B. Mol'e

GEOLOGICKÉ PRÁCE
SPRÁVY 73

VEDECKÝ REDAKTOR

RNDr. Ondrej Samuel, DrSc.

REDAKČNÁ RADA

RNDr. Augustín Began, CSc., RNDr. Anton Biely, CSc., RNDr. Edita Brestenská, Akad. Bohuslav Cambel, RNDr. Oto Fusán, DrSc., RNDr. Ján Gašparik, CSc., RNDr. Pavol Grecula, CSc., RNDr. Jozef Gubač, CSc., RNDr. Ján Ilavský, DrSc., RNDr. Ing. Ján Kantor, CSc., Ing. Eugen Kullman, CSc., prof. RNDr. Miroslav Kuthan, CSc., Akad. Michal Maheľ, RNDr. Magda Marková, CSc., RNDr. Ondrej Samuel, DrSc., (predseda edičnej rady), RNDr. Laurenc Snopko, CSc., RNDr. Imrich Vaškovský, DrSc.

GEOLOGICKÉ PRÁCE

SPRÁVY 73

GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA, BRATISLAVA 1979

Geologický ústav Dionýza Štúra
ODBOROVÉ INFORMAČNÉ STREDISKO
Mlynská dolina 1
817 04 BRATISLAVA

ČA.
Signatúra: 13191-
kat. čís.: 148/1980
Kčs kúpa: 40.—
Kčs vým.: —
Č. dar: —

© Geologický ústav Dionýza Štúra, 1979

OBSAH—CONTENTS—INHALT

Bajaník, Š. — Biely, A. — Miko, O. — Planderová, E.: O paleozoickom vulkanicko-sedimentárnom komplexe Prednej hole (Nízke Tatry) — A Paleozoic volcano-sedimentary complex of Predná hoľa (Nízke Tatry mountains) 7

Biely, A. — Kullmanová, A.: Výskyt devónskych sedimentov v podloží podunajskej panvy — Ein Vorkommen von Devon-Sedimenten im Donau-Becken 29

Bajaník, Š. — Vozárová, A.: Litofaciálna spätosť severogemeridného permu a spodného triasu v oblasti Margecian — Lithofacial linking of the North Gemeride Permian and Lower Triassic in the area of Margecany 39

Bujnovský, A. — Kochanová, M. — Pevný, J.: Trlenská Formation — a new formal lithostratigraphical unit of the Liassic of the Šipruň group — Trlenské súvrstvie — nová litostratigrafická jednotka liasu šiprunskej série 49

Polák, M.—Bujnovský, A.: The Lučivná formation (New designation of a formal lithostratigraphical unit of the Lower Cretaceous of envelope groups in the West Carpathians) — Lučivnianske súvrstvie (Nový názov formálnej litostratigrafickej jednotky spodnej kriedy obalových skupín Západných Karpát) 61

Began, A. — Gašpariková, V.: Príspevok ku stratigrafii jury czorsztýnskej sukcesie – On the stratigraphy of the Jurassic in the Czorsztýn succession 71

Marschalko, R.—Haško, J.—Samuel, O.: Záskalské brekcie a proces vzniku olistostrómov (Bradlové pásmo na Dolnej Orave) — Záskalie breccias and genesis of olistostromes . . 75

Ďurkovič, T. — Koráb, T.: Štúdium proximality sedimentov dukelskej jednotky (flyš východného Slovenska) — Study of proximality of sediments in Dukla unit (East- Slovakian Flysch) 89

Salaj, J.—Samuel, O.: Chronostratigrafia vrchnej kriedy a jej aplikácia na Západné Karpaty. 111

Mahr, T. — Šajgalík, J.: Vývoj, zloženie a vlastnosti štvrtohorných sedimentov západnej časti Bratislavy — Development, composition and properties of Quaternary sediments of the Bratislava western part 161

Ivanov, M.: Genéza mangánových rudných výskytov medzi Detvou a Hriňovou — Genesis of manganese ore occurences between Detva and Hriňová 173

Gazda, S.—Hanzel, V.—Hyánková, K.—Melioris, L.: Hydrogeochémia kryštalinika, glacigénnych a glacifluviálnych sedimentov Vysokých a Západných Tatier — Hydrogeochemical study of crystalline complex glacigenic and glacifluvial sediments in Vysoké Tatry and Západné Tatry Mts. 187

Franko, O. — Zakovič, M.: Minerálne vody vo Zvolene — Minerals waters at the town Zvolen 203

Kantor, J.—Rybár, M.: Rádiometrické veky granitov zo Spišsko-gemerského rudohoria a priľahlej časti veporíd 213

Kullmanová, A.: O výskyte úlomkov vápencov s tentakulitmi v silickom príkrove 235

Snopková, P.: Výskyt strednodevónskych palinomorf vo vrte Zelený Háj-1 237

Samuel, O. — Bročková, I.: Slovenské názvoslovie chronostratigrafických jednotiek . . . 241

Demedjuk, N. S.: Recenzia knihy I. Vaškovského Kvartér Slovenska 265

Geologické práce, Správy 73, s. 7—28 Geologický Ústav Dionýza Štúra, Bratislava, 1979

Štefan Bajaník—Anton Biely—Oto Miko—Eva Planderová

O paleozoickom vulkanicko-sedimentárnom komplexe Prednej hole (Nízke Tatry)

2 obr. v texte, 14 fotogr. tabuliek (I—XIV), anglické resumé

Abstract. The principal components of a sedimentary-volcanogenic complex on the eastern slope of the Kráľova hoľa Mts. are terrigene sediments (metaarcoses, metagraywackes with phyllite intercalations). Volcanogenic rocks (diabases, their tuffs and tuffites, scarce quartz keratophyres), deposited conformably mostly in the upper part of the terrigene sediments represent the subordinate component. The complex metamorphosed in the green schists facies is ranged to the Devonian.

Úvod

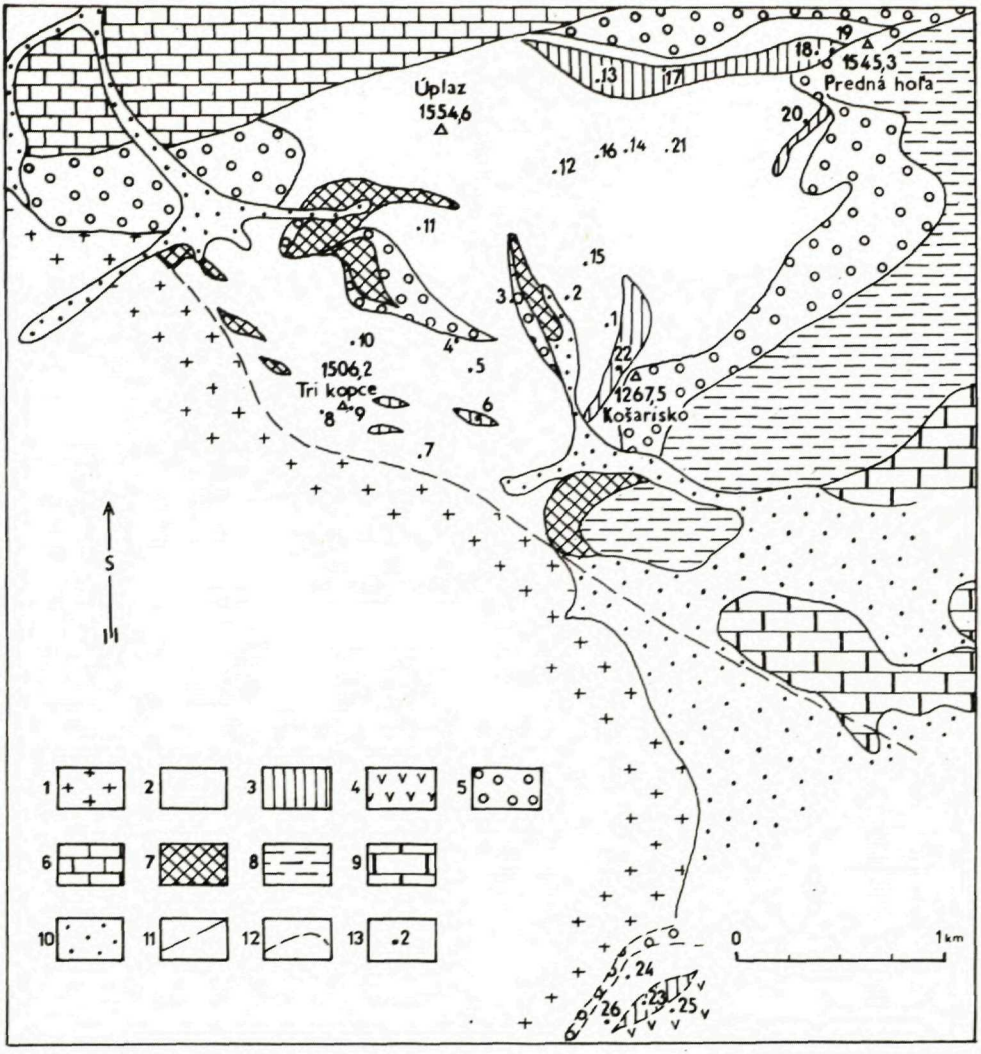
V Západných Karpatoch je nemálo anchimetamorfovaných komplexov, o veku ktorých boli vyslovené protichodné názory. Jeden takýto predmezozoický vulkanicko-sedimentárny komplex vystupuje na sv. svahu Kráľovej hole (obr. 1) medzi vrcholmi: Tri kopce (k. 1506,2), Úplaz (k. 1554,6), Predná hoľa (k. 1545,3) a Košarisko (k. 1267,5). Má síce neveľké plošné rozšírenie (cca 6 km^2), ale jeho pozícia uprostred rôznych tektonických jednotiek naznačuje, že objasnenie jeho pôvodu a veku môže mať význam pre pochopenie tektonickej stavby širšej oblasti. Na geologickej mape ČSSR 1:200 000, list Vysoké Tatry, je tento komplex, ktorý budeme nazývať komplex Prednej hole*, označený ako permské kremenné porfýry. Nové informácie, ktoré sme získali o jeho vulkanickej i o sedimentárnej zložke, sú predmetom nášho príspevku.

Historický prehľad

Prvé zmienky o výskyte porfyroidov a zelených bridlíc v predmetnej oblasti pochádzajú od V. Uhliga (1903, str. 766). V. Zoubek (1935) vymedzuje krakľovské kryštalinikum až po poludník Kráľovej hole, kde z neho zisťuje iba jeho

*RNDr. Š. Bajaník, CSc., RNDr. A. Biely, CSc., RNDr. O. Miko, RNDr. E. Planderová, CSc., Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 809 40 Bratislava

* Termín „komplex Prednej hole" má v predloženom príspevku pracovný charakter a nevyjadruje definovanú litostratigrafickú jednotku



Obr. 1 Geologická skica východnej časti masívu Kráľovej hole (podľa geologickej mapy 1:25 000 — I. Lehotský a kol. 1969, čiastočne upravené). 1 — kráľovohoľský komplex — prevažne granitoidy; 2—4 komplex Prednej hole (devón): 2 — metaarkózy až metadroby, fylity, kvarcity, metakonglomeráty; 3 — metadiabázy a metamorfované diabázové tufy a tufity; 4 — metamorfované kremenné keratofýry; 5 — kvarcity (T_1); 6 — séria Veľkého Boku (T_2—J); 7 — mezozoikum nejasnej tektonickej príslušnosti (T_2—?J); 8 — chočský príkrov — karbón; 9 — mezozoikum vernárskeho pruhu (T_2); 10 — kvartér; 11 — predpokladaný zlom; 12 — približná hranica; 13 — lokality študovaných vzoriek;

najexternejšie členy — amfibolity a porfyroidy (l. c. str. 94). Východne od Prednej hole je redukované už len na pruh silno dislokačne metamorfovaných amfibolitov zaklinených medzi sériu Veľkého Boku a karbón (náležiaci muránskej zóne — chočskemu príkrovu), ktorý severne od Vernára podľahol úplnej tektonickej redukcii (l. c.).

R. Kettner (1937) tu vymedzil kartograficky dva členy: svorové fylity s porfyroidmi a amfibolity. Považoval ich za pôvodné podložie série Veľkého Boku, t. j. krížňanského príkrovu. V tektonickom zmysle vyjadril presunutie tohto komplexu cez sériu Veľkého Boku a zároveň jeho ponáranie pod kryštalinické komplexy pásma Kráľovej hole alebo pod karbón vernárskeho pruhu.

A. Biely (1955) na Prednej holi odlíšil staršie porfyroidy a mladšie chloriticko-epidotické bridlice — metamorfované bázické horniny — a považoval ich, podobne ako predchádzajúci autori, za súčasť krakľovského kryštalinika.

D. Kubíny (1959) nazýva tento komplex porfyroidovo-bridličnatou sériou; stratigraficky ju interpretuje viacznačne. Na tektonickej mape ju označuje ako karbón — verukáno?, inde ako spodný karbón (perm?; str. 116), spodný karbón alebo staršie palezoikum — gottland?; str. 172), prípadne až stredný karbón (str. 175). Na rozdiel od predchádzajúcich autorov nepovažuje túto sériu za súčasť krakľovského kryštalinika (str. 144—145). Naopak, usudzuje, že s kryštalinikom nemá vôbec spojenie a do oblasti Prednej hole bola presunutá spolu s chočskou sériou (str. 166) cez mezozoikum obalovej série veporíd (str. 170) a môže byť ekvivalentom fylitovo-diabázovej série gemeríd? (str. 172).

Pri Heľpe, v asociácii hornín, ktoré V. Zoubek—A. Gorek (1953) a D. Kubíny (1958) považujú za permské, zistil A. Biely (1961) aj chloriticko-epidotické bridlice, analogické choriticko-epidotickým bridliciam na Prednej holi. To bolo motívom, aby porfyroidovo-bridličnatú sériu (porfyroidy a chloriticko-epidotické bridlice sensu A. Biely 1955) v oblasti Prednej hole označil za permskú a za najstaršiu zložku obalovej série kryštalinika pásma Kráľovej hole (A. Biely 1961, str. 118).

V novších prácach, zväčša rukopisných, o spomínanom komplexe sa uvažuje ako o permskom, ale nové argumenty pre takéto zaradenie neboli uvádzané. Pokiaľ ide o látkové zloženie, J. Ivanička (1965) a I. Lehotský et al. (1969) v ňom, okrem prv známych hornín, opísali aj arkózy. A. Klinec (1976) tento komplex zahrnul do permu (?), do skupiny hornín neobjasnenej príslušnosti. Označil ho ako veporidnú zložku a jeho styk voči kráľovohoľskému komplexu vyjadril ako príkrovovú plochu.

Látkové zloženie

V predmetnom komplexe sa v minulosti v podstate odlišovali dve litologické jednotky. V prvej z nich sa ako dominujúce uvádzali kyslé produkty vulkanizmu

(porfyroidy a svorové fylity, resp. tzv. porfyroidovo-arkózová séria) a v druhej litologickej jednotke bázické produkty (amfibolity, resp. chloriticko-epidotické bridlice — podľa predchádzajúcich autorov). Aj náš výskum ukázal, že sa v tomto komplexe vyskytujú dve geneticky odlišné skupiny hornín: metamorfované terigénne sedimenty a metamorforané vulkanogénne horniny.

Metamorfované terigénne sedimenty

Metaarkózy až metadroby (drobové bridlice)

Sú to strednozrnné až drobnozrnné horniny zložené prevažne z klastických zŕn kremeňa a živcov, ležiacich v drobnozrnnejšej základnej hmote. Ide o širšiu skupinu hornín, v ktorej sú zastúpené variety bohatšie na kremeň (pôvodne arkózovité pieskovce, prechádzajúce až do kremenných pieskovcov) spolu s varietami, ktoré možno označiť ako metamorfované, pôvodne piesčité arkózy, prípadne arkózy s vyšším obsahom základnej hmoty než drobové pieskovce a droby. Veľkosť klastických zŕn v nich nepresahuje 2 mm; iba ojedinele sa vyskytli zrná do 3—4 mm. Typy s prevládajúcou pôvodne ílovitou zložkou, s drobnejšími zrnami kremeňa a iba s malým množstvom živcov tvoria už prechod k fylitom (drobové bridlice).

Horniny tejto skupiny majú svetlú sivozelenkavú ale i sivoružovkastú a žltkastú farbu. Na priečnom reze vidno okrem hojného kremeňa i zrná živcov. Svetlejšie sú hlavne variety viacej postihnuté deformačnými procesmi, spôsobujúcimi premenu živcov (kaolinizácia, sericitizácia). Väčšinou sú však tieto horniny pevné, iba s nevýrazne vyvinutou plošneparalelnou textúrou.

Terajšiu štruktúru hornín môžeme označiť ako typickú blastopsamitickú s lepidogranoblastickou až granoblastickou, miestami i lepidoblastickou základnou hmotou (tab. VIII obr. 1). Drobné granoblastické zrná rekryštalizovaného kremeňa tvoria miestami zreteľnú zubovito-suturovitú štruktúru. V deformovaných typoch sú zrná intenzívne kataklasticky porušené, drvené a vretenovite vytiahnuté (tab. X. obr. 2). Sú intenzívne rekryštalizované. Tektonicko-deformačná premena sa prejavila okrem tvorby kataklastických a maltových štruktúr aj vznikom sericitových šmúh a dynamicko-fluidálnych pásikov (tab. X obr. 1). Trhliny v kataklasticky porušených zrnách vypĺňa kremeň a karbonáty.

Úlomkovitý materiál týchto hornín je polymiktný. Zrná kremeňa zhášajú prevažne undulózne. Plagioklas (bázický oligoklas až andezín, merané metódou symetrickej zóny), je prevažne polysynteticky lamelovaný podľa albitového zákona, ojedinele i zdvojčatený podľa periklinového zákona. Zrná plagioklasov sú často porušené kataklázou, polámané, s ohýbanými lamelami. Sú kaolinizované a sericitizované, ojedinelé sausuritizované. K-živce sú v horninách zastúpené porušeným (často iba zvyšky) pertitickým až mikropertitickým ortoklasom; prítomný je aj mikroklín s typickým mriežkovým lamelovaním. Niektoré úlomky K-živcov sú poikilitické, pričom vnútri uzatvárajú najčastejšie kremeň a sericitizovaný plagioklas. V posled-

nom prípade je na ich styku vyvinutý reakčný albitový lem. Často sú zrná K-živcov metasomaticky zatláčané šachovnicovým albitom (tab. XI obr. 2). Vo viacerých vzorkách sme našli úlomky typického myrmekitu (tab. XI obr. 1). Ku klastickej zložke hornín patrí ďalej biotit a muskovit, lupienky ktorých sú ohýbané. V akcesorickom množstve sú prítomné: turmalín (miestami regenerovaný, zubovite dorastajúci) apatit, zirkón a titanit. V klastických zrnách kremeňa boli často pozorované uzavreté vláskovo-tenké ihličky rutilu (?). K novotvoreným metamorfným minerálom okrem sericitu, chloritu a minerálov epidot-zoizitovej skupiny, patrí i ojedinele pozorovaný biotit (presnejšie neurčený — stilpnomelán?), albit a rutil. Miestami sú v základnej hmote prítomné i karbonáty. Ojedinele sa vyskytuje i magnetit a pyrit. Trhlinky v hornine a prázdne dutinky po karbonátoch (?) vypĺňa limonit.

V horninách tohto typu je často zachovaná pôvodná psamitická štruktúra. Predmetamorfná štruktúra základnej hmoty sedimentov bola aleuritová. Išlo teda primárne o štruktúru psamito-aleuritickú, slabo vytriedenú, nerovnomerne úlomkovitú, so zrnami angulárnych, subangulárnych až semioválnych tvarov. Základná hmota hornín je bazálna, v niektorých vzorkách výrazne prevláda (tab. VIII obr. 2).

Horniny prechodného typu medzi metaarkózami a fylitmi majú také isté minerálne zloženie ako metaarkózy, iba úlomkovitý psamitický materiál je v nich drobnejší a spravidla opracovanejší. Je v nich vyšší podiel sericitickej, resp. chloritickej zložky (pôvodne ílovité minerály), karbonátov a minerálov epidot-zoizitovej skupiny. Týmto sa uvedené horniny svojím zložením približujú metamorfovaným drobovým pieskovcom až drobám. V niektorých prípadoch polohy bohaté na sericit naznačujú pôvodnú vrstevnatosť s tenkými polohami (laminami) bohatšími na ílovité minerály. Prítomnosť sericitu je zvýraznená v tektonicko-deformačne viacej postihnutých horninách. Klastické zrná kremeňa a živcov sú v nich drvené, deformované do vretenovitých tvarov a intenzívne rekryštalizované.

Horniny s prítomnosťou metaantracitu sa našli iba v oblasti j. a jv. svahov Troch kopcov. Možno ich klasifikovať ako pôvodne arkózovité až drobové pieskovce až ílovce s prímesou organickej substancie, ktorá v priebehu metamorfózy nedokonale rekryštalizovala na metaantracit (tab. IX obr. 2). Tieto horniny sú tmavošedé. Okrem klastických zŕn kremeňa (zachované blastopsamitické štruktúry, zrná angulárnych až semioválnych tvarov) obsahujú i úlomky živcov (plagioklas, K-živec, šachovnicový albit), sľúd (muskovit, biotit), turmalínu, apatitu a zirkónu. V jemnozrnných varietách, prechádzajúcich ku grafitickým fylitom, je hojnejší sericit i novotvorený albit, ďalej rutil a sekundárny limonit.

Fylity

Horniny, ktoré svojím zložením zodpovedajú fylitom, vystupujú hlavne v južnej časti študovanej oblasti, t. j. vo vyšších častiach komplexu Prednej hole; sú však zastúpené iba v podradnom množstve — tvoria niekoľko cm až dm hrubé polohy.

Sú jemnozrnné, lupeňovité s výraznou foliáciou. Textúra hornín je výrazne plošne

paralelná, bridličnatá. Fylity sú svetlosivé až sivozelenkasté, tmavšie zelené i s fialovým odtieňom. Foliačné plochy sú často zatečené oxidmi Fe. Vo varietách bohatých na sericit sú foliačné plochy hodvábne lesklé. Na priečnom reze v nich miestami vidno zachovanú primárnu lamináciu.

Štruktúra fylitov je heteroblastická. Striedajú sa polohy s lepidoblasticko-lepidogranoblastickými a granoblastickými štruktúrami. Kremeň v granoblasticky rekryštalizovaných polohách má často štruktúru zubovito-suturovú. K reliktným štruktúram patrí miestami i dobre zachovaná pôvodná vrstevnatosť — laminácia (tab. IX obr. 1).

Horniny tohto typu sú pomerne rovnomerne zrnité, väčšie zrná klastického pôvodu sa vyskytujú iba ojedinele. Sú v nich zrná kremeňa, plagioklasov, šachovnicového albitu, lupienky biotitu a muskovitu. Ďalej sme zistili turmalín, titanit, rutil (vo väčšom množstve spôsobuje sfarbenie hornín do fialova), minerály epidot-zoizitovej skupiny a stilpnomelán (?). Albit je väčšinou poikiloblastický. Prevláda sericit a chlorit.

Z uvedeného opisu vyplýva, že v komplexe Prednej hole sú prítomné nasledovné variety fylitov: sericiticko-chloritické, sericiticko-chloriticko-albitické, albiticko-epidoticko-sericiticko-chloritické a chloriticko-sericitické.

Kvarcity a metazlepence

Tento typ hornín sa vyskytuje prevažne v sutine v oblasti jv. od Úplazu. Na vrcholovej kóte Troch kopcov (k. 1506,2) v odkryve, odkiaľ bola tiež palinologicky analyzovaná vz. 9, vystupujú kvarcity v podloží vyššie uvedených fylitov. Niektoré variety bohaté na sericit možno klasifikovať ako sericitické kvarcity až kremenné sericitické fylity.

Kvarcity sú drobnozrnné, pevné horniny prevažne sivo-zelenkavej farby s plošne paralelnou textúrou. Foliačné plochy sú hladké, hodvábne lesklé, pokryté sericitom. Vo viacej rekryštalizovaných kvarcitoch sú tieto plochy hrbolaté. V horninách sú hojne prítomné klastické zrná kremeňa angulárnych až semioválnych tvarov, naznačujúcich pôvodne nerovnomerne úlomkovitú psamitickú štruktúru. V deformovaných varietách majú zrná kremeňa vretenovitý tvar, pričom jemnolupenitý sericit spolu s drobnozrnnou kremennou „maltou" obtekajú väčšie zrná. V bazálnej základnej hmote tvorí kremeň prevládajúcu zložku. Je rekryštalizovaný, drobné granoblastické zrná navzájom zubovite prerastajú. Často pri rekryštalizácii vznikajú okolo kremeňa radiálno-lúčovité agregáty, tvorené kremeňom a sericitom.

Z klastických zŕn boli ďalej v horninách tohto typu pozorované úlomky plagioklasov, biotitu, turmalínu, minerálov epidot-zoizitovej skupiny, zirkónu, apatitu a magnetitu. Z novotvorených minerálov je v horninách okrem sericitu prítomný ojedinele i albit, chlorit, rutil. Sekundárny limonit vypĺňa dutinky a trhlinky.

Metazlepence sme našli taktiež iba v sutine na svahu asi 1 km jv. od Úplazu (lok. 3). Valúny kremeňa čiastočne pretiahnutého — šošovkovitého tvaru dosahujú vo

vzorke veľkosť do 2 cm. Sú ružovohnedastej farby, obsahujú limonit. Ostatné znaky má hornina podobné metaarkózam.

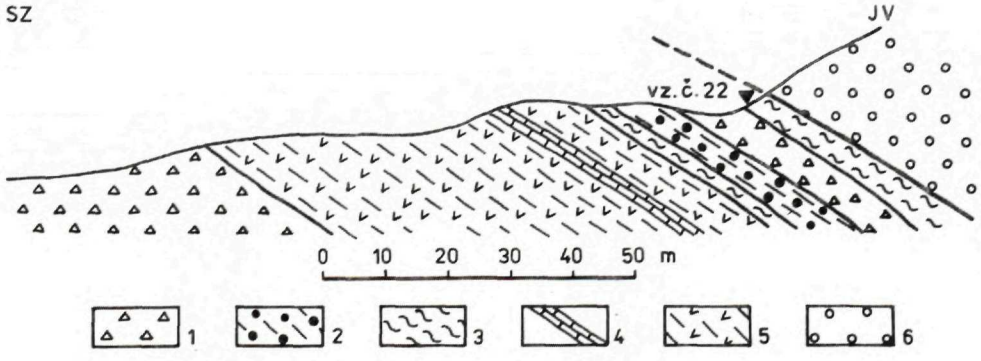
Metamorfované vápence

Ojedinele vystupujú v sz. hrebeni Košariska (k. 1267,5) i tenké nesúvislé polohy metamorfovaných vápencov. Ležia uprostred vulkanogéneho súvrstvia, budovaného hlavne metamorfovanými diabázovými tufitmi (obr. 2). Vápence z tejto oblasti spomína už I. Lehotský et. al. (1969).

Strednozrnné až drobnozrnné tmavosivé kryštalické vápence, vystupujúce v odkryve priamo na spomínanom hrebeni, tvoria polohu o hrúbke 0,3—1 m. Sú tenkovrstevnaté, laminované, s hojnými drobnými (0,3—0,5 cm) úlomkami tmavých chloriticko-sericitických fylitov. Zvetrané majú hnedastú farbu, pričom jednotlivé laminy selektívne vyvetrávajú. Trhlinky v hornine vypĺňa limonit, miestami hematit.

Štruktúra vápencov je litoklasticko-granoblastická. Prevláda v nich kalcit. Miestami sa nájdu aj zrná kremeňa (do 12—15 %) nepravidelne obmedzené, rekryštalizované. Albit je jednak vo forme čírych, dobre vykryštalizovaných zŕn, lokálne zdvojčatených a tiež tvorí nepravidelné zrná, silne znečistené metaantracitom. Ojedinele boli pozorované vo výbrusoch zvyšky neúplne rekryštalizovanej organickej hmoty. V akcesorickom množstve je prítomný rutil a limonit. Úzke, ostrohranné úlomky (závalky) tmavých chloriticko-sericitických fylitov sú často deformované a ohýbané.

Podľa uvedeného opisu môžeme tieto horniny označiť ako albiticko-kremenné vápence s hojnými drobnými úlomkami fylitov.



Obr. 2 Geologický profil na hrebeni sz. od Košariska (1267,5) 1—5 devón: 1 — metaarkózy; 2 — metakonglomeráty; 3 — fylity; 4 — vápence; 5 — metadiabázy a metamorfované diabázové tufity; 6 — kremence (spodný trias).

Metamorfované vulkanogénne horniny

Sú zastúpené produktmi bázického aj kyslého vulkanizmu. Metadiabázy a metamorfované diabázové tufy a tufity patria k charakteristickej zložke vyššej časti komplexu Prednej hole. Najmohutnejšie sú vyvinuté v s. časti územia, v pruhu z.—v. smeru, tiahnúcom sa od k. 1391,5 (550 m sv. od Úplazu — k. 1554,6) cez Smrečinské sedlo (k. 1442,4) na Prednú hoľu a ďalej na východ v úzkom pruhu medzi horninami karbónu a mezozoickými kvarcitmi série Veľkého Boku cez Pálenicu až do údolia Mlynnej (cf. V. Zoubek 1935). Hojné sú aj na sz. hrebeni Košariska (obr. 2); v západnej časti územia vystupujú v záreze lesnej cesty v. od Troch kopcov.

Metamorfované diabázové tufity spolu s metaarkózami sa vyskytujú vo viacerých odkryvoch i v oblasti s. od Švermova, na hrebeni 100 m jv. od k. 1178,9 (tab. XIV obr. 2; cf. M. Ivanov 1976).

V najjužnejšej časti komplexu Prednej hole vystupujúceho s. od Švermova, (obr. 1) sa vyskytujú i metamorfované kremenné keratofýry.

Spilitizované diabázy a tufy

Vytvárajú polohy od 1,5 do 15 m hrúbky. Sú uložené konkordantne s diabázovými tufitmi, s ktorými sa navzájom striedajú (tab. XIV obr. 1). Majú šedozelenú farbu, sú prevažne afanitické, lokálne s náznakmi pruhov (tufy). Jemnozrnné variety metadiabázov sú ojedinelé.

Prevládajúca štruktúra je lepidogranoblastická (afanické variety metadiabázov a tufov, premenených prevažne v zelené bridlice), sporadicky blastoporfyrická (zrnitejšie variety metadiabázov). Ojedinele možno u metadiabázov pozorovať ešte relikty pseudoofitických štruktúr (tab. XII obr. 1).

Pri metamorfných procesoch nastala degradácia primárnej minerálnej zložky. Z primárnych minerálov boli u spilitizovaných diabázov ojedinele zistené relikty pyroxénu (tab. XII obr. 2), a to vo fácii s blastoporfyrickou štruktúrou; z nepriesvitných minerálov bol zistený ilmenit.

Minerálnu zložku metadiabázov a metatufov predstavuje chlorit, plagioklas (albit-oligoklas), minerály skupiny epidotu-zoizitu, kremeň, pyroxény a nepriesvitné minerály.

Metamorfované diabázové tufity

Makroskopicky sú to horniny s výraznou vrstevnou bridličnatosťou, pruhované; majú plošne-paralelnú textúru, lokálne mierne zvlnenú (tab. XIII obr. 1, 2). Tvoria polohy od 30 cm do niekoľko desiatok metrov (oblasť medzi Smrečinským sedlom a Prednou hoľou). Sfarbenie hornín uvedeného typu sa mení podľa vzájomného pomeru sedimentárnej a vulkanickej zložky a podľa ich minerálneho zloženia.

Hrúbka jednotlivých vrstvičiek kolíše od 0,5 mm po niekoľko cm. Z tufitov prevládajú karbonatické tufity. Vyluhovaním karbonátových polôh v povrchových častiach odkryvov nadobúda hornina paralelno-pórovitú textúru. Minerálna zložka diabázových tufitov je nasledovná: kremeň, plagioklas (albit-oligoklas), minerály skupiny epidot-zoizit, sericit, karbonáty, hematit, leukoxenizovaný ilmenit a magnetit. Štruktúry lepidoblastické až nematolepidoblastické.

Metamorfované kremenné keratofýry

Ide o svetlé, drobnozrnné horniny žltobielej farby, masívnej aj čiastočne usmernenej, plošne-paralelnej textúry. Výrazne sú porušené, popretínané hustou sieťou trhliniek vyplnených kremeňom a čiastočne albitom.

Výrastlice predstavuje najmä šachovnicový albit, ktorý mierne prevláda, a kremeň. Zachované výrastlice živcov majú najviac 2,5—3 mm. Zrná sú typicky polysynteticky poprerastané (typický šachovnicový albit), ojedinele boli pozorované i zrasty podľa karlovarského zákona. Väčšina výrastlíc živcov je deformovaná, s ohýbanými lamelami a s ruptúrami, čo spôsobilo lokálnu optickú dehomogenizáciu. Zrná sú miestami aj slabo sericitizované.

Výrastlice kremeňa (veľkosť nepresahuje 2,5 mm) sú prevažne deformované, niekedy až s náznakmi lineárneho usmernenia, s výrazným undulóznym zhášaním.

Základnú hmotu tvorí prevažne kremeň a albit (veľkosť zŕn najviac do 0,2 mm). V akcesorickom množstve sú v týchto horninách prítomné ojedinelé drobné apatity a zirkóny. Horniny sú postihnuté intenzívnou rekryštalizáciou, ktorá sa prejavila homogenizáciou základnej hmoty; u porfyrických výrastlíc albitu možno pozorovať aj dorastanie albitu druhej generácie.

Štruktúra kremenných keratofýrov je blastoporfyrická s granoblastickou základnou hmotou.

Na základe geologického vystupovania hornín keratofýrového typu vo vulkanicko-sedimentárnom komplexe Prednej hole, mikroskopického štúdia a ich chemického zloženia (tab. 1., anal. 25) predpokladáme pôvodne efuzívny charakter týchto hornín a ich genetickú spätosť s vyššie spomínanými produtmi bázického vulkanizmu.

Chemické zloženie metamorfovaných produktov bázického i kyslého vulkanizmu, vystupujúcich v staropaleozoickom vulkanicko-sedimentárnom komplexe Prednej hole, je uvedené v tabuľke 1.

Tab. 1.

Vzorka	6	19	17	22	25
SiO_2	42,49	46,09	47,54	47,54	76,64
TiO_2	1,83	1,96	1,84	1,90	0,17
Al_2O_3	18,59	17,10	17,57	16,36	14,53
Fe_2O_3	3,04	6,05	4,92	6,05	0,12
FeO	10,04	5,80	5,45	5,48	—
MnO	0,12	0,15	0,14	0,14	0,01
MgO	11,72	6,87	7,17	6,26	0,10
CaO	0,85	7,87	6,61	8,42	0,40
Na_2O	3,53	3,11	3,25	2,81	7,27
K_2O	0,26	0,23	0,26	0,30	0,15
P_2O_5	0,40	0,29	0,36	0,29	0,29
H_2O^+	6,83	4,08	4,58	3,96	0,25
H_2O^-	0,23	0,27	0,22	0,33	0,06
SO_3	0,05	0,08	0,05	0,06	—
Spolu	99,98	99,95	99,96	99,90	99,99

Vzorky 6, 17, 19, 22 analyzovala M. Trubanová, laboratórne stredisko, GP Turčianske Teplice; vz. 25 analyzoval M. Ďuriš, chem. laboratórium GÚDŠ, Bratislava.

Lokalizácia vzoriek:

Vz. 6. Spilitizovaný diabáz, príp. metamorfovaný popolový tuf (?), 600 m v. od Troch kopcov (k. 1506,2) v zárezе lesnej cesty.

Vz. 19. Spilitizovaný diabáz. Predná hoľa (k. 1545,3) bralá na vrchole.

Vz. 17. Metamorfovaný diabázový tuf (?). Stenový odkryv 200 m v. od Smrečinského sedla (k. 1442,4).

Vz. 22. Metadiabáz. Hrebeň sz. od Košariska (k. 1267,5), 130 m sz. od vrcholovej kóty.

Vz. 25. Metamorfovaný kremenný keratofýr. 2 km na S od Švermova, zárez cesty na S od sedla, 250 m na SZ od k. 1130,5.

Stratigrafia komplexu

Vek komplexu sme riešili pomocou palinológie. Skúmali sme vzorky zo siedmich lokalít. Iba z troch sme zložitými maceračnými postupmi (rozpúšťanie v HF, oxidácia pomocou Schulzovho roztoku) získali pomerne bohaté spoločenstvá palinomorf, z ktorých mnohé sú pre identifikáciu dostatočne zachované.

Časť palinomorf je tlakom zdeformovaná. Centrálne telo pseudozonátnych a pseudosakátnych spôr je sprehýbané do oválneho alebo iného nepravidelného tvaru, a preto je isté množstvo objavených palinomorf neurčiteľné. Ak vypĺňal centrálnu časť spór grafit, nedal sa odstrániť; to tiež sťažilo ich identifikáciu. Grafitizácia organických zvyškov však väčšinou neprebehla úplne, grafit nepokryl celé telo palinomorf. Prevažná časť spór sa zachovala, čo je dôkazom, že stupeň premeny hornín nebol priveľký a pT podmienky metamorfózy nepresiahli rozsah fácie zelených bridlíc.

