny ako produkty hydrolyzy lipidov, ktoré sa stabilizovali sorpciou na povrchu ílovitých minerálov (KŘÍBEK, 1981).

2. Humínové látky, medzi ktoré patria humínové kyseliny, fulvokyseliny a hymetomelanínové kyseliny. Humínové látky priamo viazané minerálnou časťou sedimentu sa stanovujú varom s 2 % NaOH podľa metodiky ARZLANOVA (1968) a podľa metodiky EGLINGTONA a MURPHYHO (1969).

3. Rozkladné medzispodiny lignínu, ktoré vznikli rozpustením časti „nehydrolyzovateľného“ lignínu, aj keď sa zle rozpúšťa v NaOH. Alkalický lignín obsahuje veľa voľných fenolových hydroxylov, ktoré sa tvoria buď odštiepením fenolových metoxylov za vzniku metanolu, alebo otvorením furánových kruhov (NIKITIN, 1956); pozri schému 10. Fenolátové solitvorné skupiny napomáhajú ďalšie rozpúšťanie lignínu.

4. Zvyšky kratších reťazcov celulózy, hemicelulózy, polyuronidov a pektínových látok. Vzniknuté monosacharidy sa vzájomne premieňajú na zložitú zmes hydroxykyselín a iných látok.

5. Živičné a vyššie masťné kyseliny prechádzajú do roztoku NaOH ako sodné soli.

Pokúsili sme sa určiť charakteristické štruktúry zložiek, ktoré prechádzajú do roztoku NaOH z ílovitých sedimentárnych hornín. Pracovali sme so vzorkou z neogénu, vrt MPCŠ-1, Kostolné, hĺbka 118,3–119,4 m. Extrakt NaOH sme upravili na snímanie IČ spektier odstra-

nením NaOH pomocou dialyzačnej membrány. Výsledky IČ spektier ukázali, že varom do 10 % roztoku NaOH prechádzajú:

– všetky anorganické zložky, hlavne kremičitany, ktoré sa nepodarilo odstrániť pomocou TiCl_4 ,

– organické zložky viazané minerálnou zložkou (vibrácie v oblasti 1030 cm^{-1} , 530 cm^{-1} a 470 cm^{-1}); v organických zložkách sa prejavila aromatická, resp. chinoidná štruktúra (absorpčný pás pri 1610 cm^{-1}), prítomnosť alifatických skupín CH_3 a CH_2 (pásky pri 2810 cm^{-1} a 2930 cm^{-1}), prítomnosť OH skupín (pás pri 3300 cm^{-1} zodpovedá vodíkovej väzbe z OH skupín) a OH deformačné, CH_3 a CO väzbové vibrácie (pás pri 1390 cm^{-1}).

Odstraňovaná tmavá organická hmota sa pod mikroskopom pri štúdiu v polarizovanom svetle javila ako opticky izotropná amorfná hmota.

Dopracovanie vzorky s NaOH má teda dvojitý opodstatnenie:

1. NaOH odstraňuje veľkú časť organickej hmoty, ktorá prekryva peľové zrná pod mikroskopom; pozri tab. XVIII (porovnaj obr. 1 a 2; obr. 3 a 4; obr. 5 a 6).

2. NaOH odstraňuje kremičitany, ktoré neodstránila TiCl_4 ; NaOH ich odstraňuje tak ako koncentrovaná HF za varu. Je však veľký rozdiel, či laborant pracuje s 10 % NaOH, na čo nie je potrebný ani digestor, alebo či pracuje s koncentrovanou HF za varu. Navyše varom s koncentrovanou HF sa čistota vzorky znižuje vznikom novej amorfnej tmavej organickej hmoty. Túto organickú hmotu tvoria kondenzačné produkty organických zložiek sedimentov, ktoré sú nerozpustné v NaOH. Ich odstránenie by bolo možné len použitím silných oxidačných metód.

Návrh úpravy doteraz používanej metodiky separačného postupu

Z výskumu metodiky separácie vyplynula zmena spôsobu realizácie niektorých krokov pri separačnom postupe:

– sediment macerovať s HCl s vyššou koncentráciou ako 6 hmot. %; dôvodom je zlá rozpustnosť ťažko hydrolyzovateľných polysacharidov pri nízkej koncentrácii HCl; koncentrácia HCl by nemala byť príliš vysoká, lebo by dochádzalo k huminifikácii polysacharidickej zložky;

– sediment macerovať s konc. HF len za studena;

– fluorokremičitany odstraňovať varom s HCl; HCl za studena nie je účinná;

– bežne používať pri separačnom postupe operáciu dopracovania vzorky s NaOH (vzorka sa povarí 15 min s 10 % NaOH);

Uvedené zistenia sú v súlade s metodickým postupom separácie peľových zŕn používaným vo Francúzsku v palynologickom laboratóriu Univerzity v Montpellier II, ako vyplynulo zo študijného pobytu D. Suballyovej (SUBALLYOVÁ, osobné oznámenie).

Záver

Štúdium chemizmu organických zložiek hornín pri separačnom postupe používanom v GÚDŠ ukázalo, že účinok koncentrovanej kyseliny fluorovodíkovej za tepla vyvoláva kondenzačné reakcie medzi organickými zložkami sedimentov. Čistota trvalých preparátov je pri spracovaní za tepla znížená v dôsledku vzniku tmavej organickej hmoty.

Separácia pomocou nových druhov ťažkých kvapalín, doteraz neznámych v palynologickej technike, by mohla nahradiť doteraz používanú drahú dovozovú chemikáliu – jodid kademnatý. Efekt separácie peľových zŕn a spór je pri použití nových druhov ťažkých kvapalín rovnaký ako pri doteraz používanej ťažkej kvapaline, pričom nové ťažké kvapaliny sú menej škodlivé zdraviu a ich používanie by znamenalo značné finančné úspory.

Výskum odstraňovania tmavej organickej hmoty prekážajúcej pozorovaniu morfolologickej štruktúry peľových zŕn pod mikroskopom uprednostnil používanie 10 % hydroxidu sodného za varu pred silnejšími oxidačnými metódami. Hydroxid sodný odstraňuje veľkú časť organickej hmoty a kremičitany, ktoré sa nepodarilo odstrániť ani pomocou ťažkej kvapaliny, ani účinkom koncentrovanej kyseliny fluorovodíkovej za studena.

Výskum prispel k zvýšeniu kvality trvalých preparátov pri súčasnom zminimalizovaní prác so zdraviu škodlivými chemikáliami a môže priniesť GÚDŠ finančné úspory.

Podakovanie

Autorka ďakuje za konzultácie RNDr. E. Planderovej, DrSc., RNDr. P. Snopkovej, CSc. a RNDr. D. Suballyovej.

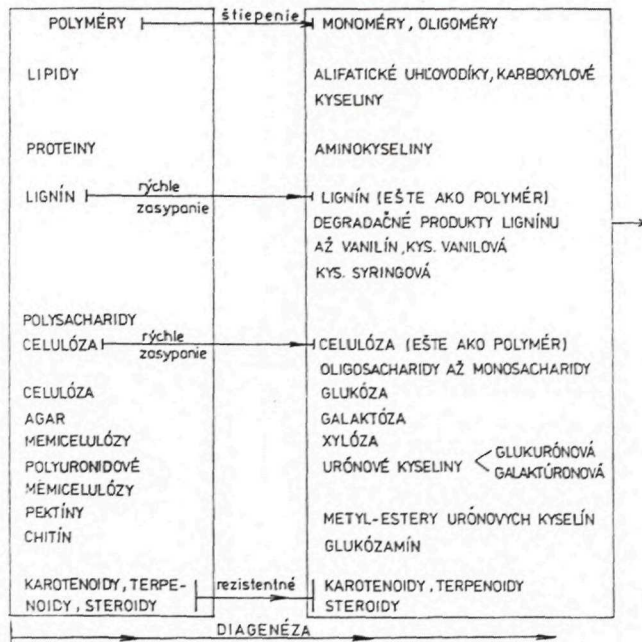


Schéma 1 Vývoj organických látok sedimentov v priebehu diagenézy

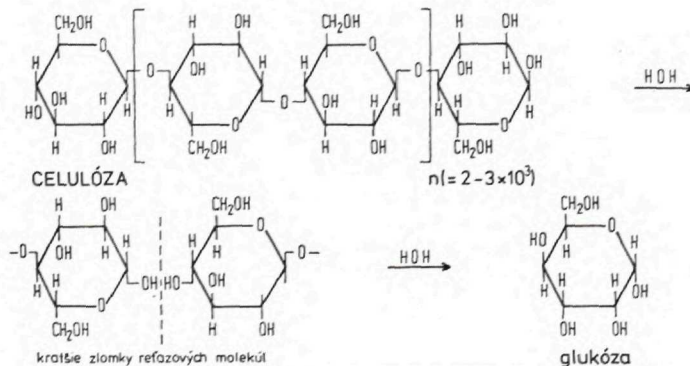
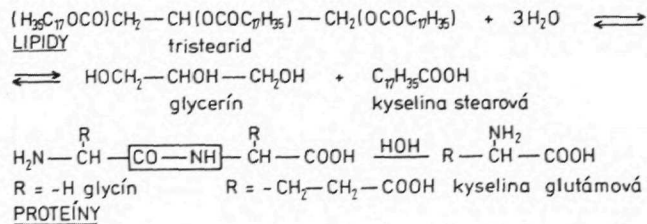


Schéma 2-5 Degradácia pôvodných organických zložiek sedimentov

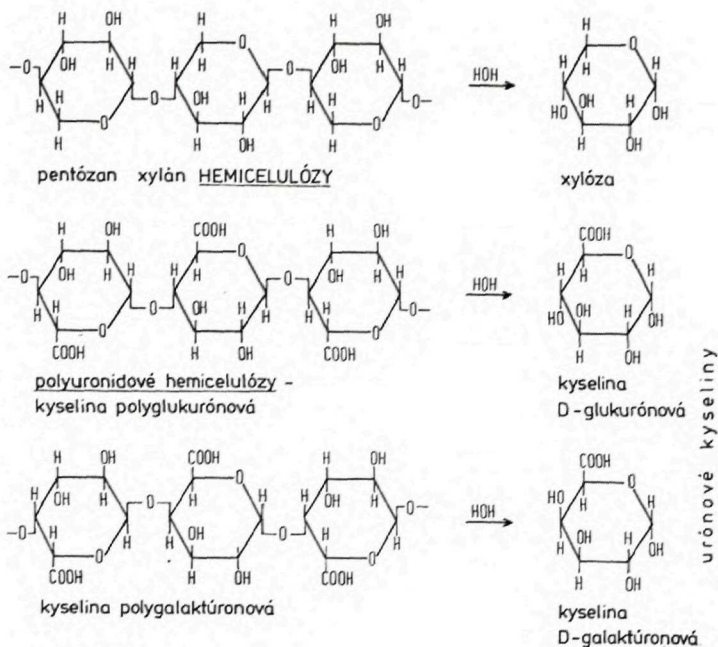


Schéma 3

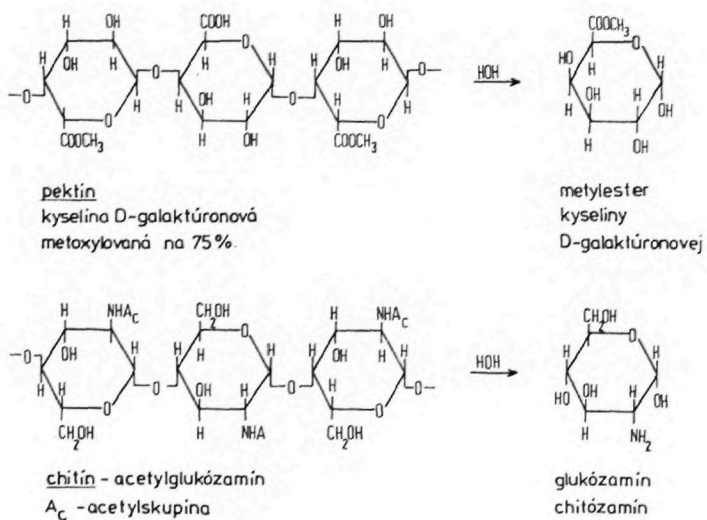


Schéma 4

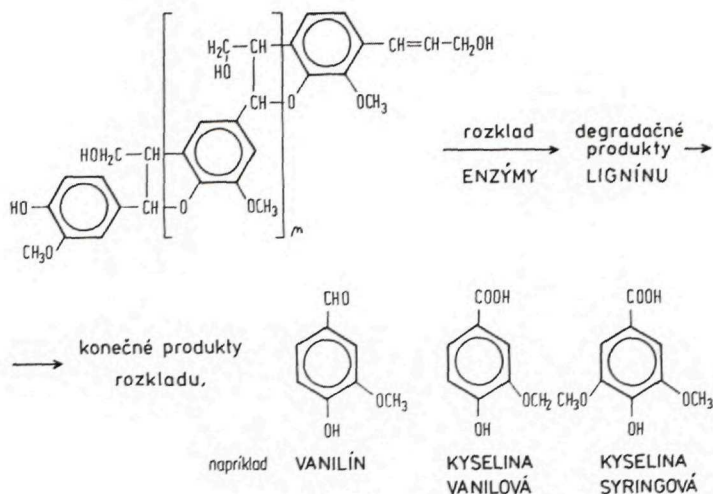


Schéma 5

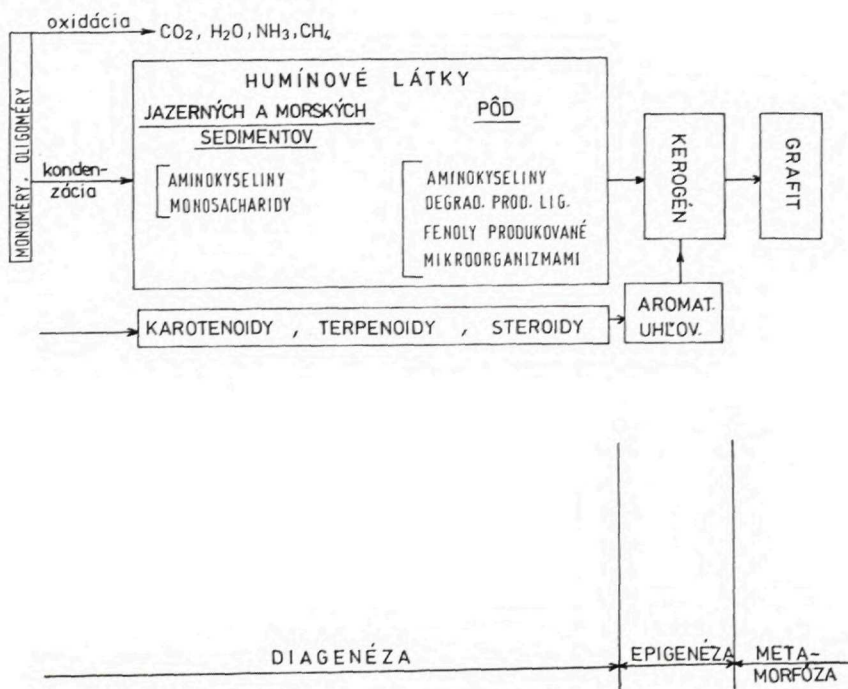


Schéma 6 Vývoj organických látok sedimentov v priebehu diagenézy, epigenézy a metamorfózy

Literatúra

- BROOKS, 1971: Sporopollenin. London and New York, Accademia Press, 718 s.
- DUDEK, A. - FEDIUK, F. - PALIVCOVÁ, M., 1962: Petrografické tabuľky. Praha, ČSAV, 303 s.
- EGLINGTON, G. - MURPHY, M. T. J., 1969: Organic Geochemistry. Berlin-Heidelberg-New York, Springer-Verlag, 828 s.
- KŘÍBEK, 1981: Organická geochemie. Praha, Státní pedagogické nakladatelství, 167 s.
- NIKITIN, 1956: Chemie dřeva. Praha, Státní nakladatelství technické literatury, 551 s.
- Vestník Ministerstva poľnohospodárstva a výživy SSR, časť 23, 24; zo dňa 20. 12. 1987.

Vysvetlivky k fototabuľkám XVI-XVIII

Tab. XVI

Macerácia sedimentu s konc. HF (neogén, odkryv AZ-262, Trnávka)

Obr. 1 Preparát po macerácii sedimentu s HF 1 h za studena

Obr. 2 Preparát po macerácii sedimentu s HF 1 h za varu

Tab. XVII

Použitie rôznych druhov ťažkých kvapalín (neogén, MPČS-1, Kostolné, hĺbka 118,3-119,4 m)

Obr. 1: Preparát po použití Ľk CdJ₂ + KJ

Obr. 2: Preparát po použití Ľk Pb(NO₃)₂ + AgNO₃

Obr. 3: Preparát po použití Ľk Pb(NO₃)₂ + KJ

Obr. 4: Preparát po použití Ľk Pb(NO₃)₂ + (CH₃COO)₂Pb

Tab. XVIII

Odstraňovanie tmavej organickej hmoty dopracovaním s NaOH

(neogén, MPČS-1, Kostolné, hĺbka 118,3-119,4 m)

Obr. 1 Preparát pred odstránením tmavej organickej hmoty s NaOH; použitá Ľk Pb(NO₃)₂ + AgNO₃

Obr. 2 detto tab. XVII, obr. 2: Preparát po dopracovaní s NaOH; použitá Ľk Pb(NO₃)₂ + AgNO₃

Obr. 3 Preparát pred odstránením tmavej organickej hmoty s NaOH; použitá Ľk Pb(NO₃)₂ + KJ

Obr. 4 detto tab. XVII, obr. 3: Preparát po dopracovaní s NaOH; použitá Ľk Pb(NO₃)₂ + KJ

Obr. 5 Preparát pred odstránením tmavej organickej hmoty s NaOH; použitá Ľk Pb(NO₃)₂ + (CH₃COO)₂Pb

Obr. 6 detto tab. XVII, obr. 4: Preparát po dopracovaní s NaOH; použitá Ľk Pb(NO₃)₂ + (CH₃COO)₂Pb

MATILDA BEZÚCHOVÁ

Research of Techniques to Separate Pollen Grains and Spores from Clayey Sedimentary Rocks

Summary

The author of this article studied techniques to separate pollen grains and spores from clayey sedimentary rocks. Each step in the separation procedures was studied in detail in order to simplify the techniques currently applied in the Dionýz Štúr Institute of Geology (GÚDŠ) and to reduce costs.

Studies of organic-component chemistry in rocks during GÚDŠ separation procedures indicate that some steps in the currently used techniques will have to be changed:

1. Higher-concentration chlorohydric acid should be used to macerate sediment instead of the currently applied 6 wt. % concentration chlorohydric acid because hydrolysable polysaccharides are poorly soluble in the latter. On the other hand the concentration should not be too high as it would huminify polysaccharide component.

2. Sediment should be macerated by concentrated fluorhydric acid only at low temperatures because at higher temperatures the concentrated acid gives rise to condensation reactions between organic components of sediments. The purity of permanent samples is reduced by dark organic matter.

3. Fluorosilicates should be removed by boiling with chlorohydric acid because cold acid is not effective.

4. Sodium hydroxide should routinely be applied in final separation treatment (sample is boiled for 15 minutes with 10 % sodium hydroxide). Our research indicates that dark organic matter obscuring the morphologic structure of pollen grains should be removed by boiling with 10 % sodium hydroxide rather than by stronger oxidation agents. Sodium hydroxide removes not

only the majority of organic matter but also silicates which were not removed by heavy liquids nor cold fluorhydric acid.

Separation by nontraditional kinds of heavy liquids, so far unknown in palynologic techniques, could replace the so far used expensive chemical cadmium iodide imported from abroad. The new heavy liquids are as effective in the separation of pollen grains and spores as the currently used cadmium iodide but are less harmful to human health and less costly.

The research improved the quality of permanent samples and at the same time minimized work with poisonous chemicals and may also reduce costs.

Explanations to schemes

Scheme 1 Evolution of organic matter during diagenesis

Schemes 2 - 5 Degradation of organic matter in sediments

Scheme 6 Evolution of organic matter in sediments during diagenesis, epigenesis and metamorphism

Scheme 7 Formation of polysaccharide huminification products in lignine complex

Scheme 8 Effect of mineral acids on polysaccharide and lignine components in sediments

Scheme 9 Review of new kinds of heavy liquids

Scheme 10 Effect of NaOH aqueous solution on lignine

Explanations to Plates XVI-XVIII

Plate XVI

Maceration of sediment with concentrated HF (Neogene, outcrop AZ-262 at Trnávka)

Fig. 1 Sample after a 1-hour maceration of sediment with cold HF

Fig. 2 Sample after a 1-hour maceration of sediment with boiling HF

Plate XVII

Application of various heavy liquids (Neogene, MPČS-1, Kostolné, depth 118.3-119.4 m)

Fig. 1 Sample treated by heavy liquid $CdJ_2 + KJ$

Fig. 2 Sample treated by heavy liquid $Pb(NO_3)_2 + AgNO_3$

Fig. 3 Sample treated by heavy liquid $Pb(NO_3)_2 + KJ$

Fig. 4 Sample treated by heavy fluid $Pb(NO_3)_2 + (CH_3COO)_2Pb$

Plate XVIII

Removal of dark organic matter by final treatment with NaOH

(Neogene, MPČs-1, Kostolné, depth 118.3-119.4 m)

Fig. 1 Sample before removal of dark organic matter by NaOH, heavy fluid $Pb(NO_3)_2 + AgNO_3$ was used

Fig. 2 same as in Tab. XVII, Fig. 2: Sample treated by NaOH, heavy fluid $Pb(NO_3)_2 + AgNO_3$ was used

Fig. 3 Sample from which dark organic matter was removed by NaOH, heavy fluid $Pb(NO_3)_2 + KJ$ was used

Fig. 4 Same as in Tab. XVII, Fig. 3: Sample treated by NaOH; heavy fluid $Pb(NO_3)_2 + KJ$ was used

Fig. 5 Sample before removal of dark organic matter by NaOH; heavy fluid $Pb(NO_3)_2 + (CH_3COO)_2Pb$ was used

Fig. 6 Same as in Tab. XVII, Fig. 4: Sample treated by NaOH, heavy fluid $Pb(NO_3)_2 + (CH_3COO)_2Pb$ was used

G. M. TIMČÁK – E. ORLITOVÁ – J. JABLONSKÁ – K. JAKABSKÁ

A note on the GeoGIS database of chemical, microchemical and morphometrical data on zircons from West Carpathians

3 text-figs

A b s t r a k t. Regionálny výskum a interpretácia údajov o zirkónovej morfometrii a chemizme si vyžaduje použitie databáz a programových systémov, ktoré umožňujú predspracovanie, vyhľadávanie a dvojrozmerné spracúvanie údajov tak o horninách, z ktorých boli zirkóny separované, ako aj o zirkónoch samotných. Vytvorený databázový komplex v GeoGISe (Geologicko-geografickom informačnom systéme) pozostáva z 10 databáz napísaných v DBase IV a jednej obrazovej databázy napísanej v programovom prostredí IMAGER. Na umožnenie priradovania údajov databázy k miestam na mape a dvojrozmerného spracovania údajov metódami mapovej algebry sme použili programový balík Intergraph MicroStation a MGE. Databázy obsahujú údaje o chemickom a mikrochemickom zložení hornín a typologické i mikrochemické údaje o zirkónoch.

The amount of data available on zircon morphology and microchemistry is steadily increasing. The complexity of data is correspondingly greater. To enable a regional interpretation of the morphometrical and microchemical properties of zircons it is necessary to consider also a number of other data of geographical, geological, and petrological character. When a modern two-dimensional graphical processing of the data is required, a GIS (Geographical Information System) type of data processing is required.