Pozitívne vzorky s obsahom pomerne zachovaných palinomorf sú z nasledovných lokalít:

1. Tri kopce (k. 1506,2) — lok. 9. V odkryve, ležiacom niekoľko metrov východne od vrcholovej kóty, vystupujú v spodnej časti chloriticko-sericitické kvarcity a vyššie arkózovité kvarcity. Medzi týmito dvoma polohami je 8 cm hrubá vložka drobnozvrásnených chloriticko-sericitických fylitov tmavosivo-zelenkastej farby, s úzkymi pásikmi rekryštalizovaného kremeňa. Palinologicky analyzovaná bola fylitická vložka.

2. Predná hoľa (k. 1545,3) — lok. 19. Bralnatý vrchol budujú prevažne metamorfované diabázové tufity, v ktorých lokálne vystupujú konkordantné polohy afanitických metadiabázov. Pre palinologickú analýzu sme vybrali 8—10 cm polohu, tvorenú albiticko-epidoticko-sericiticko-chloritickým fylitom sivej, zelenkastej farby. Vo vulkanicko-sedimentárnom súvrství predstavuje fylit pôvodný diabázový tufit s prevahou sedimentárnej zložky.

3. Severozápadný hrebeň Košariska (k. 1267,5), tiahnuci sa do sedla 100 m na Z od prameňa zvaného Svätá voda — lok. 22. V odkryve ležiacom v bezprostrednej blízkosti hranice s mezozoickými kvarcitmi (cca 200 m od sedla) sú jemnolaminované, sivozelenkasté sericiticko-kremenné fylity, z ktorých bola odobraná vzorka pre analýzu. V ich podloží vystupujú produkty bázického vulkanizmu s ojedinelými vložkami karbonátov (obr. 2).

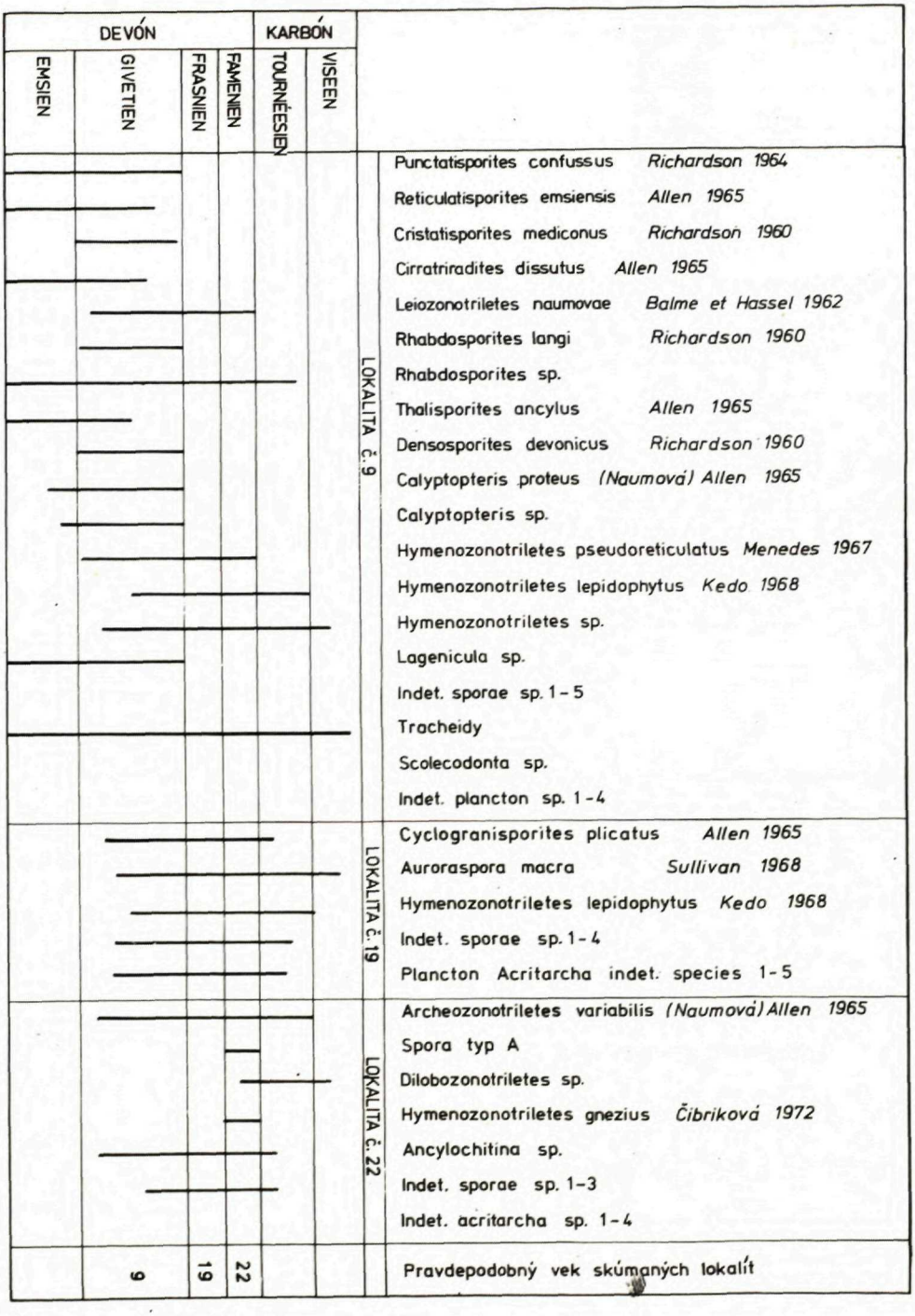
Výsledky palinologickej analýzy

1. Na lokalite Tri kopce sme zistili najbohatšie spoločenstvo palinomorf. Sú v ňom väčšinou zastúpené pseudosakátne spóry veľkých rozmerov; 70 % dosahuje viac než 130—150 μ. Menej hojné sú trilétne spóry. Vyskytuje sa i rôzny, zatiaľ bližšie neurčený planktón, skolekodonty a tracheidy (tab. 2).

Časť určených palinomorf poukazuje na blízkosť suchej zeme (dosť hojný výskyt spór suchozemských rastlín); na morské sedimentačné prostredie poukazuje zase výskyt morského planktónu. Pseudosakátne spóry, ktoré tvoria hlavnú zložku spór suchozemských rastlín, však mohli byť pretransportované do sedimentačného bazénu tejto lokality zo vzdialenejších miest.

Väčšina spór má hlavné rozšírenie v strednom devóne, hlavne v živete (J. B. Richardson 1960, K. C. Allen 1965).

2. Z Prednej hole sme získali spoločenstvo s najchudobnejším druhovým zastúpením (tab. 2). Tak ako na predchádzajúcej lokalite, i tu sa vyskytujú spóry veľkých rozmerov, ale podstatne nižším percentom. Spóry druhu *Cyclogranisporites plicatus*


DEVÓN
KARBÓN
EMSIEN
GIVETIEN
FRASNIEN
FAMENIEN
TOURNÉESIEN
VISEEN
LOKALITA č. 9
Punctatisporites confussus Richardson 1964
Reticulatisporites emsiensis Allen 1965
Cristatisporites mediconus Richardson 1960
Cirratriradites dissutus Allen 1965
Leiozonotriletes naumovae Balme et Hassel 1962
Rhabdosporites langi Richardson 1960
Rhabdosporites sp.
Thalisporites ancylus Allen 1965
Densosporites devonicus Richardson 1960
Calyptopteris proteus (Naumová) Allen 1965
Calyptopteris sp.
Hymenozonotriletes pseudoreticulatus Menedes 1967
Hymenozonotriletes lepidophytus Kedo 1968
Hymenozonotriletes sp.
Lagenicula sp.
Indet. sporae sp. 1 - 5
Tracheidy
Scolecodonta sp.
Indet. plancton sp. 1 - 4
LOKALITA č. 19
Cyclogranisporites plicatus Allen 1965
Auroraspora macra Sullivan 1968
Hymenozonotriletes lepidophytus Kedo 1968
Indet. sporae sp. 1 - 4
Plancton Acritarcha indet. species 1 - 5
LOKALITA č. 22
Archeozonotriletes variabilis (Naumová) Allen 1965
Spora typ A
Dilobozonotriletes sp.
Hymenozonotriletes gnezius Čibriková 1972
Ancylochitina sp.
Indet. sporae sp. 1 - 3
Indet. acritarcha sp. 1 - 4
9
19
22
Pravdepodobný vek skúmaných lokalít

sú veľmi dobre zachované, nie sú deformované, majú dobre zachovanú štruktúru exiny, čo všetko svedčí o krátkom a rýchlom transporte a o minimálnom mechanickom opracovaní.

Zistené palinomorfy indikujú vek hornín ako živet-famén.

3. Na Košarisku je palinomorfné spoločenstvo na druhy relatívne chudobné. Veľkosť väčšiny spór nepresahuje 120 μ, a také, ktorých veľkosť by presahovala 150 μ, sa vôbec nezistili. Suchozemské spóry sú zastúpené len malým podielom, zväčša sme zaznamenali iba morský planktón, patriaci do skupiny *Acritarcha*.

Na tejto lokalite zistené palinomorfy (tab. 2) sa vyskytujú vo vrchnom devóne až spodnom karbóne. Domnievame sa však, že v našom prípade ide najskôr o vrchný devón.

Sedimenty z tejto lokality postihla vo väčšej miere grafitizácia. Prejavilo sa to tým, že grafitický povlak na palinomorfách často siaha na okraj pseudozonátnych spór.

Z uvedeného prehľadu vidno, že najbohatšie a pomerne dobre zachované spoločenstvo palinomorf pochádza z lokality Tri kopce, chudobnejšie z ďalších dvoch. Prítomnosť veľkých spór (70 % zistených spór presahuje 120 μ a väčšina z nich patrí k pseudozonátnym spóram) je spoločným znakom pre lokatity Tri kopce a Predná hoľa. Na druhej lokalite chýba spodnodevónska až strednodevónska zložka palinomorf (tab. 2), ale zato je tam hojnejší, zatiaľ bližšie neurčený morský planktón.

Podľa S. N. Naumovej (1953) a J. B. Richardsona (1964) vyskytujú sa mikrospóry veľkých rozmerov v strednom devóne a vo vrchnom karbóne. Odlišovacie znaky devónskych pseudosakátnych spór od karbónskych monosakátnych sú však výrazné a jednoznačné.

Zhodnotenie spoločenstiev nám umožňuje urobiť záver, že študovaný vulkanicko-sedimentárny komplex, ležiaci v oblasti sv. svahov Kraľovej hole, je devónskeho veku. Najstaršie sedimenty sú na lokalite Tri kopce a v nich sa vyskytuje najviac suchozemských spór. Horniny na lokalite Predná hoľa a Košarisko zdajú sa byť relatívne mladšie a obsahujú viac morského planktónu než suchozemských spór.

Paleogeografické poznámky

Z paleoekologického hľadiska by bolo možné usudzovať, že v strednom devóne bola neďaleko od morského bazénu, v ktorom sa ukladali sedimenty, suchá zem. Hojnosť a hlavne veľkosť spór indikuje priaznivé klimatické podmienky pre existenciu bohatého vegetačného pokryvu. Neskôr — vo vrchnom devóne (?) — sa sedimentačný bazén prehlboval a suchá zem sa pravdepodobne vzdialila. Argumenty pre

takúto predstavu sú: zmenšilo sa množstvo suchozemskej zložky palinomorf a pribúdal morský planktón, zjemňovali sa sedimenty a vzrastala aktivita subakválneho bázického vulkanizmu.

Existenciu suchej zeme neďaleko morského sedimentačného bazénu indikuje i petrografický charakter väčšiny hornín skúmaného komplexu. V petrografickom opise sme uviedli, že ho tvoria prevažne arkózovité horniny. Ich klastický materiál pochádzajúci z obnaženého kryštalinického masívu bol transportovaný buď rýchlo alebo iba na krátku vzdialenosť. O tom svedčí jeho slabá opracovanosť a nevytriedenosť. Zachovalosť klastických minerálnych zŕn (živce a i.) i palinomorf svedčí o rýchlom ukladaní a prikrytí sedimentov (i vulkanickým materiálom), takže nedošlo k ich úplnému chemickému zvetraniu. Značná časť horninotvorných zložiek arkóz pochádza z rozrušených granitoidných masívov (úlomky horninotvorných minerálov typických pre granitoidy, myrmekity a i.). Ak považujeme strednodevónsky až vrchnodevónsky vek arkózovitých hornín za preukázaný, vyplýva z toho záver, že v priestore budúcich Karpát existovali v devóne obnažené granitoidné masívy. Nakoľko je súčasná pozícia skúmaného komplexu problematická, je zrejmé, že dnes nemožno ani aproximatívne označiť, o ktoré masívy by mohlo ísť. Môžeme len konštatovať, že uvedené poznatky podporujú mienku tých geológov, ktorí v Karpatoch predpokladajú existenciu aj predkarbónskych granitoidov.

Tektonické poznámky

Prehľad starších názorov na tektonickú pozíciu skúmaného komplexu sme už komentovali. Na tomto miest môžeme iba dodať, že časť mezozoika (obal pásma Kráľovej hole sensu A. Biely 1961) je spolu s devónskym komplexom šupinovite zvrásnená a druhá časť (séria Veľkého Boku) je v jeho nadloží viac-menej strmo uklonená. Styky mezozoika s komplexom Prednej hole sú tektonizované, ale priame argumenty, že by išlo o dve alebo viac alpínskych tektonických jednotiek ďalekosiahle zblížených, dosiaľ nepoznáme.

Nevyjasnená je otázka pomeru slabometamorfovaného komplexu Prednej hole voči granitoidnému komplexu Kráľovej hole. Prevládajúci systém lineácií v granitoidoch aj v metaarkózach, fylitoch a metamorfovaných produktoch bázického vulkanizmu má smer V-SV s úklonom na V. To naznačuje, že komplex Prednej hole je v nadloží granitoidov Kráľovej hole. Ich styk v priestore Troch kopcov však nie je dobre viditeľný. Podľa niektorých indícií styk medzi nimi môže byť pozdĺž mladšieho zlomu (resp. zlomov), prebiehajúceho údolím Zadnej doliny (pozdĺž ktorého je vyvinutý krasový systém — cf. D. Kubíny 1961), a ďalej na SZ v priestore Troch kopcov (variant, ktorý sme vyjadrili na obr. 1). Z takéhoto ponímania vyplýva, že granitoidný komplex Kráľovej hole pokračuje v podloží devónskeho komplexu

Prednej hole ďalej na východ. Hoci bezprostredné dôkazy pre takúto interpretáciu chýbajú, môžeme uviesť niektoré nepriamé argumenty.

Relikty komplexu s obdobnou litologickou náplňou, stupňom premeny a pravdepodobne i veku (odtiaľto nebola analyzovaná žiadna vzorka) vystupujú i mimo nami študovanej oblasti — na Z od údolia Čierneho Váhu po oboch stranách doliny Veľký Brumov. Tu medzi kryštalinikom Kráľovej hole (granitoidy) a mezozoikom vystupujú horniny, ktoré I. Lehotský et. al. (1969) označil na mape takým istým symbolom ako domnelý perm na Prednej holi a Úplaze. Prehliadka týchto hornín ukázala, že tu ide o metaarkózy a fylity toho istého typu ako sú na posledných dvoch menovaných lokalitách.

M. Ivanov (1976) uvádza, že časť hornín, vystupujúcich severne od Švermova a označených na geologickej mape 1 :200 000 list Vysoké Tatry ako epikvarcity (T_1), je pravdepodobne staropaleozoického veku. Naviac, v tých istých priestoroch pozoroval i niekoľko polôh hornín diabázového charakteru (l. c., str. 12). Pri prehliadke tohto územia sme zistili, že horniny signalizované týmto autorom sú litologicky identické s metamorfovanými diabázovými tufitmi, metaarkózami a fylitmi z Prednej hole. Litologická identita hornín je nateraz jediným kritériom, na základe ktorého ich považujeme za súdobé, lebo získané palinomorfy od Švermova sú silne grafitizované a na určovanie nevhodné. Tak ako M. Ivanov (l. c.) aj my konštatujeme, že severne od Švermova ležia tieto horniny nad kryštalinikom Kráľovej hole. Považujeme to za nepriamy dôkaz toho, že aj v oblasti Prednej hole je pod nami opísaným komplexom kráľovohoľské kryštalinikum.

Pozícia staropaleozoického komplexu severne od Švermova je podľa M. Ivanova (l. c.) paraautochtónna. Tento názor nemôžeme ani potvrdiť, ani vyvrátiť. Samotná skutočnosť, že málometamorfovaný staropaleozoický komplex Prednej hole leží nad granitoidmi nastoľuje však problém, ktorý presahuje lokálny rámec.

Granitoidný komplex Kráľovej hole považuje veľká časť geológov za varisky, teda v podstate za karbónsky. Ak je tento názor správny a ak metabazity, metaarkózy a fylity vystupujúce severne od Švermova sú skutočne devónske, vyplýva z toho nutný záver, že komplex devónu nemôže byť plášťom, do ktorého granitoidy intrudovali. Inými slovami, komplex Prednej hole by bol voči kráľovohoľskému komplexu v alochtónnej pozícii.

Podľa tejto varianty by išlo o násun pokarbónsky, resp. pospodnokarbónsky. Násun starší než stredný—vrchný karbón sotva prichádza do úvahy, lebo v tejto krátkej etape by bolo ťažko možné predpokladať jednak obnaženie granitoidného masívu, jednak samotný presun. Ak predpokladáme presun alpínsky, kriedový, znamenalo by to, že mezozoikum ležiace nad komplexom Prednej hole a obklupujúce kryštalinikum Kráľovej hole by bolo voči poslednému tak isto v alochtónnej, t. j. príkrovovej pozícii (táto varianta, síce opretá o iné argumenty a predpoklady, je zčasti interpretovaná v mape A. Klinca 1976). Nevýhodou takejto interpretácie však je, že na rozhraní oboch uvedených komplexov mezozoické elementy chýbajú.

Jedine v oblasti severne od Švermova (medzi k. 1178,9 a 1206,7) sú náznaky, že sa medzi granitoidy a vulkanicko-sedimentárny komplex Prednej hole vkliňujú šošovky spodnotriasových kremencov, no ich presná pozícia nie je nateraz zistená.

Iný záver vyplynie, ak by devónsky komplex ležal normálne na granitoidoch Kráľovej hole, t. j. ak by bol jeho obalom (ako sa to predpokladalo, keď boli tieto horniny považované za permské, cf. A. Biely 1961). To by znamenalo, že granitoidy ale aj metamorfóza, ktorá viedla k vyššej premene kryštalických bridlíc pásma Kráľovej hole, sú staršie ako stredný—vrchný devón.

Je zrejmé, že nie sú splnené podmienky, aby sme mohli niektorú z uvedených variant označiť za pravdepodobnejšiu. Domnievame sa však, že už holé konštatovanie jestvovania predkarbónskeho slabometamorfovaného komplexu v uvedenej pozícii môže inšpirovať k hlbšej analýze kryštalinika veporíd, a to nielen v oblasti Kráľovej hole. Tým viac, že je tu šanca objaviť vekove a zčasti aj látkove podobné komplexy aj na iných miestach. Korelácia vulkanicko-sedimentárneho komplexu Prednej hole s metamorfovanými arkózami a chloriticko-epidotickými bridlicami z údolia Heľpy už bola navrhnutá. Aj dnes sa nám zdá, že táto korelácia môže byť aspoň sčasti správna. V chloriticko-epidotických zelených bridliciach a fylitoch od Heľpy, zaradených A. Bielym (1961) do permu, ktoré sú látkove podobné metadiabázom a metamorfovaným diabázovým tufitom z Prednej hole, E. Planderová (1978) zistila spoločenstvo palinomorf veľmi blízke tomu, ktoré sa vyskytuje na Prednej holi a Troch kopcoch. Zaujímavé by mohlo byť vekové i látkové porovnanie komplexu Prednej hole so sériou budovanou fylitmi a metadiabázmi („Glimmerschiefer—Grünstein Serie") vklínenou do mezozoika Foederata série (R. Schönenberg 1948).

Záver

V paleozoickom vulkanicko-sedimentárnom komplexe, ktorý nazývame komplex Prednej hole sú prevládajúcou komponentou terigénne horniny, náležiace zväčša skupine metaarkóz až metadrob. Ich klastický, málo opracovaný a netriedený materiál pochádza čiastočne z granitoidných hornín. Variety bohatšie na kremeň — pôvodne piesčité arkózy a arkózovité pieskovce — prechádzajú lokálne do pieskovcov. Zriedkavo sa vyskytujú aj metazlepence, rôzne druhy fylitov a výnimočne tenké vrstvy vápencov. Hlavne vo vyššej časti komplexu sú prítomné produkty subakválneho bázického vulkanizmu — spilitizované diabázy, tufy a tufity. Produkty kyslého vulkanizmu, uvádzané v predchádzajúcich prácach, sme nezistili. Pravdepodobne boli za ne mylne považované metaarkózy a metadroby.

Ku komplexu Prednej hole zaraďujeme aj fragmentárne zachované metaarkózy, fylity a diabázové tufity severne od Švermova. Tu v asociácii uvedených hornín sme

zistili aj kremenné keratofýry. Podľa toho možno tieto paleovulkanické horniny priradiť ku kontrastnej diabázovo-kremenno-keratofýrovej formácii.

Palinologický výskum (tri pozitívne vzorky) indikuje, že terigénne i vulkanogénne horniny sú devónske a prostredie ich vzniku morské.

Horninový komplex bol varisky metamorfovaný za pT podmienok dosahujúcich stredný stupeň fácie zelených bridlíc (metamorfóza barowianskeho typu). Popri minerálnej asociácii o tom svedčia zachované primárne štruktúry a textúry hornín a zachované palinomorfy. Horniny majú ďalej znaky tektonicko-deformačnej premeny (katakláza a rekryštalizácia) spojenej s alpínskymi vrásnivými procesmi.

Na základe celkových pomerov usudzujeme, že komplex Prednej hole má v podloži granitoidový komplex Kráľovej hole. Nezistili sme žiadne príznaky, žeby bol prvý komplex plášťom druhého. Ak sú granitoidy karbónske (ako sa to obyčajne uvádza), komplex Prednej hole je na nich v alochtónnej pozícii; ak sú preddevónske, potom môže byť aj ich obalom.

Do tlače odporučil J. Kamenický.

Literatúra

ALLEN, K. C. 1965: Lower and Middle devonian Spores of north and central Westspitzbergen. Paleontology, 8, 4, London, 687—748.

BIELY, A. 1955: Správa o základnom geologickom výskume na severovýchodných svahoch Kráľovej Hole. Rukopis-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—35.

BIELY, A. 1961: Poznámky ku geológii mezozoika koreňových zón veporíd. Geol. Práce, Správy 21, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 109—126.

IVANIČKA, J. 1965: Geologické pomery územia západne od Vernáru. Diplomová práca — archív Kat. geológie PFUK, Bratislava, 1—63.

IVANOV, M. 1976: Metamorfované paleozoikum v kráľovohoľskom kryštaliniku s. od Švermova a niektoré ďalšie problémy veporíd. Rukopis-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—29.

KETTNER, R. 1937: Geologické poměry okolí Vernáru na Slovensku. Rozpr. II. Tř. Čes. Akad., 47, 8, Praha, 1—11.

KLINEC, A. 1976: Geologická mapa Slovenského rudohoria a Nízkych Tatier. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

KUBÍNY, D. 1958: Poznámky o geológii, tektonike a metamorfizme veporíd južne od Hrona. Geol. Práce, Správy 12, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 64—84.

KUBÍNY, D. 1959: Správa o prehľadnom geologickom mapovaní v širšom okolí Kráľovej hole. Geol. Práce, Spravy 16, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 143—176.

KUBÍNY, D. 1961: Krasové systémy v obalových sériach Liptovských a Nízkych Tatier. slovenský kras, 3, Bratislava, 3—20.

LEHOTSKÝ, I. et al. 1969: Záverečná správa za list Pohorelá 1:50 000. Rukopis-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—256.

NAUMOVA, S. N. 1953: Sporo-pyľcevyje kompleksy verchnego devona Russkoj platformy i ich značenie dlja stratigrafii. Trudy Inst. geol. Nauk, Moskva, 3—190.
PLANDEROVÁ, E. 1978: Diskusia k veku metamorfovaných sedimentov veporika, j. od Heľpy. Zborník referátov. Paleogeografický vývoj Západných Karpát, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 315—320.
RICHARDSON, J. B. 1960: Spores from the middle old red sandstone of Cromarty, Scotland. Paleontology, 3, 1, London, 45—63.
RICHARDSON, J. B. 1964: Middle Old red sandstone sporae assemblages from the Orcadion basin, northwest Scotland. Paleontology, 7, 4, London, 559—605.
UHLIG, V. 1903: Bau und Bild der Karpaten. In: Bau und Bild Österreichs, Wien—Leipzig, 651—911.
ZOUBEK, V. 1935: Tektonika Horehroní a její vztahy k vývěrům minerálních zřídel. Věst. Stát. geol. Úst., 11, 5, Praha, 85—105.
ZOUBEK, V.—GOREK, A. 1953: Předběžná zpráva o výzkumu mesozoika v okolí Heľpy. Věst. Ústř. Úst. geol., 23, Praha, 43—46.

Štefan Bajaník—Anton Biely—Oto Miko—Eva Planderová

A Paleozoic volcano-sedimentary complex of Predná hoľa (Nízke Tatry mountains)

Summary of the Slovak text

On the northeastern slope of Kráľova hoľa among the hills Tri kopce, Úplaz, Predná hoľa, Košarisko is a Paleozoic rock complex called the Predná hoľa complex. Its dominant component are terrigene rocks, mostly metaarcoses and metagraywackes. Their clastic, partially rounded, non-sorted material originated dominantly in granitoid rocks. Varieties with more quartz — original sandy arcoses and arcosic sandstones pass into sandstones in places. Fine-grained metaconglomerates, diverse sorts of phyllites and thin limestone beds are scarce. Products of subaqueous basic volcanism — metamorphosed diabases, tuffs and tuffites — are less frequent. Products of acid volcanism — quartz porphyries have not been found. Perhaps metaarcoses and metagraywackes were erroneously ranged to them.

Preserved fragments of metaarcoses, phyllites and diabase tuffs north of Švermovo are also ranged to the Predná hoľa complex. Among them are also quartz keratophyres. So the paleovolcanic rocks may be ranged to a contrast diabase — quartz — keratophyre formation.

Palynological examination (three positive samples) shows that both the terrigene and the volcanogenic rocks are Devonian and originate from a marine environment.

Variscan metamorphism of the rock complex under pT conditions resulted in the facies of green schists — the medium degree (metamorphism of Barowian type). Besides the mineral association it is also proved by preserved primary textures and structures of rocks and palynomorphs. The rocks also display signs of tectono-deformational metamorphosis (kataclase and recrystallization) associated with alpine folding.

The general conditions show that the Predná hoľa complex rests above the granitoid massif Kráľová hoľa. Nothing proves that the first is a mantle of the second one. If the granitoids are Carboniferous (as generally assumed) then the Predná hoľa complex is in allochthonous position above them; if they are pre-Devonian, then the complex may represent their Paleozoic mantle.

Translated by E. Jassingerová.

Explanations of plates I—XIV

Plate I
1—2 *Cyclogranisporites plicatus* Allen (loc. 19)
3—4 *Reticulatisporites emsiensis* Allen (loc. 9)
5 *Thalisporites ancylus* Allen (loc. 9)
6 *Archeozonotriletes variabilis* (Naumova) Allen (loc. 22)

Plate II
1—2 *Calyptopteris proteus* (Naumova) Allen (loc.9)

Plate III
1—2 *Rhabdosporites langi* Richardson (loc. 9)

Plate IV
1 *Cirratriradites dissutus* Allen (loc. 9)
2—4 *Dilobozonotriletes* sp. (loc. 22)

Plate V
1 *Hymenozonotriletes pseudoreticulatus* Menedez (loc. 9)
2 *Ancylochitina* sp. (loc. 22)
3 *Plancton indet.* (loc. 22)

Plate VI
1 *Densosporites devonicus* Richardson (loc. 9)
2 *Hymenozonotriletes* sp. (loc. 9)

Plate VII
1 *Plancton indet.* (loc. 19)
2 *Scolecodonta*? (loc. 19)
3 *Acritarcha indet.* (loc. 19)
4 *Cymatiosphaera* sp. (loc. 22)

All photographs in Plate I—VII are magnified 1000×

Plate VIII
1 Blastopsammitic texture of metamorphosed graywacke. Matrix is lepidogranoblastic. Sample No. 9; nicols ×; magn. 25×.
2 Well preserved original psammitic texture of metamorphosed graywacke. Vaguely laminated matrix is basal, dominantly microgranoblastic after recrystallization. Sample No. 11; nicols x; magn. 25×.

Plate IX
1 Preserved original stratification in (albite-) sericitic phyllite with characteristic alternation of layers with granoblastic texture and layers rich in sericite with granolepidoblastic texture. Sample No. 20; nicols x; magn. 25×.
2 Blastopsammitic texture of metamorphosed, originally sandy graywacke with dark streaks of graphite. Sample No. 6; 1 nicol; magn. 25×.

Plate X
1 Original sandy graywacke affected by tectonic deformation. Deformed cataclased grains; porphyroclasts fringed by sericite. Sample No. 5; nicols x; magn. 25×

2 Metamorphosed sandy graywacke, intensively affected by deformation-recrystallization processes. Sample No. 2; nicols x; magn. 25×.

Plate XI

1 Myrmekite fragment in metamorphosed graywacke. Sample No. 5; nicols x; magn. 62×.
2 Albite fragments (metasomatically replaced k-feldspar) in metamorphosed, originally sandy arcose. Sample No. 20; nicols x; magn. 52×.

Plate XII

1 Fine-grained spilitized diabase. Femic minerals are chloritized, primary plagioclases intensively saussuritized; small new-formed albites are plentiful. Texture of rock is relict, pseudoophitic. Sample No. 19; nicols x; magn. 25×.
2 Relict grain of pyroxene in spilitized diabase (partial chloritization and epidotization). Sample No. 19; nicols x; magn. 25×.

Plate XIII

1 Epimetamorphosed diabase tuffite with bedding schistosity. Lepidogranoblastic texture. Sample No. 19; 1 nicol; magn. 25×.
2 Medium-bedded carbonatic metamorphosed diabase tuffite with parallel and gently undulated bedding schistosity (carbonates are ligh-coloured). Sample No. 19; 1 nicol; magn. 25×.

Plate XIV

1 Steeply deposited aphanitic metadiabases with a conformable layer of diabase tuffites in the middle. Predná hoľa.
2 Fine-grained diabase tuffites in subhorizontal position. Road cut, 2 km, north of Švermovo.

Explanation of text-figures

Fig. 1 Geological outline of the eastern part of Kráľová hoľa (based on the geological map 1:25 000 — I. Lehotský et. al. 1969, partly modified).
1. the Kraľova hoľa complex — dominatly granitoids; 2—4. the Predná hoľa complex (Devonian); 2. metaarcoses and metagraywackes, phyllites, quartzites, metaconglomerates; 3. metadiabases and metamorphosed diabase tuffs and tuffites; 4. metamorphosed quartz keratophyres; 5. quartzites (T_1); 6. the Veľký Bok group (T_2—J); 7. the Mesozoic of uncertain tectonic provenance (T_2—J); 8. the Choč nappe — Carboniferous; 9. the Mesozoic of the Vernár belt (T_2); 10. Quaternary; 12. approximate boundary; 13. localities sampled.

Fig. 2 Geological profile of the Midge NW of Košarisko (1267,5)
1–5 Devonian: 1 – metaarcoses; 2 – metaconglomerates; 3 – phyllites; 4 – limestones; 5 – – metadiabases and metamorphosed diabase tuffites; 6 – quartzites (Lower Trias).

Vysvetlivky k fotografickým tabuľkám I—XIV

Tabuľka I

1—2 *Cyclogranisporites plicatus* Allen (lok. 19)
3—4 *Reticulatisporites emsiensis* Allen (lok. 9)
5 *Thalisporites ancylus* Allen (lok. 9)
6 *Archeozonotriletes variabilis* (Naumova) Allen (lok. 22)

Tabuľka II

1—2 *Calyptopteris proteus* (Naumova) Allen (lok. 9)

Tabuľka III
1—2 *Rhabdosporites langi* Richardson (lok 9)

Tabuľka IV
1 *Cirratriradites dissutus* Allen (lok. 9)
2—4 *Dilobozonotriletes* sp. (lok. 22)

Tabuľka V
1 *Hymenozonotriletes pseudoreticulatus* Menedez (lok. 9)
2 *Ancylochitina* sp. (lok. 22)
3 *Plancton* indet. (lok. 22)

Tabuľka VI
1 *Densosporites devonicus* Richardson (lok. 9)
2 *Hymenozonotriletes* sp. (lok. 9)

Tabuľka VII
1 *Plancton* indet. (lok. 19)
2 *Scolecodonta?* (lok. 19)
3 *Acritarcha* indet. (lok. 19);
4 *Cymatiosphaera* sp. (lok. 22)
Všetky fotografie v tab. I—VII sú zväčšené 1000×.

Tabuľka VIII
1 Blastopsamitická štruktúra metamorfovanej droby. Štruktúra základnej hmoty je lepidogranoblastická. Vz. 9; X nikoly; zväčš. 25×.
2 Veľmi dobre zachovaná pôvodná psamitická štruktúra metamorfovanej droby. Nevýrazne laminovaná základná hmota je bazálna, po rekryštalizácii prevažne mikrogranoblastická. Vz. 11; X nikoly; zväčš. 25×.

Tabuľka IX
1 Zachovaná pôvodná vrstevnatosť v (albit-) sericitickom fylite s charakteristickým striedaním polôh s granoblastickou štruktúrou a polôh bohatých na sericit so štruktúrou granolepidoblastickou. Vz. 20; X nikoly; zväčš. 25×.
2 Blastopsamitická štruktúra metamorfovanej pôvodne piesčitej droby s hojným grafitom (tmavé šmuhy). Vz. 6; 1 nikol; zväčš. 25×.

Tabuľka X
1 Tektonodeformačne porušená pôvodne piesčitá droba. Zrná deformované, kataklazované, porfyroklasty „obtekané" sericitom. Vz. 5; X nikoly; zväčš. 25×.
2 Metamorfovaná piesčitá droba, intenzívne postihnutá deformačne-rekryštalizačnými procesmi. Vz. 2; X nikoly; zväčš. 25×.

Tabuľka XI
1 Zachovaný úlomok myrmekitu v metamorfovanej drobe. Vz. 5; X nikoly; zväčš. 62×.
2 Úlomky šachovnicového albitu (metasomaticky zatláčaný K-živec) v metamorfovanej pôvodne piesčitej arkóze. Vz. č. 20; X nikoly; zväčš. 52×.

Tabuľka XII

1 Jemnozrnný spilitizovaný diabáz. Femické minerály sú chloritizované, primárne plagioklasy intenzívne sausuritizované, hojne prítomné sú drobné jedince novotvorených albitov. Štruktúra horniny reliktná pseudoofitická. Vz. 19; X nikoly; zväčš. 25×.

2 Reliktné zrno pyroxénu v spilitizovanom diabáze (čiastočná chloritizácia a epidotizácia). Vz. 19; X nikoly; zväčš. 25×.

Tabuľka XIII

1 Epimetamorfovaný diabázový tufit s výraznou vrstevnou bridličnatosťou. Štruktúra horniny je lepidogranoblastická. Vz. 19; 1 nikol; zväčš. 25×.

2 Stredne zvrstvený karbonatický metamorfovaný diabázový tufit s paralelnou aj mierne zvlnenou vrstevnou bridličnatosťou (karbonáty — svetlé). Vz. 19; 1 nikol; zväčš. 25×.

Tabuľka XIV

1 Strmo uložené afanitické metadiabázy s konkordantnou polohou diabázových tufitov uprostred. Predná hoľa.

2 Jemnozvrstvené diabázové tufity v subhorizontálnej pozícii. Zárez cesty, 2 km severne od Švermova.

Geologické práce, Správy 73, s. 29—38, Geologický Ústav Dionýza Štúra, Bratislava, 1979

Anton Biely—Anna Kullmanová

Výskyt devónskych sedimentov v podloží podunajskej panvy

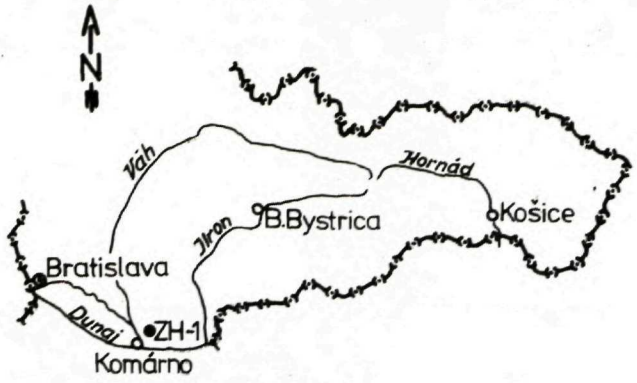
2 obr. v texte, 3 fotogr. tab. (XI—XVII), nemecké resumé

Abstract. The borehole ZH-1 Zelený Háj penetrated a sequence of black lydites and grey or greyishbrown nodular limestones below the Neogene (1608—1762 m). The limestones are rich in remnants of tentaculites, which made possible to assign them to the Devonian, probable to the Middle Devonian. The Devonian sequence is not metamorphosed. It is considered as part of the Paleozoic complexes established in the basement of the Kisalfold Neogene, of the Mesozoic of the Hungarian Central Mountains. This Paleozoic is supposed to be in equal relation to the northerly lying crystalline as the Paleozoic of the Spišsko-gemerské rudohorie mts., to the Veporic crystalline or the Paleozoic of Graz, to the Central Alpine crystalline.