In 1990, at the International Workshop on Zircon Morphometry in Herľany a small team of specialists working with zircon morphometry and GIS agreed on a project a part of which was to create a GIS system that would enable a wider correlation of zircon data. The GIS database, defined for this project and consisting of a series of datafiles, is linked to the Intergraph MicroStation and MGE system, which is described elsewhere (ORLITOVÁ et al., 1992).

The input of the 10 datafiles within the GeoGIS (Geologically oriented GIS) contains descriptors that enable the proper separation of zircons of different groups, plotting into trend diagrams, and specially to link database data to sampling points/localities defined on a digital map that was also created within this project. One new application was created for creating image databases that too, are linked to localities where sampling of measurements were done (DUGÁČEK, 1994). In order to enable an efficient sorting, for some of the descriptors the numerical codes used in the Geochemical Database (developed in cooperation with the Geological Institute of the Slovak Academy of Science (TIMČÁK et al., 1985; JANÁKOVÁ et al., 1992) were used.

Ten associated DBASE IV datafiles were defined in such a way that a specimen is identi-

RNDr. G. M. TIMČÁK, RNDr. E. ORLITOVÁ, RNDr. J. JABLONSKÁ, RNDr. K. JAKABSKÁ, Department of Geology and Mineralogy, Mining Faculty, Technical University, Park Komenského 15, 043 84 Košice, Slovakia

```

CISLO VZORKY:9999999999
STARE CISLO :XXXXXXX

CISLO ULOHY :XXXXXXXXXXXX
ROK RIESENIA:9999
AUTOR       :XXXXXXXXXXXXXXXXXXXX
CASOPIS    :999999
ROCNIK     :999
POCET STRAN:9999

LIST MAPY:XXXXXXXXXXXX
ZAMERANIE:9
SUR. X    :XXXXXXXX
SUR. Y    :XXXXXXX
SUR. Z1   :XXXXXX  nadmorska vyska
SUR. Z2   :XXXXX   hlbka pod povrchom

REGIONALNE ZARADENIE :XXXXXX
OROGRAFICKE ZARADENIE :XXXXX
LOKALITA : na prvom mieste uvedte presny geograficky
            nazov lokality napr. SOKOL
XXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXXX
NAZOV HORNINY :XXXXXX
VEK :XXXXXXXXXXXXXXXXXXXX
TYP METAMORFOZY :XXXXX
DRUHOTNE ZMENY :XXXXXXXXXXXX

```

Fig. 1 The layout of the input field of the first DBaseIV datafile of the GeoGIS before it is filled in by the user (Číslo vzorky: Specimen No., Staré číslo: original No., Číslo úlohy: Project No., List mapy: Map sheet code, Rok riešenia: Year, Autor: Author (if taken from literature), Časopis: Journal, Ročník: Year, Počet strán: Pages, Súradnice: X, Y, Z1, Z2: X, Y, Z1, Z2 Co-ordinates, Regionálne zaradenie: Regional code, Orografické zaradenie: Orographical code, Lokalita: Locality, Názov hornín: Rock name, Vek: Age, Typ metamorfózy: Metamorphosis type, Druhotné zmeny: Secondary changes).

CISLO VZORKY :		10										FREKVENCNE UDAJE		
IT		IA								TET2	POZNAMKA			
		100	200	300	400	500	600	700	800		pr. IA	pr. IT	ALFA	
100														
200			1							200.00				
300			13	27	1					266.00				
400			10	18	2	1				281.00				
500			2	5	3					318.00				
600					1					460.00				
700														
800														
											pr. IA	pr. IT	ALFA	
											279.0	365.0	49.00	

Fig. 2 The layout of the output field of the 10th GeoGIS datafile containing the morphometrical data [Číslo vzorky: Specimen No., Frekvenčné údaje: Frequency data, Poznámka: Note, IA, IT-: Typological indexes, TET2: 2nd type of typological evolution trend, pr. IA, pr.IT: mean IA, IT, alfa: alpha (TET1 angle)].

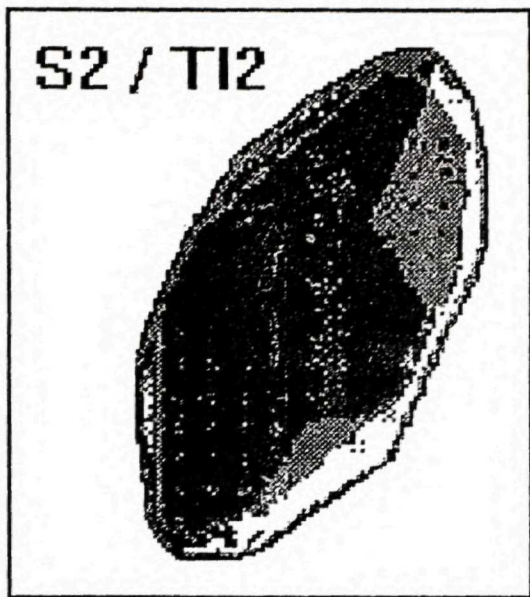


Fig. 3 An example of a processed and labelled, scanned raster image of a zircon grain. Such images, after post-processing (to enhance their quality) are incorporated into the image database associated with the locality of origin.

fied in any of them by a single number. For every datafile an input/output Form is defined that enables the user to access the datafiles and to view/print the data therein. A typical input Form layout is given in Fig. 1, output Form layout in Fig. 2. One of the datafiles incorporates the data from Pupin magmatic phase analysis of zircons (PUPIN, 1992). The graphical processing of the numerical data is possible through application programs (like the Geo, IMAGER) and the MGE. The MicroStation allows also to zoom in into the digital map summary data tables that make sample/locality documentation more complete. Non-vectorized images can be labelled, processed (Fig. 3), but can be integrated into a file suitable for the MicroStation only after vectorisation using the I/RAS software. Typological data can be extracted also for processing via the PUP1 and PUP2 programs that calculate and plot the unbiased TET1, the TET2 and the TET3 (cf.

TIMČÁK, 1990; TIMČÁK – HRONCOVÁ, 1993). Special programs like the Geo (HRONCOVÁ – HRONEC – DUGÁČEK, 1992) enable extended morphometrical data presentation.

The first datafile contains the identification data of the specimen and the rock type description (Fig. 1). It enables also the identification of data taken from literature. The second datafile contains the chemical data on parent rocks (major elements). The third datafile contains trace element analysis data of parent rocks (76 elements). The 4th datafile contains the modal analysis data of the parent rock, the 5th contains the data on petrological classification results (according to CIPW, Chappel-White, De la Roche, Mielke-Winkler and Streckeisen). The 6th datafile contains the petrographical description of the parent rock. The 7th datafile encompasses electron microprobe analysis data of zircons. In this datafile older data, where point analyses were taken without the discernment of the morphometrical type of the analysed grains, they are stored separately. The datafile enables the storage of analyses from up to 10 grains. For every grain 3 point analyses could be included. The oxides concerned are SiO_2 , ZrO_2 , HfO_2 , ThO_2 , Al_2O_3 , CaO , Ce_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , La_2O_3 , MgO , P_2O_5 , UO_2 and Y_2O_3 . The 8th datafile contains the microprobe analysis data, where the point analyses were made on grain sections where the morphometrical type was known. Ten grains with 5 analytical points can be inputted for every specimen. The stored oxide types are identical with those of the previous datafile. The 9th type of datafile contains the microprobe analytical data on zircon grain sections of known morphometrical type, where the point analyses mentioned earlier, where the magmatic phases were determined. The datafile can take 20 points per analysed grain. The 10th datafile contains the morphometrical frequency data and the data necessary for plotting the TET1 and TET2 (cf. PUPIN, 1976). The 11th database is a database of labelled raster images that is run under the IMAGER application program and is not

dependent on the DBaseIV or ORACLE database.

Presently the databases are under adaptation for the ORACLE database system that is inherently used by the MGE (Modular GIS Environment) program package that we use. The DBaseIV database is conceived in a user-friendly way and is open to specialists interested in using it on a data exchange basis (i. e. access is permitted on a contract basis or through data contribution. The GIS is to be linked to E-mail (INTERNET) in order to facilitate international data exchange.

References

- DUGÁČEK, D., 1994: IMAGER – aplikačný program pre obrazovú databázu v prostredí Intergraph MicroStation PC. Manuskript, 3.
- HROŇOVÁ, E. – HRONEC, J. – DUGÁČEK, D., 1992: GEO – an idl program for Pupin typogram data presentation in the Intergraph MicroStation environment. Computers and Geosciences, in print, 10 p.
- JANÁKOVÁ, K. – MEDVEĎ, J. – GLOS, J. – MARTINOVÁ, M. – KRUŽLÍKOVÁ, M. – TIMČÁK, G. – ČULMANOVÁ, Z., 1992: Miner. slov. (Bratislava), 24, 131–135.
- ORLITOVÁ, E. – DUGÁČEK, D. – TIMČÁK, G. – HROŇOVÁ, E., 1992: An application of the Intergraph MicroStation in geology. Transaction of the TU Košice, in print.
- PUPIN, J. P., 1976: Signification des caractères morphologiques du zircon commun des roches en pétrologie. Bas de la methode typologique. Applications. Université Nice.
- PUPIN, J. P., 1992: Les zircons des granites océaniques et continentaux: couplage typologie-géochimie des éléments en traces. Bull. Soc. géol. France (Paris), 163, 4, 495–507.
- TIMČÁK, G. M. et al., 1985: Final Report of State Research Report Numerical Processing of Geochemical and Geological Data (Numerické hodnotenie geochemických a geologických údajov). Vol. I., Dept. of Geology and Mineralogy, Technical University, Košice, 40 p.
- TIMČÁK, G. M., 1990: Statistical assessment of the typogram data of the Pupin classification of zircons, Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 41, 5, 561–574.
- TIMČÁK, G. M. – HROŇOVÁ, E., 1993: The PUP1 program for the optimized statistical parameter calculation of zircon typology data for MATLAB environment, Miner. slov. (Bratislava), 2/25, 138–142.

Acknowledgement: The above work was partially financed by the State Research Grant No. 9102 of the Grant Agency for Science at the Ministry of Education and Science of the Slovak Republic in Bratislava.

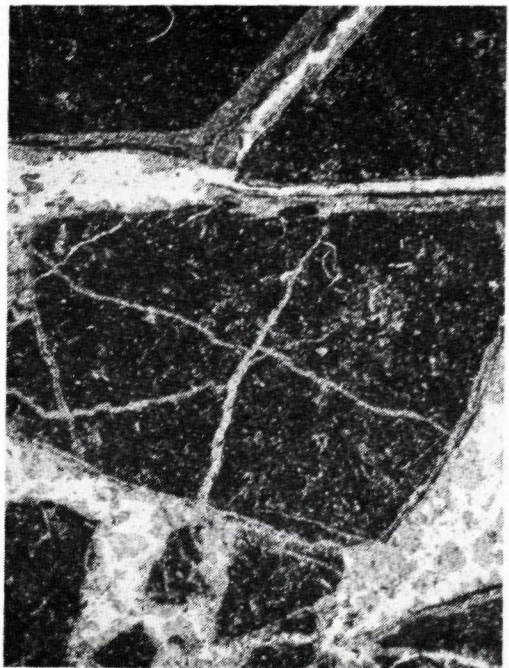
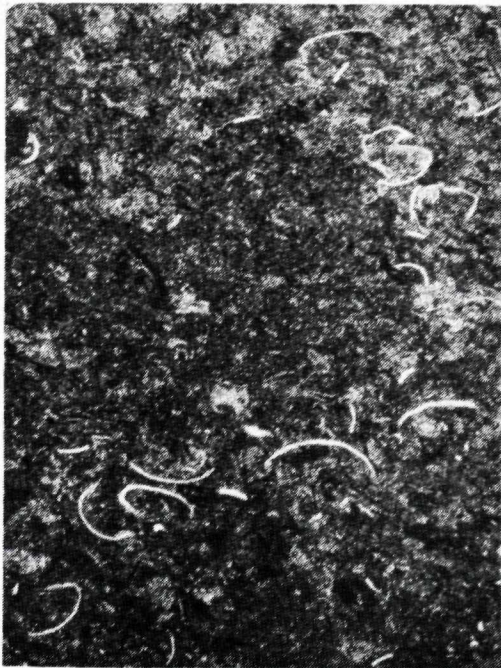
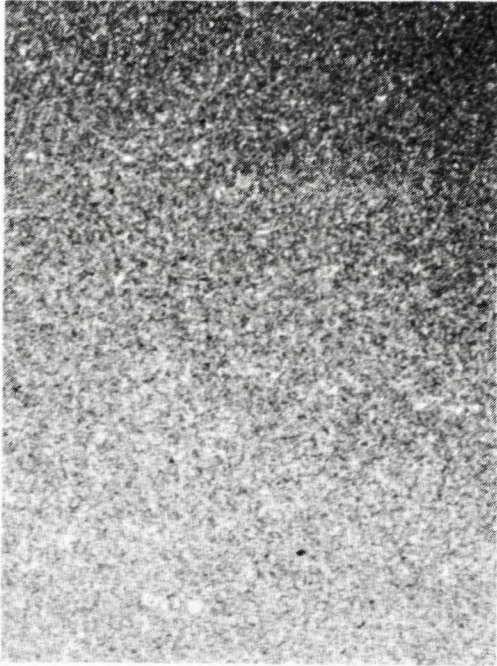
G. M. TIMČÁK – E. ORLITOVÁ – J. JABLONSKÁ – K. JAKABSKÁ

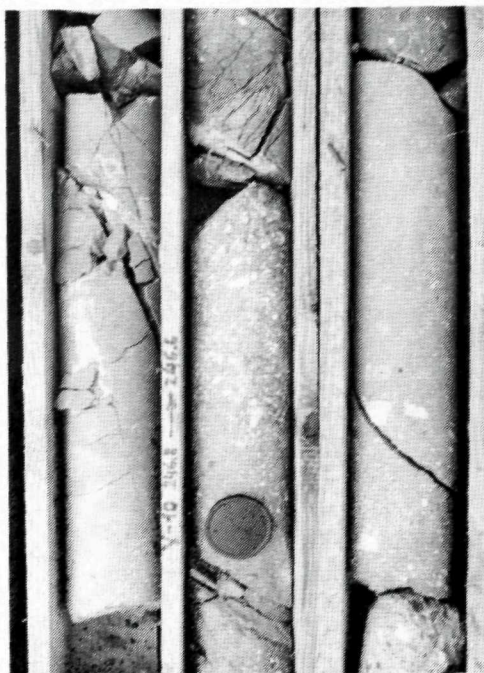
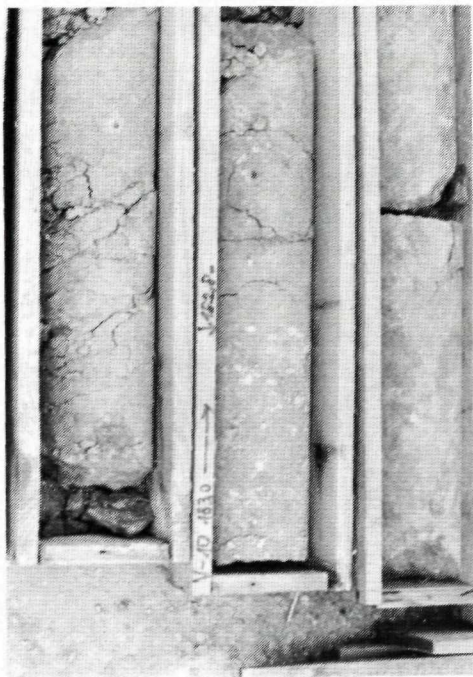
A note on the GeoGIS of chemical, microchemical and morphometrical data on zircons from West Carpathians

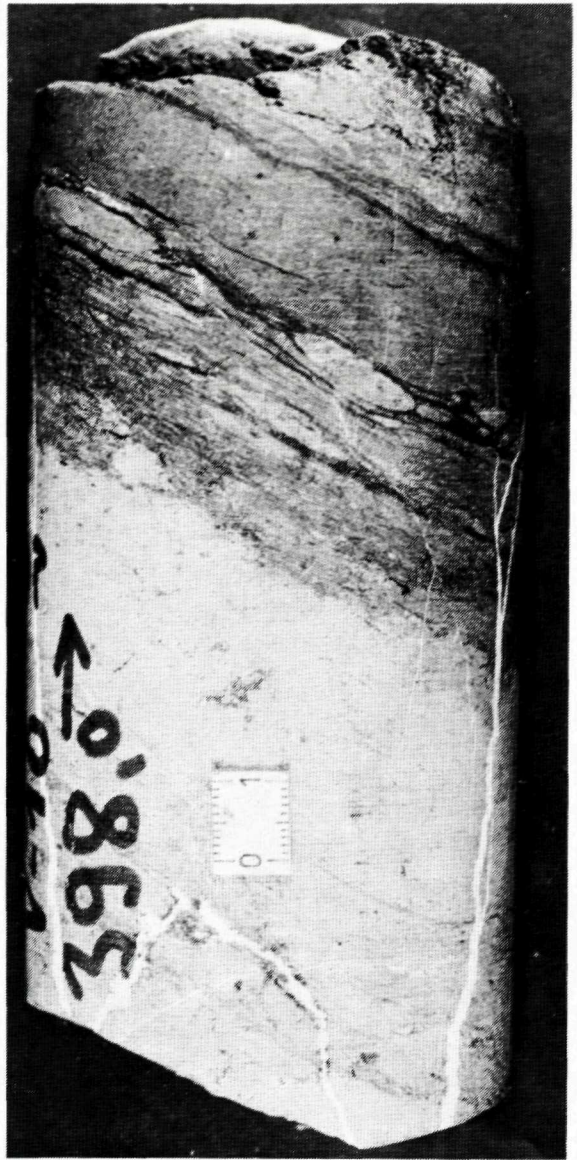
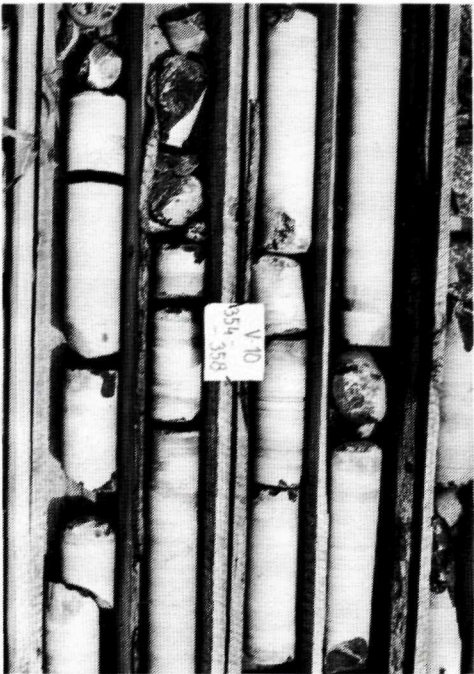
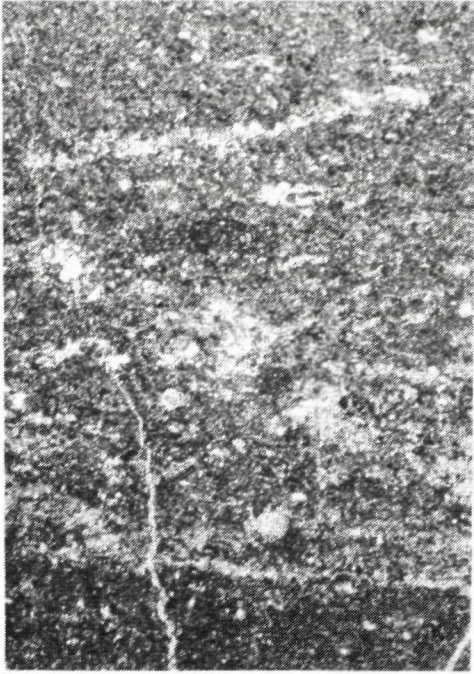
Summary

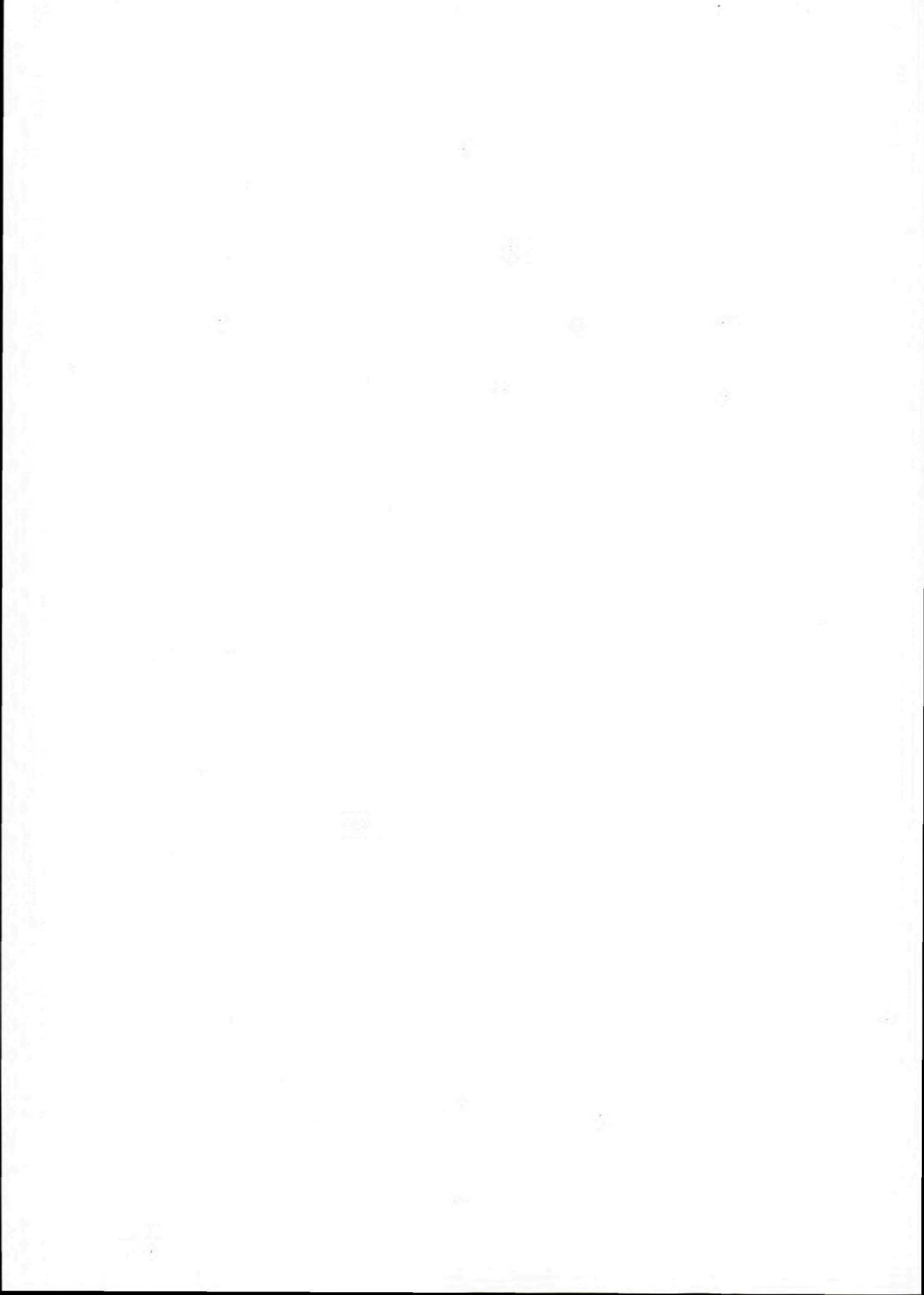
The GeoGIS that is built at our Department enables look-up and querying 10 numerical and descriptive databases plus a database of graphical data. The databases are linked to a digital map of Slovakia and they can be viewed by mouse clicking through the digital map, where the localities are shown. The databases presently contain data about Neogene and Paleogene zircons and their parent rocks from the West Carpathians. Presently the transition from DBaseIV database to the ORACLE is being handled, to enable the work with MGE and GRID ANALYST software. These softwares enable complex queries to be formulated and the use of map algebra for two-dimensional data processing.