Úvod

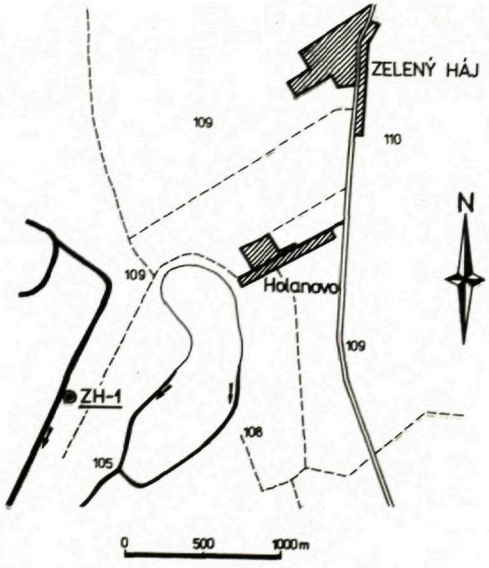
Vďaka geofyzikálnym meraniam a vrtom realizovaným za posledných 30 rokov boli v Podunajskej nížine získané rozhodujúce informácie nielen o treťohornej výplni panvy, ale aj o morfológii a skladbe jej podložia. Prvotné údaje o posledne menovanej tématike sú uvedené v množstve rukopisných ale aj publikovaných prác. Ich štúdium názorne ukazuje, že získavanie priamych alebo nepriamych údajov o podloží treťohôr je proces veľmi zdĺhavý. Tak ako sa informácie zhromažďovali, boli postupne súborne spracovávané (I. Pagáč 1965, T. Buday—V. Špička 1967, O. Fusán in O. Fusán et al. 1971, B. Gaža—M. Beinhauerová 1977) a čím ďalej, tým viac sa obraz o podloží stával konkrétnejším, ale aj zložitejším. Predpoklad o zložitosti stavby podložia treťohôr však vyplýva už z geografickej pozície podunajskej panvy, lebo na jej okrajoch sa vynárajú tektonické elementy západných Karpát, Východných Álp, ale aj Maďarského stredohoria, tradične považovaného za súčasť tzv. panónskeho masívu, či bloku. Náš príspevok si nekladie za cieľ prehodno-

RNDr. Anton Biely, CSc., RNDr. Anna Kullmanová, Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 809 40 Bratislava



Obr. 1a

tiť navrhnuté schémy o podloží panvy ako celku. Chceme iba zverejniť novú informáciu o existencii devónskych sedimentov v jv. časti panvy, ktorú sme získali výskumom vrtných jadier z vrtu ZH-1 Zelený Háj. Hoci ide o bodový údaj, veríme, že má význam pre predstavu o litofaciálnom vývoji a o rozšírení predkarbónskeho paleozoika v priestore styku vyššie uvedených sústav, a tak aj pre posúdenie tektonického vzťahu elementov maďarského stredohoria a Západných Karpat, ale aj Východných Álp.



Obr. 1b Situačná mapa lokalizácie vrtu

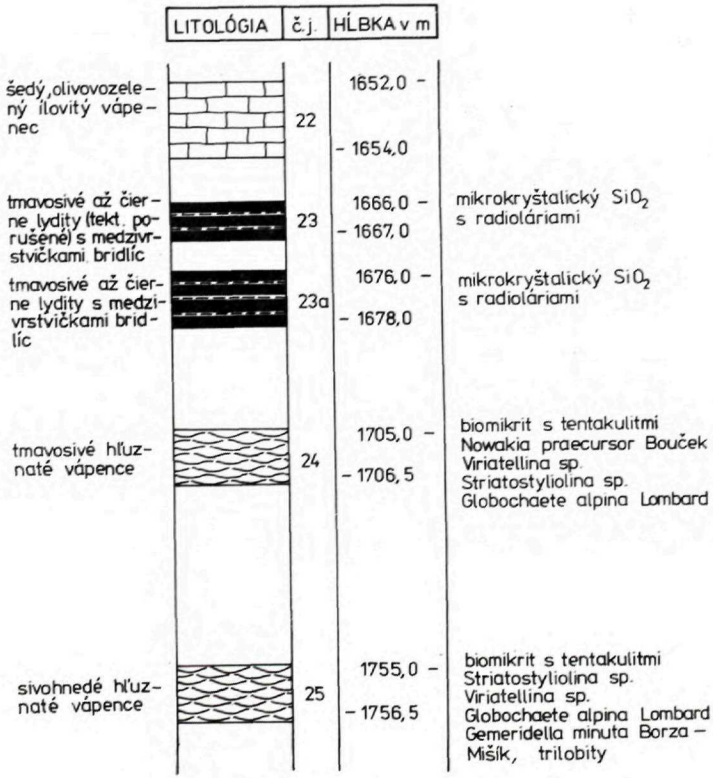
Charakteristika prevŕtaného profilu

Vrt je lokalizovaný 3 km j. od Hurbanova a jz. od obce Zelený Háj (obr. 1b). Pod uloženinami dáku—panónu bolo treťohorné podložie zistené v hĺbke 1608 m (B. Gaža 1974). Vŕtanie pokračovalo do hĺbky 1762 m a z tohto úseku bolo odobratých 5 jadier. Z nich prvé sme nemali k dispozícii, a preto údaje o ňom pochádzajú od B. Gažu (1974). Hoci išlo o krátke návrty, obsah jadra bol dostatočný pre spoľahlivú litologickú charakteristiku prevŕtaných hornín (obr. 2).

Jadro 22 (1652,0—1654,0 m): sivý, olivovozelený kompaktný ílovitý vápenec s ojedinelými kalcitovými žilkami; horniny sú tektonicky porušené.

Jadro 23 (1666,0—1667,0 m): tmavosivé až čierne lydity s hustou sieťou kalcitových žiliek. Sú rozdrvené, z jadra sa zachovali len drobné úlomky.

Jadro 23a (1676,5—1678,0 m): tmavosivé až čierne lydity. Ich jednotlivé polohy majú 2—4 cm hrúbku a sú oddelené tenkými laminami vápenno-sericitických bridlíc (tab. XV obr. 2). Vrstevné plochy sú nerovné a lesklé. Lydity sú sprehýbané



Obr. 2 Litologický profil študovaného súvrstvia

a preniknuté kalcitickými žilkami. Vo výbruse vidno kremitú mikrokryštalickú hmotu, v ktorej sú ojedinele identifikovateľné prierezy rádiolárií.

Jadro 24 (1705—1706,5 m): horná časť pozostáva z tmavosivých kalových vápencov, v ktorých sú uzatvorené výrazne svetlejšie, ružovkasté hľuzy. Smerom dole hľuziek pribúda a vápence, ktoré možno označiť ako hľuznaté, majú sivohnedú farbu. Sú preniknuté žilkami kalcitu.

Jadro 25 (1755—1756,5 m): sivohnedé hľuznaté vápence. V sivej základnej hmote sú uložené svetlejšie, niekedy červenkasté vápencové hľuzky 1—2,5 cm veľké, paralelne usporiadané. V niektorých polohách prevládajú nad základnou hmotou (tab. XV obr. 1). Sú menej žilkované ako v predchádzajúcom jadre. Na lomných plochách možno voľným okom pozorovať prierezy tentakulitov. V hľuznatých vápencoch je poloha (cca20 cm) kalových vápencov sivozelenkavej farby, v ktorých sú hnedasté hľuzky zriedkavé.

Aj vo výbrusoch vidno, že vápence v posledných dvoch jadrách sú zložené z dvoch odlišných komponentov. Z pelitickej, slabo slienitej základnej hmoty obyčajne sivej a z hnedastých hľúz mikrokryštalického vápenca. Rozdiel badať v kvantitatívnom, ale nie kvalitatívnom zastúpení organických zvyškov — v hľuzkách sú hojnejšie. Celkove majú horniny charakter biomikritov. Z organickej zložky sú najhojnejšie tentakulity zastúpené *Nowakia praecursor* Bouček, *N.* cf. *zlichovensis* Bouček, *Viratellina* sp., *Striatostyliolina* sp. *Guerichina* cf. *strangulata* Bouček et Prantl (tab XVI, XVII). V podranejšom množstve sa vyskytuje *Globochaete alpina* Lombard, *Gemeridella minuta* Mišík et Borza, úlomky krinoidov a výnimočne aj panciere trilobitov.

Litologický charakter vápencov a fosílie v nich uzatvorené zreteľne indikujú pelagické prostredie ich vzniku. Na horninách, s výnimkou sericitu v medzivrstevných laminách, nebadať žiadne stopy metamorfózy. Fosílie sú nedeformované a dobre zachované.

Na základe tentakulitov usudzujeme, že vápence, ale aj lydity prevŕtané vrtom ZH-1 Zelený Háj sú devónskeho, najpravdepodobnejšie strednodevónskeho veku.

Diskusia

Jednotná je predstava, že treťohorné podložie jv. časti podunajskej panve je súčasťou tzv. panónskeho bloku, presnejšie, že ide o zaklesnuté predneogénne formácie obnažené na J od Dunaja v pohorí Gerecse. Správnosť tejto predstavy potvrdzujú mnohé vrty, ktoré dosiahli podložie treťohôr na komárňanskej vysokej kryhe.

Predpokladá sa, že slabometamorfované alebo nemetamorfované paleozoikum Balatónskej pahorkatiny sa ponára pod mezozoikum Bakonského lesa, a že sa spod neho opäť vynára na povrchu neogénneho podložia Malej dunajskej nížiny (Kisalföld; cf. J. Oravecz 1964, G. Wein 1969, 1973, E. Nagy 1972). Z toho vyplýva, že

aj v podloží mezozoika komárňanskej vysokej kryhy by mohli byť paleozoické formácie zastúpené. Prvý dôkaz o tom priniesli B. Gaža—M. Beinhauerová (1974), keď z vrtu M-2 Modrany opísali červené pieskovce permu (dobre korelovateľné s terigénnymi sedimentmi permu balatónskej oblasti a z vrtu T-2 Tét). Z podložia červených pieskovcov uvádzajú sivozelené bridlice a pieskovce; označili ich za karbónske. Tento posledný údaj môže byť správny, treba ho však brať s určitou rezervou, lebo sa opiera o odber jediného jadra s veľmi malým výnosom.

Evidenciu o prítomnosti predkarbónskych nemetamorfovaných alebo len veľmi slabo metamorfovaných formácií v priestore komárňanskej kryhy máme nateraz len z vrtu ZH-1 Zelený Háj. Je logické predpokladať, že devónske súvrstvie zistené uvedeným vrtom je podložím terigénneho mladopaleozoického súvrstvia (zisteného vrtom M-2 Modrany) a spolu s ním podložím poklesnutých mezozoických formácií pohoria Gerecse. Ak je tento predpoklad správny, potom má paleozoikum v priestore komárňanskej kryhy takú istú pozíciu ako sa uvádza pre paleozoikum Balatónskej pahorkatiny a Malej dunajskej nížiny. Zistenie devónu v oblasti Zeleného Hája tak možno považovať za jeden z dôkazov, ktorý potvrdzuje predstavu o existencii súvislého predkarbónskeho paleozoika v podloží mezozoika Maďarského stredohoria (cf. G. Wein 1973). Takýto záver nemá síce zjavné nedostatky, ale skutočnosťou je, že na maďarskom území, o ktorom je reč, sa doteraz identické devónske sedimenty prevŕtané vrtom ZH-1 nezistili. Biostratigrafické údaje nepostačujú na to, aby sme mohli posúdiť, či je časť k devónu náležiacich vápenitých, dolomitických, sericitických, chloritických a kremenných bridlíc s polohami vápencov a dolomitov alebo aj diabázov (E. Balázs 1971) v pásme Ikervár—Mihalyi (Kisalföld) synchrónna s vrstvami z vrtu ZH-1. Je alternatíva, podľa ktorej sú vápence a lydity v posledne menovanom vrte o niečo mladšie než komplexy na maďarskom území. Ďalšie úvahy o korelácii by nateraz nevybočovali z rámca dohadov. Je však isté, že súvrstvie devónu z vrtu ZH-1 Zelený Háj vykazuje afinitu aj k niektorým devónskym súvrstviam vrchného ostalpínu (hlavne južnej Grauwackenzone), ale aj k tentakulinovým vápencom a lyditom Karnických Álp. Časový, ale látkove nie identický, ekvivalent devónskych sedimentov z vrtu ZH-1 pravdepodobne existuje v pohorí Upponyi (H. Kozur—R. Mock 1977) a asi aj Szedrő (E. Nagy 1972).

Je očividné, že pre všetky paleozoické komplexy, o ktorých sme sa zmienili a do počtu ktorých možno zahrnúť aj paleozoikum Spišsko-gemerského rudohoria, je absencia intenzívnej variskej metamorfózy alebo variských granitoidov spoločným rysom. Distribúcia týchto paleozoických komplexov do alpínskych tektonických jednotiek alebo pásiem bola zaiste zložitá a môže byť predmetom diskusie (A. Tollmann 1965, H. W. Flügel 1975; H. Kozur—R. Mock (1977). Zdá sa však byť nesporné, že všetky sú pôvodom južnejšie než spodný a stredný ostalpín alebo tatrikum a veporikum. Také konštatovanie má zaiste dopad na pochopenie vzťahu paleozoika komárňanskej kryhy voči externejšie ležiacim komplexom kryštalinika v podloží treťohôr alebo na povrchu.

Je známe, že v Malých Karpatoch je staršie paleozoikum reprezentované vulkanicko-sedimentárnym, varisky obyčajne slabo metamorfovaným komplexom, ktorého časť podľa palinologického výskumu zodpovedá devónu (B. Cambel—O. Čorná 1974). B. Cambel (1954) v tomto komplexe vyčlenil zvlášť harmónsku sériu, v ktorej vedľa detriticko-pelitickej zložky uvádza aj dolomity a vápence. V posledne uvedených horninách sa zistili krinoidy a tentakulity (cf. D. Andrusov 1958, tab. XXI, fig. 1—3), na základe čoho bola hrmónska séria považovaná za devónsku (M. Máška—V. Zoubek in T. Buday et al. 1961). Možno pripustiť, že časť paleozoika Malých Karpát je súčasná s devónskym súvrstvím z vrtu ZH-1 a celé paleozoikum časovým ekvivalentom paleozoika v zadunajsku. Na rozdiel od posledného je však paleozoikum v Malých Karpatoch preniknuté variskými granitoidmi, charakteristickým fenoménom pre tatrikum i veporikum. Aj sled tektonických jednotiek zložených z mezozoika a paleozoika nezvratne dokazuje, že staršie paleozoikum Malých Karpát je súčasťou tatrika. Niet argumentov, ktoré by protirečili predstave. T. Budaya—V. Špičku (1967), že paleozoikum malokarpatského typu môže existovať v podloží neogénu západnej časti podunajskej panvy, ale ich názor, že sa v podloží neogénu napája na paleozoikum elevácie Mihalyi, považujeme za mylný.

V oblasti Kolárova (zhruba 10 km na S od vrtu ZH-1 Zelený Háj) a Dubníka, sú pod neogénom granitoidy a kryštalické bridlice považované za pokračovanie veporského kryštalinika (T. Buday—V. Špička 1967, O. Fusán in O. Fusán et al. 1971 a iní). To znamená, že na S od hurbanovskej línie je, alebo sa predpokladá, súvislý pás budovaný kryštalinikom veporika (l. c.). Proti takejto predstave nemožno uviesť žiadne argumenty, ale nejasne formulovaná sa nám vidí predstava o vzťahu tohto kryštalinika k mezozoiku, a dnes možno povedať, aj paleozoiku poklesnutej časti Maďarského stredohoria, t. j. k panónskemu bloku. Vo väčšine prác sa ako hranice týchto dvoch sústav uvádzajú viac alebo menej presne zistené subvertikálne dislokácie (napr. komárňanské zlomy, hurbanovská, rábska alebo rábsko-rožňavská línia), ktorých funkcia v treťohorách je prakticky vždy dokázateľná. Takéto vymedzenie síce rieši geologické rozšírenie prvkov uvedených sústav, ale nerieši, ako na to poukázal napr. V. Homola (1964), vzťahy ich kriedových tektonických jednotiek. Je pravda, že staropaleozoický vek kryštalických bridlíc a karbónsky vek granitoidov tunajšieho veporského pásma (podľa niektorých prác môže ísť o prekambrium — M. Máška—V. Zoubek 1961 a i.), ani ich mladopaleozoické a mezozoické obaly nie sú preukázané, ale predpokladáme, že paleozoikum komárňanskej kryhy (a teda maďarského medzihoria vôbec) je voči tomuto kryštaliniku v takom pomere ako paleozoikum Spišsko-gemerského rudohoria voči veporskému kryštaliniku, alebo ako grazské paleozoikum voči strednému alebo spodnému ostalpínu. Ak je tento predpoklad správny, potom je paleozoikum komárňanskej kryhy nasunuté na kryštalinikum veporika. Medzi oboma elementmi by bola príkrovová plocha ekvivalentná alebo identická (?) s ľubenícko-margecanskou líniou (cf. Gemerische Narbe

D. Andrusov 1968). Na podporu takéhoto záveru môžeme uviesť, že pre preukázanie mezozoického veku rechnickej série robí predpoklad o normálnej pozícii paleozoika Kissalföldu nad šopronským centrálne-aplským kryštalinikom viac ako nepravdepodobným.

Ak je staršie paleozoikum komárňanskej kryhy voči veporskému kryštaliniku v príkrovovej pozícii, je logické predpokladať, že súčasťou toho istého príkrovu je aj mladšie paleozoikum a mezozoikum tejto kryhy. Myšlienku, že mezozoikum Maďarského stredohoria je príkrovom patracim do rangu ostalpínu vyjadril už V. Uhlig (1907). Podľa A. Tollmana (1965) patrí do sústavy príkrovov vrchného ostalpínu a nachádza sa v pozícii blízkej ku koreňovej zóne. Zistenie nemetamorfovaného paleozoika v pelagickej vápencovej fácii v oblasti Zeleného Hája a vyššie uvedený predpoklad o jeho pomere voči veporskému kryštaliniku, zdá sa, potvrdzuje názor týchto autorov. Pravda, problematická môže byť otázka, či paleozoikum a mezozoikum komárňanskej kryhy (t. j. Maďarského stredohoria) tvoria jednu tektonickú jednotku (resp. skupinu tektonických jednotiek) typu vrchného ostalpínu, t. j., či mezozoikum severoalpského vývoja je normálnym obalom staršieho paleozoika. Takáto pochybnosť môže vzniknúť v súvislosti s nedávnym zistením, že severoalpský vývoj mezozoika Slovenského krasu netvorí s paleozoikom pásma Volovca jednu tektonickú jednotku, ale samostatný silický príkrov ležiaci nad slabometamorfovanou mezozoickou meliatskou sériou dinaridného vývoja (H. Kozur—R. Mock 1973). Pre nedostatok údajov nebudeme o tejto tématike diskutovať.

Záver

V juhovýchodnej časti podunajskej panvy, na komárňanskej vysokej kryhe vrt ZH-1 Zelený Háj prenikol súvrstvím vápencov a lyditov. Vápence sú viac-menej hľuznaté, nemetamorfované a bohaté na schránky tentakulitov. Na ich základe zaraďujeme celé súvrstvie do devónu, pravdepodobne stredného. Domnievame sa, že devónske uloženiny sú súčasťou paleozoických komplexov existujúcich v podloží neogénu Kisalföldu (elevácia Mihalyi) a zistených alebo predpokladaných v podloži mezozoika Maďarského Stredohoria. Radíme ich k tým tektonickým jednotkám, pre ktoré je v Západných Karpatoch a Východných Alpách charakteristická absencia intenzívnej variskej metamorfózy a variských granitoidov. Podľa pomerov v Slovenskom rudohorí a vo Východných Alpách usudzujeme, že paleozoikum komárňanskej kryhy (a v dôsledku toho aj mezozoikum) je voči severnejšie ležiacemu kryštaliniku (v priestore Kolárova a Dubníka považované viacerými autormi za veporidné) v príkrovej pozícii. Hurbanovskú líniu a iné subvertikálne poruchy aktívne v treťohorách považujeme za také, pozdĺž ktorých sa odohrávali inverzné pohyby a ktoré ovplyvnili zachovanie formácií vo vyzdvihnutých aj poklesnutých

častiach, ale nemajú význam pre určenie pozície a povahy predtreťohorných tektonických stykov veporika s komplexmi Maďarského Stredohoria.

Do tlače odporučil M. Mišík.

Literatúra

ANDRUSOV, D. 1968: Grundriss der Tektonik der Nördlichen Karpaten. Vyd. Slov. Akad. Vied, Bratislava, 1—188.

BALÁZS, E. 1971: A. Kisalföld medencealjzatának opaleozóos közetei. Magy. áll. földtani Intéz., évi jelentése, 1969, Budapest, 659—673.

BUDAY, T. et al. 1961: Tektonický vývoj Československa. Nakl. ČSAV, praha, 1—254.

BUDAY, T.—ŠPIČKA, V. 1967: Vliv podloží na stavbu a vývoj mezihorských depresí se zřetelem k poměrům v Podunajské pánvi. Západné Karpaty 7, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 153—187.

CAMBEL, B. 1954: Geologicko-petrografické problémy severovýchodnej časti kryštalinika Malých Karpat. Geol. Práce, Správy 36, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 3—74.

CAMBEL, B.—ČORNÁ, O. 1974: Stratigrafia kristaličeskovo osnovanija massiva Malych Karpat. Geol. Sborn. Slov. Akad. Vied, 25, 2, Bratislava, 241—256.

FLÜGEL, H. W. 1975: Einige Probleme des Variscikums von Nev-Europa. Geol. Rdsch. 64, 1, Stuttgart, 1—62.

FUSÁN, O.—IBRMAJER, J.—PLANČÁR, J.—SLÁVIK, J.—SMÍŠEK, M. 1971: Geologická stavba podložia zakrytých oblastí južnej časti vnútorných Západných Karpát. Západné Karpaty, 15, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—173.

GAŽA, B.—BEINHAUEROVÁ, M. 1974: Záverečná správa. Vyhľadávací prieskum v juhovýchodnej časti Podunajskej panvy. Geofond, Bratislava, 1—128.

GAŽA, B.—BEINHAUEROVÁ, M. 1977: Tektonika neogénu juhovýchodnej časti Podunajskej panvy. Mineralia Slovaca 9, 4, Vydav. Alfa, Bratislava, 259—274.

HOMOLA, V. 1964: Geologická stavba, hydrogeológie a perspektívy naftonosnosti jv. časti Podunajské nížiny. Práce Výzk. úst. čs. naftových dolů, 22/99, Brno, 125—170.

KOZUR, H.—MOCK, R. 1977: On the age of the Paleozoic of the Uppony Mountains (North Hungary). Acta Mineralogica-Petrographica, 23/1, Szeged, 91—107.

NAGY, E. 1972: Der Stand der Forschungen im Bereich des Paläozoikum in Ungarn. Verh. Geol. B.—A., 2, Wien, 199—213.

ORAVECZ, J.: 1964: Szilur képződmények Magyarországon. Földtani Közlöny 94, 1, Budapest, 3—7.

PAGÁČ, I. 1965: Príspevok ku geológii podložia terciéru Podunajskej panvy. Geol. Práce, Správy 37, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 19—26.

TOLLMANN, A. 1965: Gehören die Tatriden zum Unterostalpin oder Pennin?. Geol. zborn. Slov. Akad. Vied 16, 2, Bratislava, 273—278.

UHLIG, V., 1907: Über die Tektonik der Karpaten. Sitzunhsber. Akad. Wiss., Mat. Nat. Kl. 116, Abt. 1. Wien.

WEIN, G. 1973: Zur Kenntniss der tektonischen Strukturen im Untergrund des Neogens von Ungarn. Jb. Geol. B. A. Bd. 116, Wien 85—101.

A. Kullmanová—A. Biely

Ein Vorkommen von Devon-Sedimenten im Donau-Becken

Resumé

Im südöstlichen Teil des Donau-Beckens, auf der Komárno—Hochscholle wurde von der Bohrung ZH-1 Zelený Háj eine Schichtfolge von Kalken und Lyditen durchgebohrt. Die Kalke sind mehr oder weniger knollig, nicht metamorphiert und reich an Tentakuliten-Gehäuse. Auf Grund der letzteren reihen wir die ganze Schichtfolge ins Devon, wahrscheinlich ins mittlere Devon. Wir setzen voraus, dass die Devon-Ablagerungen ein Teil der paläozoischen Komplexe sind, welche im Untergrunde des Neogens von Kisalföld (Elevation Mihályi) vorhanden sind und im Untergrunde des Mesozoikums des Ungarischen Mittelgebirges festgestellt sind oder vermutet werden. Wir reihen sie zu jenen tektonische Einheiten, für welche in den Westkarpaten und Ostalpen die Abwesenheit einer intensiven variszischen Metamorphose und variszischer Granitoide charakteristisch ist. Nach dem Verhältnissen im Slowakischen Erzgebirge und in den Ostalpen schliessen wir, dass das Paläozoikum der Komárno-Scholle (und infolgedessen auch das Mesozoikum) sich gegenüber dem nördlicher gelegenen Kristallin (im Raume von Kolárovo und Dubník, von mehreren Autoren als veporid betrachtet) in Deckenposition befindet. Die Hurbanovo-Linie und andere subvertikale, im Tertiär aktive Störungen betrachten wir als solche, entlang welcher sich inverse Bewegungen abspielten und welche die Erhaltung der Formationen in den gehobenen und abgesunkenen Teilen beeinflusst haben, aber für die Bestimmung der Position und des Charakters der vortertiären tektonischen Kontakte des Veporikums mit den Komplexen des Ungarischen Mittelgebirges ohne Bedeutung sind.

Übersetzt von J. Pevný

Vysvetlivky k tabuľkám XV—XVII

Tab. XV
Obr. 1 Hnedosivé hľuznaté vápence s tentakulitmi j. č. 25, hĺbka: 1755,0—1756,5 m ×1,1
Obr. 2 Tmavosivé lydity s laminami tmavých bridlíc j. č. 23a hĺbka: 1676,5—1678,0 m ×0,5

Tab. XVI
Obr. 1 *Nowakia praecursor* Bouček
2 *Viriatellina* sp.
3 *Nowakia* cf. *zlichovensis* Bouček
4 *Striatostyliolina* sp.

Tab. XVII
Obr. 1, 3, 4 *Striatostyliolina* sp.
2 *Guerichina strangulata* Bouček et Prantl

Foto: A. Kullmanová 80×

Geologické práce, Správy 73, s. 39—48 Geologický Ústav Dionýza Štúra, Bratislava, 1979

Štefan Bajaník—Anna Vozárová

Litofaciálna spätosť severogemeridného permu a spodného triasu v oblasti Margecian

2 obr. v texte, 2 fotogr. tab. (XVIII—XIX), anglické resumé

Abstrakt. Durch lithofazielles Studium wurde in den Psephiten und Psammiten der Untertrias klastisches Material aus dem Perm identifiziert, was für die paläogeographische Verbundenheit des Perms und der Untertrias des untersuchten Gebietes zeugt.

Úvod

Mezozoické komplexy Spišsko-gemerského rudohoria sa stávajú v poslednom čase predmetom zvýšeného záujmu geológov. Predložený článok je iba skromným príspevkom k tejto problematike. Uvádzame litofaciálne zloženie spodnotriasového súvrstvia a najmä psefitov, ktoré v ňom vystupujú, a poukazujeme na niektoré z toho vyplývajúce súvislosti paleogeografického rázu.

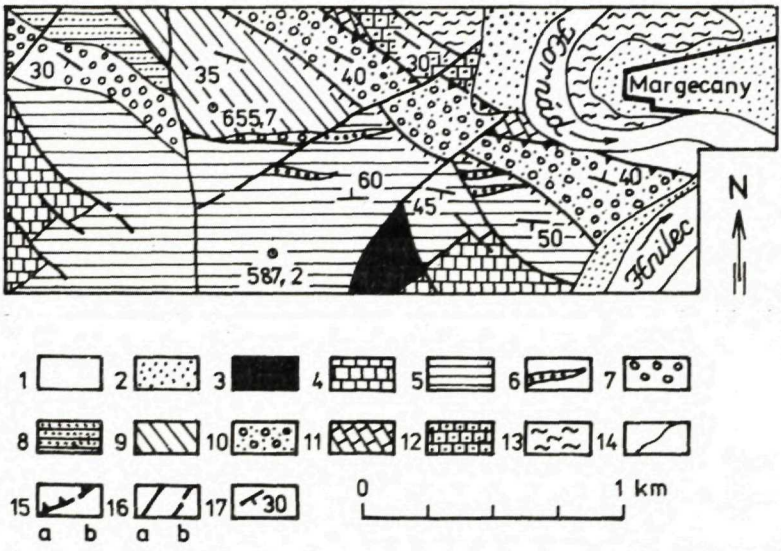
Stručná geologická charakteristika územia

Študované územie sa nachádza na JZ od Margecian. V posledných rokoch bolo objektom bádania pracovníkov Geologického prieskumu (J. Hudáček 1965, Z. Barkáč 1971, J. Zlocha—P. Valko 1975) a Geologického ústavu D. Štúra (A. Vozárová in Š. Bajaník et al. 1977). Toto územie je súčasťou stykového pásma gemerid s kryštalinikom masívu Sľubice a jeho mezozoickým obalom. Intenzívne stláčanie počas alpínskych tektonometamorfných procesov i následná zložitá zlomová tektonika sa prejavili v niektorých charakteristických tektonických prvkoch. Ide o sústavu tektonických šupín s výraznou tektonickou redukciou, navzájom oddelených prevažne strmo uklonenými prešmykmi na J. Táto deformácia sa uplatňuje v zóne styku, a to tak v gemeridných útvaroch, ako i v kryštaliniku. Následná

RNDr. Š. Bajaník, CSc., RNDr. A. Vozárová, CSc., Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1., 809 40 Bratislava

intenzívna zlomová tektonika podmienila vznik blokovej stavby, ktorá sa prejavuje najmä v mezozoických komplexoch.

Analyzované spodnotriasové súvrstvie je vo v. časti v tektonickom styku s karbónom, resp. permom, a iba v z. časti územia leží v normálnej pozícii na perme. Strednotriasový vápencovo-dolomitický komplex je väčšinou v tektonickom styku so spodnotriasovým súvrstvím (obr. 1).



Obr. 1 Schematická geologická mapa územia západne od Margecian 1 — alúvium, 2 — svahové sutiny a hliny; 3 — bázické horniny; 4 — dolomity a vápence, 5 — ílovité bridlice, pieskovce, slienito-vápnité bridlice a doskovité vápence; 6 — zlepence (3—4 stredný trias, 5—6 spodný trias), 7 — zlepence; 8 — bridlice, droby a pieskovce; 9 — kremenné porfýry, ich tufy a tufity (7—9 perm); 10 — bridlice a pieskovce s vložkami zlepencov — karbón (3—10 gemeridy); 11 — dolomity; 12 — kremence (11—12 trias); 13 — svorové fylity a svory (11—13 obalové mezozoikum a kryštalinikum Sľubice); 14 — hranice hornín a útvarov; 15 — a — násunové línie, b — prešmykové línie; 16 — zlomy: a — zistené, b — predpokladané; 17 — smer a sklon vrstiev.

Litofaciálna charakteristika spodného triasu

Súvrstvie spodného triasu v litologickom profile je odkryté v záreze novej cesty medzi Margecanmi-vápenkou až po hrebeň, vedúci na Kurtovú skalu. Toto súvrstvie považujeme za spodnotriasové na základe litofaciálnej korelácie so spodnotriasovým súvrstvím v oblasti Sloviniek, kde bolo paleontologicky preukázané (D. Štúr 1869, M. Maheľ 1950 — *Myophoria costata* Zenk, Š. Bajaník 1974 — *Claraia aurita* (Hauer) — určil A. Biely). Je súčasťou spodného triasu, ktorý vystupuje

v osovej časti synklinály v smere V-Z (najmä úsek Margecany—Krompachy) v nadloží permského súvrstvia.

Charakteristickým znakom spodnotriasových sedimentov študovaných v tomto profile (obr. 2) je cykličnosť. Prierez profilu sa skladá z priatich nad sebou idúcich cyklov. Prvý cyklus je v dôsledku tektonickej redukcie neúplný.

Bazálne členy každého cyklu sú tvorené hrubými klastickými sedimentmi svetlosivej farby — piesčitými zlepencami a hrubozrnnými pieskovcami s polohami zlepencov (A). Valúnový materiál je usporiadaný buď v podobe paralelných vrstvičiek, alebo je sústredený v bazálnych častiach gradačne zvrstvených telies pieskovcov. Zriedkavejšie je v hrubozrnných pieskovcoch nerovnomerne rozptýlený. V bazálnej časti tretieho cyklu sme pozorovali žľabovité kanály (šírky 1—3 m), vyplnené materiálom relatívne hrubšie zrnitým, gradačne usporiadaným. Predstavujú zachované výplne eróznych korýt, ktorými bol dodávaný hruboklastický materiál do sedimentačného bazénu. Textúry erózneho rozmyvu boli najvýraznejšie sledované na báze druhého cyklu, kde vystupujú ostrohranné fragmenty fialovosfarbených bridlíc z vrchnej časti prvého cyklu.

Lavice hruboklastických sedimentov sú vystriedané stredným členom cyklov (B), ktorý je zložený z rytmicky sa striedajúcich jemnozrnných pieskovcov, aleuritových, piesčitých a ílovitých bridlíc. V tejto časti cyklov pozorujeme vertikálnym smerom výrazné zmenšovanie veľkosti klastických súčiastok. Vrstvy pieskovcov, príp. aleuritov, zmenšujú svoju hrúbku, znižujú početnosť vystupovania, napokon vo vrchných častiach úplne miznú. Hrúbka jednotlivých vrstiev sa laterálne nemení, vnútorné usporiadanie klastických zŕn vo vrstvách pieskovcov je často gradačné.

Najvrchnejším litologickým členom týchto cyklov je komplex ílovitých a slienitých bridlíc, v ktorom sú vrstvy organodetritických slabo slienitých karbonátov (C). Na povrchu vrstevných plôch ílovitých bridlíc boli pozorované bližšie neidentifikované bioglyfy.

Litologický člen A

Sedimenty bazálnych častí cyklov sú štruktúrne pomerne dobre vytriedené, avšak mineralogicky pestré. Obsah základnej hmoty pieskovcov, ktoré sú súčasťou bazálnych častí cyklov, sa pohybuje v rozsahu 14—22 %. Prevládajúcou minerálnou súčiastkou piesčitej frakcie je kremeň. Významnou mierou sú zastúpené úlomky kyslých vulkanických hornín a ich tufov a tufitov. Doplňujúcou minerálnou zložkou sú značne sericitizované draselné živce, plagioklasy (kyslý oligoklas), biotit, muskovit. Akcesorické minerály: zirkón. Základná hmota výplnkového textúrneho typu je nízkometamorfne zmenená na illitovo-sericitový agregát, v ktorom sú rozptýlené aleuritové úlomky klastického kremeňa a limonitový pigment.

Z hľadiska nomenklatúry možno sledované sedimenty pričleniť k litickým arenitom a k litickým drobám.

Zastúpenie stavebných zložiek pieskovcov vyjadrené v %

	15b/2	3e
kremeň	15,25	44,85
draselný živec	4,64	1,96
plagioklas	1,79	0,80
muskovit	3,42	0,44
biotit	1,25	—
kyslé vulkanické horniny a ich tufy a tufity	15,14	37,44
základná hmota	22,50	14,50

Telesá zlepencov možno petrograficky charakterizovať ako drobnozrnné až strednozrnné polymiktné zlepence. Zo spodného triasu od Margecian ich uvádza i J. Zlocha—P. Valko (1975). Prevládajúca časť valúnového materiálu zlepencov nesie stopy dobrého opracovania (0,6—0,7 jednotiek zaoblenia v zmysle W. C. Krumbeina 1941) a dosahuje strednú veľkostnú kategóriu (3—7 cm). Prevládajú tvary čepeľovité. Valúny sú orientovane usporiadané (imbrikácia).

Petrografické zloženie valúnového materiálu: kremeň, kyslé vulkanické horniny a ich tufy a tufity, fialovosfarbené pieskovce a bridlice. Z petrografických typov valúnov prevládajú kyslé vulkanické horniny (kremenné porfýry) a ich tufy a tufity (miestami tvoria až 60 % valúnového materiálu).

Kremenné porfýry sú fialové a sivofialové. Vyznačujú sa typickou porfyrickou štruktúrou. Porfyrické výrastlice sú zastúpené kremeňom, ortoklasom a ojedinele biotitom. Kremeň je reprezentovaný tvarmi β-kremeňa. Dosahuje veľkosť od 0,4 do 0,6 mm, zriedkavejšie do 1,4 mm. Je prevažne výrazne magmaticky korodovaný. Lokálne je slabo undulózny. Draselné živce sú zasiahnuté silnou sericitizáciou a iba vzácne sú reliktne zachované. Ich veľkosť sa mení v rozpätí od 0,4 do 1,2 mm. Pozdĺžne rezy vzácne prítomného biotitu, dĺžky do 0,3 mm, sú silne baueritizované.

Základná hmota kremenných porfýrov je prevažne felzitická. Je zastúpená hlavne kremeňom a sericitom. Nepriesvitné minerály (hematit, vzácnejšie magnetit) sú rozsiate v celej hmote a spôsobujú fialové sfarbenie horniny. Z akcesorických minerálov boli zaznamenané rutil a titanit.

Niet pochýb, že valúny kremenných porfýrov pochádzajú z podložných permských kremenných porfýrov.

Litologický člen B

Sedimenty strednej časti cyklov, okrem už spomenutých vertikálnych zmien, sú charakteristické pestrým fialovočerveným a zeleným sfarbením.

Pieskovce sú oproti telesám z bazálnych častí cyklov relatívne slabšie vytriedené. Minerálne zloženie piesčitej frakcie: kremeň, draselný živec, kyslý plagioklas, sľudy,

kyslé vulkanity a ich tufy a tufity, rekryštalizované vulkanické sklo, intermediárne vulkanity pilotaxitickej štruktúry (porfyrity?), metakvarcity. Akcesorické minerály: apatit, zirkón. Základná hmota okrem nízkometamorfného illitovo-sericitového agregátu obsahuje hojný hematitový pigment. Bežný je karbonátový tmel, miestami s korozívnymi účinkami na okolité zrná. Percentuálne zastúpenie stavebných zložiek v pieskovcoch: kremeň — 51 %; draselný živec — 0,5 %; plagioklas — 0,1 %; sľudy — 0,7 %; vulkanické horniny — 13,7 %; ostatné horniny — 0,1 %; základná hmota — 34 %.

Bridlice, pôvodne ílovité s prímesou piesčitého a aleuritového materiálu, sú nízkometamorfne rekryštalizované. Prevláda usmernený illitovo-sericitový agregát s premenlivou prímesou detritických zŕn kremeňa, úlomkov vulkanitov, sľúd a vzácne živcov. Fialové sfarbenie je spôsobené hojným hematitovým pigmentom.

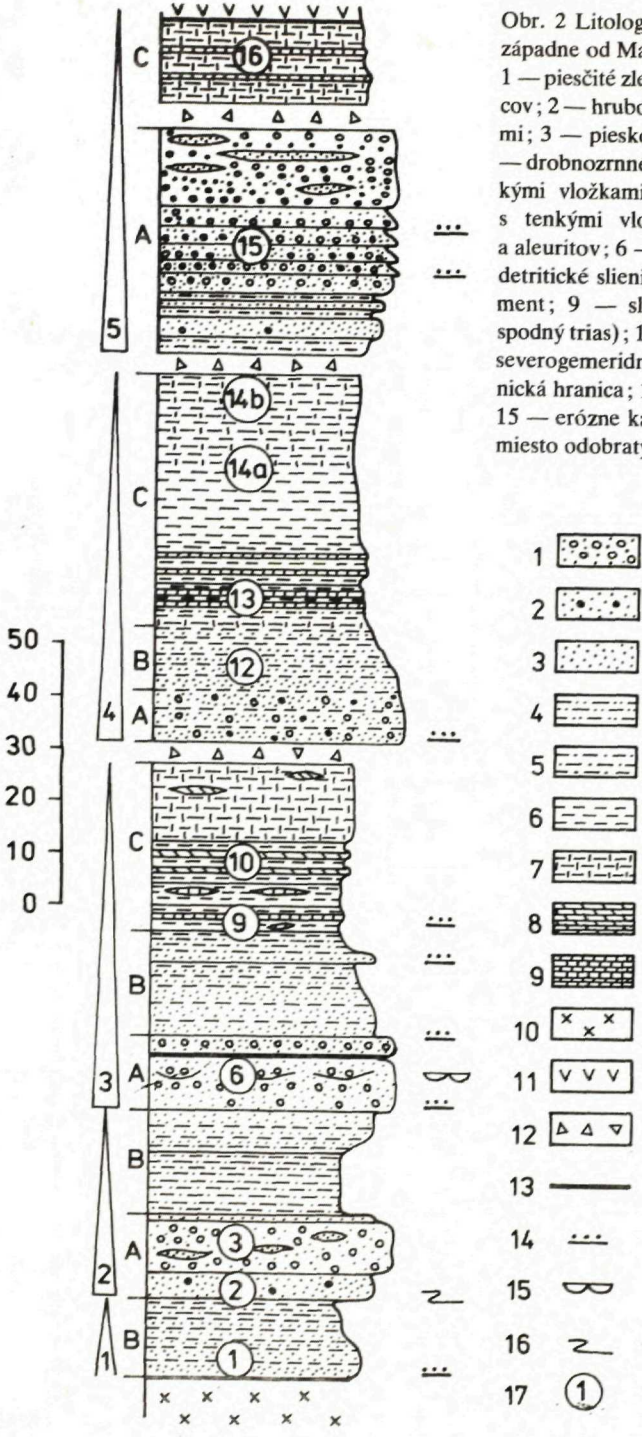
Litologický člen C

Najvýznamnejšou zložkou sú polohy organodetritických slienitých karbonátov. Tvoria súčasť tretieho, štvrtého a piateho cyklu. Sprevádza ich súbor slabo metamorfovaných ílovitých a slienitých bridlíc. Karbonáty tvoria približne 20 cm hrubé vrstvy. V treťom cykle majú fialovosivú farbu, v ostatných dvoch cykloch farbu svetlosivú. Sú slabo metamorfne rekryštalizované. Pôvodne to boli organogénno-detritické mikritické vápence a slienité vápence. Detritická zložka bola v najväčšom množstve pozorovaná v karbonátoch z cyklu 3 (vz. 9). Je koncentrovaná spolu so zvyškami schránok organizmov na báze vrstvy. Medzi detritom dominujú ostrohranné úlomky červenofialových hematitických bridlíc. Klastické zrná aleuritovej veľkosti tvorí kremeň, zriedkavejšie plagioklas, muskovit, zirkón, rutil. Polohy karbonátov z cyklov 4 a 5 obsahujú relatívne menej aleuritovej prímesi. Z organických zvyškov boli zistené ostrakódové schránky, v najvrchnejšom cykle tiež tenkoschránkové lastúrniky a zbytky echinodermových článkov. Lastúrky ostrakódov majú hladký povrch, sú zväčša izolované, často zatláčané autigénnymi minerálmi. Pokiaľ sú zachované obidve pospolu, stred je vyplnený hrubokryštalickým kalcitom.

Základná masa karbonátov je z jemnozrnného kalcitu. Obsahuje miestami šmuhovite rozloženú slienitú prímes, v spodnejších cykloch s jemne rozptýleným hematitovým pigmentom. Výrazná diagenetická silicifikácia sa v štruktúre prejavuje škvrnitým usporiadaním neostrých zhlukov zrnitého chalcedónu i vznikom drobných kryštálikov kremeňa, ktorý obsahuje množstvo uzavrenín kalcitu. Euhedrálne kryštaly autigénneho albitu sú číre, bez uzavrenín. Relatívne veľké, žltkasto sfarbené klencové kryštaly i výplň tenkých žiliek tvorí dolomit.

Kvantitatívne zastúpenie jednotlivých litologických členov bolo možné najlepšie sledovať v cykloch 2, 3, 4, nakoľko prvý a piaty nie sú kompletne zachované.

Zmenšovanie zrna klastických sedimentov a pribúdanie slienito-karbonátových členov vertikálnym smerom je evidentné. Cyklické sedimenty vznikali v príbrežno-



Obr. 2 Litologický profil spodného triasu v území západne od Margecian

1 — piesčité zlepence, pieskovce s polohami zlepencov; 2 — hrubozrnné pieskovce s ojedinelými valúnmi; 3 — pieskovce (litické arenity, litické droby; 4 — drobnozrnné pieskovce, aleurity v striedaní s tenkými vložkami bridlíc; 5 — bridlice v striedaní s tenkými vložkami drobnozrnných pieskovcov a aleuritov; 6 — bridlice; 7 — slienité bridlice; 8 — detritické slienité karbonáty bohaté na železný pigment; 9 — slienité karbonáty, karbonáty (1—9 spodný trias); 10 — severogemeridný karbón; 11 — severogemeridný perm; 12 — sutina; 13 — tektonická hranica; 14 — gradačné zvrstvenie normálne; 15 — erózne kanály; 16 — erózne rozmyvy; 17 — miesto odobratých vzoriek.

Cyklus	Litologický člen		
	A	B	C
2	42 %	58 %	—
3	21 %	32 %	47 %
4	14 %	15 %	71 %

morských, plytkovodných podmienkach. Do sedimentačného bazénu bol hrubý klastický materiál z členitej príbrežnej oblasti transportovaný pravdepodobne systémom rozvetvených korýt a v podmienkach plytkomorskej-príbrežnej zóny bol vlnením segregovaný do takmer laterálnych, horizontálne usporiadaných vrstiev. Prítomnosť turbiditných gradačne zvrstvených telies svedčí o gravitačnom skĺzavaní klastického materiálu prinášaného aluviálnym režimom zo znosovej oblasti z kontinentálneho okraja do sedimentačného bazénu. O tom svedčí i zachovanie zvyškov erózných kanálov. Postupné slabnutie energie transportačného činiteľa, a tým aj prínosu klastického materiálu, sa výrazne prejavilo v cykloch vertikálnym smerom. Minimálny prínos klastického materiálu sa odrazil v sedimentácii slienitých a karbonátových členov.

Faktory v danom prípade ovplyvňujúce cykličnosť sedimentov, záviseli predovšetkým od klimatických zmien. Svedčí o tom skutočnosť, že bazálnymi časťami cyklov sú prepracované aluviálne sedimenty. Dôvodom, pre ktorý považujeme klimatický faktor za prvoradý pre vznik cykličnosti, je i tá skutočnosť, že opísané sedimentačné cykly nemajú regionálne rozšírenie. Ich laterálnym ekvivalentom sú bridličnato-karbonátové sekvencie.

Záver

Je pravdepodobné, ako vyplýva z litofaciálneho štúdia, že prvý cyklus profilu predstavuje seis — spodný kampil, vyššie cykly s karbonátmi vrchný kampil. Charakter spodnotriasovej sedimentácie je cyklický.

Prítomnosť permského klastického materiálu (kremenné porfýry) v spodnotriasových psefitoch a psamitoch svedčí o paleogeografickej a sedimentologickej spätosti permu a spodného triasu. Pôvod valúnov fialových pieskovcov a bridlíc je diskutabilný. Môžu pochádzať z permu, no nemožno vylúčiť intraformačný pôvod (erózne rozmyvy na báze cyklov).

Prikláňame sa k názoru autorov, pripúšťajúcich epeirogénny charakter tektonických pohybov medzi permom a spodným triasom, ktorý sa prejavil zmenou paleogeografických podmienok. Kontinentálno-jazerný režim pemu bol vystriedaný príbrežno-morským režimom spodného triasu.

Ak analyzujeme získané výsledky z hľadiska koncepcie o príkrovovej pozícii mezozoika i v s. časti Spišsko-gemerského rudohoria (silicikum? sensu D. Andrusov 1975, H. Kozur—R. Mock 1973a, H. Kozur—R. Mock 1973b), zistíme, že spodnotriasovému súvrstviu v študovanej oblasti nemožno prisúdiť alochtónny charakter a viesť príkrovovú hranicu medzi permom a spodným triasom. Podobne, vychádzajúc zo známych skutočnosti (redepozícia materiálu z rakoveckej série v karbónskych zlepencoch a hornín karbónu v zlepencoch permu — E. Krist 1954, Š. Bajaník 1965, A. Vozárová 1973 atď), ťažko súhlasiť s názorom R. Mocka (1978), ktorý severogemeridné mezozoikum, spolu s jeho mladopaleozoickým podložím, chápe ako jednotku v príkrovovom postavení.

Predložené poznatky z predmetného územia v žiadnom prípade nezovšeobecňujeme pre celé severogemeridné mezozoikum. Domnievame sa, že riešenie autochtónnosti či alochtónnosti severogemeridného mezozoika vyžaduje diferencovaný prístup k jednotlivým mezozoickým oblastiam, resp. výskytom a objasnenie viacerých závažných otázok, ďaleko presahujúcich rámec študovaného územia.

Na tomto mieste považujeme za milú povinnosť poďakovať prof. Dr. Milanovi Mišíkovi, DrSc. za pomoc pri štúdiu karbonátov a za určenie organických zvyškov.

Do tlače odporučil M. Mišík.

Literatúra

ANDRUSOV, D. 1975: Aperçu bref du bati des Carpathes Occidentales. Dokumenty z X. jubil. zjazdu KBGA, Geol. ústav D. Štúra, Bratislava, 95—108.

BAJANÍK, Š. 1965: Výsledky valúnovej analýzy permských psefitov v oblasti západne od V. Knoly. Geol. Práce, Správy 34, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 55—67.

BAJANÍK, Š. a kol. 1974: Vysvetlivky ku geologickej mape list Slovinky 1:25 000. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

BAJANÍK, Š. a kol. 1977: Vysvetlivky ku geologickej mape list Gelnica 1:25 000. Manuskript-archív. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

BARKÁČ, Z. 1971: Záverečná správa a výpočet zásob Kurtová skala Margecany. Manuskript-archív Geol. prieskum Spišská Nová Ves.

HUDÁČEK, J. 1965: Geologická mapa mladšieho paleozoika severnej časti SGR (1:25 000). Manuskript — archív, Geol. prieskum Spišská Nová ves.

KOZUR, H.—MOCK, R. 1973a: Die Bedeutung der Trias-Conodonten für die Stratigraphie und Tektonik der Trias in den Westkarpaten. Geol. Paläont. Mitt., 3, 2, Innsbruck, 1—14.

KOZUR, H.—MOCK, R. 1973b: Zum Alter und zur tektonischen Stellung der Meliata-Serie. Geol. Zborn., 24, 2, Bratislava, 365—374.

KRIST, E. 1954: Karbónske zlepence brindt-rudňanského vývoja v severnej časti Spišsko-gemerského rudohoria. Geol. Práce, Zošit 36, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 77—107.

KRUMBEIN, W. C. 1941: Measurements and geological signification of shape and roudness of sedimentary particles. J. Sedimentary Petrology 7, 2, Tulsa, 64—72.

MAHEĽ, M. 1950: Príspevok ku stratigrafii triasu Spišsko-gemerského rudohoria. Geol. Zborn. 1, 1, Bratislava, 10—12.

MOCK, R. 1978: Nové poznatky o južných častiach Západných Karpát. Zborn. Paleogeografický vývoj Západných Karpát, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 321—431.
ŠTÚR, D. 1869: Bericht über die geologische Aufnahme der Umgebungen von Schmöllnitz und Göllnitz. Jb. d. Geologischen Reichsanst., Wien, 383—416.
VOZÁROVÁ, A. 1973: Valúnová analýza mladopaleozoických zlepencov Spišsko-gemerského rudohoria. Západné Karpaty 18, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 7—99.
ZLOCHA, J.—VALKO, P. 1975: Záverečná správa a výpočet zásob Kurtová skala-ŤP. Manuskript-archív Geol. prieskum, Spišská Nová Ves.

Štefan Bajaník—Anna Vozárová

Lithofacial linking of the North Gemeride Permian and Lower Triassic in the area of Margecany

Summary of the Slovak text

In the contribution presented relation of the Permian to the Lower Triassic is solved and lithofacial analysis of the Lower Triasic in the area SW of Margecany (Spišsko-gemerské rudohorie Mts, northern part) is mentioned.

The structure order of Lower Triassic sediments in the studied profile is cyclic. The profile section consists of five cycles folowing above one another, which are typical in fining upward. Cyclicity is conditioned by alternation of three lithological members:

A — sandy conglomerates, coarse-grained sandstones with layers of conglomerates;

B — alternation of fine-grained sandstones, aleurites, sandy and clay shales,

C — beds of clay and marly shales with layers of organodetrital marly carbonates and carbonates.

Cyclic sediments formed under mear-shore-marine, shallow-water conditions. The coarse clastic material was transported from the dissected near-shore area through a system of alluvial stream beds into the sedimentation basin. Under near-shore-shallow-marine condition it was segregated into horizontally ordered beds. Due to mechanism of gravitational sliding into relatively deeper parts of the basin turbidite beds formed, with characteristic graded bedding in fossil state.

A part of the clastic material of psephites and psammites evidently comes from the underlaying Permian sequence and is mainly represented by greyishviolet quartz porphyries and their pyroclastics. So paleogeographical and sedimentological linking of the Permian and Lower Triassic is proved. The continental-lacustrine regime during the Permian sedimentaion was replaced by a near-shore-marine one in the Lower Triassic.

Recently some authors expressed the opinion of an allochthonous character of the Mesozoic (Silica nappe) in the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. Linking of the Permian and Lower Triassic, however, excludes the alternative, at least in the studied area, to place the nappe overthrust line between the Permian (considered as autochthon) and Lower Triassic.

Explanations of text-figures

Fig. 1 Schematic geological map of the area west of Margecany 1 — Alluvium; 2 — slope talus and loams; 3 — basics rocks; 4 — dolomites and limestones; 5 — clay shales, sandstones, marly-calcareous shales and

platy limestones; 6 — conglomerates (3—4 Middle Triassic, 5—6 Lower Triassic); 7 — conglomerates; 8 — shales, greywackes and sandstones; 9 — quatz porphyries, their tuffs and tuffites (7—9 Permian); 10 — shales and sandstones with intercalations of conglomerats — Carboniferous (3—10 Gemerides); 11 — dolomites; 12 — quartzites 11—12 Triassic); 13 — mica schist phyllites and mica schists (11—13 envelope Mesozoic and crystalline of Sľubice); 14 — boundaries of rocks and formations; 15 —a — thrust lines, b — upthrust lines; 16 — faults: a — proved, b — supposed; 17 — strike and dip of strata.

Fig. 2 Lithological profile of the Lower Triassic in the area west of Margecany. 1 — sandy conglomerates, sandstones with conglomerate layers; 2 — coarse-grained sandstones with sporadical pebbles; 3 — sandstones (lithic arenites, lithic greywackes); 4 — fine-grained sandstones, aleurites alternating with thin intercalations of shales; 5 — shales alternating with thin intercalations of fine-grained sandstones and aleurites; 6 — shales; 7 — marly shales; 8 — detrital marly carbonates rich in iron pigment; 9 — marly carbonates, carbonates (1—9 Lower Triassic); 10 — North Gemeride Carboniferous; 11 — North Gemeride Permian; 12 — talus; 13 — tectonic boundary; 14 — normal graded bedding; 15 — erosion channels; 16 — erosion outwash sheets; 17 — places of taken samples.

Explanations of plates XVIII—XIX

Plate XVIII

Fig. 1 Pseudomorphism of sericite after orthoclase. Quartz porphyry, sample 3, X nicols. magnif. 48×

Fig. 2 Magmatically corroded quartz phenocryst in felsite groundmass. Quartz porphyry, sample 12, X nicols, magnif. 48×

Plate XIX

Fig. Redeposited ostracode tests, test margins replaced by authigene albite. Sample 9. II nicols. magnif. 35×

Fig. 2 Slightly metamorphosed marly-carbonate with fragment of bivalve shell. Sample 16, II nicols, Magnif. 35×

Translated by J. Pevný.

Vysvetlivky k fotografickým tabuľkám XVIII—XIX

Tab. XVIII

Obr. 1 Pseudomorfóza sericitu po ortoklase. Kremenný porfýr, vzorka 3 X nikoly, zväčšenie 48×

Obr. 2 Magmaticky korodovaná výrastlica kremeňa vo felzitickej základnej hmote. Kremenný porfýr, vzorka 12, X nikoly zväčšenie 48×

Tab. XIX

Obr. 1 Preplavené schránky ostrakód, okraje schránok sú zatlačené autigénnym albitom. Vzorka 9, II nikoly, zväčšenie 35×

Obr. 2 Slabometamorfovaný slienitý karbonát s fragmentom schránky lastúrnika. Vzorka 16, II nikoly, zväčšenie 35×

Geologické práce, Správy 73, s. 49—60, Geologický Ústav Dionýza Štúra, Bratislava, 1979

Alfonz Bujnovský—Mária Kochanová—Jozef Pevný

Trlenská Formation — a new formal lithostratigraphical unit of the Liassic of the Šipruň group

5 text-figs., 2 photogr. pl., (XX—XXI), Slovak summary

Abstract. In the Liassic of the Šipruň group we formally defined a new lithostratigraphical unit — the Trlenská Formation of cherty limestones and sandstones. The newly defined formation is of the stratigraphic range Hettangian to Upper Lotharingian.

History: The Trlenská Formation of cherty limestones was originally distinguished by A. Matějka (1927) as dark-grey limestones with quartz grains or thick sandy dark-coloured limestones and dark-coloured grained or compact, in places crinoidal limestones (l. c. p. 538). Later they were described by J. Bystrický (1956) as sandy-crinoidal limestones or dark-coloured sandy limestones with cherts of the Šiprun group) cf. M. Mišík—M. Rakús 1964; A. Bujnovský et al. (1978).

Designation: According to the Trlenská dolina valley, situated southeast of Vlkolinec and Biely Potok near Ružomberok.

Type profile: (Fig. 3) northeast of elev. p. 615 near forester's cottage.

Type area: Trlenská dolina valley, eastern slopes of Šepková and northeastern slopes of elev. p. Grúň (Fig. 2) Thickness varies from 25,5 to 40 m.

Fundamental lithology: The Trlenská formation is a complex of rock beds of homogeneous appearance compared to the underlying Carpathian Keuper and overlying „Allgäu beds-Flecken-Mergel".

The formation is composed of rhythmical sequence of grey sandy crinoidal limestones, biocalcarenites and calcareous sandstones. The limestones and sandstones are laminated and cross-bedded.The predominating component of the formation are sandy-crinoidal limestones with thickness of banks from 20 cm to 80 cm. It is a littoral rhythmical facies with poor sorting of minerals ($\sigma = 1.00—2.00$). The grains of detrital quartz are isometric with roundness 0,1 and sphericity 0,5—0,7. The clasticity index of quartz in thin sections is 1,6 mm.; Macroscopically quartz

RNDr. A. Bujnovský, RNDr. M. Kochanová CSc., RNDr. J. Pevný CSc., Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 809 40 Bratislava

Fig. 1 Sketch-map of the Trlenská Formation.

fragments up to 2 cm in size were found. In sandstones the cement is calcareous, more rarely siliceous, contact and basal.

The frequency of microfacial elements in the type profile is as follows:

organic elements		mineral elements	
echinoderm ossicles	72,72 %	detrital quartz	90,9 %
bivalves	36,36	phosphate	54,54
foraminifers	18,18	sericite	45,45
ostracodes	18,18	pyrite	9,09
echinoid spines	18,18	zircon	45,45
pellets	18,18	opal-chalcedony	36,36
brachiopods	18,18	lutecite	9,09
sponge spicules	18,18	intraclasts	9,09
		structures:	
gastropods	9,09	microstylolites	9,09

The groundmass of limestones is often silicified with colloform opal, which is often found in the form of incomplete cherts.

Boundaries: The Trlenská Formation is found in transgressive discordant position on Upper Triassic quartzites of the Carpathian Keuper. The uppermost Triassic (Rhaetian) has not been proved paleontologically below the Trlenská formation so far (cf. A. Matějka 1927, J. Bystrický 1956, M. Mišík—M. Rakús 1964; M. Polák 1976, A. Bujnovský 1971, 1978). The upper lithological boundary is relatively distinct against the overlying „Allgäu" beds.

A g e : The stratigraphical range of the formation is Hettangian to Upper Lotharingian.

The base of the Formation has been established so far by the species *Alsatites liasicus* (d'Orb.), which points to the middle part of the Hettangian. The upper time boundary Upper Lotharingian is indicated by *Echioceras raricostatum* (Ziet.) and indirectly by the base of the overlying Allgäu beds with *Gleviceras subguibalianum* (Pia).

Extension of the formation: Besides the type area in the Trlenská dolina valley the formation is spread in the Lubochnianska dolina valley at the locality Kečka (cf. M. Mišík—M. Rakús 1964), in the valley Kľak and at the southern slopes of Pekelník (cf. M. Polák 1976).

The macrofauna of the described formation was obtained from grey sandy crinoidal limestones with cherts. It is relatively abundant, mostly represented by poorly preserved specimens of brachiopods, bivalves and cephalopods. It comes from the localities indicated in the attached maps with numbers 1125, 1125a, 1126, 957. At these localities the following species are present:

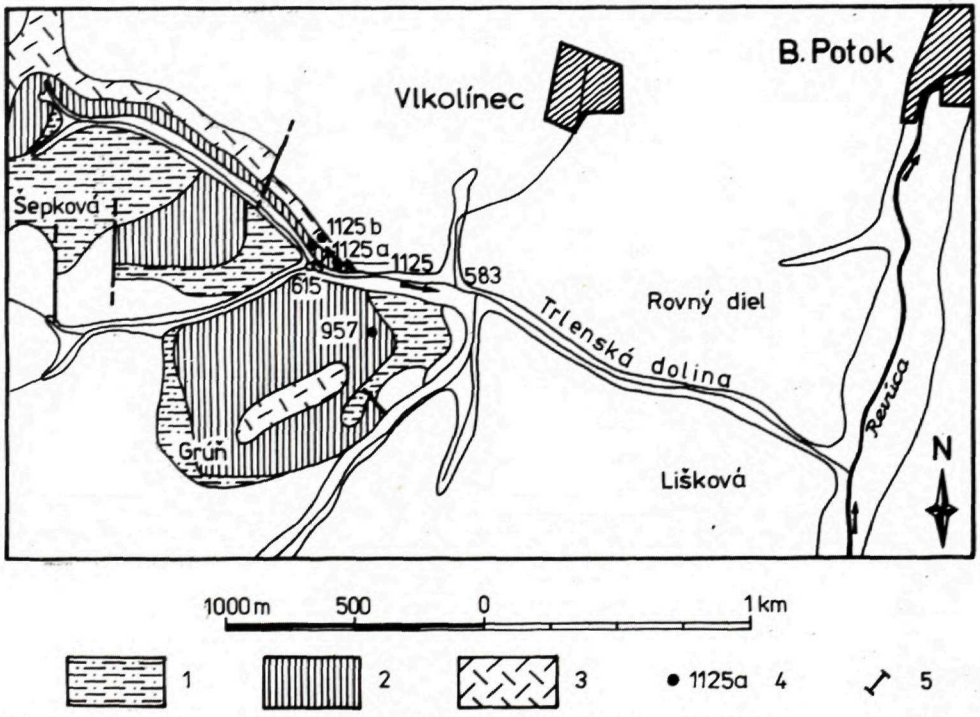


Fig. 2 Sketch-map of the Trlenská Formation. Compiled by A. Bujnovský, 1978.
1 — Carpathian Keuper; 2 — Trlenská Formation; 3 — Allgäu beds; 4 — paleontological localities; 5 — lithostratigraphical profile

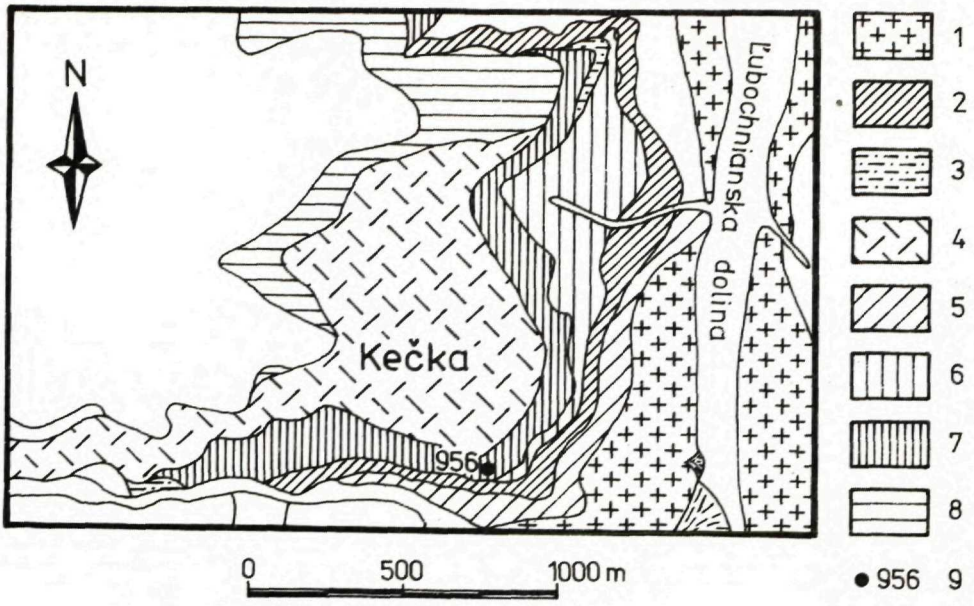


Fig. 3 Extension of the Trlenská Formation in the area of mt. Kečka according to the geological map of J. Bystrický 1955
1 — granite; 2 — Werfen shales; 3 — Carpathian Keuper; 4 — Allgäu beds (Fleckenmergel, Liassic); 5 — quartzites (Lower Triassic); 6 — dolomites and limestones (Middle Triassic); 7 — Trlenská Formation; 8 — grey cherty limestones (Neocomian); 9 — paleontological locality.

Locality 1125. — Scree in the road-cut in front of the week-end cottage in the Trlenská dolina valley.
Lobothyris edwardsi (Davidson 1851), *Oxytoma* sp., *Entolium* cf. *hehlii* (d'Orbigny, 1847), *Chlamys cf. textoria* (Schlotheim, 1820), *Antiquilima* sp., *Plagiostoma* sp., *Pseudolimea* sp., *Gryphea* sp., *Cardinia* sp.

Locality 1125a. — Outcrop in the slope behind the week-end cottage in the Trlenská dolina valley.
Lobothyris edwardsi (Davidson, 1851), *Lobothyris andleri* (Oppel, 1861), *Cincta numismalis* (Lamarck, 1819), *Zeilleria subnumismalis* (Davidson, 1851), *Zeilleria choffati* (Haas, 1884), *Spiriferina alpina* (Oppel, 1861), *Spiriferina tumida* (Buch. 1836), *Piarorhynchia juvenis* (Quenstedt, 1852), *Oxytoma (Oxytoma)* cf. *sinemuriensis (d'Orbigny 1847)*, *Entolium hehlii* (d'Orbigny, 1847), *Entolium* sp., *Chlamys textoria* (Schlotheim, 1820), *Chlamys cf. dispar* (Terquem, 1854), *Chlamys (Aequipecten)* sp. (ex gr. *prisca* Schlotheim), *Antiquilima* sp., *Pseudolimea* cf. *hettangiensis* (Terquem, 1854), *Gryphaea* sp.,

Alsatites liasicus (d'Orbigny, 1842), *Asteroceras obtusum* (J. Sowerby, 1817), *Echioceras raricostatum* (Zieten, 1830), *Cenoceras striatus* (J. Sowerby, 1817).

Locality 957. — NE slope of elev. p. Grúň in the Trlenská dolina valley. *Entolium hehlii* (d'Orbigny, 1847), *Chlamys textoria* (Schlotheim, 1820) Cardinia sp.

Locality 1126. — SW slope of elev. p. Kečka in the Ľubochnianska dolina valley. *Entolium hehlii* (d'Orbigny, 1847), *Entolium* sp., *Chlamys textoria* (Schlotheim, 1820), *Gryphaea* sp.

Brachiopoda

Lobothyris edwardsi (Davidson, 1851):2 completely and 10 incompletely preserved specimens. Stratigraphic range: Hettangian to Domerian. Remarks: The species is characterized by strong convexity of valves. It differs from *Lobothyris punctata* (Spw.) and *L. subpunctata* (Dav.) in short and rectangular shape, strongly incurved beak, lateral folds and smaller foramen.

Lobothyris andleri (Oppel, 1861): 1 incompletely preserved specimen. Stratigraphic range: Hettangian to Lotharingian. Remarks: The species is characterized by distinct pentagonal outline. The shape is variable, depending on the ratio of the anterior margin to the maximum width and on the position of maximum width. A. Oppel (1861) determined it as variety of *Lobothyris punctata* (Sow.).

Zeilleria subnumismalis (Davidson, 1851): 1 incompletely preserved specimen with damaged anterior part. Stratigraphic range: Lotharingian to Domerian. Remarks: Characterized by oval outline and a wide, slightly incurved beak.

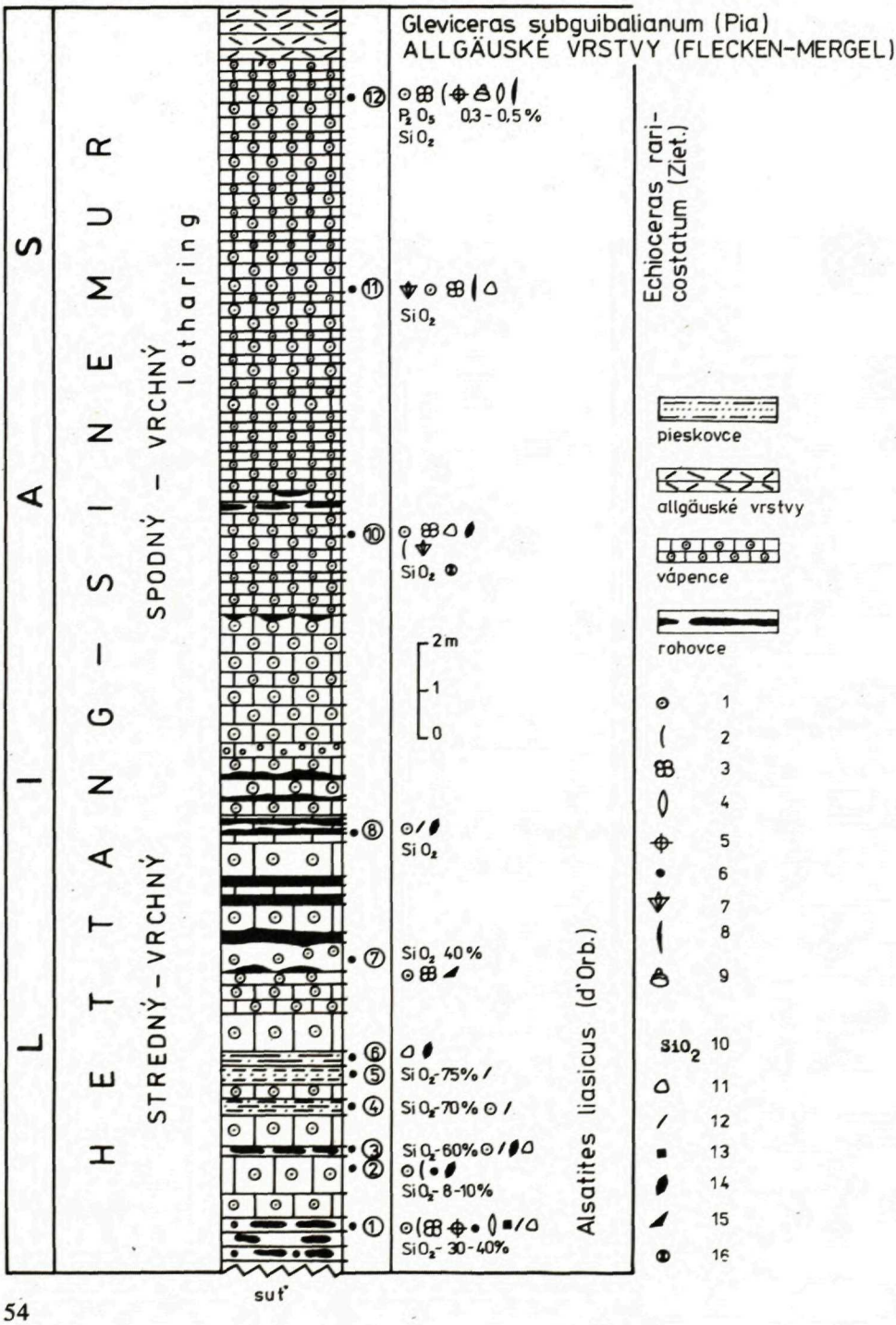
Zeilleria choffati (Haas, 1884): 1 incompletely preserved specimen. Stratigraphic range: Sinemurian-Lotharingian. Remarks: Characteristic of this species is the pentagonal outline, deepened middle parts of valves, separated by blunt folds from lateral parts. Similar in shape is *Zeilleria cor* (Lam.) from the Pliensbachian, which differs in greater width, wider and sharper beak.