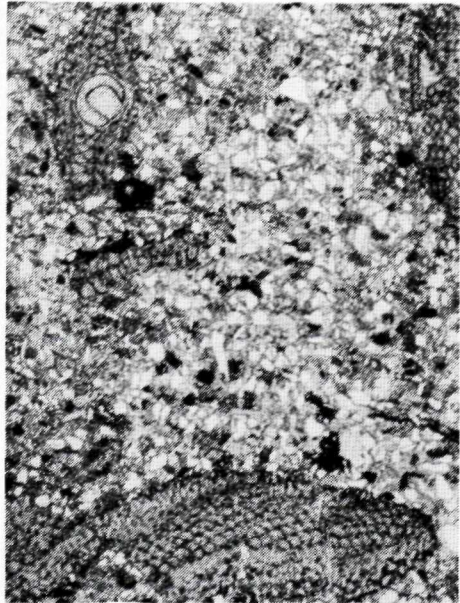
1



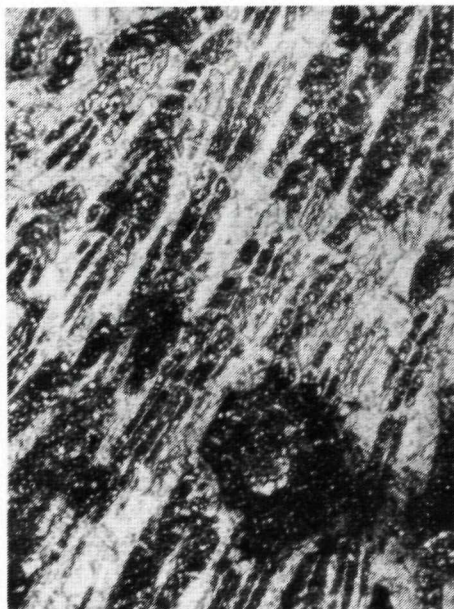
2



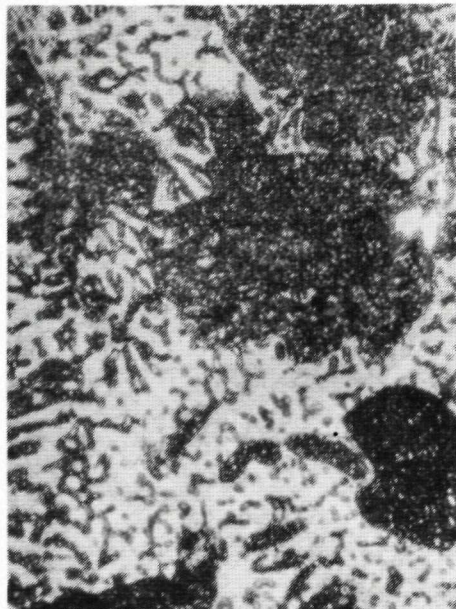
3



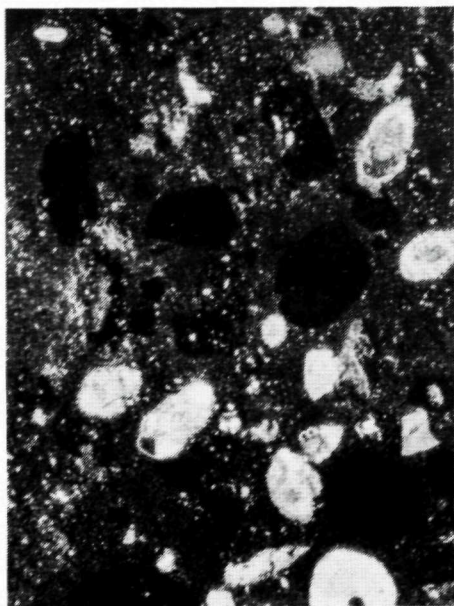
4



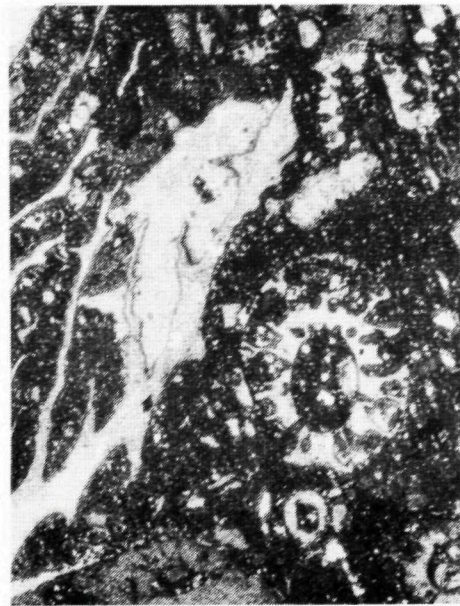
1



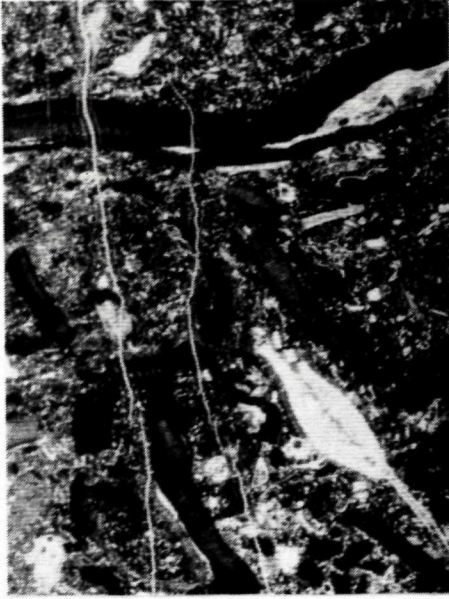
2



3



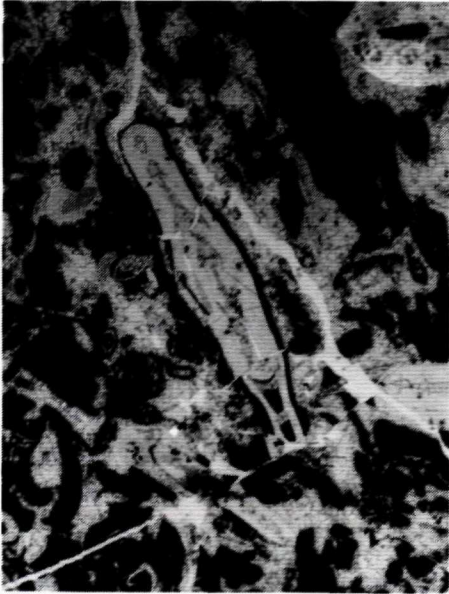
4



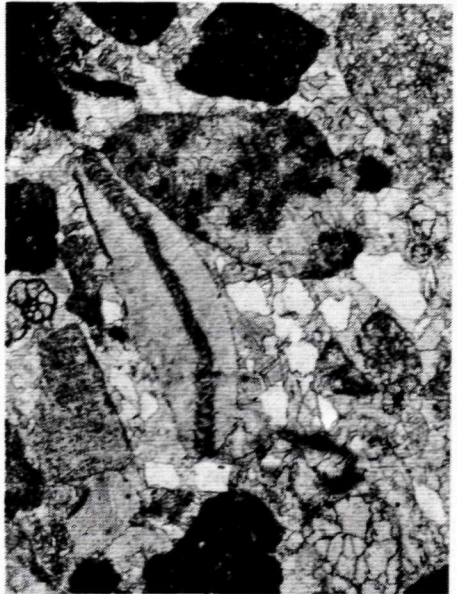
1



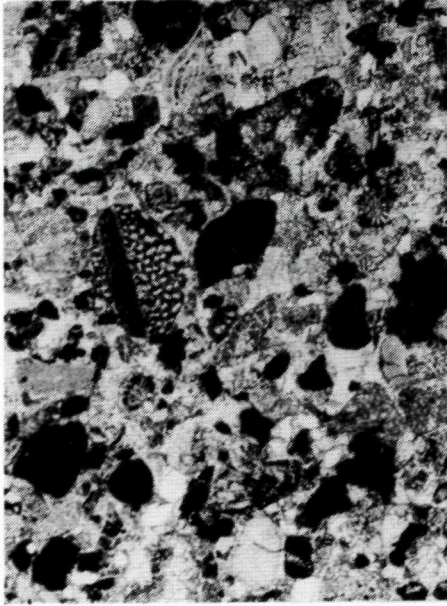
2



3



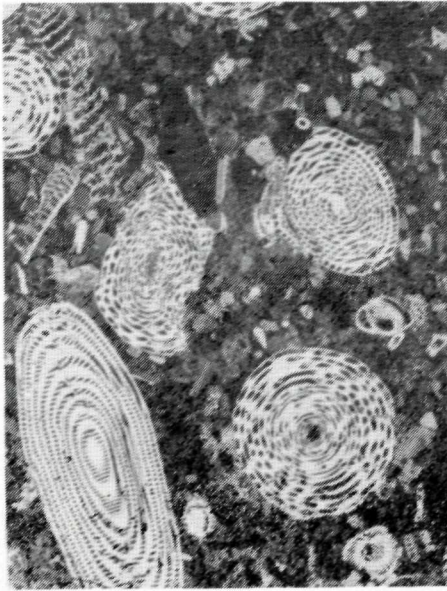
4



1



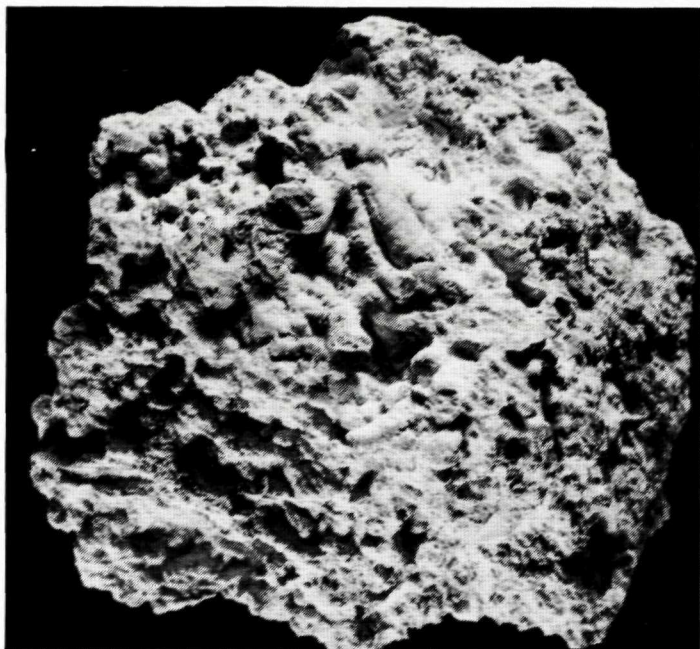
2



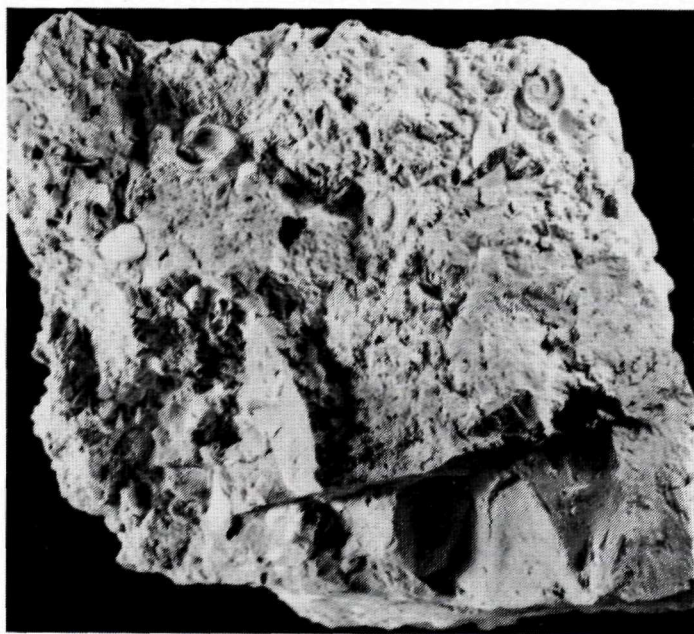
3



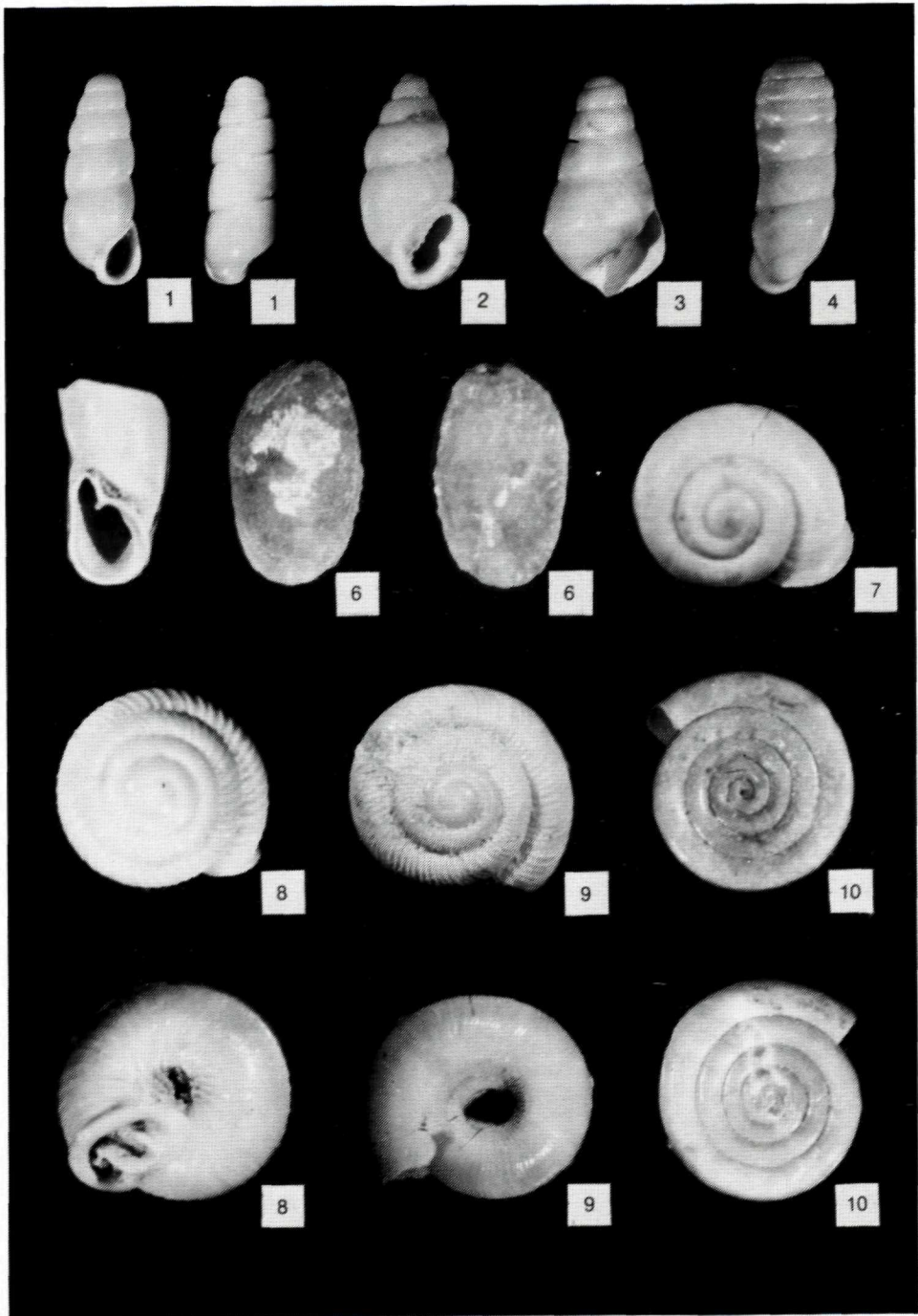
4

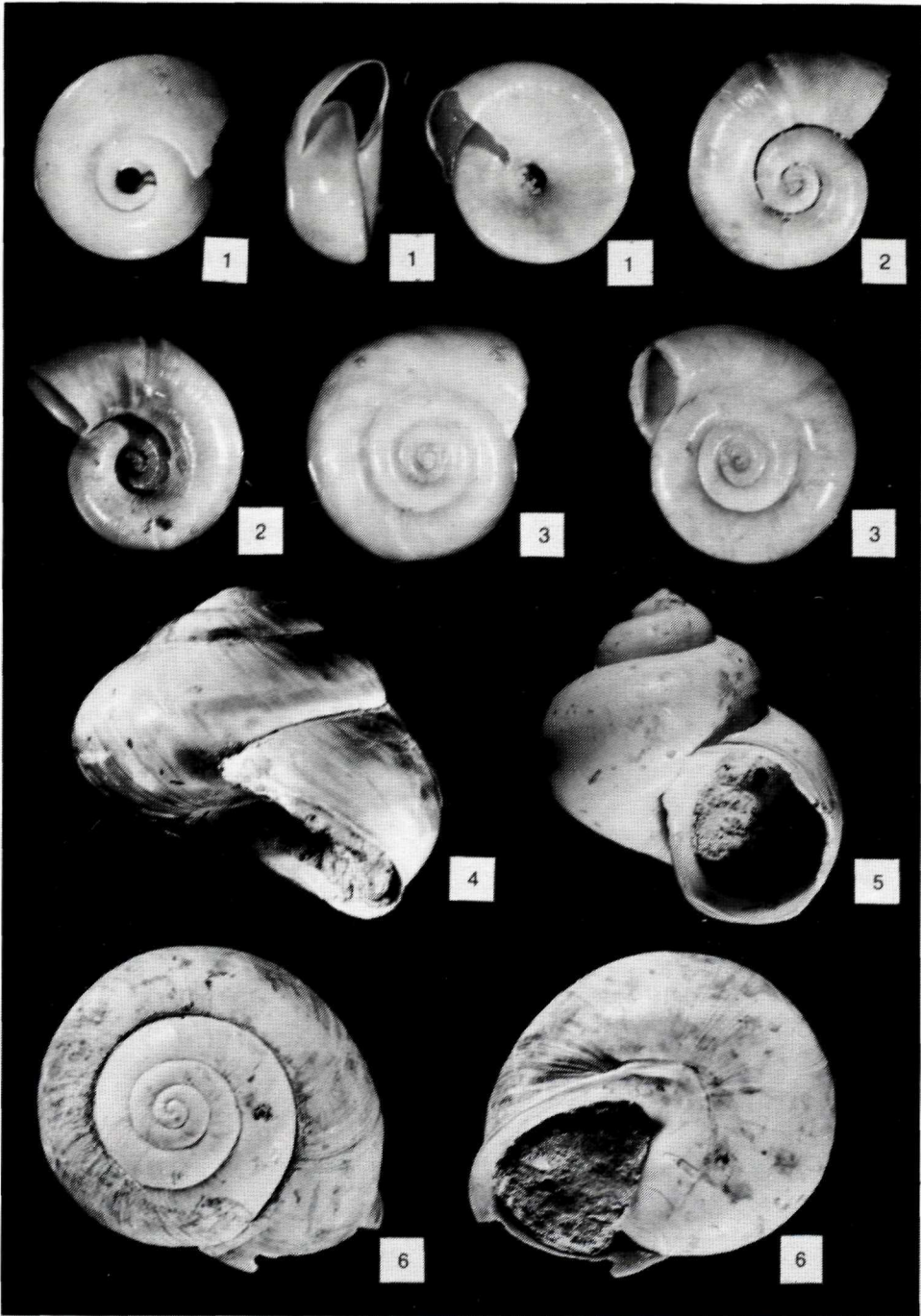


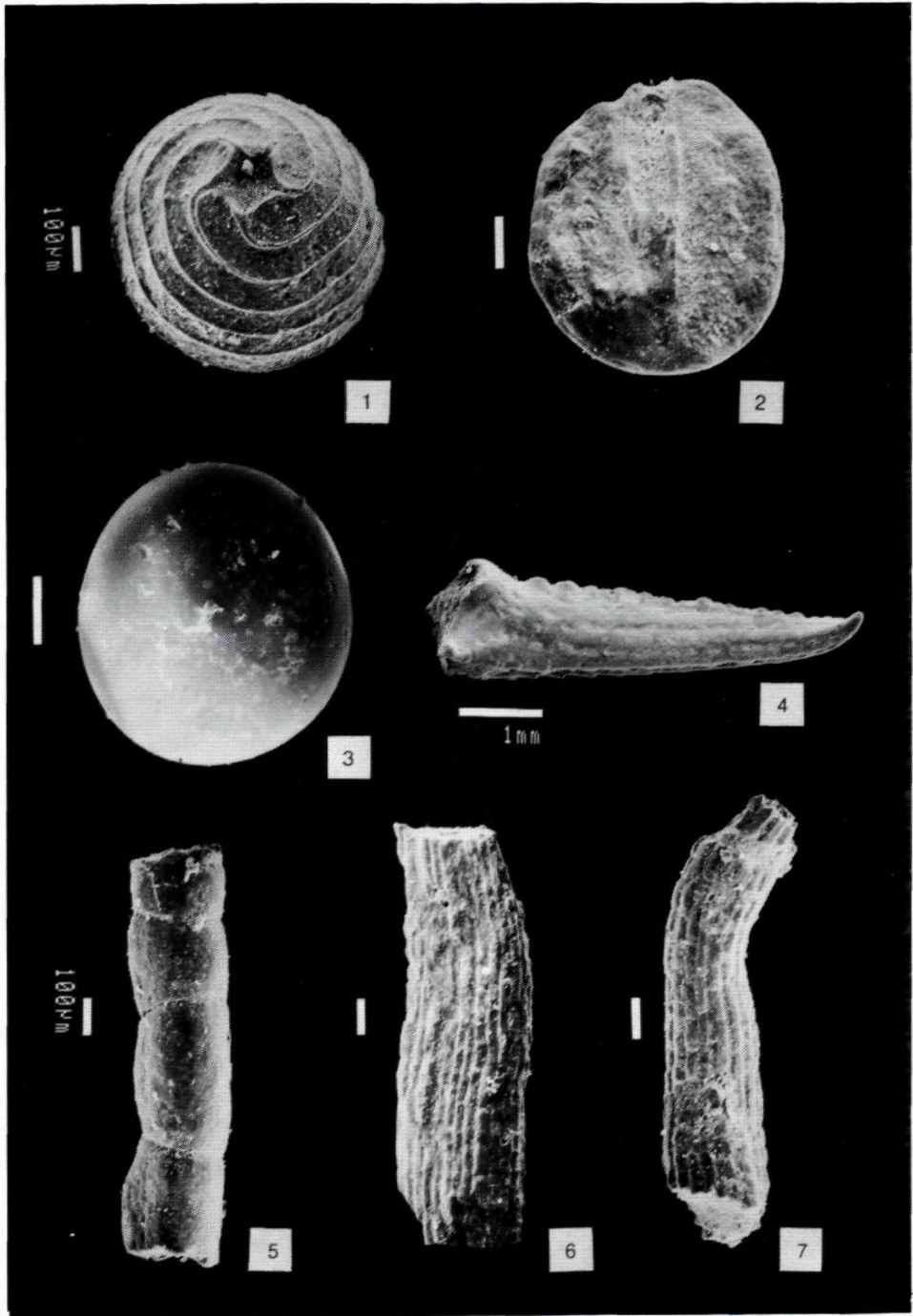
1

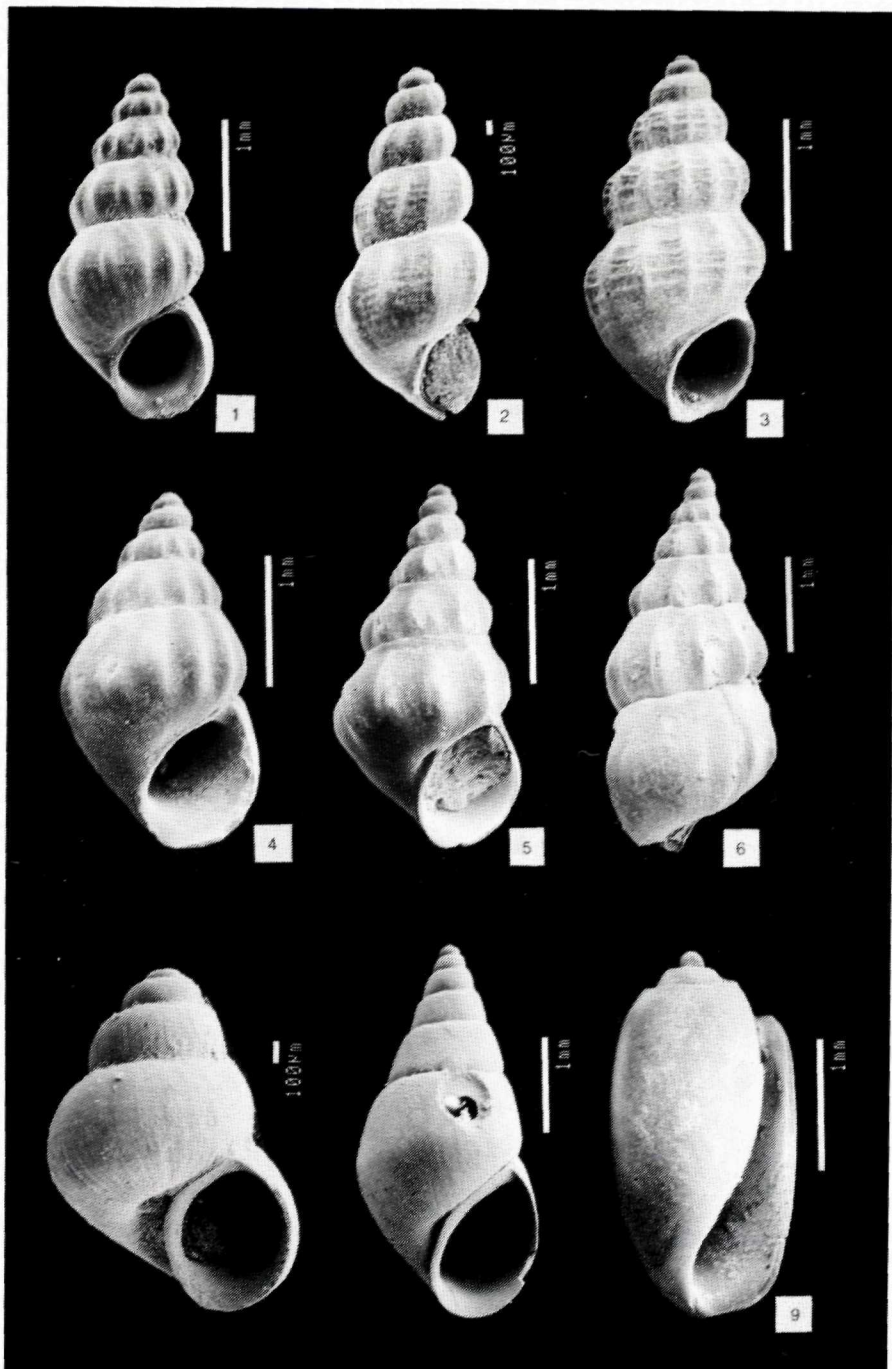


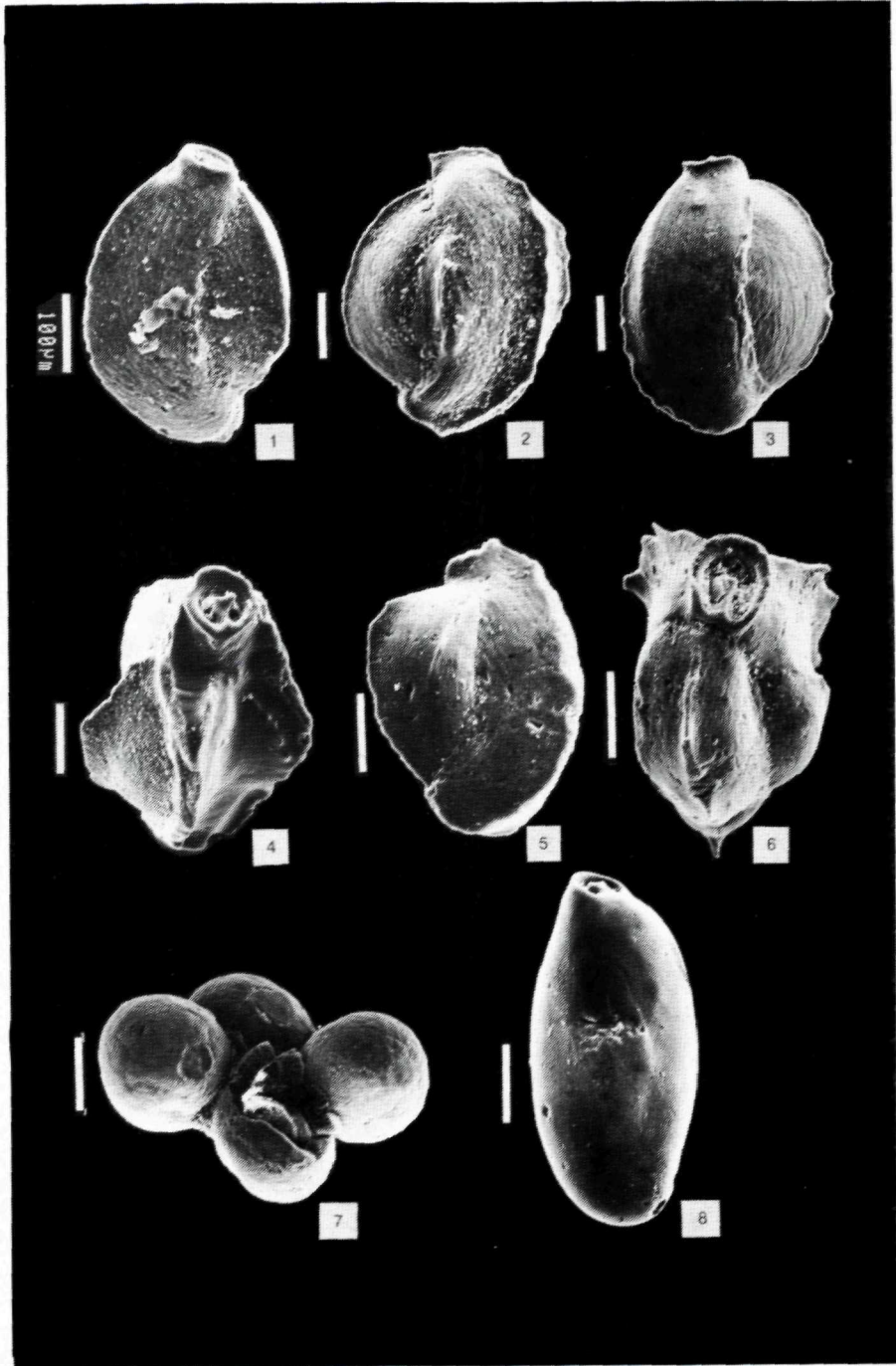
2

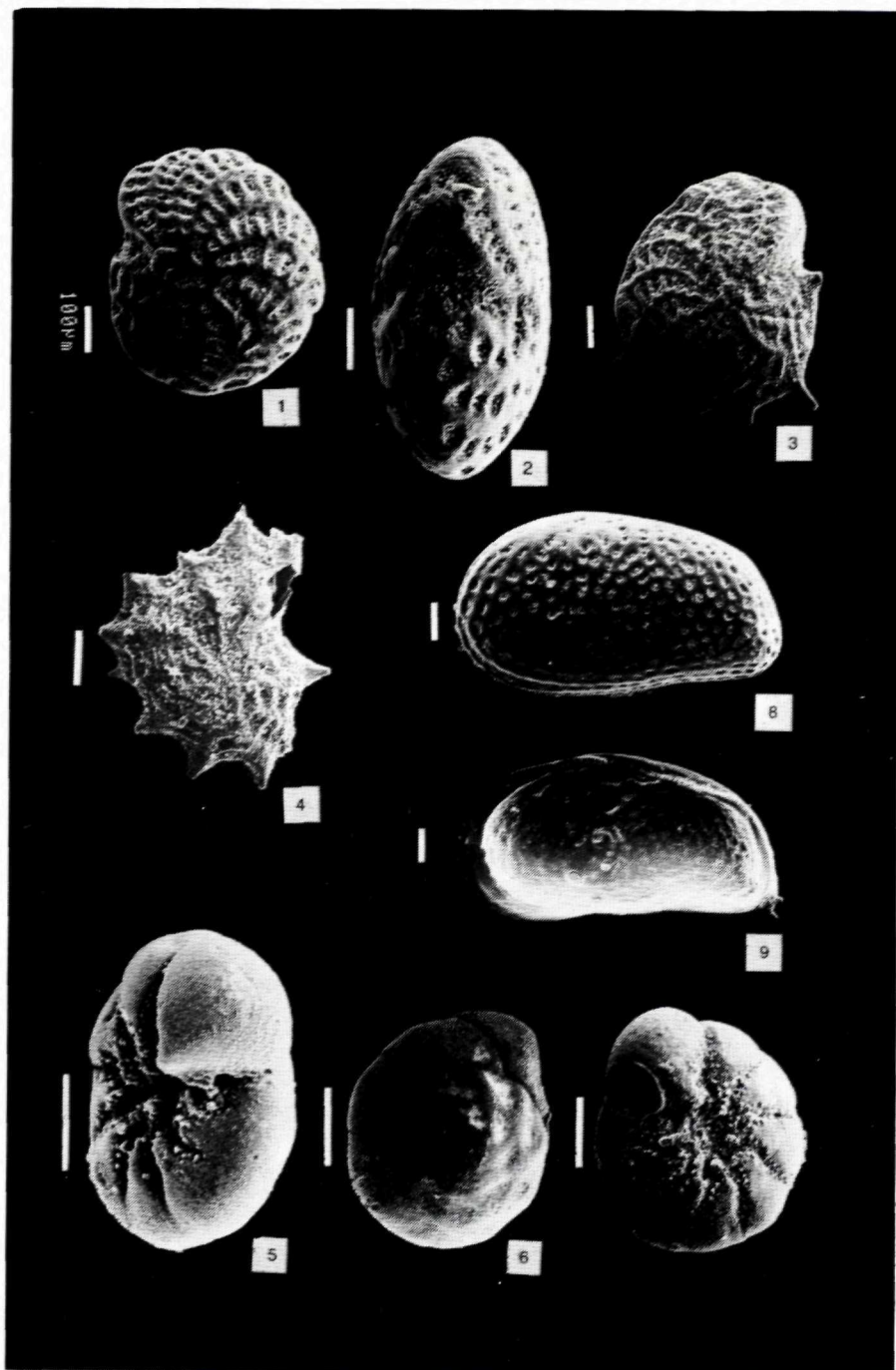