Cincta numismalis (Lamarck, 1819): 1 incompletely preserved specimen. Stratigraphic range: Lotharingian to Pliensbachian. Remarks: The mentioned specimen is a little longer than the typical form of this species.

Piarorhynchia juvenis (Quenstedt, 1852): 1 completely and 1 incompletely preserved specimen. Stratigraphic range: Hettangian to Pliensbachian.

Remarks: This species displays considerable variability from depressed forms to more convex ones. It resembles juvenile specimens of other species and genera but differs from them in early development of uniplication.

Spiriferina alpina (Oppel, 1861): 1 pedicle and 2 brachial valves set in rock. Stratigraphic range: Sinemurian to Toarcian.


L I A S
H E T T A N G – S I N E M U R
STREDNÝ – VRCHNÝ
SPODNÝ – VRCHNÝ
lotharing
Gleviceras subguibalianum (Pia)
ALLGÄUSKÉ VRSTVY (FLECKEN-MERGEL)
Echioceras raricostatum (Ziet.)
Alsatites liasicus (d'Orb.)
P2 O5 0,3 - 0,5 %
SiO2
SiO2 40 %
SiO2 - 75% /
SiO2 - 70% ⊙ /
SiO2 - 60% ⊙ /
SiO2 - 8-10%
SiO2 - 30-40%
2m
1
0
pieskovce
allgäuské vrstvy
vápence
rohovce
SiO2
sut'

Spiriferina tumida (V. Buch, 1836): 5 pedicle and 3 brachial valves. Stratigraphic range: Hettangian to Toarcian. Remarks: The mentioned species displays considerable variability in ribbing, from smooth forms, forms with fine ribs to those with coarser ribs.

Cephalopoda

Alsatites liasicus (d'Orbigny, 1844): 2 specimens, from them 1 fragment of the last whorl and 1 incomplete specimen. Stratigraphic range: Middle Hettangian.

Echioceras raricostatum (Zieten, 1831): 2 incompletely preserved specimens, on which the last and last but one whorl are visible. Stratigraphic range: Upper Lotharingian.

Asteroceras obtusum (J. Sowerby, 1817): 1 incompletely preserved specimen. Stratigraphic range: Lower Lotharingian. Remarks: Close to this species is *Asteroceras stellare* (Sowerby, 1812), which however, differs in lesser involution, lesser height of whorl and suture.

Asteroceras sp: 1 incompletely preserved specimen. Stratigraphic range: Lotharingian.

Gleviceras subguibalianum (Pia., 1914): 1 specimen and 1 mould with distinct radial sculpture. Stratigraphic range: Upper Lotharingian.

Cenoceras striatum (Sowerby, 1817): 1 incompletely preserved specimen. Stratigraphic range: Hettangian to Pliensbachian. Remarks: In its total morphology this species belongs to the group of so called „rounded nautiloids", characterized by circular or subquadrate cross section of whorl. Similar is the species *Cenoceras sturi* (Hauer, 1856), from which it differs in a wider umbilicus and lesser involution. The similar species *Cenoceras orbignyi* (Prinz, 1906) differs in trapezoid cross section of whorl.

Bivalvia

Oxytoma (Oxytoma) cf. sinemuriensis (d'Orbigny, 1847). 4 incomplete specimens. Stratigraphic range: Sinemurian to Lotharingian. These specimens are similar to the species *Oxytoma (Oxytoma) inaeqivalvis* (Sowerby, 1819). However

Fig. 4 Explanations to microfacial elements:
Organic elements: 1 — echinoderm ossicles; 2 — bivalves; 3 — foraminifers; 4 — ostracodes; 5 — echinoid spines; 6 — pellets; 7 — brachiopods; 8 — sponge spicules; 9 — gastropods. Mineral elements: 10 — detrital quarz; 11 — phosphate pellets; 12 — sericite; 13 — pyrite; 14 — zircon; 15 — intraclasts; 16 — lutecite.

	Number of specimens	Hettangian	Sinemurian	Lotharingian	Pliensbachian	Domerian	Toarcian
Oxytoma /Oxytoma/ cf. sinemuriensis /d'Orbigny/	4		o				
Entolium hehlii /d'Orbigny/	18	o	o	o	o	o	
Entolium sp.	8						
Chlamys /Chlamys/ textoria /Schlotheim/	5	o	o	o	o	o	o
Chlamys /Chlamys/ cf. dispar /Terquem/	2	o	o				
Chlamys /Aequipecten/ sp. /ex gr. prisca Schloth./	1						
Antiquilima sp.	2						
Plagiostoma sp.	2						
Pseudolimea cf. hettangiensis /Terquem/	1	o	o				
Pseudolimea sp.	1						
Gryphaea sp.	3						
Cardinia sp.	2						
Lobothyris edwardsi /Davidson/	14	o	o	o	o	o	
Lobothyris andleri /Oppel/	1	o	o	o			
Cincta numismalis /Lamarck/	1			o	o		
Zeilleria subnumismalis /Davidson/	1	o	o	o	o	o	
Zeilleria choffati /Haas/	1		o				
Spiriferina alpina Oppel	3	o	o	o	o	o	o
Spiriferina tumida /Buch/	8	o	o	o	o	o	o
Piarorhynchia juvenis /Quenstedt/	2	o	o	o	o		
Alsatites liasicus /d'Orbigny/	1	o					
Asteroceras obtusum /J. Sowerby/	1			o			
Asteroceras sp	1						
Echioceras raricostatum /Zieten/	2			o			
Cenoceras striatus /J. Sowerby/	1	o	o	o			

Fig. 5 Macrofauna from the Trlenská Formation.

they have a greater number of primaries, reaching the umbo, and 1 secondary and 1—2 tertiary weaker ribs, inserted in the interspaces, what is considered by G. Troedsson (1951, p. 200) as the main distinguishing mark for the species *Oxytoma (O.) sinemuriensis.* One of the specimens with interspaces filled out only with tertiary lines is obviously a form transitional between both the mentioned species.

Entolium hehlii (d'Orbigny, 1847). 18 mostly incomplete specimens. Stratigaphic range: Hettangian to Domerian. One of the specimens resembles in its outline, umbonal angle, shape of auricles and surface sculpture the specimen mentioned by C. Parona (1880, Plate. XXI, Fig. 2) as *Pecten (Pseudamussium) diblasii* Di Stefano, which by F. Trauth (1909, p. 88) was included in the

synonymy of the species *Entolium hehlii*. For specimens preserved in the form of moulds a hem at the lower margin of the valves is characteristic. Several small, obviously young specimens, resemble in their morphology the species *Entolium calvum* (Goldfuss, 1836) but their anterior auricles are not twice as large as the posterior ones. One incomplete specimen resembles in the shape of its auricles the species *Entolium disciformis* (Schübler in C. H. Zieten 1833). They are, however, small in relation to total dimension of the valve and so there is probaly an anomaly only.

Chlamys textoria (Schlotheim, 1820). 5 damaged specimens and several fragments. Stratigraphic range: Hettangian to Toarcian. The total shape of the valves and the system of radial ribs, among which primaries alternate with the weaker secondary ribs, are characteristic features of the species. As consequence of weathered surface, scales — the componets of concentric sculpture, are missing on the ribs.

Chlamys cf. dispar (Terquem, 1854). 1 incomplete specimen. Stratigraphic range: Rhaetian to Sinemurian. Due to the incomplete preservation it resembles also the species *Chlamys textoria*. According to the radial and concentric sculpture rather *Chlamys dispar* is concerned.

Chlamys (Aequipecten) sp. (ex gr. *prisca* Schlotheim, 1820). 1 incomplete specimen. 20 separate equally distributed radial ribs resemble very much the ribs of the mentioned species. It is a significant but not sufficient feature for its reliable identification.

Pseudolimea cf. hettangiensis (Terquem, 1854). 1 incomplete specimen. Stratigraphic range: Hettangian to Sinemurian. The ornamentation formed by radial ribs, separated by narrow interspaces in which a secondary weak rib is inserted, is a common feature for the species *Pseudolimea duplicata* (Sowerby, 1814) and *Pseudolimea hettangiensis*. According to the morphology it belongs rather to the second one.

Ecological remarks

Taking into consideration the state of preservation of macrofauna from the formation of Trlenské limestones, it is obvious that before sedimentation the shells were subject to transportation during which they were damaged, often considerably. The mentioned assemblage of organisms is thus a thanatocenosis, in which benthonic elements as brachiopods and bivalves and nectonic elements, represented by cephalopods, are found. The brachiopods, after the larval stage, lived attached to substratum by pedicles. In bivalves it was a tangle of filaments, forming a byssus, by which they were attached to the substratum more loosely as *Oxytoma* or more fixed — *Chlamys, Antiquilima, Plagiostoma, Pseudolimea* or even cemented with one of the valves as *Gryphaea*. Representatives of the genus *Cardinia* lived partly or

entirely buried on the sea-bottom. Only *Entolium* moved freely swimming above the bottom. The environment of these organisms was the shallow sea of the littoral zone, in which *Entolium* lived at greater distance from the shore.

Reviewed by O. Samuel.

References

BUJNOVSKÝ, A. 1971: Mezozoikum sz. časti Nízkych Tatier (oblasť medzi Ľupčiankou a Revúcou). Archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

BUJNOVSKÝ, A. et al. 1978: Vysvetlivky ku geologickej mape 1:25 000 (list Ružomberok). Archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

BYSTRICKÝ, J. 1956: Správa o prehľadnom geologickom mapovaní Veľkej a Malej Fatry so zreteľom na postavenie „šiprúnskej série". Archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

MATĚJKA, A. 1927. Geologické studie z okolí Ružomberka na Slovensku. Sbor. Stát. geol. Úst., 7, Praha, 929—617, 8 pls. 2 Fig.

MIŠÍK, M.—RAKÚS, M. 1964: Lithofaziell-paleontologische Studien im Lias der Grossen Fatra und westlichen Teils der Niederen Tatra. Zapadné Karpaty 1, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 9—159.

OPPEL, A. 1861: Über die Brachiopoden des Unteren Lias. Z. Dtsch. geol. Gessell., 13, Berlin, 529—550, pls. 10—13.

PARONA, C. F. 1880: I fossili del Lias inferiore de Saltrio in Lombardia. Atti Soc. ital. Sci. natur. 23, Milano, pp., 69—103, pls. 1—3.

POLÁK, M. 1967: Litologicko-faciálna a paleogeografická analýza mezozoika tatrika Malej Magury, Malej a Veľkej Fatry. Archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

TRAUTH, F. 1909: Die Grestener Schichten der österreichischen Voralpen und ihre Fauna. Beitr. Paläont. Geol. Österr.—Ung. Orients, 22, Wien, 1—142, pls. 1—4.

ZIETEN, G. H. von 1830—1833: Die Versteinerungen Württembergs. Stuttgart, 176 pp., 72 pls.

Alfonz Bujnovský—Mária Kochanová—Jozef Pevný

Trlenské súvrstvie — nová litostratigrafická jednotka liasu šiprunskej série

Resumé anglického textu

V liase šiprunskej skupiny sme formálne definovali novú litostratigrafickú jednotku — trlenské súvrstvie. Novo definované súvrstvie vápencov a pieskovcov má stratigrafický rozsah hettang—vrchý lotaring. Súvrstvie sa volá podľa doliny jv. od Vlkolinca a Bieleho potoka pri Ružomberku. Typovú oblasť predstavuje územie v. svahov kóty Grúň. Hrúbka súvrstvia sa mení od 25,5 m do 40 m.

Trlenské súvrstvie predstavuje súbor horninových vrstiev jednotného vzhľadu so zreteľom na podložný karpatský keuper a nadložné „allgäuské vrstvy—Flecken-Mergel". Súvrstvie sa skladá z rytmického sledu sivých piesčito-krinoidových vápencov, biokalkarenitov a vápnitých pieskovcov. Vápence a pieskovce sú laminované a krížove zvrstvené. Prevládajúcou zložkou súvrstvia sú piesčito-krinoidové vápence s hrúbkou lavíc od 20 do 80 cm. Ide o litorálne rytmické súvrstvie so slabým vytriedením zŕn. Makroskopicky boli vo vápencoch zistené úlomky kremeňa až do 2 cm veľkosti. Tmel pieskovcov je vápenný, zriedkavejšie kremenný, dotykový aj bazálny.

Základná hmota vápencov je často silicifikovaná kolomorfným opálom, často vo forme nedokončených rohovcov.

Stratigrafické hranice: Trlenské súvrstvie je v transgresívnej diskordantnej pozícii na vrchnotriasových kremencoch karpatskeho keupru. Najvyšší trias (rét) nebol dosiaľ pod trlenským súvrstvím paleontologicky dokázaný. Vrchná litologická hranica je relatívne výrazná oproti nadložným allgäuským vrstvám.

Vek: báza súvrstvia je doposiaľ stanovená druhom *Alsatites liasicus* (d'Orbigny), ktorý poukazuje na strednú časť hettangu. Vrchnú časovú hranicu — vrchný lotaring udáva *Echioceras raricotatum* (Zieten) a nepriamo báza nadložných allgäuských vrstiev s výskytom druhu *Gleviceras subguibalianum* (Pia). Makrofauna opisovaného súvrstvia bola získaná zo sivých piesčito-krinoidových vápencov s rohovcami. Pomerne bohatá makrofauna je zastúpená bentóznymi ramenonožcami, lastúrnikmi a nektónnymi hlavonožcami.

Vysvetlivky k obrázkom do textu

Obr. 1 Situačná mapa trlenského súvrstvia.

Obr. 2 Stituačný náčrt trlenského súvrstvia. Zostavil A. Bujnovský 1978.
1 — karpatský keuper; 2 — trlenská formácia; 3 — allgäuské vrstvy; 4 — paleontologické lokality; 5 — litostratigrafický profil.

Obr. 3 Rozšírenie trlenského súvrstvia v okolí Kečky podľa geologickej mapy J. Bystrického 1955.
1 — žula; 2 — verfénske bridlice; 3 — karpatský keuper; 4 — allgäuské vrstvy (fleckenmergel, lias); 5 — kremence (spodný trias); 6 — dolomity a vápence (stredný trias); 7 — trlenské súvrstvie; 8 — sivé rohovcové vápence (neokóm); 9 — paleontologická lokalita

Obr. 4 Vysvetlivky k mikrofaciálnym prvkom:
Organické prvky: 1 — čl. echinodermií; 2 — bivalvie, 3 — foraminifery; 4 — ostrakódy; 5 — ostne ježoviek; 6 — pelety; 7 — brachiopódy, 8 — ihlice spongií, 9 — gastropódy. Minerálne prvky 10 — detr. kremeň, 11 — pelety fosfátu, 12 — sericit, 13 — pyrit; 14 — zirkón; 15 — intraklasty; 16 — lutecit.

Obr. 5 Makrofauna z trlenského súvrstvia.

Explanations of plates XX—XXI

Plate XX
1 *Oxytoma (Oxytoma) cf. sinemuriensis* (d'Orbigny), loc. 1125, ×2,5.
2 *Chlamys textoria* (Schlotheim), loc. 1125a, ×1,7.
3 *Piarorhynchia juvenis* (Quenstedt), loc. 1125a, dorsal view, ×2.
4 *Piarorhynchia juvenis* (Quenstedt), loc. 1125a, ventral view, ×2,5.
5 *Echioceras raricostatum* (v. Zieten), loc. 1125a, ×1,5.
6 *Entolium hehlii* (d'Orbigny), loc. 1125a, ×2,1.

Plate XXI
1 *Alsatites liasicus* (d'Orbigny), loc. 1125a, ×1,5.
2 *Oxytoma* (Oxytoma) cf. sinemuriensis (d'Orbigny), loc. 1125a, ×2,2.
3 *Entolium hehlii* (d'Orbigny), loc. 957, ×1,9.

Photo by H. Jendeková
The material is deposited in the collections of the Dionýz Štúr Institute of Geology, Bratislava.

Geologické práce, Správy 73, s. 61—70, Geologický Ústav Dionýza Štúra, Bratislava, 1979

Milan Polák—Alfonz Bujnovský

The Lučivná formation

(New designation of a formal lithostratigraphical unit of the Lower Cretaceous of envelope groups in the West Carpathians)

3 text fig., 4 plates (XXII—XXV), Slovak summary

Introduction

This lithostratigraphical unit was originally distinguished by D. Štúr (1868, p. 237) as Hornstein-kalke of the Muschelkalk below the supposed Lunz beds ("Šipkov beds").

Later on, A. Matějka (1927) proved that the Šipkov beds of D. Štur (1868) are the uppermost Lower Cretaceous member of the Šiprúň group. Newer, informal terms as cherty limestones are from many authors as for instance: A. Matějka (1927), J. Koutek (1930, 1931b), J. Bystrický (1956), M. Maheľ 1964, 1967), M. Mišík (1973), M. Polák (1976), A. Bujnovský—M. Polák (1979).

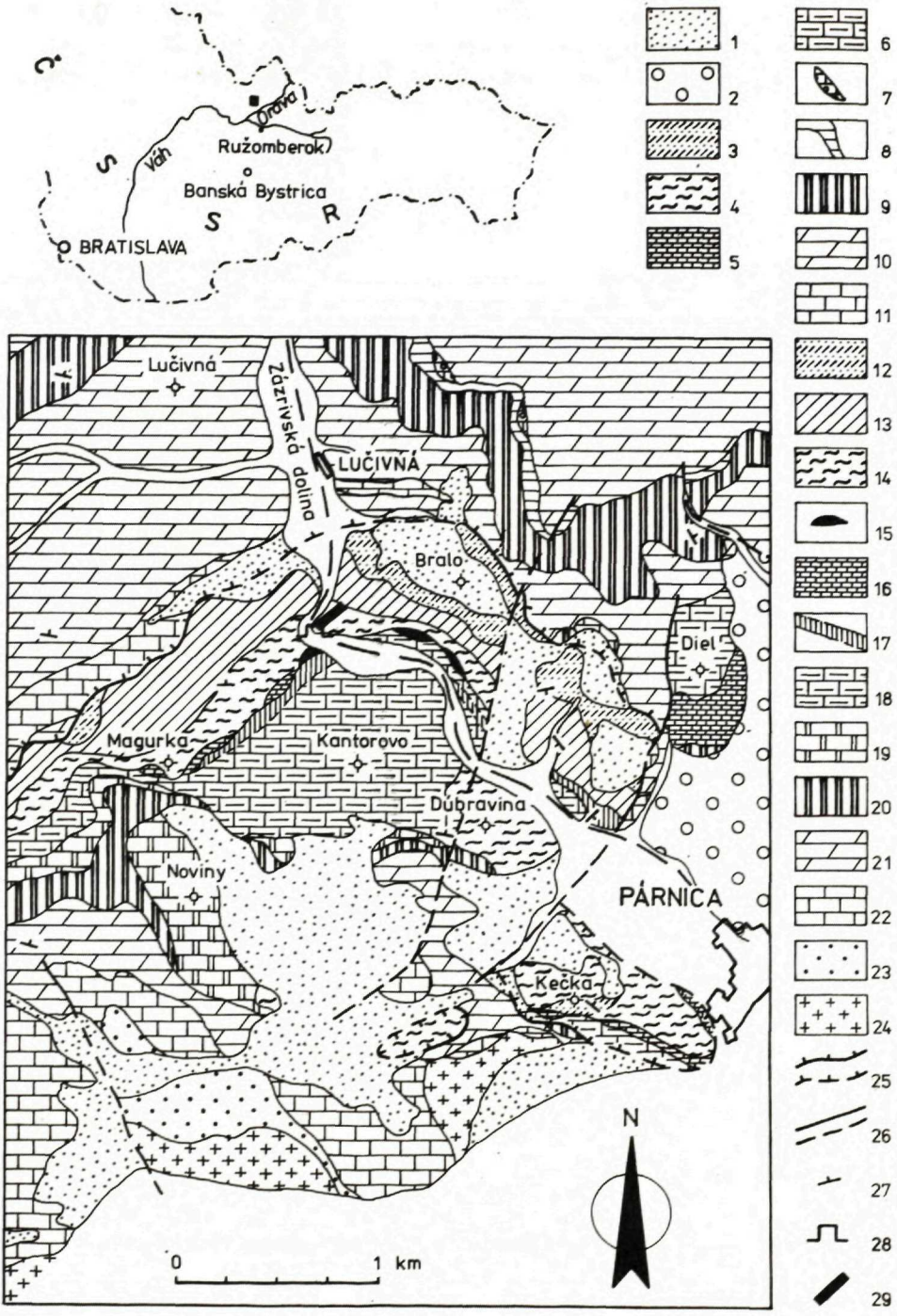
Designation: According to the settlement Lučivná in the Zázrivská dolina valley, about 4 km NW of the village Párnica in Malá Fatra Mts.

Type locality: Quarry Bralo (Fig. 1) in the Zázrivská dolina valley (compare M. Polák 1978, Plate XXIV. Fig. 3) where the Lučivná limestones are exposed in the whole bed sequence.

Type profiles: Valley of quarry Bralo (Fig. 3 — profile).

Auxiliary profiles: Closure of the Belanská dolina valley (Došná dolina valley), compare M. Polák (1976, text-fig. 25), veľká Rakytová valley near Liptovské Revúce, 300 m NW of Veľký Šiprúň (text-fig. 23, M. Polák l. c.) — Veľká Fatra mts., NW part of the Low Tatra — Ludrovianská dolina valley (compare A. Bujnovský 1971, text-fig. 11), Veľký Brankov — Revúcka dolina valley. Strážovská hornatina mts. (250 m NW of elev. p. 444,0 m, compare M. Polák 1976 text-fig. 27). Malá Fatra mts., southern slope of Pekelník (compare M. Polák l. c. text-fig.

RNDr. M. Polák CSc, RNDr. A. Bujnovský, Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dol. 1, 809 40 Bratislava


Orava
Váh
Ružomberok
Banská Bystrica
BRATISLAVA
S
S
R
Lučivná
Zázrivská dolina
LUČIVNÁ
Bralo
Diel
Magurka
Kantorovo
Dubravina
Noviny
PÁRNICA
Kečka
N
0
1 km
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29

26). Thickness is from several metres to 140 m maximum. Fundamental lithology: Slightly marly, regularly bedded limestones (5—30 cm) with dark-grey to black cherts, occurring in the form of nodules, 1—20 cm in size. The cherts are oriented along the strike of beds. They contain radiolarians, silicisponges, globochaets, *Dinoflagellata*, more in detail see M. Míšík (1973). The frequency of microfacial elements in biomicrite limestones of the type profile is as follows:

Organic constituents — 100 %		Mineral constituents	
Radiolarians	100 %	Detrital quartz	26,4 %
Ostracods	93,2 %	Fe colloids	6,6 %
Crinoid ossicles	33,0 %	Sericite	6,6 %
Detritus of bivalves	33,0 %	Pyrite	6,6 %
Sponge spicules	46,2 %	Microstylolites	19,8 %
Foraminifers	19,8 %		
Filamenta	6,6 %		
Globochaets	6,6 %		

Besides the mentioned constituents the following microfacial elements are known from other profiles: belemnites, brachiopods, juvenile ammonite shells, gastropods, echinoid spines, pellets.

Boundaries: The lower lithological boundary of the Lučivná limestones with cherts is relatively sharp, in contrast to the underlying Calpionella limestones without cherts or with sporadical cherts only. The upper boundary is gradual in contrast to the overlying black, marly and sandy cherty limestones, sandstones of the Upper Aptian to Lower Albian.

Age: The stratigraphic range of the Lučivná beds of limestones is Upper Berriasian to Lower Aptian. The lower time boundary of the unit is indirectly indicated by the

Fig. 1. Geological map of the wider area of the type profile of the Lučivná beds (M. Polák 1976). Explanations: 1 — loaim, scree; 2 — Central-Carpathian Paleogene; Krížna nappe: 3 — Claystones, sanstones — Albian; 4 — marly limestones, marls, marly shales — Neocomian; 5 — radiolarian limestones, radiolarites — Dogger; 6 — marly limestones, shales — Toarcian; 7 — crinoidal — sandy limestones — Lower Liassic; 8 — black lumachelle limestones — uppermost Triassic (Rhaetian); 9 — variegated claystones, sandstones, dolomites — Carpathian Keuper — Norian; 10 — dolomites — Ladinian; 11 — Gutenstein limestones — Anisian, Envelope group; 12 — sandstones, claystones — Albian; 13 — marly, sandy, cherty limestones — Upper Aptian; 14 — Marly, cherty limestones — Lučivná beds of Limestones — Upper Berriasian — Lower Aptian; 15 — variegated nodular limestones — Kimmeridgian; 16 — radiolarian limestones, radiolarites — Doggerian; 17 — siliceous fleckenmergel — Aalenian?; 18 — marly, spotted limestones, shales — Toarcian; 19 — sandy crinoidal limestones — Lower Liasic; 20 — variegated claystones, sandstones, conglomerates — Carpathian Keuper — Norian; 21 — Dolomites — Ladinian — Lower Carnian; 22 — Gutenstein limestones — Anisian; 23 — quarzites, quartz sandstones, claystones — Lower Triassic; 24 — crystalline; 25 — overthrust lines; 26 — faults; 27 — strikes and dips; 28 — quarry; 29 — type profile.

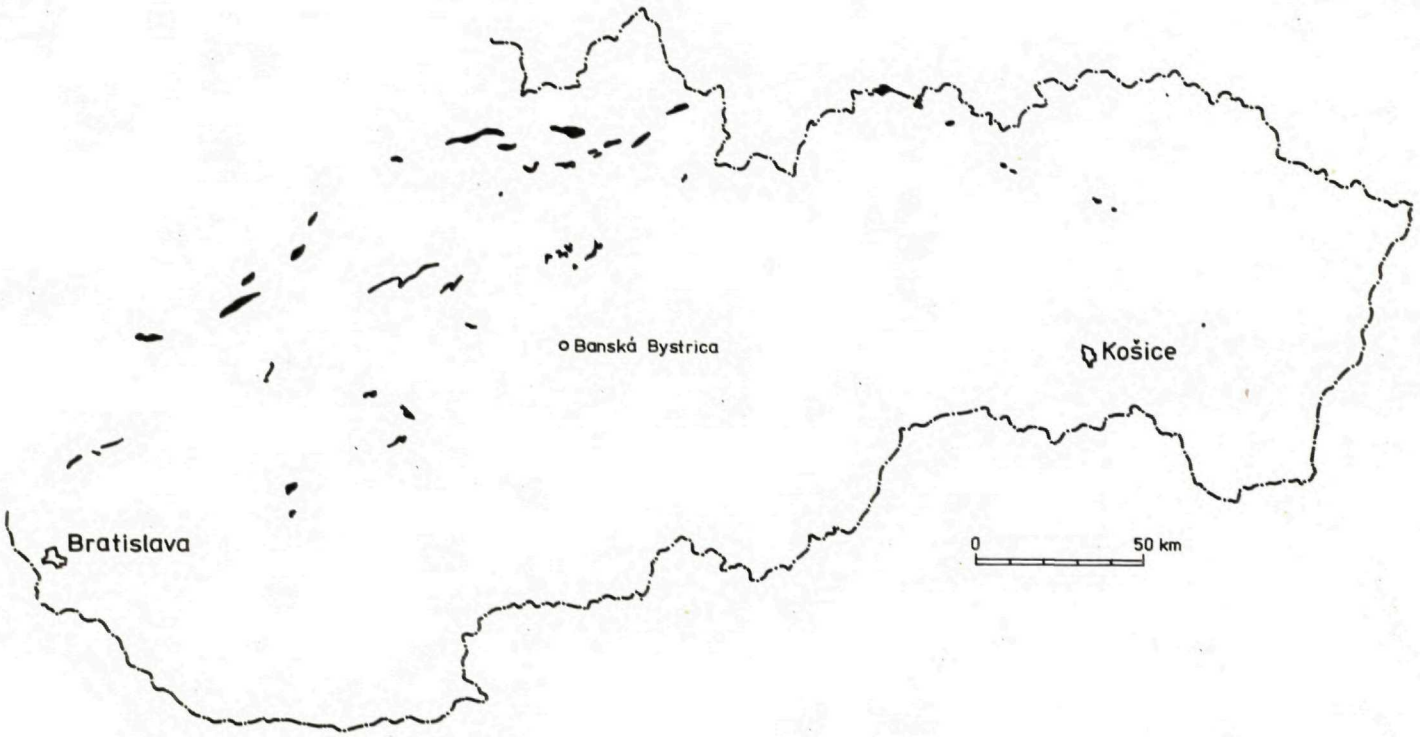


Fig. 2 Distribution of the Lučivná limestones of the West Carpathians

underlying Upper Tithonian — Lower Berriasian Calpionella limestones with tintinoid microfauna: *Calpionella alpina* Lorenz, *Calpionella eliptica* Cadisch, *Crassicollaria colomi* Doben, *Tinntinopsella carpathica* Murgeanu et Filipescu. The upper boundary is proved by foraminifers (determined by J. Salaj): *Hedbergella infracretacea* (Glaessner), *Ammodiscus tenuissimus* (Gümbel), *Discorbis* cf. *wassoewizi* (Djaf. et Agal.) and indirectly by foraminifers from the base of the overlying unit: *Hedbergella trocoidea* (Gandolfi), *Ticinella roberti* (Gandolfi).

Extension: The Lučivná limestones defined by us are a characteristic lithostratigraphical unit of the envelope groups of all Core mountains in the Central West Carpathians (Fig. 2). They are mostly spread in the type area of the Malá Fatra and Veľká Fatra mts. — the Šiprúň group. They are of considerable extension also in the Malé Karpaty mts. (Kadlubek, Borinka and Devín developments) cf. Maheľ (1967), Považský Inovec (cf. M. Maheľ 1967), Strážovská hornatina (Malá Magura) cf. M. Maheľ (1967), M. Polák (1976), Tríbeč (A. Biely 1962), in the NW part of the Low Tatra — Červená Magura group (J. Koutek 1931, A. Bujnovský 1971), High Tatra, Osobitá development (cf. D. Andrusov 1959).

A lateral analogue of the Lučivná formation appear to us at present the Neocomian cherty limestones of the Kysuca group mostly developed and exposed near Brodno, Havranský vrch, Kozinec (surroundings of Zázrivá), Červený Kameň (Podbiel) and near Trstená.

When comparing Jurassic and Cretaceous lithostratigraphical units of the Kysuca groups of the Klippen Belt with synchronous bed sequences of the Tatride envelope groups of the Central West Carpathians we arrive at the idea of their very near or partly common sedimentation area in that period.

An equivalent of the Lučivná formation of limestones of the Klippen Belt in the Pieniny is probably the „Pieniny limestone formation" established by K. Birkenmajer (1977).

In the Ukrainian part of the Klippen Belt an analogue of these limestones are most likely the Svaljava beds according to S. Kruglov—V. Gluško (1971).

In the Southern Alps the „Majolica", in the Oberostalpin, Mittelostalpin and Southern Penninic — the Pelagische Fazies (Kalke mit Silex), similarly as also in the High Penninic (Hochpenninikum), would most likely correspond to them (compare M. P. Gwinner 1971, Fig. 158).

Reviewed by O. Samuel.

References

ANDRUSOV, D. 1959: Geológia československých Karpát, diel 2, Vyd. Slov. Akad. Vied, Bratislava.
BIELY, A. 1962: Geológia mezozoika Tríbeča. Manuskript, archív, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

VEK	M	LITOLÓGIA	č.vz.	MIKROFÁCIA	
ALB – APT – BARREM – HAUTERIV – VALANG	3,0		24		HEDBERGELLA TROCOIDEA, TICINELLA ROBERTI
			23		HEDBERGELLA INFRACRETACEA
					ČIERNE TMAVOSIVÉ SLIENITÉ LAVICOVITÉ VÁPENCE S OJEDINELÝMI HĽUZAMI ROHOVCOV
					HRÚBKA LAVÍC (10 - 30 cm)
	4,0		22 MIKRO		AMMODISCUS TENUISINUS, DISCORBIS CF. WASSOEWISI
					HRÚBKA LAVÍC (5 - 10 cm)
	7,0		21		SUŤ
	10,0		20 MIKRO		SIVÉ SLIENITÉ ROHOVCOVÉ LAVICOVITÉ (10 - 30 cm) VÁPENCE
	9,5		19		SUŤ
	15,0		18		TMAVOSIVÉ AŽ ČIERNE SLIENITÉ LAVICOVITÉ (5 - 30 cm) VÁPENCE S OJEDINELÝMI PRÚŽKAMI A HĽUZAMI ROHOVCOV
			17		
	45,0				SUŤ
	8,0		16		HRÚBKA LAVÍC (10 - 40 cm)
	10,0		15		SIVÉ SLIENITÉ ROHOVCOVÉ LAVICOVITÉ (5 - 15 cm) VÁPENCE S VLOŽKAMI BRIDLÍC
					HRÚBKA LAVÍC (50 - 100 cm)
	3,6		14		HRÚBKA LAVÍC (5 - 15 cm)
	5,0		13		SIVÉ SLIENITÉ LAVICOVITÉ (10 30 cm) VÁPENCE ZAČÍNAJÚ SA OBJAVOVAŤ ČIERNE ROHOVCE
			12		
			11		
			10		
			9 K		
	3,0				SUŤ
	3,3		8		TINTINNOPSELLA CARPATHICA SIVE SLIENITÉ TENKOLAVICOVITÉ AŽ DOSKOVITÉ (5 10 cm) VÁPENCE TYPU "BIANCONE"
			7		
	4,0		6		TINT. CARPATHICA
					HRÚBKA LAVÍC (15 - 35 cm)
	3,4		5		CALPIONELLA ALPINA
					HRÚBKA LAVÍC (5 - 10 cm)
			4		C. ALPINA, C. ELIPTICA RUŽOVÉ JEMNOZRNNÉ LAVICOVITÉ VÁPENCE
KIMME-RIDGE TITHON	1,2		3		C. ALPINA, SACCOCOMA SP. ČERVENÉ CELISTVÉ VÁPENCE
	0,3		2		ZELENÉ BRIDLIČNATÉ VÁPENCE
	0,7		1 K		

foraminifery · radiolárie · lamelibranchiáty · aptychy · kalpionely · tintinopsely · ostrakódy · filamenty · sakokomy · ihlice húb · krinoidy · amonity · globochéty · K klastický kremeň

BIRKENMAJER, K. 1977: Jurassic and Cretaceous lithostratigraphic units of the Pieniny Klippen Belt, Carpathians. Poland, Stud. Geol. Polon. Vol. 45, Warszawa, 7—159.
BUJNOVSKÝ, A. 1971: Mezozoikum sz. časti Nízkych Tatier (oblasť medzi Ľupčianskou a Revúcou). Manuskript, archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
BUJNOVSKÝ, A.—POLÁK, M. 1979: Korelácia mezozoických litostratigrafických jednotiek Malej Fatry, Veľkej Fatry a sz. časti Nízkych Tatier. Geol. Práce, Správy 72, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava (v tlači).
BYSTRICKÝ, J. 1956: Príspevok ku geológii Veľkej a Malej Fatry. Geol. Práce, Správy 6, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 80—85.
GWINNER, M. P. 1971: Geologie der Alpen. Stratigraphie, Paleogeographie, Tektonik. Stuttgart, 1—477.
KOUTEK, J. 1930: Geologické studie na severozápadě Nízkych Tater, Sborník Stát. geol. Úst. ČSR, 9, 1930, Praha, 413—527.
KOUTEK, J. 1931: Geologie du versant nordouest de la Basse Tatra. Guide des excursions..., Knih. Stát. Úst. geol. ČSR, 13, Praha, 289—302.
KRUGLOV, V.—GLUŠKO, S. 1971: Geologičeskoje strojenie i gorjučije iskopaemie ukrajinskich Karpat. Trudy 25, Izd. NERDA, Moskva, 389.
MAHEĽ, M. et al. 1964: Vysvetlivky ku geol. mape ČSSR 1:200 000, Banská Bystrica M-34-XXVI. ÚÚG, Bratislava.
MAHEĽ, M. 1967: Regionální geologie ČSSR, 2, ZK, 1, Nakl. ČSAV, Praha.
MATĚJKA, A. 1927: O „šipkovských vrstvách" a „lunzském pískovci" v údolí Revúce jižně od Ružomberka na Slovensku a několik poznámek o chočském příkrovu. Věst. Stát. Úst. geol. ČSR, 3 Praha, 39—54.
MATĚJKA, A. 1931: La partie orientale de la Malá Fatra. Guide des excursions..., Knih. Stát. Úst. geol. ČSR, 131, Praha, 303—316.
MIŠÍK, M. 1973: Structures of the chert concretions from the limestones of Tithonian and Neocomian, West Carpathians Mts. Geol. sbor. Geol. Carpatica SAV 24/1, Bratislava, 141—162.
POLÁK, M. 1976: Litologicko-faciálna a paleogeografická analýza mezozoika Malej Magury, Malej a Veľkej Fatry. Manuskript, archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
POLÁK, M. 1978: Jura tatríd Malej Magury, Malej a Veľkej Fatry (litológia a paleogeografia). Geol. Práce, Správy 70, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 91—114.
ŠTÚR, D. 1868: Práce D. Štúra 1860—1868. Vybrané state. Vyd. Slov. Akad. Vied, Bratislava.