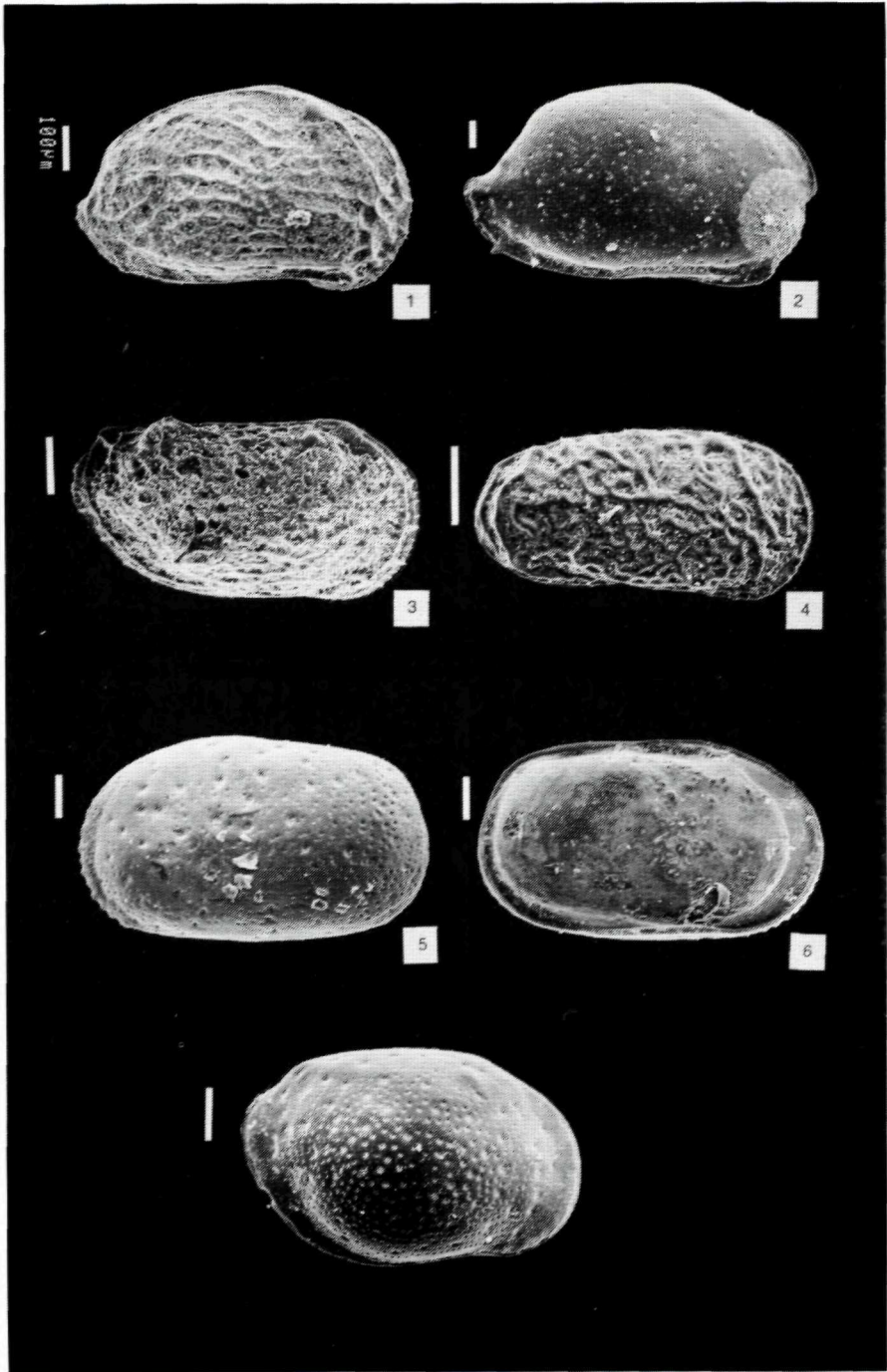


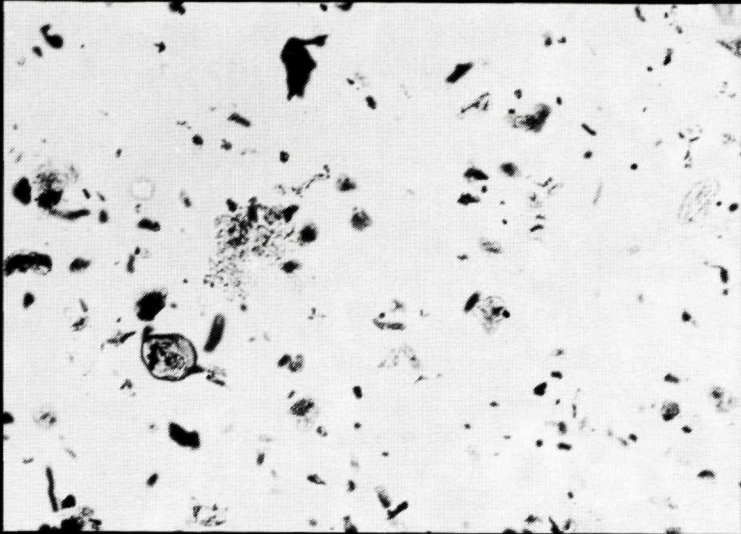




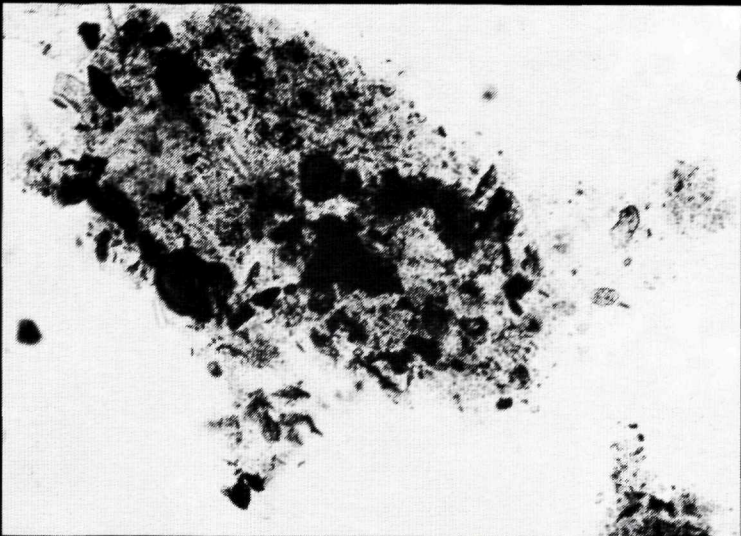




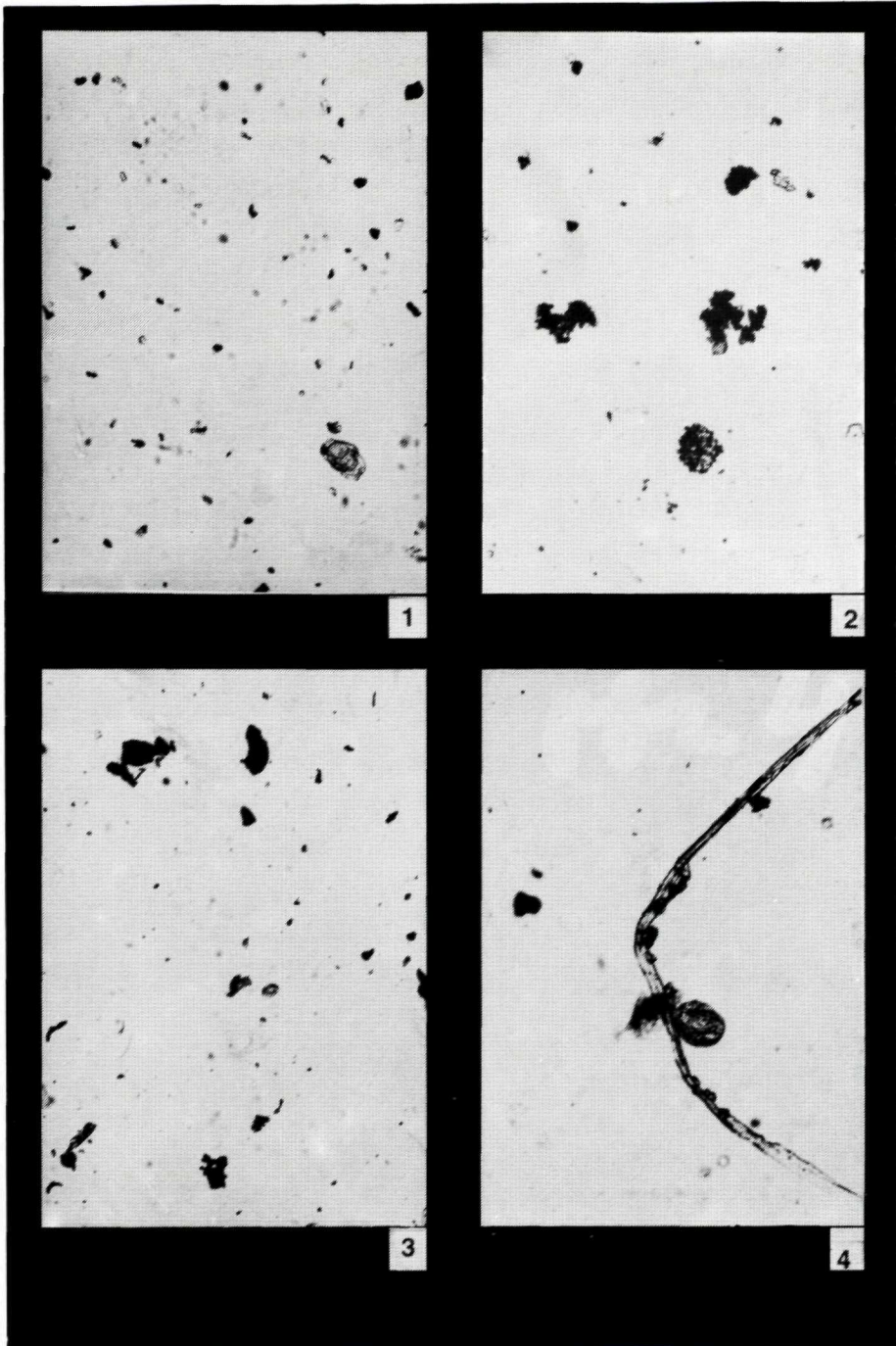


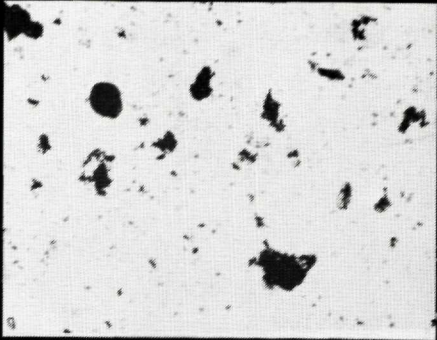


1

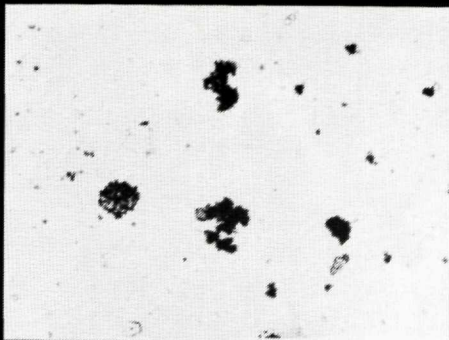


2

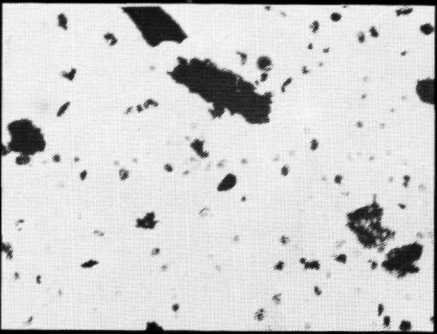




1



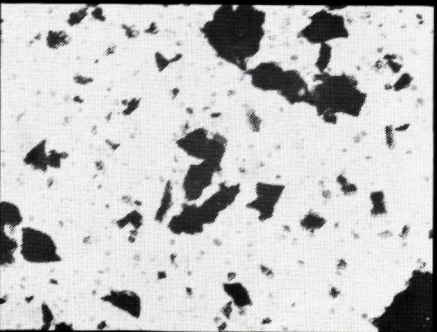
2



3



4



5



6

**GEOLOGICKÉ PRÁCE
SPRÁVY 99**

Vydal Geologický ústav Dionýza Štúra roku 1994. Vydateľské oprávnenie GÚDŠ: MK 42/1990-21

Vedecký redaktor: RNDr. Dionýz Vass, DrSc.
Zodpovedná redaktorka: Ing. Janka Hrtusová
Korigovala: Mgr. Viera Gardošová
Technická redaktorka: Gabriela Šipošová
Sadzba: Mária Cabadajová

Tlač a knihárske spracovanie: DuAd-print, Bratislava 1994
Náklad 500 kusov. Rozah AH 10,50, VH 10,64.