Milan Polák—Alfonz Bujnovský

Lučivnianske súvrstvie
(Nový názov formálnej litostratigrafickej jednotky spodnej kriedy obalových skupín Západných Karpat)

Resumé

Značne rozšírené a charakteristické súvrstvie slienitých rohovcových vápencov spodnej kriedy v tatridných obalových sériách západných Karpát bolo vyčlenené ako formálna litostratigrafická jednotka — lučivnianske vápence.
Názov: Podľa osady Lučivná v Zázrivskej doline, cca 4 km SZ od obce Párnica.
Typová lokalita: Kameňolom Bralo (obr. 1) v Zázrivskej doline, kde sú lučivnianske vápence odryté v celom vrstevnom slede.

Typový profil: Stena kameňolomu Bralo (obr. 3 — profil).
Pomocné profily: Záver Belianskej doliny (Došná dolina), dolina Veľká Rakytová pri Liptovských Revúcach, 300 m na SZ od Veľkého Šiprúňa — Veľká Fatra. Severozápadná časť Nízkych Tatier — —Ludrovianska dolina, Veľký Brankov — Revúcka dolina. Strážovská hornatina—250 m od k. 444,0 m. Malá Fatra—južný svah Pekelníka.
Hrúbka od niekoľkých metrov najviac do 140 m.
Litológia: Slaboslienité, pravidelne vrstevnaté vápence (5—30 cm) s tmavosivými až čiernymi rohovcami, vystupujúcimi vo forme hľúz, veľkosti 1—20 cm. Rohovce sú orientované v smere vrstiev. Obsahujú rádiolárie, silicispongie, globochéty, *Dinoflagelata* (podrobnejšie viď. M. Mišík 1973).

Vápence majú biomikritickú, len ojedinele biosparitickú, štruktúru. Z organických zložiek sú zastúpené hlavne rádiolárie, ostrakódy, články krinoidov, detrit bivalvií, ihlice húb, foraminifery, filamenty, globochéty, detrit brachiopódov, gastropódov, ostne ježoviek, juvenilné schránky amonitov, belemnity. Z minerálnych prvkov je prítomný detritický kremeň, koloidy Fe, sericit, pyrit. Veľmi časté sú mikrostylolity.
Hranice: Pomerne ostrá spodná litologická hranica medzi lučivnianskými vápencami s rohovcami a medzi podložným kalpionelovým vápencom bez rohovcov, alebo len s ojedinelými rohovcami. Vrchná hranica je pozvoľná oproti nadložným čiernym, slienitým a piesčitým rohovcovým vápencom, pieskovcom vrchného aptu až spodného albu.
Vek: Stratigrafický rozsah lučivnianskych vápencov je vrchný berias—spodný apt. Spodnú časovú hranicu jednotky nepriamo udávajú podložné kalpionelové vápence vyššieho titónu—spodného beriasu s tenkým spojením tintinoidnej mikrofauny: *Calpionella alpina* Lorenz, *Calpionella eliptica* Cadisch, *Crassicollaria colomi* Doben, *Tintinnopsella carpathica* Murgeanu et Filipescu. Vrchnú hranicu určujú foraminifery (určil J. Salaj 1978): *Hedbergella infracretacea* (Glaessner), *Ammodiscus tenuissimus* (Gümbel), *Discorbis* cf. *wassoewizi* (Djaf. et Agal.), a nepriamo foraminifery z bázy nadložnej jednotky: *Hedbergella trocoidea* (Gandolfi), *Ticinella roberti* (Gandolfi), *Thalmanninella apennínica* (Renz).
Rozšírenie: Lučivnianske vápence sú charakteristickou litostratigrafickou jednotkou tatridných obalových sérií všetkých jadrových pohorí centrálnych Západných Karpát (obr. 2). Zvlášť výrazne sú rozšírené v typovej oblasti Malej a Veľkej Fatry — v šiprunskej sérii. Značné rozšírenie majú aj v Malých Karpatoch v Považskom Inovci, Strážovskej hornatine (Malá Magura) v Tríbeči, v sz. časti Nízkych Tatier — séria Červenej Magury, vo Vysokých Tatrách — vývoj Osobitej (D. Andrusov 1959).

Laterálnym analógom lučivnianskych vápencov sa nám v súčasnosti javia rohovcové vápence neokómu kysuckej série bradlového pásma vyvinuté a odkryté najlepšie v okolí Brodna, Havranského vrchu, Kozinca (okolie Zázrivej), Červeného kameňa (Podbiel) a v okolí Trstenej.

Pri porovnávaní litostratigrafických jednotiek jury a spodnej kriedy kysuckej série bradlového pásma so synchrónnymi jednotkami tatridných obalových sérií centrálnych Západných Karpát, dochádzame k myšlienke o ich spoločnom sedimentačnom priestore v tomto období. K diferenciácii tohto priestoru došlo až začiatkom vrchnej kriedy, kedy nadobúda sedimentácia v bradlovom pásme odlišný charakter.

Ekvivalentom lučivnianskeho súvrstvia vápencov bradlového pásma v Pieninách je pravdepodobne „pieninská vápencová formácia" (Pieniny limestone formation), ako ju stanovil K. Birkenmajer (1977).

V ukrajinskej časti bradlového pásma sú analógom týchto vápencov najskôr svaljavské vrstvy podľa S. Kruglova—V. Glušku (1971).

V južných Alpách by im najskôr zodpovedala „Majolica", v Oberostalpine, Mittelostalpine a Südpenniniku—Pelagische Fazies (Kalke mit Silex), podobne ako aj v „Hochpenniniku" (porovnaj M. P. Gwinner 1971, obr. 158).

Vysvetlivky k fotografickým tabuľkám

Tab. XXII

Obr. 1 biomikrit. Krinoidová mikrofácia. Oxford? — Kimmeridge. Bazálna časť profilu. Vzorka 1. Lok: kameňolom Bralo, zväčš. 40×

Obr. 2 Biomikrit. Rádioláriová mikrofácia. Kimmeridge. Spodná časť profilu. Vzorka 2. Lok: kameňolom Bralo, zväčš. 40×.

Obr. 3 Sakokómová mikrofácia. Kimmeridge. Vzorka č. 4. Lok: kameňolom Bralo, zväčš. 40×.

Obr. 4. Biomikrit. Sakokómovo—rádioláriová mikrofácia. Kimmeridge. Vzorka 4, Lok: kameňolom Bralo, zväčš. 40×. Foto: 1—4, M. Polák.

Tab. XXIII

Obr. 1 *Saccocoma* sp. Kimmeridge. Spodná časť profilu. Vzorka 3. Lok: kameňolom Bralo, zväčš. 40×.

Obr. 2. Biomikrit. Sakokómovo—rádioláriová mikrofácia. Geopetálná štruktúra radiolárií. Vzorka 4. Lok: kameňolom Bralo, zväčš. 40×.

Obr. 3 Prierez juvenilnou schránkou amonita. Kalpionelová mikrofácia. Titón. Vzorka 5. Lok: kameňolom Bralo, zväčš. 40×.

Obr. 4 *Calpionella alpina* Lorenz. Titón. Vzorka 5. Lok: kameňolom Bralo, zväčš. 86×. Foto: 1—4, M. Polák.

Tab. XXIV

Obr. 1 Rádioláriová mikrofácia. Stredná časť profilu. Vzorka 11. Valanž—hauteriv. Lok: kameňolom Bralo, zväčš. 40×.

Obr. 2 Foraminiferová mikrofácia s *Hedbergella* cf. *infracretacea*. Vrchná časť profilu. Vzorka 21. Lok: kameňolom Bralo, zväčš. 40×.

Obr. 3 Prierezy *Hedbergella infracretacea* (Glaessner). Vrchný barém — apt. Vrchná časť profilu. Vzorka 21, zväčš. 86×. Foto: 1—3, M. Polák.

Tab. XXV

Obr. 1 *Hedbergella infracretacea* (Glaessner). Vrchná časť profilu. Vzorka 23, zväčš. 86×.

Obr. 2 *Ticinella roberti* (Gandolfi), prierezy *Hedbergella infracretacea* (Glaessner). Apt — spodný alb. Nadložné súvrstvie. Vzorka 24, zväčš. 86×

Obr. 3 *Thalmanninella* cf. *appenninica* (Renz), *Hedbergella* cf. *cretacea* (Glaessner). Alb. Nadložné súvrstvie. Vzorka 24, zväčš. 86× Foto: 1—3, M. Polák.

Obr. 1. Geologická mapa širšieho okolia typového profilu lučivnianskych vrstiev (M. Polák 1976). Vysvetlivky: 1 — hliny, sutina; 2 — centrálno-karpatský paleogén, krížňanský príkrov; 3 — ílovce, pieskovce—alb; 4 — slienité vápence, sliene, slienité bridlice — neokóm; 5 — rádioláriové vápence, rádiolarity — dogger; 6 — slienité vápence, bridlice — toark; 7 — krinoidovo-piesčité vápence — spodný lias; 8 — čierne lumachelové vápence — najvyšší trias — rét; 9 — pestré ílovce, dolomity — karpatský keuper — nór; 10 — dolomity — ladin; 11 — gutensteinské vápence — anis, obalová séria; 12 — pieskovce, ílovce — alb; 13 — slienité, piesčité, rohovcové vápence — vrchný apt; 14 — slienité rohovcové vápence — lučivnianske vrstvy vápencov — vrchný berias — spodný apt; 15 — pestré, hľuzanté vápence — kimeridž; 16 — rádioláriové vápence, rádiolarity — dogger; 17 — kremitý fleckenmergel — aalen?; 18 — slienité, škvrnité vápence, bridlice — toark; 19 — piesčito-krinoidové vápence — spodný lias; 20 — pestré ílovce, pieskovce, zlepence — karpatský keuper — nór; 21 — dolomity — ladin — spodný karn; 22 — gutensteinské vápence — anis; 23 — kremence, kremenné pieskovce, ílovce — spodný trias; 24 — kryštalinikum; 25 — presunové línie; 26 — zlomy; 27 — smery a sklony; 28 — kameňolom; 29 — typový profil.

Obr. 2 Rozšírenie lučivnianskych vápencov v Západných Karpatoch

Obr. 3 Profil Lučivnianskymi vrstvami vápencov

Explanation of plates XXII—XXV

Plate XXII

Fig. 1 Biomicrite. Crinoidal microfacies. Oxfordian? — Kimmeridgian. Basal part of profile. Sample 1. Locality: quarry Bralo. Magnif.: 40×.

Fig. 2 Biomicrite. Radiolarian microfacies. Kimmeridgian. Lower part of profile. Sample 2. Locality: quarry Bralo. Magnif.: 40×.

Fig. 3 Saccocoma microfacies. Kimmeridgian. Sample 4. Locality: quarry Bralo. Magnif.: 40×.

Fig. 4 Biomicrite. Saccocoma-radiolarian microfacies. Kimmeridgian. Sample 4. Locality: quarry Bralo. Magnif.: 40×. Photos 1—4 by M. Polák.

Plate XXIII

Fig. 1 *Saccocoma* sp. Kimmeridgian. Lower part of profile. Sample 3. Locality: quarry Bralo. Magnif.: 40×.

Fig. 2 Biomicrite. Saccocoma-radiolarian microfacies. Geopetal structure of radiolarians. Sample 4. Locality: quarry Bralo. Magnif.: 40×.

Fig. 3 Cross section of juvenile ammonite shell. Calpionel microfacies. Tithonian. Sample 5. Locality: quarry Bralo. Magnif.: 40×.

Fig. 4 *Calpionella alpina* Lorenz. Tithonian. Sample 5. Locality: quarry Bralo. Magnif.: 86×. Photos 1—4 by M. Polák.

Plate XXIV

Fig. 1 Radiolarian microfacies. Middle part of profile. Sample 11. Valanginian-Hauterivian. Locality: quarry Bralo. Magnif.: 40×.

Fig. 2 Foraminifer microfacies with *Hedbergella* cf. *infracretacea*. Upper part of profile. Sample 21. Locality: quarry Bralo. Magnif.: 40×.

Fig. 3 Cross sections of *Hedbergella infracretacea* (Glaessner). Upper Barremian-Aptian. Upper part of profile. Sample 21. Magnif.: 86×. Photos 1—3 by M. Polák.

Plate XXV

Fig. 1 *Hedbergella infracretacea* (Glaessner). Upper part of profile. Sample 23. Magnif.: 86×.

Fig. 2 *Ticinella roberti* (Gandolfi), cross sections of *Hedbergella infracretacea* (Glaessner). Aptian-Lower Albian. Overlying sequence. Sample 24. Magnif.: 86×.

Fig. *Thalmanninella* cf. *appenninica* (Renz), *Hedbergella* cf. *cretacea* (Glaessner). Albian. Overlying sequence. Sample 24. Magnif.: 86×. Photos 1—3 by M. Polák.

Translated by J. Pevný.

Geologické práce, Správy 73, s. 71—74 Geologický Ústav Dionýza Štúra, Bratislava, 1979

Augustín Began—Viera Gašpariková

Príspevok ku stratigrafii jury czorsztýnskej sukcesie

2 fotogr. tab. (XXVI—XXVII), anglické resumé

Abstract. The authors deal with stratigraphy of the Opalina and the Murchisonia beds of the Czorsztýn succession in the Vršatec klippes of the Klippen Belt. Examination of nannoplanktonic assemblages showed that the facies of spotty marls and limestones is the Upper Lias of the Czorsztýn succession with Murchisonia beds in the overlier.

Prítomnosť škvrnitých vápencov a slieňov v druhom hrebeni vršateckých bradiel konštatoval D. Andrusov (1945) a označil ich ako opalinové vrstvy aalenu.

Podobnú fáciu južnejšie v tom istom profile zistili A. Began—V. Kantorová (1961). Tu sa našla fauna amonitov *Echioceras raricostatum* a *Uptonia* sp., čo poukazuje na to, že nejde o súčasť opalinových vrstiev, hoci sú obe fácie zhodné, ale o fáciu liasu czorsztýnskej sukcesie, doteraz v tejto sukcesii neznámu.

Fáciu tmavých, tmavošedých bridlíc a ílovitých bridlíc so sférosideritmi z Vršatca opísal A. Began (1967). Na základe faciálneho charakteru ju považuje za murchisoniové vrstvy.

Vyššie uvedené poznatky nepodávali presvedčivé dôkazy ani o stratigrafickom rozpätí oboch fácií, ani o tektonickej príslušnosti fácie škvrnitých vápencov a slieňov k czorsztýnskej sukcesii, pretože nebol známy vzťah medzi obidvoma výskytmi tejto fácie.

Preto sme sa zamerali na štúdium foraminiferových a nanoplanktónových spoločenstiev týchto súvrství.

Kvôli úplnosti uvádzame, že stratigrafické rozpätie opalinových a murchisoniových vrstiev nie je vždy jednoznačné. Tak D. Andrusov (1945) považuje opalinové vrstvy za strednoaalenské — pásmo s *Leioceras opalinum* a murchisoniové vrstvy za vyšší aalen — pásmo s *Ludwigia murchisonae*.

K. Birkenmajer (1963) uvádza, že opalinové vrstvy zastupujú horizonty aalensis, opalinum a scissum — najvyšší toark až stredný aalen. Murchisoniové

RNDr. Augustín Began, CSc., RNDr. Viera Gašpariková, CSc., Geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 809 40 Bratislava

vrstvy majú podľa tohto autora rozpätie vrchný aalen — stredný bajok — zóny *Ludwigia murchisonae, Sonninia sowerbyi* a *Otoites sauzei.*

V zelenkavých slienitých vápencoch (typ opalinových vrstiev) boli autormi zistené foraminifery, ktoré majú charakter liasových spoločenstiev a sú zastúpené týmito druhmi: *Nodosaria metensis* Terquem, *Nodosaria elongata* (Ehrenberg), *Nodosaria simplex* (Terquem), *Dentalina matutina* Orbigny, *Dentalina primaeva* Orbigny, *Dentalina subalata* Franke, *Lenticulina (L.) acutiangulata* (Terquem), *Lenticulina (L.) varians* (Bornemann), *Marginulina prima* Orbigny, *Frondicularia sulcata* Bornemann, *Eoguttulina liassica* (Strickland), *Astacolus* ex gr. *suturalis — costata* (Franke).

Okrem foraminifer obsahuje toto súvrstvie i bohatú vápennú nanoflóru, ktorá predstavuje zónu *Crepidolithus crassus.* Jej stratigrafické rozšírenie je spodný až vrchný pliensbach, čo v zmysle B. Prinsa (1969) zodpovedá zónam s *Uptonia jamesoni* až *Pleuroceras spinatum,* podľa J. Amezieux (1972) siaha táto zóna až na hranicu aalen—bajok. V spoločenstve nanoplanktónovej zóny *Crepidolithus crassus* má vedúce postavenie druh *Crepidolithus crassus* (Deflandre) Noël a *Palaeopontosphaera dubia* Noël, ktoré tvoria jeho podstatnú časť. Spoločenstvá charakterizujú nasledovné druhy: *Zeugrhabdotus* sp., *Discolithus* sp., *Palaeopontosphaera dubia* Noël, *Crepidolithus crassus* (Deflandre) Noël *Parhabdolithus* sp., *Podorhabdus* sp., *Ellipsagelosphaera* sp., *Calolithus martelae* Noël, *Discorhabdus* sp.

Nadložné súvrstvie tmavohnedých bridlíc a slieňov s vložkami sférosideritov neobsahuje foraminifery. Nanoplanktónové spoločenstvo predstavuje zónu *Podorhabdus cylindratus,* ktorá nadväzuje na predchádzajúcu zónu: začína sa v najvyššom pliensbachu — zóna *Dactylioceras tenuicostatum* — a siaha, ako uvádza H. Thierstein (1976), najnižšie do aalenu — vyššie stratigrafické rozpätie autor neuvádza.

V zóne *Podorhabdus cylindratus* má vedúce postavenie druh *Podorhabdus* cf. *cylindratus* Noël, u ktorého väčšia časť zistených exemplárov má porušenú centrálnu priečku. Z podložnej zóny je zastúpený hlavne druh *Palaeopontosphaera dubia,* druh *Crepidolithus crassus* sa už neobjavuje — vystriedal ho druh *Crepidolithus cavus* Prins. Z nových druhov, ktoré sa objavujú v tejto zóne, je druh *Ellipsagelosphaera lucasi* Noël, *Lotharingius barosi* Noël a *Vekshinella* cf. *stradneri* Rood, Hay, Barnard. V spoločenstvách tejto zóny boli zistené druhy: *Vekshinella* cf. *stradneri* Rood, Hay, Barnard, *Vekshinella* sp., *Crepidolithus cavus* Prins, ? *Stephanolithion* sp., *Podorhabdus* cf. *cylindratus* Noël, *Podorhabdus* sp., ? *Ethmorhabdus* sp., *Lotharingius barosi* Noël, *Carinolithus superbus* (Deflandre) Prins, *Discorhabdus* sp., *Palaeopontosphaera dubia* Noël, *Ellipsagelosphaera* sp.,

Z uvedených výsledkov nanoplanktónových spoločenstiev vyplýva, že študované fácie majú iné stratigrafické rozpätie, než sa im pôvodne pripisovalo, a tým odlišné rozpätie aj od opalinových a murchisoniových vrstiev v iných častiach bradlového pásma stratigraficky definovaných amonitmi.

Na základe získaných poznatkov môžeme konštatovať, že fácia škvrnitých slieňov a slienitých vápencov nereprezentuje opalinové vrstvy, ale je normálnym pokračovaním liasu czorsztýnskej sukcesie z južnejšej lokality, kde sa našla fauna amonitov nižších stupňov liasu.

Pokiaľ ide o vek fácie tmavosivých ílovitých bridlíc so sférosideritmi, tu zistený vek nevylučuje prítomnosť horizontu murchisoniových vrstiev, i keby tu spodná hranica tejto sukcesie siahala o niečo nižšie, než je stanovená amonitmi na iných lokalitách.

Získané poznatky nás oprávňujú k záveru, že czorsztýnska sukcesia má svoj lias vo fácii škvrnitých slieňov a slienitých vápencov a opalinové vrstvy treba považovať za súčasť tohoto liasu; navrhujeme preto upustiť od ďalšieho používania termínu „opalinové vrstvy" pre vrchný lias czorsztýnskej sukcesie.

Pre úplnosť treba uviesť, že czorsztýnska sukcesia v študovanom profile pokračuje; nad murchisoniovými vrstvami vystupujú sivé krinoidové vápence s tmavými rohovcami, ďalej sú červené krinoidové vápence, czorsztýnske hľúznaté vápence a napokon kalpionelové vápence.

Ďalej môžeme poukázať na poznatok, že stratigrafické rozpätie fácie tmavosivých bridlíc, ílovitých bridlíc so sférosideritmi by mohlo začínať i nižšie, než sa uvádza doteraz, a to už od toarku.

Do tlače odporučil J. Salaj.

Literatúra

AMEZIEUX, J. 1972: Association de nannofossiles calcaires du Jurassique d'Aquitaine et du Bassin Parisien (France). Mémoires du B. R. G. M., 77, Orsay 143—151.

ANDRUSOV, D. 1945: Geologický výskum vnútorného bradlového pásma v Západných Karpatoch. Práce Št. geol. Úst. Zošit 13, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

BEGAN, A. 1967: Vršatecké Podhradie—Czorsztýn and Kysuce Facies of the Klippen Belt. In: The Flysch and Klippen Belts, neogene Basins of West Carpathians. Guide to Excursion IGC., Bratislava 16—18.

BEGAN, A.—KANTOROVÁ, V. 1961: Krieda bradlového pásma Považia v úseku Púchov—Bošácka dolina. Geologické Práce, Správy 22. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

BIRKENMAJER, K. 1963: Stratygrafia i paleogeografia serii czorsztyńskiej pienińskiego pasa skalkowego Polski. Studia geol. pol., 9, Warszawa.

PRINS, B. 1969: Evolution and stratigraphy of Coccolithinids from the lower and middle Lias. Proc. I. Internat. conférence plankt. Microfossils, 2, Geneva, 1967.

THIERSTEIN, H. 1976: Mesozoik calcareous nannoplankton biostratigraphy of marine sediments. Marine Micropaleontology 1, Amsterdam, 325—326.

Augustín Began—Viera Gašpariková

On the stratigraphy of the Jurassic in the Czorsztýn succession

Summary

The presence of Opalina and Murchisonia beds was already known in the Czosztyn succession of the Vršatec klippes in the Klippen Belt earlier. Because of the lack of fauna their age was only determined by analogy. For this reason the two facies, namely the spotty marl, the limestones (Opalina bed), and dark clayey shales with spherosiderites (Murchisonia beds) were examined for foraminiferal and nannoplanktonic assemblages.

Foraminifers found in marly limestones and in marls exhibit the nature of Liassic assemblages. Besides foraminifers the beds also contain plentiful calcareous nannoflora representative of the zone *Crepidolithus crassus*.

The were no foraminifers in the overjacent bed sequence of dark shales with spherosiderites. The nannoplanktonic assemblage represents the zone *Podorhabdus cylindratus*.

The results show that the spotty marls and the limestones represent the Upper Lias of the Czorsztýn succession with Murchisonia beds in its overlier.

Vysvetlivky k fotografickým tabuľkám

Tab. XXVI — zóna *Crepidolithus crassus*

1 *Zeugrhabdotus* sp., proximálna strana, 5000×, Vršatec, 407/77
2 *Palaeopontosphaera dubia* Noël, distálna strana, 5000×, Vršatec, 407/77
3 *Palaeopontosphaera dubia* Noël, distálna strana, 5000×, Vršatec, 407/77
4 *Crepidolithus crassus* (Deflandre) Noël, proximálna strana, 500×, Vršatec, 407/77
5 *Crepidolithus crassus* (Deflandre) Noël, distálna strana, 5000×, Vršatec, 407/77
6 *Crepidolithus crassus* (Deflandre) Noël, distálna strana, 5000×, Vršatec, 407/77
7 *Crepidolithus crassus* (Deflandre) Noël, distálna strana, 5000×, Vršatec, 407/77
8 *Podorhabdus* sp., distálna strana, 5000×, Vršatec, 407/77
9 *Ellipsagelosphaera* sp., proximálna strana, 5000×, Vršatec, 407/77
10 *Calolithus martelae* Noël, proximálna strana, 5000×, Vršatec, 407/77
11 *Calolithus martelae* Noël, proximálna strana, 5000×, Vršatec, 407/77
12 *Discorhabdus* sp., proximálna strana, 5000×, Vršatec, 407/77

Tab. XXVII — zóna *Podorhabdus cylindratus*

1 *Vekshinella* sp., 7500×, Vršatec, 223/78
2 *Crepidolithus cavus* Prins, proximálna strana, 5000×, Vršatec, 223/78
3 *Crepidolithus cavus* Prins, proximálna strana, 5000×, Vršatec, 223/78
4 *Podorhabdus* cf. *cylindratus* Noël, proximálna strana, 7500×, Vršatec, 223/78
5 *Podorhabdus* sp., proximálna strana, 5000×, Vršatec, 223/78
6 *Podorhabdus* sp., proximálna strana, 3500×, Vršatec, 223/78
7 *Podorhabdus* sp., proximálna strana, 5000×, Vršatec, 223/78
8 *?Ethmorhabdus* sp., proximálna strana, 5000×, Vršatec, 223/78
9 *?Ethmorhabdus* sp., proximálna strana, 3500×, Vršatec, 223/78
10 *Lotharingius barosi*, Noël, distálna strana, 5000× Vršatec, 223/78
11 *Ellipsagelosphaera* sp., proximálna strana, 5000×, Vršatec, 223/78
12 skupina kokolitov, 5000×, Vršatec, 223/78

Geologické práce, Správy 73, s. 75—88, Geologický Ústav Dionýza Štúra, Bratislava, 1979

Róbert Marschalko—Jaroslav Haško—Ondrej Samuel

Záskalské brekcie a proces vzniku olistostrómov (Bradlové pásmo na Dolnej Orave)

2 príl., 8 fotogr. tab. (XXVIII—XXXV), anglické resumé

Abstract. The authors deal with sedimentologic and stratigraphic study of the Záskalie breccia in the Orava segment of the Klippen Belt (the Kysuca group). The result show that the source of breccia were marl sequences (dominantly of Albian — Cenomanian age) resemblant to the Pieniny sequences. Their origin is however, due to Upper Senonian tectonical activity.

Úvod

Prvá zmienka o záskalských brekciách je v práci D. Andrusova (1929, str. 27). V súvise s litologickým opisom a úvahou o stratigrafickej pozícii púchovských slieňov poznamenáva: „...v údolí Oravy byl pozorován pozvolný přechod a snad i střídání slínů typu púchovských s komplexem velmi zajímavých brekcií, jichž úlomky skládají se z větší části z púchovských slínů. Tento obzor má však velice omezené rozšíření v okrsku mezi D. Kubínem a Knyažou (= Kňažou) a zdá se, že náleží niveau poněkud vyššímu, než vlastní slíny púchovské. Ďalšia zmienka o opisovaných brekciách sa nachádza až v práci z r. 1938, v ktorej D. Andrusov bližšie špecifikuje ich stratigrafickú pozíciu ako dán: „Vystupují místy v podloží podhalanského paleogénu, který na nich leží diskordantně a na druhé straně obsahují úlomky již hotových púchovských slínů; domnívam se proto, že jde asi o danien". Tento názor zastáva aj v práci z r. 1945 (str. 162), v ktorej tieto brekcie prvýkrát označil ako „vrstvy od Záskalu" (str. 158), kým na inom mieste (str. 162) ako „záskalské brekcie": „...koncom meastrichtu alebo dánu nastalo nové vynorenie, označené najprv záskalskými brekciami...". Tento názor zrejme vyplýval z domnienky, že všetky výskyty púchovských slieňov sú kampánsko-mástrichtského

RNDr. R. Marschalko, CSc., Geologický ústav SAV, Dúbravská cesta, 886 25 Bratislava, RNDr. J. Haško, CSc.—RNDr. O. Samuel, DrSc., Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 809 40 Bratislava.

veku, a teda aj záskalské brekcie, zložené z úlomkov slieňov považovaných za púchovské, sú mladšie než mástricht. Prvé mikrofaunistické rozbory (V. Kantorová—D. Andrusov 1958) však ukázali, že tmel, ako aj brekcie, obsahuje foraminifery, indikujúce podľa autorov kampánsko-mástrichtský vek. Na tom sa základal názor, že: „Brekcie nemožno považovať za dán, ale vznikli za dočasnej regresie v maestrichte". D. Andrusov zastáva v podstate rovnaký názor aj v monografickom diele z r. 1959 (str. 324—325), s tým rozdielom, že okrem kampánskej mikrofauny bola z úlomkov identifikovaná aj albská, cenomanská a spodnoturónska mikrofauna. Autor konštatuje, že záskalské brekcie „vznikli zrejme pri počiatku dvíhania na konci senónu a pod vplyvom prvých tektonických pohybov na rozhraní medzi senónom a paleogénom (laramické pohyby)".

Stratigrafickou pozíciou a genézou záskalských brekcií sa zaoberali E. Scheibner—V. Scheibnerová (1961), resp. E. Scheibner (1962), ktorí ich vznik vysvetľujú: „...ako dôsledok lokálneho náhleho vynorenia určitého ostrovného prachu, ktorý podľahol rýchlej erózii, hlavne však mäkšie súvrstvia strednej, resp. vrchnej kriedy...". Po oderodovaní tohto zdroja, prípadne po jeho poklesnutí, pokračovala slienitá sedimentácia maastrichtu". Nepriamo záskalských brekcií sa dotýka tiež A. Matějka—E. Hanzlíková (1962), ktorí v súvise s novým transgresívnym paleogénnym (paleocénnym) cyklom poznamenávajú: „...transgredují paleogenní bazální vrstvy současně na vrchnokřídové a cenomanské vrstvy. Jejich projevem je nejspíše i sedimentace tilloidních brekcií (=záskalských brekcií, pozn. autora) svrchnokřídových až maastrichtských...". Z uvedeného nepriamo vyplýva, že záskalské brekcie považujú za staršie než paleocén.

V rámci štúdií litostratigrafických jednotiek pieninského bradlového pásma sme sa pokúsili o hlbšiu analýzu týchto zaujímavých sedimentov, a to nielen z hľadiska ich tektonicko-sedimentárnej genézy, ale tiež kvôli precíznejšej klasifikácii olistostrómových útvarov, ktoré sú v kriedovom flyši západoslovenského segmentu pieninského bradlového pásma prítomné často v rozsiahlom regionálnom meradle (porovn. R. Marschalko—O. Samuel 1977, 1978).

Štruktúrne začlenenie

Na geologickej stavbe opisovaných záskalských brekcií sa podieľa kysucká séria* bradlového pásma a manínsky (s. l.) príkrov. Kysuckú sériu tu zastupujú škvrnité slienité vápence, posidóniové vrstvy, rádiolarity, červené hľuznaté vápence, kalpionelové vápence, škvrnité slienité vápence s rohovcami a gbelanskými vrstvami. Manínsky (s. l.) príkrov budujú flyšové sekvencie albu a santónu s polohami

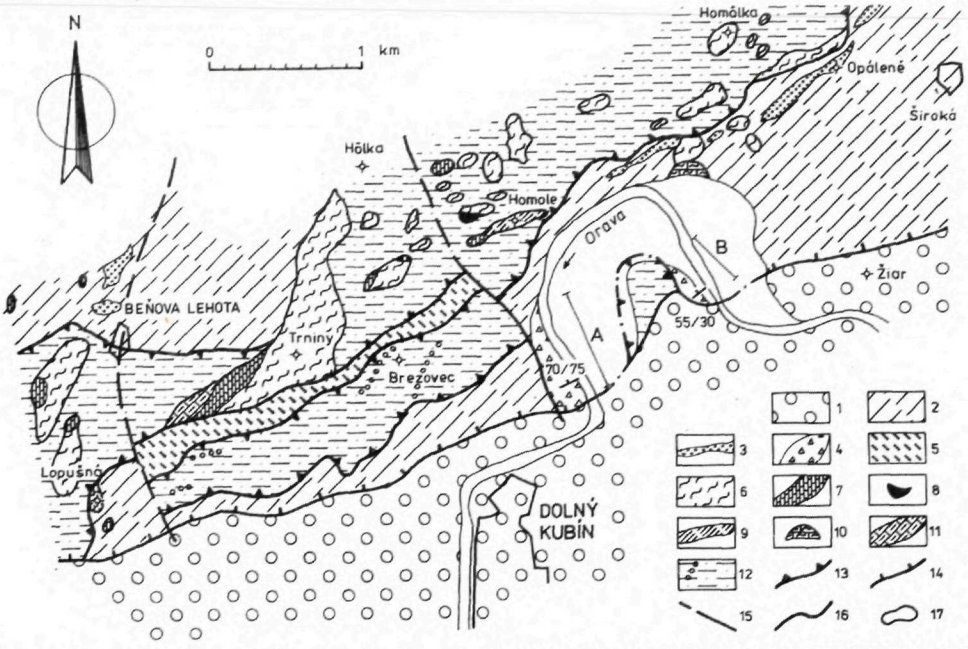
* V zmysle nových zásad československej stratigrafickej klasifikácie (porov. I. Chlupáč 1948, Věst. Ústř. úst. geol., 53, 6) séria=skupina.

simiktitových zlepencov exotického charakteru. Obe opísané jednotky sú v zložitej tektonickej pozícii (obr. 1).

Záskalské brekcie sú prítomné v dvoch rozsiahlejších oblastiach (obr. 1).

1. V pravom nárazovom brehu Oravy a záreze poľnej cesty idúcej do Záskalia (oproti závodu Mokraď).

2. V ľavom svahu a nárazovom brehu Oravy oproti Kňažej (v mieste starého mostu ČSD).



Obr. 1 Geologická mapa bradlového pásma s. od Dolného Kubína M=1 : 10 000. Zostavil J. Haško 1979.

Vysvetlivky: 1 — centrálnokarpatský paleogén; bradlové pásmo Kysucká séria: 2 — gbelianske vrstvy — santón — spodný mástricht; 3 — gbelianske vrstvy — organodetritické vápence — santón — kampán; 4 — gbelianske vrstvy — záskalské brekcie — sp. mástricht; 5 — lalinocké vrstvy — cenoman; 6 — škvrnité slienité vápence — berias — barém; 7 — svetlé vápence typu biancone — titón; 8 — rádiolarity — oxford; 9 — posidóniové vrstvy: bridlice — álen; 10 — posidóniové vrstvy: škvrnité vápence a sliene — álen; 11 — škvrnité slienité vápence — lotaring; manínsky príkrov; 12 — flyšové sekvencie s vložkami zlepencov — alb — santón; 13 — príkrovová línia; 14 — prešmyková línia so zisteným smerom; 15 — zlomy; 16 — prešmyková línia bez zisteného smeru; 17 — tektonická hranica.

Najrozsiahlejšie pásmo brekcií (1) u Záskalia je súčasťou štruktúry smeru JZ–SV; táto sa ukláňa k SZ pod uhlom 30—70°. Predpokladá sa, že štruktúra je prevrátená, na úrovni dnešného reliéfu, šikmo zrezaná a pokračuje smerom do hĺbky. Na SZ sa stýka s flyšom a pestrými vrstvami kampánu, na J je ostro zrezaná tektonickou líniou a oddelená od paleogénneho flyšu vnútorných Západných Karpát. Štruktúru s brekciami širokú 50—800 m sa nepodarilo sledovať jz. smerom, preto sa domnie-

vame, že týmto smerom sa končí na priečnych zlomoch. Menej pravdepodobný je zánik sedimentárny (vyznievanie). Pokračovanie záskalských brekcií do zárezu u Kňažej sa geometricky zdá možným, no stratigrafické štúdia túto alternatívu jednoznačne nepotvrdzujú.

Litologický opis a sedimentologický rozbor

Sedimentárne brekcie u Záskalia (obr. 2) možno podľa oporného horizontu zlepencov rozdeliť na 2 časti: Spodná (A) je zložená zo sivých slieňovcov a sivých škvrnitých vápencov neostro od seba oddelených v slieňoch. Menej častým členom sú hnedočervené vápnité sliene (pestré) o hrúbke 70—150 cm, porušujúce sedimentáciu sivých slieňov. Sliene sivých až tmavosivých farieb sú miestami piesčité s fukoidmi. Vápence sú škvrnité, čiastočne detritické. Na počiatku profilu (potok Orava) sú sivé sliene s vápencami izoklinálne zvrásnené a utvárajú dve ležaté štruktúry 30—60 m hrubé, oddelené súvrstvím slieňov s normálnou nezvrásnenou internou vrstevnatosťou. Z mikrobiostratigrafických rozborov nezvrásnenej časti vrstiev vyplýva, že súbory slieňovcov a vápencov sú cenomanského veku (napr. vzorka 18, 19, 20) a javia príbuznosť s kysuckou sériou pieninskej jednotky. Všetky doposiaľ študované biostratigrafické materiály zo zvrásneného telesa takisto poukazujú na cenomanský vek nezvrásneného slieňovcovokarbonátového komplexu a jeho stratigrafickú totožnosť so zvrásnenými štruktúrami.

Sedimentárne brekcie vystupujú v jednom prípade v normálnom nezvrásnenom súvrství. Ide o monomiktné zmesi zložené z úlomkov ostrohranných aj šošovkovitých vápencov, bez pozorovateľnej štiepateľnosti rozptýlených v tmavej slienitej hmote. V úlomkoch a blokoch (obr. 2) chýba puklinová kliváž a plochy sklzu („slickensides"), čo vylučuje ich tektonický pôvod. Obklopujúce slieňovce utvárajú akúsi základnú hmotu izolovaným vápencovým úlomkom. Zachované vápnité foraminifery v spojive brekcií svedčia proti tektonickému pôvodu (tektonická bridličnatosť „kliváž"). Monomiktné zloženie brekcie ukazuje, že do pohybu boli vtiahnuté len horniny jednej fácie. Úlomky vápencov, ako tvrdšie časti sledu, boli rozrušené a ich nepravidelné rozmiestnenie v slieňoch (spojive) naznačuje rýchly neusporiadaný transport po svahu.

Vyššie do tektonicky neporušeného sledu slieňov konkordantne vstupuje flyšový „litosóm" o celkovej hrúbke 40—70 m. Skladá sa z tenkých vrstiev laminovaných pieskovcov maximálne 20 cm (v priemere 2—4 cm) hrubých. Vrstvy nemajú gradačné intervaly, sú zjavne laminované a prúdove zvrstvené (Boumov interval B a C). Na ich spodných plochách (orientovaných proti toku Oravy) boli nehojné výskyty organických stôp typu *Paleodyction* o veľkosti komôrok 0,3 cm a iných bližšie neurčených bioglyfov meandrovitej formy. Podľa výskytu *Paleodyction* na spodných plochách pieskovcov možno súdiť, že sled je prevrátený a po smere toku Oravy pribúda stále mladších členov. Niektoré vrstvičky pieskovcov sú rozrušené —

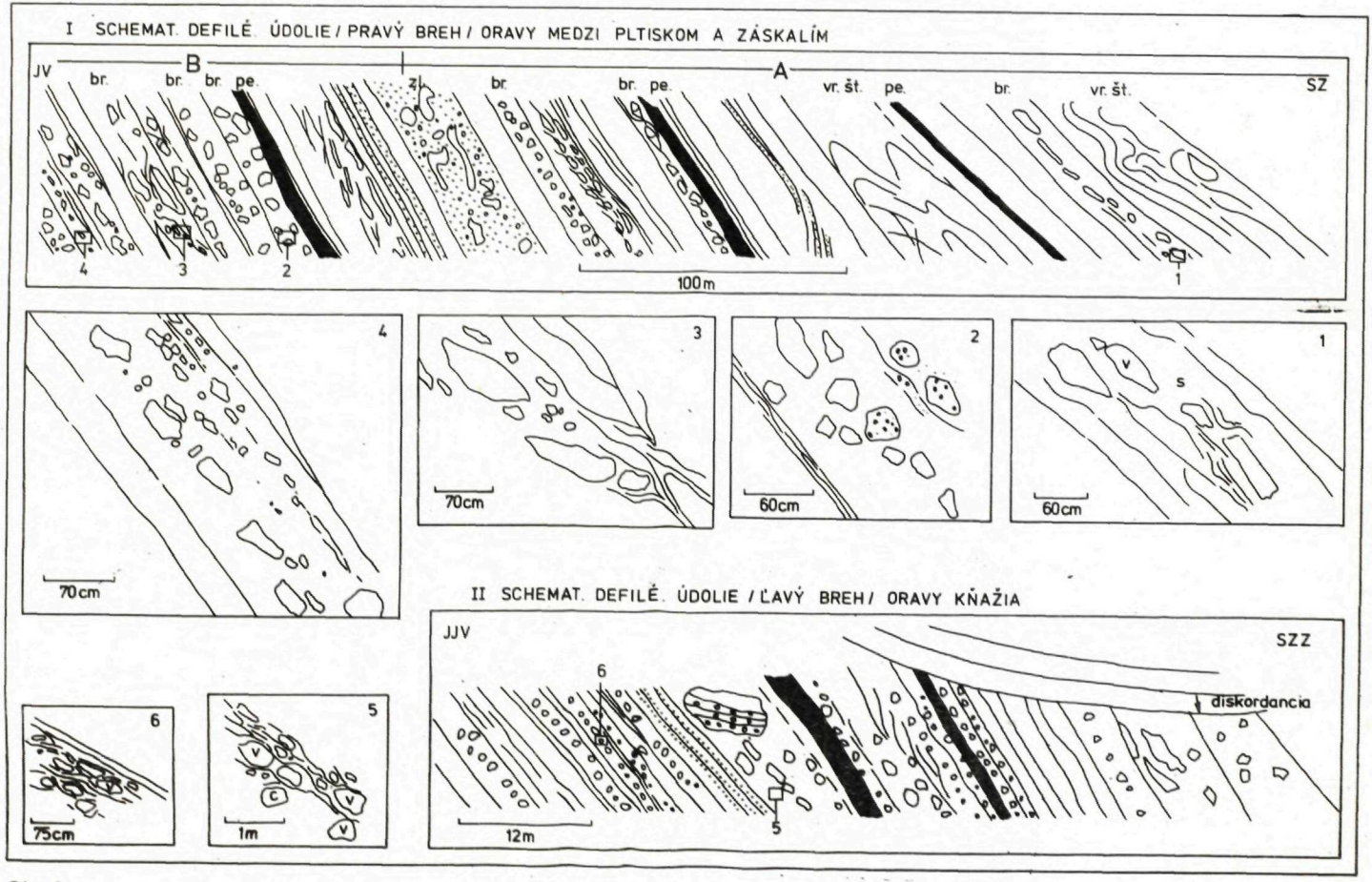
„pokrčené", alebo pokryté radom vyvýšením a puklín, ktoré možno vysvetliť dilatáciou ešte nespevnenej pieskovej vrstvy počas náhleho tlaku nadložných más a zaťaženia novoutvárajúcimi sa brekciami. Flyšový „litosóm" je ostro oddelený od nadložných slieňovcov.

Súbor slieňov až po dielčiu vrstvu zlepencov je 50—70 m hrubý. Význačné sú v ňom rytmické sliene a vápence porušené prejavmi vyvalcovania, šmýkania a zošošovkovatenia bez sprievodnej vrásovej tektoniky. Nasledujúcu 18 m a 12—14 m hrubú vrstvu brekcií pokrýva 6 m hrubá vrstva tmavosivých slieňovcov.

Brekcia je z monomiktného materiálu. Zreteľne ohraničené a oddelené dosky a ostrohranné bloky (do 60—70 cm dlhé) slieňovcov sivej, zriedka červenej farby pochádzajú z porušenej časti slieňovcového súboru. Bloky sa nedotýkajú a plávajú v základnej hmote hrubozrnnej brekcie ekvivalentného zloženia s prímesou zŕn bioklastických vápencov, ako aj so 4—6 % kremeňa. V tejto brekcii sme pozorovali, že štiepateľnosť slieňovcov (tmelu) sa prispôsobovala, stáčala sa okolo väčších blokov (olistolitov-inklúzií), čo naznačuje plastické chovanie toku v smere pohybu, inými slovami sklzové vrásy a inklúzie naznačujú plasticitu počas drobenia úlomkov a počas transportu. Ukazuje sa, že v záskalských brekciách sú tieto textúry ojedinelé a dominujú v nich hlavne bloky hornín lámané, trhané a drvené, ale vnútorne nedeformované. V základnej hmote aj v úlomkoch úplne postrádame deformácie lamín, sedimentárne vrásy, obtekanie a zavinuté štruktúry. Tieto skutočnosti naznačujú, že hoci tmel a bloky (olistolity) brekcií pochádzajú prevažne z pôvodnej horniny, nevznikli počas sedimentácie.

Je na mieste otázka prečo obklopujúce sliene, v ktorých brekcie utvárajú stratimorfné telesá, nevykazujú mladší vek než cenomanské materské horniny brekcií. V spodnej časti profilu len v jedom prípade zo 6 vzoriek sme preukázali kampánsky vek (vzor. 17).

Spodnú časť záskalských brekcií delí od vrchnej časti (obr. 2) teleso zlepencov.Je hrubou akumuláciou (10—14 m) valúnov, balvanov, vápencových hornín (50 %), nezvetraných bázických hornín (bazaltov 10—13 %), granitoidov (5 %) a klastického materiálu paleozoického a mezozoického veku (20—30 %). Valúny a balvany (max. 50 cm dlhé) sú chaoticky rozmiestnené v pieskovcovej základnej hmote. Súčasťou telesa sú úlomky a deformované intraklasty svetlých slieňov (neidentické s podložnými) náhodne rozmiestnené a dezorganizované, ktoré demonštrujú, že masa klastického materiálu rozrušila a erodovala staršie horninové súbory počas premiestňovania. Teleso zlepencov má tvar šošovky, rýchle vyznieva v smere vrstiev v riečišti Oravy. Podľa textúr a štruktúr náleží typu simiktitov a vzniklo gravitačným svahovým pohybom. Polymiktné zloženie nápadne kontrastuje s monomiktnými brekciami, ktoré ho obklopujú, a poukazuje na celkom rozdielny zdroj. Jak brekcie tak simiktity sú svahové uloženiny podmienené gravitáciou a v našom prípade uložené na jedinom podmorskom sklone. Ich genézu možno objasniť dvojakým spôsobom:


I SCHEMAT. DEFILÉ. ÚDOLIE / PRAVÝ BREH / ORAVY MEDZI PLTISKOM A ZÁSKALÍM
JV
SZ
B
A
br.
pe.
vr. št.
100 m
4
3
2
1
70cm
60cm
II SCHEMAT. DEFILÉ. ÚDOLIE / ĽAVÝ BREH / ORAVY KŇAŽIA
JJV
SZZ
diskordancia
12m
75cm
1m

Obr. 2

1. Zlepence vznikli zo zdroja vynoreného iba krátko. Po jeho zániku sa opäť obnovili podmienky vhodné pre vznik brekcií. Udalosť vyzdvihnutia a zániku zdrojov je, ako už vieme, dlhodobý proces sprevádzaný akumuláciami flyšu veľkých hrúbok a objemu. Náš prípad by bol výnimočný, preto sa prikláňame k druhému vysvetleniu:

2. Zlepence nie sú vrstevným útvarom, ale veľkým šošovkovitým olistolitom separovaným najskôr tektonicky zo štruktúr starších a neskoršie gravitačne premiestnených. Túto alternatívu podporuje aj prítomnosť zaguľatených blokov zlepencov v brekciách vyšších sekvencií (obr. 2) a genéza brekcií samotných.

Sled zlepencov vystrieda asi 20 m hrubý „litosóm" flyšu s typickým výskytom „pokrčených" vrstiev piesčitých vápencov a 2—3 vložky pestrých slieňov (60—200 cm hrubých). Medzi nimi je uzatvorené zošošovkovatené a budinované pásmo, kde hrúbka blokov obklopených brekciami dosahuje 3—4 m. Tieto bloky sú vlastne olistolity obklopené brekciami. Vyskytujú sa tu všetky prechody od postupného delenia slieňov cez štádium vytláčania, drvenia až do úplného rozdrobenia. Základná hmota brekcií predstavuje najjemnejší produkt rozpadu a dezintegrácie brekciovitých úlomkov. Sliene uvedených sekvencií vykazovali koňacký vek (vzor. 10).

Vo vrchnej časti profilu smerom k dedine Záskalie sú telesá brekcií výrazne vrstevnaté, 1—15 m hrubé a ich frekvencia oproti spodnému oddielu (A) stále stúpa. Sú zložené z blokov slieňov, ktoré v priečnom reze mali trojuholníkovitý, pravouhlý alebo šošovkovitý tvar. Niet v nich ani náznaku po stočených, vytiahnutých, zavinutých a inak deformovaných štruktúrach a vklúčeninách. V slienitej základnej hmote sú úlomky utopené, plávajú, zriedka sú podopreté; triedenie podľa veľkosti sa nenašlo. Hoci základná hmota a bloky (olistolity) slieňov pochádzajú z tých istých materských hornín, nenašli sa prechody do menej porušených vrstiev slieňov. Brekcie možno najskôr objasniť ako rýchle akumulácie drveného detritu. Nevykazujú ani po stratigrafickej stránke zmenu východiskového materiálového zloženia. Ich

Vysvetlivky k obr. 2

I. V spodnej časti profilu *(A)* je prevaha alternujúcich sivých slieňov a klastických vápencov čiastočne zvrásnených do asymetrických ležatých vrás *(vr. št)*. Vzácne sú flyšové litosómy a vrstvy brekcií *(br)* oddelené od diamiktitov *(zl)* pestrými slieňmi *(pe)*. Vo vrchnej časti profilu *(B)* vystupujú telesá brekcií *(br)*, olistostrómy a pestré hnedočervené sliene *(pe)*.

1. Vrstvy vápencov *(v)* separované do šošoviek a fragmentov sú obklopené slieňmi *(s)*. 2. Olistostróm s blokmi slieňov a zlepencov (starších) s cudzorodým materiálom. 3. Veľké šošovky a fragmenty slieňov (olistolity) sú súčasťou matrix podobného zloženia, ktorá ich obklopuje. 4. Teleso brekcie oddelené zreteľne vrstevnými plochami má slabo výraznú imbrikáciu klastov. Charakteristický je ostrohranný tvar slinovcových klastov, ktoré sú málo odolné proti zaoblovaniu pri transporte.

II. V tomto profile klesá hrúbka telies sprava doľava a zlepšuje sa aj triedenie klastov. Pribúda polymiktný charakter brekcií. Vpravo brekcie zrezané a prekryté novým súborom zlepencov odlišného látkového zloženia. 5. Brekcie tvoria väčšie bloky vápencov *(v)* a menšie bloky slieňovcov. 6. Charakteristické je obtekanie matrix okolo blokov a úlomkov.

pôvodné sledy boli výlučne albsko-cenomanské (vzor. 1—5). Iba v tmele slieňovcov sa našli vrchnokriedové globotrunkány (vzor. 7), ktoré limitujú ich vek do mástrichtu.

Genéza brekcií

Základné znaky brekcií možno zhrnúť nasledovne:

1. Brekcie sú vrstevnaté sedimentárne útvary (nie tektonické), vyskytujúce sa v normálnych geologických sekvenciách a možno ich nazvať olistostrómy.
2. Brekcie sú zložené z oddelených úlomkov (olistolitov) slieňovcov, vápencov albu-cenomanu, alochtónnej prímesi (bloky zlepencov, bioklastických vápencov, piesčitej prímesi) rozptýlenej v základnej slieňovcovej hmote.
3. Materiál brekcií je neutriedený. Množstvo a pomer pevných úlomkov a slienitej základnej hmoty podmieňuje vnútorné usporiadanie (podopreté alebo voľne plávajúce úlomky), ktoré je často chaotické.
4. Prevažná väčšina ostrohranných tvarov rozptýlených prvkov vznikla drvením pôvodných slieňovcovo-karbonatických komplexov, ich rýchlym premiestnením do vrstevných tvarov brekcií.

Zdrojom brekcií boli sekvencie slieňov pôvodom blízke pieninským vývojom. Ostrohranný detrit pochádzal najskôr z tektonicky drvených, imbrikovaných štruktúr (pásiem), u ktorých sa nevylučuje vrásnenie a tektonický transport (posúvanie príkrovových čiel). Základom pre vznik záskalských brekcií — olistostrómov boli tektonické procesy, zúčastňujúce sa na nepretržitej brekciácii slieňovcových hornín do všetkých veľkostných tried.

V sklzoch, ktoré sa pohybovali do väčších hĺbok mora, kde nemohli byť ďalej rozplavované a triedené, prevládali bloky kompetentných slieňov a vápencov. Preto bloky (olistolity) nie sú deformované a brekcie nie sú súčasné so vznikom materských hornín (slieňov), ale sú mladšieho veku.

Olistostrómy (záskalské brekcie) citlivo zaznamenávajú tektonické pohyby súčasne s vývojom flyšových panví pienid a vykazujú prejavy pohlcovania vlastných sedimentov geosynklinály v blízkosti subdukčných zón.

Mikrobiostratigrafická analýza

Z opisovaného profilu bolo doteraz analyzovaných asi 50 vzoriek, z toho dve tretiny pochádzajú zo slieňov, tvoriacich brekcie. Doterajšie výsledky mikrobiostratigrafickej analýzy ukázali, že najstaršie horniny, zúčastňujúce sa na tvorbe záskalských brekcií (nie valúnov), sú albského veku. Z hľadiska kvantitatívneho zastúpenia sa vyskytujú iba v podradnom množstve.

Z foraminifer, indikujúcich albský vek, sa tu nachádzajú dva typy asociácií. Prvý

typ predstavujú aglutinované formy, z ktorých najbežnejšie sa vyskytujú druhy *Ammodiscus rotularius* Loeblich et Tappan, *Glomospirella gaultina* (Berthelin), *Haplophragmoides monioninoides* (Reuss) a *Dorothia oxycona* (Resuss). Uvedený typ asociácie sa v Západných Karpatoch spravidla vyskytuje pred prvým objavením sa *Thalmanninella ticinensis* (Gandolfi), t. j. v spodnom albe. Druhý typ sa skladá výlučne z planktonických druhov viazaných na slienité fácie bradlového pásma. Zo strednoalbských až vrchnoalbských indexových druhov boli identifikované *Thalmanninella ticinensis* (Gandolfi) a *Planomalina (P.) buxtorfi* (Gandolfi).

Takmer 90 % analyzovaných vzoriek zo záskalských brekcií je cenomanského veku. Asociácie majú výslovne planktonický charakter a skladajú sa predovšetkým zo zástupcov rodu *Thalmanninella, Rotalipora* a *Praeglobotruncana.* V niektorých asociáciách dominujú *Thalmanninella appenninica* (Renz), *T. brotzeni* (Sigal) a *T. evoluta* (Sigal). Uvedené druhy sa objavujú s malým časovým posunom a indikujú nám spodnocenomanský až strednocenomanský vek, najmä ak sa v ich populácii začína objavovať *T. greenhornensis* (Morrow), ktorého vekové rozpätie výskytu je stredný cenoman až spodná časť vrchného cenomanu. Z analyzovaných cenomanských vzoriek 60 % patrí vrchnému cenomanu, ktorý určujú asociácie predstavované hlavne druhmi *Rotalipora cushmani* (Morrow) a *R. montsalvensis* (Mornod). Z urobenného rozboru vyplýva, že v záskalských brekciách je zastúpený celý cenoman.

Je zaujímavé, že ani priamo v brekciách, ani v základnej hmote sme nezistili turónske formy. Jediný údaj, ktorý by indikoval turón *(Praeglobotruncana helvetica),* uvádza E. Scheibner—V. Scheibnerová (1961, str. 136) spolu s druhom *Globotruncana linneiana* (Orbigny), ktorý sa v Karpatoch nesporne začína objavovať až snáď nad biozónou *Helvetoglobotruncana helvetica* (porovn. J. Salaj—O. Samuel 1966, 1979). Z tohoto možno dedukovať, že asociácia, ktorej E. Scheibner—V. Scheibnerová pripisujú spodnoturónsky vek, nepochádza priamo z brekcií, ale zo základnej hmoty, a má teda alochtónny charakter, nakoľko sa v nej popri turónskych formách vyskytujú i senónske prvky — *Globotruncana linneiana* (Orbigny).

Len v jednom prípade (vzor. 10) sme priamo z brekcií zistili mikrofaunu, ktorá indikuje koňacký vek. Druhové zloženie je typické pre karpatskú biozónu *Globotruncana angusticarinata: Globotruncana coronata* Bolli, *G. angusticarinata* Gandolfi, *G. concavata* (Brotzen), *G.* ex gr. *tricarinata* (Quereau) atď.

Vzorky zo základnej hmoty majú všetky znaky alochtónnej fauny. Okrem vybielenia, spôsobu zachovania, spoločne sa vyskytujú albské (veľmi vzácne), cenomanské (hojne) i spodnosenónske (vzácne) formy. Medzi najmladšie identifikované formy patria: *Globotruncana arca* (Gushman), *Stensioeina pommerana* Brotzen, ktorých vekové rozpätie je v prvom prípade kampán, kým v druhom kampán — mástricht. Výslovne indexové mástrichtské formy sme nezistili ani v skúmanej sérii vzoriek ani vo vzorkách, ktoré odobral O. Samuel v r. 1962—70,

alebo akad. D. Andrusov v r. 1977. Z uvedeného vyplýva, že genézu záskalských brekcií limitujeme do mástrichtu.

Do tlače odporučil A. Began.

Literatúra

ANDRUSOV, D. 1929: Příspěvky ke geologii severozápadních Karpat — II. O stáří vrstev púchovských. Věst. Stát. geol. Úst. ČSR, 5, 1, Praha, 137—147.

ANDRUSOV, D. 1938: Geologický výzkum vnitřního bradlového pásma v Západních Karpatech, Časť III.: Tektonika. Rozpr. Stát. geol. Úst. Čs. Republ. 9, Praha, 1—135.

ANDRUSOV, D. 1945: Geologický výskum vnútorného bradlového pásma v Západných Karpatoch; časť IV. a V. Práce Štát. geol. Úst., Zošit 13, Bratislava, 1—176.

ANDRUSOV, D. 1959: Geológia československých Karpát II. Vydav. Slov. Akad. Vied, Bratislava, 1—375.

KANTOROVÁ, V.—ANDRUSOV, D. 1958: Mikrobiostratigrafický výskum vrchnej kriedy Považia a Oravy. Geol. Zbor. 9, 2. Bratislava, 165—177.

MARSCHALKO, R.—SAMUEL, O. 1977: Olistostrómové fácie kriedového flyšu bradlového pásma. Geol. Práce, Správy 67, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 53—71.

MARSCHALKO, R.—SAMUEL, O. 1978: Poznámky k tektonike flyšu v okolí Sedliackej Dubovej (bradlové pásmo). Geol. Práce, Správy 71, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 111—121.

MATĚJKA, A.—HANZLÍKOVÁ, E. 1962: O paleogénu od obce Kňažia na Oravě. Zpr. geol. výzk. v r. 1961, Praha, 194—196.

SALAJ, J.—SAMUEL, O. 1966: Foraminifera der Westkarpaten—Kreide. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—291.

SALAJ, J.—SAMUEL, O. 1979: Chronostratigrafia vrchnej kriedy a jej aplikácia na Západné Karpaty. Geol. Práce, Správy 73, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

SCHEIBNER, E. 1962: Niektoré nové poznatky z bradlového pásma na Slovensku. Geol. Práce, Správy 62, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 233—238.

SCHEIBNIER, E.—SCHEIBNEROVÁ, V. 1961: O výskyte dánu v bradlovom pásme Západných Karpát na Slovensku. Acta geol. geogr. Univ. Comen. Geol. 5, Bratislava, 193—201.

Róbert Marschalko—Jaroslav Haško—Ondrej Samuel

Záskalie breccias and genesis of olistostromes

Summary

In the Orava r. valley are beds of breccias (the Záskalie breccias). Their character attracted attention of more geologists. Because of diverse interpretations of their genesis and stratigraphy, the authors examined them again in respect of sedimenology and stratigraphy.

Lithological description and sedimentologic analysis. Basing on a conglomerate horizon, the sedimentary breccias at Záskalie (Plate I. Fig. 1) may be divided in two parts. The lower (A) part consists of grey marlstones and grey spotty limestones vaguely separated in marls. Less frequent are brown-red calcareous marls (variegated), 70—150 cm thick, interrupting sedimentation of the grey marlstones. The spotty limestones are partly detrital. The profile commences (in Orava brook) with grey marlstones and limestones. They are isoclinal-folded and form two recumbent folds 30—60 m thick (Pl. XXVIII).

Microbiostratigraphical analyses of unfolded beds prove the Cenomanian age of the marlstones and limestones and their ralation with the Kysuca group of the Pieniny unit.

The existing data on biostratigraphic materials from the folded structure also prove the Cenomanian age of the unfolded marlstone-carbonate complex and its stratigraphical relation to the folded structure.

The lower part of the Záskalie breccias is separated from the upper part (Fig. 2) by a conglomerate body. It is a thick accumulation (10—14 m) of pebbles, boulders, limestone rocks (50 %), of non-weathered basic rocks (basalts, 10—13 %, granitic rocks (5 %), and Paleozoic and Mesozoic clastic material (20—30 %). Pebbles and boulders (max. 50 cm long) are chaotically distributed in sandstone matrix. In the conglomerates are fragments and deformed intraclasts of light marls (different from subjacent marls). The conglomerate body is lenticular and wedges out rapidly parallel with the strike of beds. As regards structures and textures, it is a diammictite type resulting from gravity slope movements. Its polymict composition is in contrast with surrounding monomict breccias and indicative of quite a different source. Both the breccias and the diammictites are gravity deposits on one submarine slope (in this case). In case of different sources one slope is excluded.

Genesis of the conglomerates may therefore be explained in two ways.

1. They arose from a source emerged for a short time. The following conditions were again favourable for the genesis of breccias. Episodic emergence and decay of sources are a longlasting process associated with thick and extensive flysch accumulations. Our case would be an exception and we, therefore, prefer the second explanation possible.

2. The conglomerates are not a depositional unit but a large lenticular olistolite separated first tectonically from older structures, and then displaced by gravitational movements. This is also proved by small rounded blocks of conglomerates in breccias of upper sequences (Fig. 2) and by the genesis of the breccias alone.

The conglomerates are replaced by an about 20 m thick „litosome" of the flysch-like beds of sandy limestones, and by 2—3 intercalations of variegated marls (60—200 cm thick). These enclose a lenticular and boudinaged zone with 2—4 m thick blocks surrounded by breccias. The breccia-like elements range from gradual separation of marlstones by crushing and complete disintegration Matrix of the breccias is the finest product of desintegration of the breccia-like elements.

In the upper part of the profile toward the village Záskalie the breccia are distinctly bedded, 1—15 m thick and more frequent than in the lower part (A). They consist of marlstone blocks with isoclinal triangular, rectangular and lenticular cross-section without any traces of twisting, wrapping or other plastic deformations or inclusions. Fragments in marly matrix are drawn, floating, scarcely supported; size sorting was not revealed. Although matrix and blocks (olistolites) of marlstones originate from the same parent rocks, there is no transition into less deformed stage (Pl. XXX—XXXIV).

The breccias are most probably rapid accumulations of crushed detritus. Their original material composition did not even change in stratigraphic respect. Originally they were derived excludingly from Albian — Cenomanian parent rocks (samples 1—5). Only the binder of some of them contained Upper Cretaceous globotruncanes (sample 7) proving their Maastrichtian age.

Genesis of breccias. principal characters of breccias:

1. breccias are bedded sedimentary units in common sequences. They may be called olistostromes;

2. breccias consist of separated fragments (olistolites) of marlstones, Alb — Cenomanian limestones, allochthonous admixture, (blocks of conglomerates, bioclastic limestones, sandy admixture) dispersed in marlstone matrix;

3. material in breccias is unsorted. Amount and ratio of solid fragments and marly matrix control the internal arrangement (supported or loosely floating fragments) — frequently chaotic;

4. most angular dispersed elements resulted from crushed original marlstone — carbonate complexes and from their rapid displacement into bedded breccias.

Sequences related to the Pieniny series were the source of breccias. It is most likely that angular detritus originated form tectonically crushed imbricated structures (zones) with possible folding and tectonical

transport (advancing frontal parts of nappes). Genesis of the záskalie breccias — olistostromes was favoured by tectonic processes facilitating continuous brecciation of marlstone rocks into all size classes.

In slumps transported deeper in the sea where their further sorting, washing and desintegration were prevented, blocks of competent marlstones and limestones prevailed. So the blocks (olistolites) are not deformed and the breccias are younger than the parent rocks (marlstones).

Olistostromes (the Záskalie breccias) record sensitively the tectonic movements, they are associated with the genesis of flysch basins in the Pienides, and demonstrate cannibalism of sediments of the geosyncline near subduction zones.

Translated by E. Jassingerová.

Fig. 1 Geological map of the Klippen Belt north of Dolný Kubín 1 : 10 000. Compiled by J. Haško 1979. Explanations: 1 — Central-Carpathian Paleogene; Klippen Belt — Kysuca group; 2 — Gbeľany beds — Santonian-Lower Maastrichtian; 3 — Gbeľany beds — organodetrital limestones — Santonian-Campanian; 4 — Gbeľany beds — Záskalie breccia — Lower Maastrichtian; 5 — Lalinok beds — Cenomanian; 6 — spotty marly limestones — Berriasian-Barremian; 7 — light — coloured limestones — Biançonian-Tithonian; 10 — Posidonian beds: spotty marly limestones and marls: schists — Aalenian; 11 — spotty marly limestones — Lotharingian; Manín nappe: 12 — flysch sequences with intercalations of conglomerates — Albian-Santonian; 13 — overthrust line; 14 — overthrust line with determinated direction; 15 — faults; 16 — overthrust line with determinated direction; 17 — tectonical boundary.

Explanations to Fig. 2:

I. In the lower part of the profile *(A)* are predominanting alternating grey marles and clastic limestones, partly folded into asymmetric recumbent folds *(vr. št)*. Flysch lithosomes and beds of breccias *(br)*, separated from diamictites *(zl)* by variegated marls *(pe)*, are rare. In the upper part of the profile *(B)* bodies of breccias *(br)*, olisthostromes and variegated brownishied marls *(pe)* occur.

1. Limestones beds *(v)*, separated into lenticles and fragments, are surrounded by marls *(s)*. 2. Olisthostrome with blocks of marls and blocks of conglomerates (older) with allothigenic material. 3. Large lenticles and fragments (olistholiths) are part of matrix of similar composition, with surrounds them. 4. The body of breccias, markedly separated by bedding planes, displays a little distinct imbrication of clasts. The angular shape of marlstone clasts, little resistant to rounding, is characteristic.

II. In this profile thickness of bodied decreases from righ to left and also sorting of clasts is better. The polymict character of breccias is more distinct. To the righ the breccias are truncated and covered with a new complex of conglomerates of different composition of material. 5. The breccias form larger blocks of limestones *(v)* and smaller blocks of marlstones. 6. Flowing of matrix around blocks and fragments is characteristic.

Vysvetlivky k fotografickým tabuľkám (XXVIII—XXXV)

Tab. XXVIII Slieňovce a vápence (albu-cenomanu) zvrásnené do izoklinálnych vrás a vložené v neporušených sledoch tých istých vrstiev. Druhá vrásová štruktúra od počiatku sekvencie záskalských brekcií. Zárez Oravy; pravý breh smerom na Záskalie.

Tab. XXIX Brekcia zložená z ostrohranných úlomkov a blokov (olistolitov) slieňovcových a slienito-vápnitých hornín. Úlomky sú prevažne izometrické, nepravidelného tvaru a chaoticky rozptýlené. Na jednom mieste štiepateľnosť slieňovcov sa prispôsobuje a obteká väčší blok. Plastické deformácie tohoto typu alebo sklzové vrásy (zavinuté, vytiahnuté štruktúry) sa tu nenašli.

Tab. XXX Na detailnom zábere sú priestory medzi úlomkami vyplnené menšími a skutočný obsah slieňovcovej základnej hmoty je malý. Vápencový valún (u špendlíka) je oxotického charakteru. Zárez Oravy, pravý breh, sekvencia A.

Tab. XXXI Bloky a šošovky slieňovcov a vápencov (olistolity) obklopené malými úlomkami nepravidelne rozmiestnenými v detritickej slieňovcovej základnej hmote. Pozorujeme väčšie zaoblenie malých aj veľkých blokov. Zárez Oravy, pravý breh, sekvencia B.

Tab. XXXII Typický vzhľad brekcie s nevytriedeným až chaotickým rozšírením ostrohranných blokov slieňovcov. Nepozorovať imbrikáciu plochých klastov, ani koncentráciu hrubších úlomkov na báze. Tmeliaca základná hmota je zložená z drobnozrnnejších úlomkov a drviny zloženej tiež z klastických zŕn cudzích hornín. Zárez Oravy, pravý breh, sekvencia B.

Tab. XXXIII Ostrý prechod brekcie do slienitej vrstvy. Klastické horniny sú rozptýlené po celej hrúbke. Veľký blok má vlastnú štiepateľnosť orientovanú nezávisle na priebehu vrstevnatosti. Zárez Oravy, pravý breh, sekvencia B.

Tab. XXXIV Brekcia s vyšším obsahom slieňovcovej základnej hmoty bez exotických inklúzii. Ostrohranné bloky slieňovcov „plávajú", nedotýkajú sa navzájom a neutvárajú podopretú stavbu (kostru). Štiepateľnosť blokov je primárna, základne utvorená pred vznikom brekcie. Brekcie sú typické sedimentárne útvary podobné bahnotokom. Zárez Oravy, pravý breh pred ukončením sekvencie záskalských brekcii (B).

Tab. XXXV Vzhľad olistostrómu porušeného následnou tektonikou (drvením). Štiepateľnosť ide naprieč blokom, resp. pozorujeme puklinové zóny, pretínajúce sa pod nízkym uhlom. Záskalie, zárez Oravy.

Foto: R. Marschalko.

Geologické práce, Správy 73, s. 89—110, Geologický Ústav Dionýza Štúra, Bratislava, 1979

Tibor Ďurkovič—Tomáš Koráb

Štúdium proximality sedimentov dukelskej jednotky (flyš východného Slovenska))

14 obr., anglické resumé

Abstract. In selected bed sequences of the Dukla unit at several localities the internal sedimentary structures of turbidites were analyzed according to A. H. Bouma (1962). Proximality index was calculated by R. G. Walker's (1967) method as well as the value of the sandstone/shale ratio in each profile studied. The results show low proximality index values as characteristic of the sedimentary rocks of the Dukla unit.

The mean value of proximality index is lowest in the Cergowa beds (2,0), increasing towards the Papin beds (4,7), Submenilite beds (15,1), Lupkov beds (19,4) and Cisna beds (79,0). Generally the proximality index increases from younger to older bed sequences of the Dukla unit. So younger bed sequences are more distal than older. The sandstone/shale ratio shows analogous trend like the proximality index. With increasing value of the proximality index the value of the sandstone/shale ratio increases as well.

Úvod

V rámci komplexného výskumu dukelskej jednotky (stratigrafia, tektonika, sedimentológia, paleogeografia) ukázalo sa nevyhnutné vyjadriť sa aj k postaveniu vyčlenených litologicko-stratigrafických komplexov z hľadiska ich priestorového postavenia v sedimentačnom bazéne. Záujem sme v prvom rade sústredili na vrstvy lupkovské, podmenilitové, papínske a cergowské, ktoré v dukelskej jednotke predstavujú drobnorytmický flyš, zvyčajne s prevahou ílovcov.

Pri štúdiu sme využili možnosti, ktoré poskytuje metóda R. G. Walkera (1967) pre posúdenie proximality skúmaných drobnorytmických sekvencií. Napriek tomu, že metóda ABC indexu R. G. Walkera (1. c) nie je všeobecne prijatá a niektorí autori sa k nej vyjadrujú kriticky (porov. A. Ślącka—R. Unrug 1976), využili sme z tejto metódy jej racionálne jadro, t. j. číselnú kvantifikáciu a štatistické vyhodnotenie interných sedimentárnych textúr turbiditov.

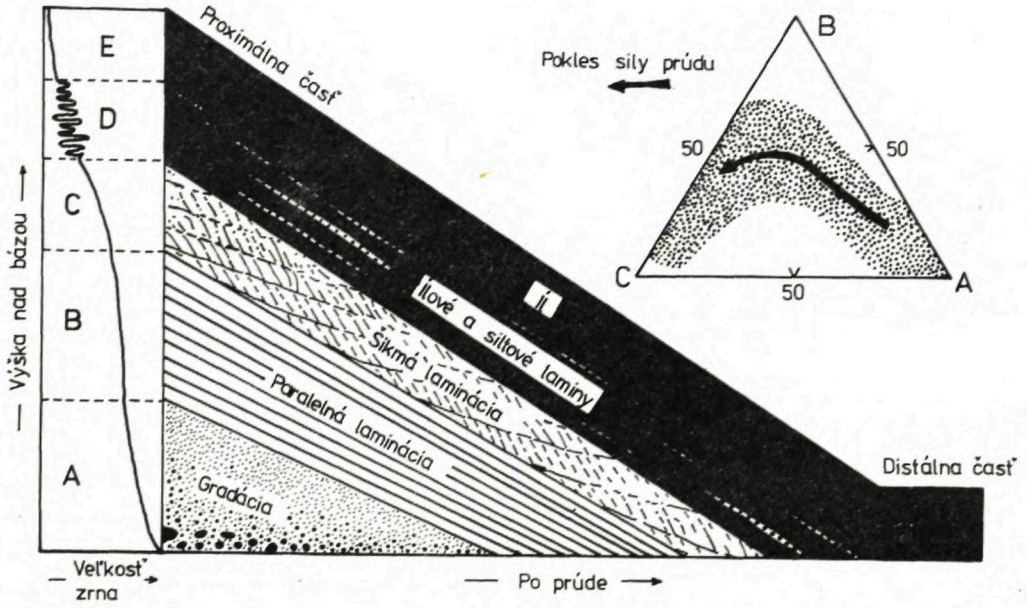
RNDr. T. Ďurkovič, CSc., RNDr. T. Koráb, CSc., Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina, 1, 809 40 Bratislava

Našim výskumným zámerom bolo na základe štúdia interných sedimentárnych textúr turbiditov horeuvedených vrstevných celkov dať odpoveď na otázku, ktoré zo skúmaných vrstiev v dukelskej jednotke predstavujú distálnejší, resp. proximálnejší flyš.

Metodická časť

A. H. Bouma (1959) definoval kompletný turbidit (obr. 1) ako sekvenciu, ktorá obsahuje:

gradačne zvrstvený interval	(A)
spodný interval paralelnej laminácie	(B)
interval prúdovo čerinovej laminácie	(C)
vrchný interval paralelnej laminácie	(D)
pelitický interval	(E)



Obr. 1 Zmena profilu vrstvy, ktorá vzniká sedimentáciou z turbiditného prúdu v smere jeho pohybu ABCDE — intervaly A. H. Boumu (1962). Upravené podľa J. R. L. Allena (1970).

Intervaly B a C bývajú často konvolútne deformované. Úplný sled tvorí všetkých päť intervalov ABCDE. Známe sú aj sekvencie nekompletné s chýbajúcou spodnou časťou BCDE, CDE, DE, alebo s chýbajúcou vrchnou časťou ABCD, ABC, AB, A.

Inokedy chýba spodná aj vrchná časť BCD, BC, B. Vyskytujú sa aj sekvencie, v ktorých chýba stredná časť AC, BE.

A. H. Bouma (l. c.) konštatuje, že turbidity, ktoré začínajú intervalom B (gradačný interval A chýba), predstavujú distálnejšiu depozíciu než turbidity začínajúce intervalom A. Interval D tvoria tenké laminy jemného siltu a ílu, ťažko sa preto identifikuje v prírodných zvetraných odkryvoch. R. G. Walker (1967) pri svojom metodickom postupe berie preto do úvahy tie procesy pieskovcovej a siltovej depozície z turbiditných prúdov, ktoré vytvárajú intervaly A, B a C. Interval D a E spája ako interturbidit. Odzrkadľuje to skutočnosť, že určitá časť pelitického materiálu bola dodávaná turbiditným prúdom, a iná časť predstavuje normálnu pelitickú sedimentáciu v bazéne.

Namerané hrúbky intervalov A, B, C možno znázorniť v rámci študovaného profilu aj graficky (obr. 2). Skupinu turbiditov možno vyjadriť ako bod v trojuholníkovom diagrame (obr. 3). Projekčný bod skupiny turbiditov (sekvencie vrstiev) je determinovaný percentuálnym zastúpením vrstiev pieskovcov, ktorých interné textúry začínajú intervalom A, B alebo C. Diagram je rozdelený na polia a všeobecný trend od A do C indikujú hranice polí v trojuholníkovom diagrame s vrcholmi A, B, C. Hranice polí v diagrame koincidujú s parametrami prúdových režimov. Pole I v diagrame predstavuje depozíciu z turbiditných prúdov, ktorých parametre zodpovedajú nižšiemu prúdovému režimu. Polia II a III znamenajú uloženie vo vyššom prúdovom režime, pričom pole III reprezentuje vyšší prúdový režim než pole II.

Skupinu turbiditov možno definovať aj číselne, tzv. indexom ABC (P) podľa R. G. Walkera (l. c.)

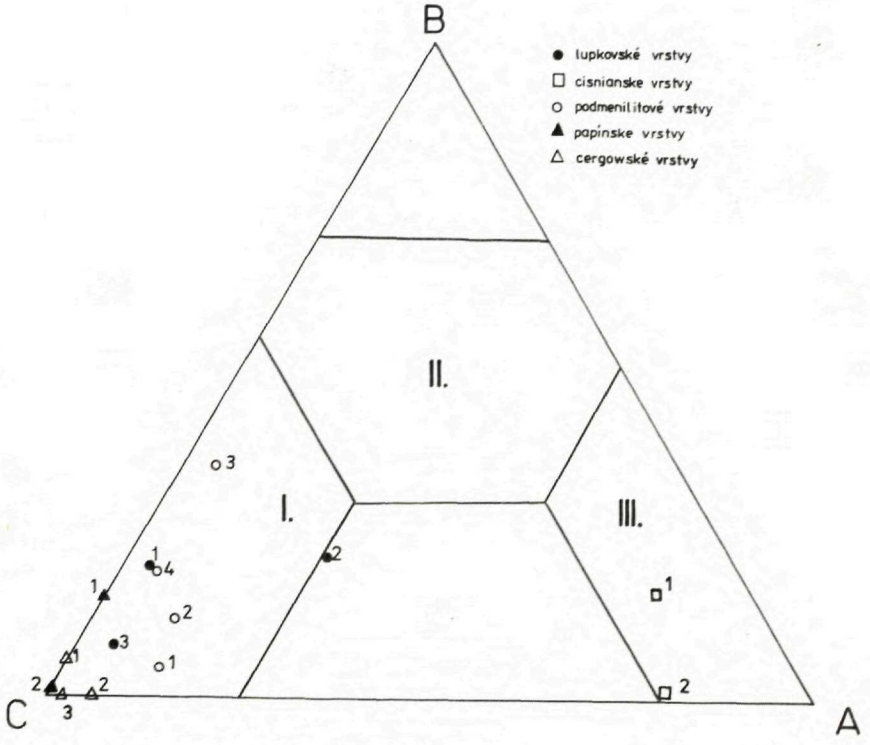
$$P = A + 1/2\ B$$

A, B = (percento vrstiev začínajúcich intervalmi A, resp. B.)

Ľubovoľná skupina vrstiev môže byť takto označená číselne od 0—100 (tab. 1). Hodnota 0 indikuje, že všetky vrstvy skúmanej sekvencie začínajú intervalom C. Hodnota 100 indikuje, že všetky vrstvy skúmanej sekvencie sa začínajú intervalom A.

Postupnosť intervalov v kompletnom turbidite ABCDE predstavuje postupné znižovanie intenzity a sily turbiditného prúdu počas sedimentácie. Na základe experimentálnych výskumov je vznik intervalu A spájaný s vyšším prúdovým režimom. Termíny vyšší a nižší režim toku sú definované na základe vrstevných foriem (textúr). Depozícia intervalu B zodpovedá depozícii v spodnej časti vyššieho prúdového režimu. Depozícia intervalu C zodpovedá nižšiemu prúdovému režimu. Interval A predstavuje uloženie z vyššieho prúdového režimu než interval C. To značí, že sled vrstiev, v ktorom sa textúra pieskovcov začína intervalom C, predstavuje sedimentáciu v takej časti bazénu, kde turbiditné prúdy tiekli v pod-

mienkach nižšieho prúdového režimu toku. Obdobne sled vrstiev, v ktorom sa pieskovce začínajú intervalom A, predstavuje sedimentáciu v pomerne vyššom prúdovom režime. R. G. Walker (l. c.) predpokladá, že hodnoty indexu ABC (od 0—100) preto predstavujú stúpajúce hodnoty priemerného prúdového režimu turbiditných prúdov v čase ich depozície; zároveň sa prúdový režim v každom turbiditnom prúde postupne znižuje (klesá). Každý prúdový režim v ľubovoľnom bode na dne sedimentačného bazénu riadia tri faktory: 1. geometria bazénu. 2. parametre prúdov, 3. vzdialenosť, ktorú prúdy prekonali na dne bazénu od bodu, kde sa depozícia začala.



Obr. 3 ABC diagram podľa R. G. Walkera (1967)
Každé skúmané súvrstvie dukelskej jednotky je znázornené v diagrame projekčným bodom na základe percentuálneho zastúpenia vrstiev začínajúcich intervalom A, B, resp. C. Interné rozdelenie diagramu zodpovedá prúdovým režimom. Pole I. v diagrame predstavuje nižší prúdový režim, polia II. a III. predstavujú vyšší prúdový režim toku. Pole III. reprezentuje vyšší režim než pole II. Lokality: lupkovské vrstvy—1. Hlboký Potok, 2. Topoľa, 3. Nižná Jablonka. Cisnianske vrstvy—1. Zboj, 2. Krásny Brod. Podmenilitové vrstvy—1. Nižná Jablonka, 2. Osadné, 3. Svetlice, 4. Vydraň. Papínske vrstvy—1. Zbudská Belá, 2. Hostovice, Cergowské vrstvy—1. Habura, 2. Čertižné, 3. Ňagov.

Tab. 1. Číselná charakteristika interných textúr turbiditov dukelskej jednotky

Vrstvy	Lokalita	N	Priemerná hrúbka intervalov (cm)			Priemerná hrúbka pieskovcov (cm)	Priemerná hrúbka ílovcov (cm)	Percento vrstiev začínajúcich intervalom			P:I	ABC index
			A	B	C			A	B	C		
lupkovské	Topoľa	286	39,4	18,1	14,5	31,0	10,3	22,9	24,4	52,6	3,00	35,10
lupkovské	Hlboký potok	33	100*	19,0	12,5	16,5	40,4	4,4	19,4	76,2	0,36	14,10
lupkovské	Nižná Jablonka	22	5*	10,6	14,1	14,5	19,7	4,5	9,0	86,3	0,73	9,00
cisnianske	Zboj	29	112,9	36,7	26,8	104,4	11,8	72,0	14,0	14,0	8,84	79,00
cisnianske	Krásny Brod	14	38,3	32,3	29,7	69,4	19,1	79,0	—	21,0	3,63	79,00
podmenilitové	Vydraň	83	13,3	22,6	13,5	19,3	14,3	17,0	8,0	64,0	1,35	21,00
podmenilitové	Zbudská Bela	25	—	3*	2,8	2,8	7,8	—	4,2	95,8	0,36	2,10
podmenilitové	Svetlice	54	25,5	7,6	10,8	9,7	22,0	3,8	35,8	60,4	0,44	21,70
podmenlitové	Nižná Jablonka	38	25,8	15,8	6,0	11,8	23,2	13,2	5,3	81,6	0,50	15,80
papínske	Zbudská Belá	42	—	9,6	6,3	6,7	33,6	—	19,0	81,0	0,20	9,50
papínske	Hostovice	23	—	—	6,3	6,3	54,9	—	—	100,0	0,11	—
cergowské	Habura	51	—	13,5	3,6	4,2	9,0	—	3,9	0,46	1,95	
cergowské	Čertižné	24	9*	—	2,8	3,1	22,6	4,2	—	95,8	0,13	4,20
cergowské	Ňagov	62	—	—	3,0	18,0	—	—	—	100,0	0,16	—

N = počet vrstiev
P:I = pomer pieskovcov k ílovcom
ABC = A + 1/2 B (podľa R, G. Walkera 1967)
* = jedno meranie

Nie je pravdepodobné, žeby geometria bazénu a hlavne gradient morského dna počas depozície určitej skupiny turbiditov prekonávali podstatné zmeny. Prúdové parametre po sebe nasledujúcich turbiditných prúdov sa budú meniť najskôr podľa rozmerov a pôvodnej distribúcie materiálu na primárnom sklone dna bazénu.

Index ABC sa teda netýka jednotlivých turbiditov, ale ich skupín — sekvencií. Náhodné zmeny prúdových parametrov (veľkosť a rozmer) jednotlivých prúdov sú eliminované výpočtom hodnoty P. To je dôvodom k tvrdeniu, že veľké a dlhotrvajúce zmeny v hodnote P sú určované hlavne vzdialenosťou, ktorú depozičné prúdy prekonali po dne bazénu od bodu, kde sa depozícia začala. Preto index ABC (P) môžeme nazývať indexom proximality.

Význam a dosah náhodných zmien vo veľkosti prúdov a prúdových parametrov je však ťažko odhadnúť. Tieto výkyvy môžu byť spôsobené veľkými zmenami v množstve materiálu dodávaného do bazénu a mohli významne ovplyvniť hodnotu P. V takomto prípade hodnotu P nemôžeme považovať čisto za funkciu proximality.

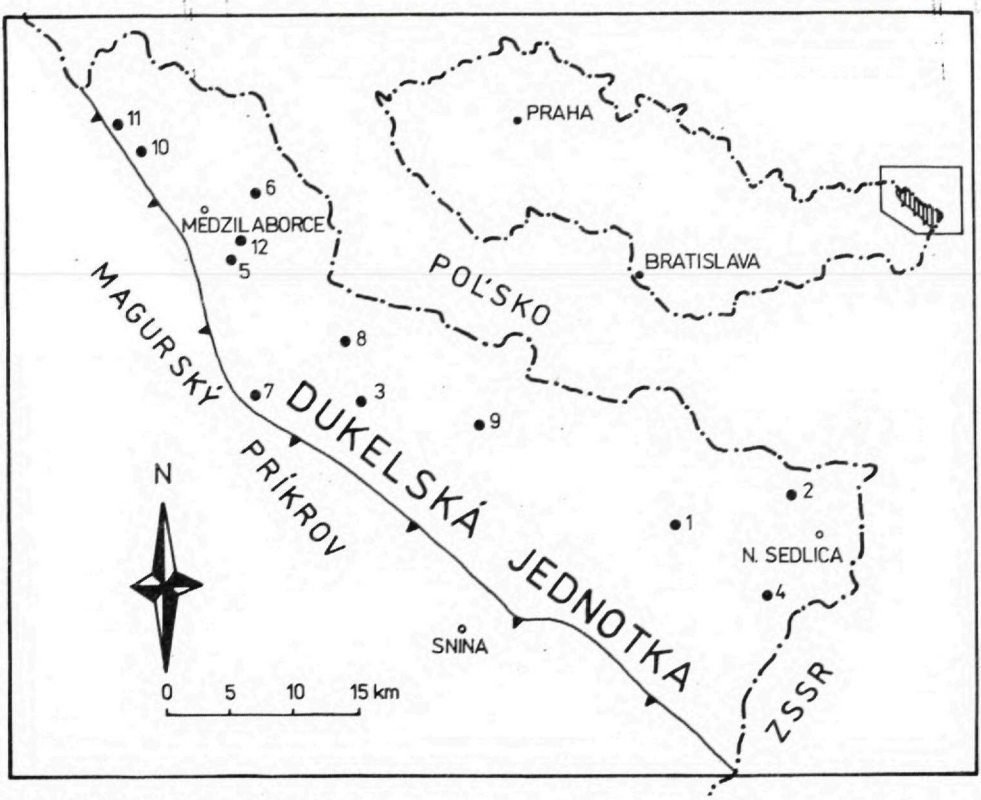
Opis študovaných vrstiev a profilov

Lupkovské vrstvy

Predstavujú najstaršie sedimenty v dukelskej jednotke na východnom Slovensku. Tvorí ich flyš, na viacerých miestach s prevahou čiernych hnedých a sivých ílovcov. Klastické sedimenty sú zastúpené dominujúcimi siltovcami a jemnozrnnými pieskovcami. Strednozrnné pieskovce sú zriedkavejšie. Podľa petrografickej klasifikácie dominujú drobové pieskovce (70 %) nad drobami (16 %), kremennými pieskovcami (12 %) a arkózovými pieskovcami. Podrobná litológia, petrografia a stratigrafia lupkovských vrstiev je uvedená v práci T. Koráb—T. Ďurkovič (1978).

V lupkovských vrstvách, pôvodne považovaných za turónsko-spodnosenónske, komplexným štúdiom mikrofauny a vápnitého nanoplanktónu boli zistené cenomanské až paleocénne asociácie. V antiklinálnych pásmach Novej Sedlice, Malého Bukovca a vo vráse Brincovej je súvrstvie hrubé až 1000 m. V ostatných štruktúrach je odkryté neúplne (200—400 m).

Profil Topoľa (obr. 4, 2, tab. 1) predstavuje najlepšie odkrytý profil vo všetkých sekvenciách dukelskej jednotky. Interné sedimentárne textúry sme preštudovali na 286 pieskovcových laviciach. Skúmaný profil nie je pre lupkovské vrstvy celkom typický – predstavuje prechodné súvrstvia medzi lupkovskými a nadložnými cisnianskymi vrstvami. Dokazuje to aj vyššie percentuálne zastúpenie vrstiev, ktoré sa začínajú intervalom A (22,9 %; tab. 1), väčšia priemerná hrúbka pieskovcov (31,0 cm), menšia priemerná hrúbka ílovcov (10,3 cm). Pomer pieskovcov k ílovcom je 3,0. Pomerne vysoká je aj hodnota indexu ABC — 35,10.

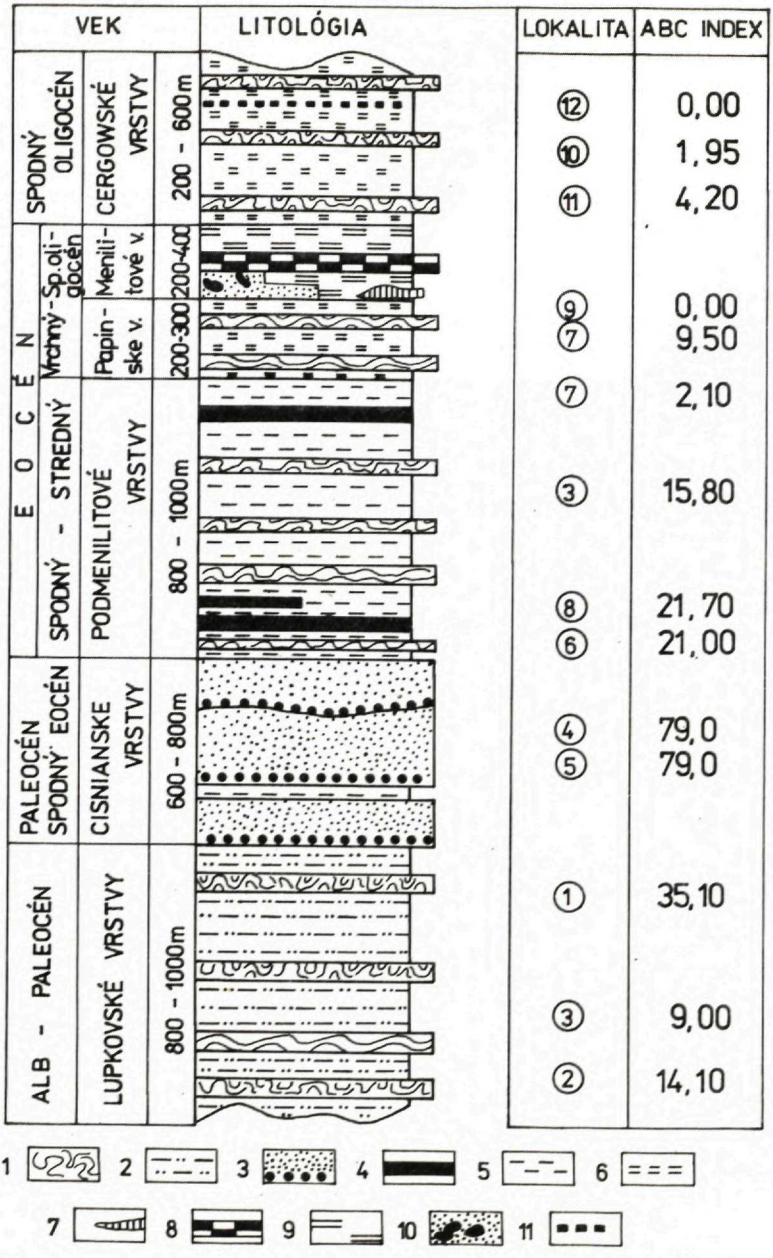


Obr. 4 Mapka študovaných lokalít
1. Topoľa, 2. Hlboký Potok, 3. Nižná Jablonka, 4. Zboj, 5. Krásny Brod, 6. Vydraň, 7. Zbudská Belá, 8. Svetlice, 9. Hostovice, 10. Habura, 11. Čertižné, 12. Ňagov.

Profily Hlboký potok a Nižná Jablonka (obr. 4, 6, tab. 1) sú typickými reprezentantmi lupkovských vrstiev v dukelskej jednotke. Pieskovce na uvedených profiloch sa vyznačujú pomerne nízkym zastúpením intervalu A (tab. 1) a vysokým zastúpením intervalu C. Aj priemerná hrúbka pieskovcov pri porovnaní s profilom Topoľa je menšia (16,5 a 14,5 cm). Podstatne väčšia je priemerná hrúbka ílovcov (interval E) — 40,4 cm a 19,7 cm. Pomer pieskovcov k ílovcom (P :I) je 0,36 a 0,73. Hodnoty indexu ABC sú 14,10 a 9,00 (tab. 1).

Cisnianske vrstvy

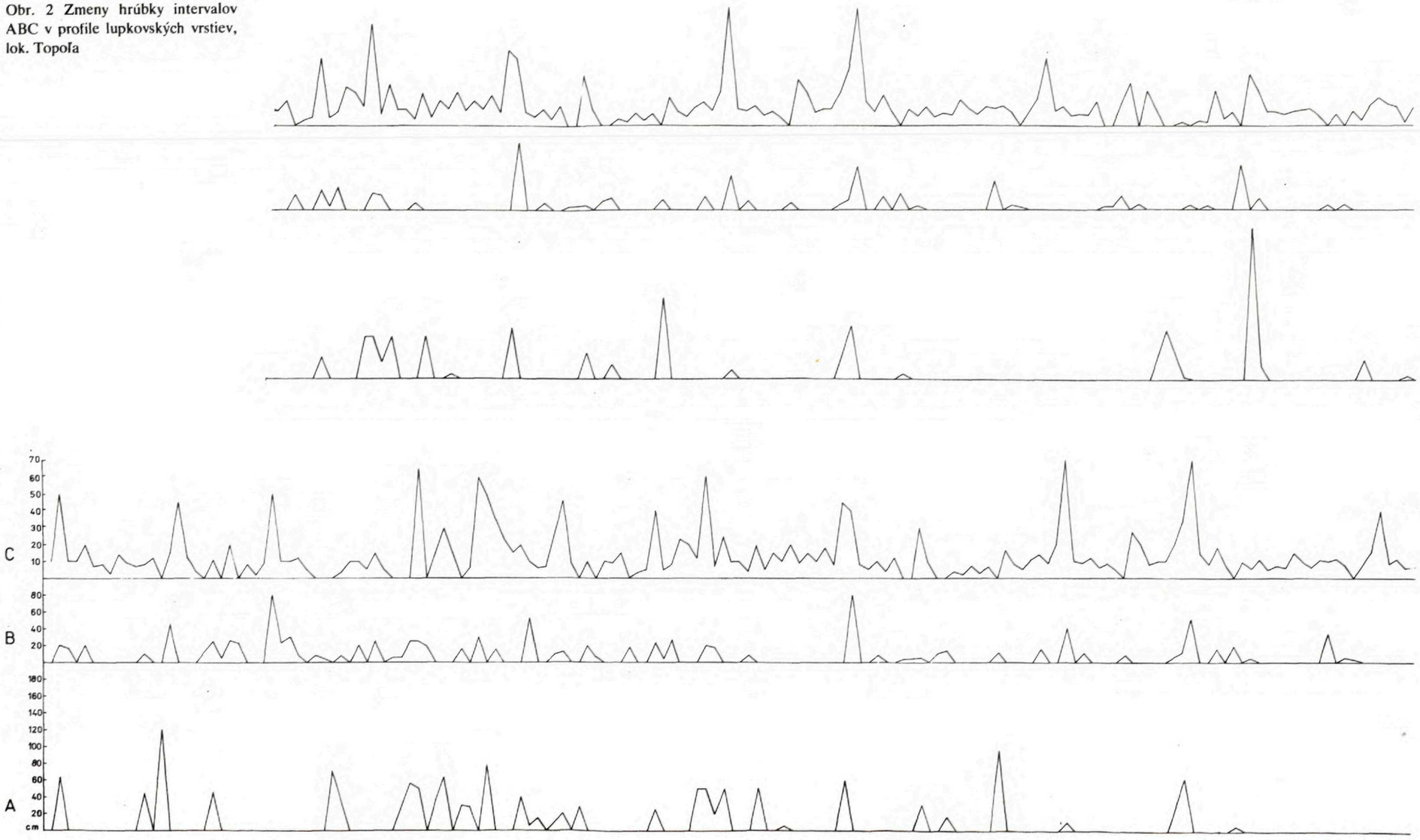
V neprerušenej stratigrafickej postupnosti vystupujú nad lupkovskými vrstvami. Tvorí ich pieskovcový flyš (obr. 5). Pieskovce sú zastúpené drobami a drobovými pieskovcami. Striedajú sa s piesčitými ílovcami. Drobnozrnné zlepence buď tvoria šošovky uprostred piesčitých lavíc, alebo sa koncentrujú na ich báze v gradačne zvrstvených intervaloch. V súvrství sa vyskytujú aglutinované mikrofauny z hranice



Obr. 5 Schematický litologický profil dukelskou jednotkou

1. jemnozrnné pieskovce a siltovce konvolútne laminované; 2. sivé a čierne vápnité ílovce; 3. gradačne zvrstvené pieskovce; 4. pestré vrstvy; 5. ílovce zelenej a sivej farby; 6. vápnité ílovce sivej farby; 7. pelokarbonáty; 8. rohovce; 9. ílovce červenej a hnedej farby; 10. pieskovce zo Mszanky; 11. tylawské vápence.

Obr. 2 Zmeny hrúbky intervalov ABC v profile lupkovských vrstiev, lok. Topoľa



kriedy a paleocénu. V sv. časti dukelskej jednotky sú hrubé až 1000 m, pri j. okraji jednotky 200—400 m.

Profil Zboj (obr. 4, 7, tab. 1) má vysoké percentuálne zastúpenie vrstiev začínajúcich intervalom A. Je tu aj najväčšia priemerná hrúbka pieskovcov — 104,4 cm. Pomer P:I je 8,4.

Profil Krásny Brod (obr. 4, 7, tab. 1) má vyššie percentuálne zastúpenie vrstiev začínajúcich intervalom A, menšiu priemernú hrúbku pieskovcov (69,4 cm), o niečo väčšiu priemernú hrúbku ílovcov (19,1 cm) než profil Zboj. Ako vyplýva z tab. 1, hodnota indexu ABC je v oboch skúmaných profiloch zhodná — 79,00.

Podmenlitové vrstvy

Cisnianske vrstvy prechádzajú v nadloží do hrubého drobnorytmického flyšu podmenilitových vrstiev, ktoré charakterizuje mnohonásobné striedanie úlovcov sivej, zelenej a červenej farby s pieskovcami. Na základe podrobného petrografického štúdia konštatujeme, že podobne ako v kriedových postupnostiach, aj v podmenilitových vrstvách z klastických sedimentov dominujú jemnozrnné pieskovce (49 %) a siltovce (21 %) nad strednozrnnými (16 %) a hrubozrnnými pieskovcami (14 %). Podľa petrografickej klasifikácie prevládajú drobové pieskovce nad kremennými pieskovcami, drobami a arkózami. Červené ílovce sa miestami sústreďujú na báze súvrstvia (Runina). Na severozápade dukelskej jednotky vo vráse Brincovej tvoria dva horizonty v spodnej a vyššej časti profilu, v niektorých štruktúrach chýbajú. V oblasti na Z od údolia Cirochy sme v podmenilitových vrstvách zistili zvýšený obsah kremenných pieskovcov s glaukonitom. Podmenilitové vrstvy sú 800—1000 m hrubé, ich paleocénny až strednoecénny vek bol doložený spoločenstvom aglutinovaných foraminifer.

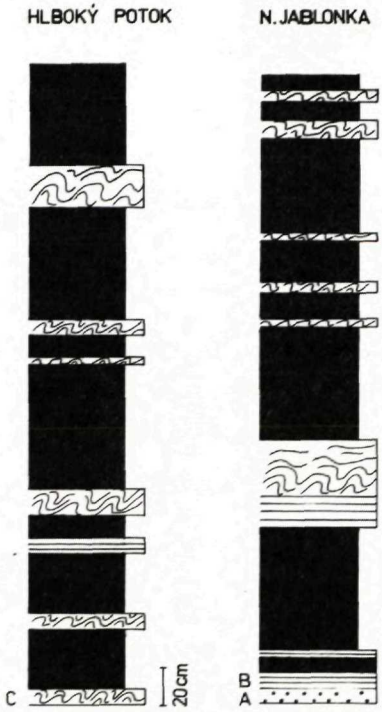
Profil Vydraň (obr. 4, 8, tab. 1) má zo študovaných profilov v podmenilitových vrstvách najvyššie percentuálne zastúpenie vrstiev začínajúcich intervalom A (19,0 %, tab. 1). Dominuje interval C. V tomto profile je aj najvyššia priemerná hrúbka pieskovcov (19,3 cm). Pomer P:I je 1,35. Hodnota indexu ABC je 21,00.

Profil Zbudská Belá (tab. 1) nemá vyvinutý interval A. Nízkym percentom je zastúpený interval B. Dominuje interval C. V profile je najnižšia priemerná hrúbka pieskovcov z celej dukelskej jednotky (2,8 cm, tab. 1). To isté platí aj pre ílovce (7,8 cm, tab. 1). Hodnota pomeru P:I je 0,36. Hodnota ABC indexu je veľmi nízka — 2,10.

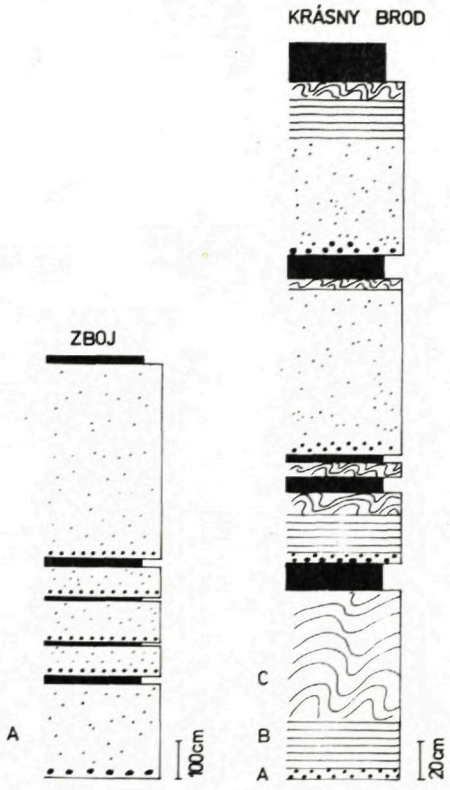
Profil Svetlice (obr. 4, 8, tab. 1). Vyznačuje sa nízkym percentuálnym zastúpením intervalu A. Percentuálne zastúpenie vrstiev začínajúcich intervalom B je najvyššie v celej dukelskej jednotke (35,8 %). Priemerná hrúbka pieskovcov je 9,7 cm. Priemerná hrúbka ílovcov je 22 cm. Pomer P:I je 0,44. Hodnota ABC indexu je 21,70.

Profil Nižná Jablonka (obr. 4, 8, tab. 1) vyznačuje sa dominujúcim zastúpením

Obr. 6—10 Schematické litologické profily s vyznačením interných sedimentárnych textúr (intervalov A. H. Boumu)
Čiernym je vyznačený interval (E) ílovce. Lokalizácia je vyznačená nad profilom.



Obr. 6 — lupkovské vrstvy.



Obr.7 — cisnianske vrstvy.

intervalu C. Priemerná hrúbka pieskovcov je 11,8 cm ílovcov 23,2 cm. Hodnota pomeru P:I je 0,50. Hodnota ABC indexu je 15,80.

Papínske vrstvy

Predstavujú vrchnoeocénny člen litologického profilu, najmä sz. časti dukelskej jednotky. Vo v. časti dukelskej jednotky boli zistené len v synklinále Kalnej Roztoky. V darskej štruktúre je ich vystupovanie problematické. Súvrstvie je v práci T. Koráb—T. Ďurkovič (1978) novo definované ako drobnorytmický vápenný flyš s ílovcami svetlých faieb a s vložkami ílovcov menilitového typu, ktoré sa striedajú s vápnitými siltovcami, jemnozrnnými pieskovcami a organodetritickými vápencami. V papínskych vrstvách sme nezistili prejavy zmiešania magurských a krosnenských fácií, ako to predpokladá ich pôvodná definícia (B. Lešku—O.

Samuel 1968). Na základe litologického vývoja a mikrofaunistického obsahu je súvrstvie flyšovým ekvivalentom globogerínových slieňov a najstarším členom menilitovo-krosnenskej série (T. Koráb—J. Kotlarczyk 1977). Hrúbka papínskych vrstiev je 50—300 m.

Profil Zbudská Bela (obr. 4, 9, tab. 1) sa vyznačuje dominujúcim zastúpením intervalu C. Zvýšenú časť tvorí interval B, interval A chýba. Priemerná hrúbka pieskovcov je 6,7 cm, ílovcov 33,6 cm. Pomer P:I je 0,20. Hodnota indexu ABC je 9,50.

Profil Hostovice (obr. 4, 9, tab. 1) sa vyznačuje chýbaním intervalov A i B. Identifikovaný bol len interval C (100 %). Priemerná hrúbka pieskovcov je 6,3 cm, ílovcov 54,9 cm. Pomer P:I je 0,10. Hodnota ABC indexu je nulová.

Cergowské vrstvy

Sú najmladším spodnooligocénnym vrstevným celkom dukelskej jednotky. Tvoria ich sivé, okrovohnedé a tmavé ílovce, ktoré sa striedajú s vápennými pieskovcami a siltovcami. Súvrstvie bolo v starších prácach označované ako krosnenské vrstvy. Nález korelačného horizontu laminovaných tylawských vápencov a detailný výskum stratigrafie dovoľujú porovnať skúmané vrstvy so starším vrstevným celkom menilitovo-krosnenskej série flyšových Karpát s cergowskými vrstvami. Skúmané vrstvy v medzilaboreckej synklinále sú hrubé 800—900 m. V ďalších štruktúrach vystupujú iba ich nižšie časti v hrúbke 100—200 m.

Profil Habura (obr. 4, 10, tab. 1) sa vyznačuje chýbaním intervalu A. Interval B je vyvinutý rudimentárne. Dominuje interval C. Priemerná hrúbka pieskovcov je 4,2 cm, ílovcov 9,0 cm. Priemer P:I je 0,46. Hodnota indexu ABC je 1,95.

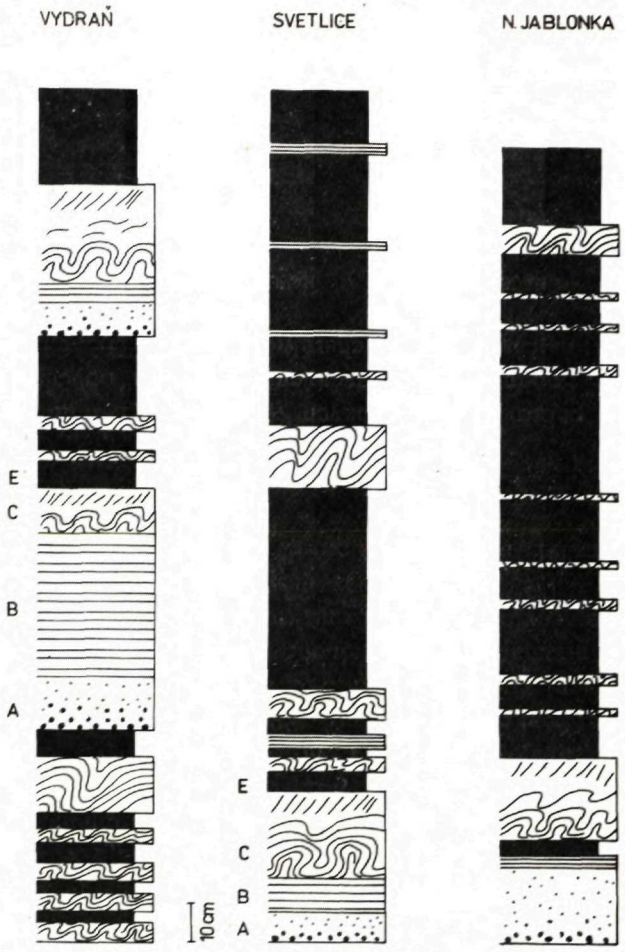
Profil Čertižné (obr. 4, 10, tab. 1) sa vyznačuje sporadickým intervalom A, chýbaním intervalu B a dominujúcim zastúpením intervalu C (95,8 %). Priemerná hrúbka pieskovcov je 3,1 cm, ílovcov 22,6 cm. Priemer P:I je 0,13. Hodnota indexu ABC je 4,20.

V profile Ňagov (obr. 4, 10, tab. 1) chýbajú intervaly A i B. Prítomný je len interval C (100 %). Priemerná hrúbka pieskovcov je 3,0 cm, ílovcov 18,00 cm. Pomer P:I je 0,16. Hodnota indexu ABC je nulová.

Proximálny a distálny flyš

V rámci flyšovej formácie možno vyčleniť určité typy flyšu (fácie), ktoré sa odlišujú od seba charakterom zvrstvenia, zrnitosťou, vystupovaním, resp. chýbaním určitých textúrnych znakov atď. Rozloženie týchto fácií v priestore sa dnes všeobecne považuje za funkciu vzdialenosti od zdrojovej zóny (N. B. Vassojevič 1958, R. Marschalko—A. Radomski 1960, A. H. Bouma 1962).

Bezprostredne v blízkosti zdrojovej zóny vzniká proximálny flyš (zlepencový



Obr. 8. — podmenilitové vrstvy.

a pieskovcový flyš podľa N. B. Vassojeviča 1958). Tento podľa stupňa vzďaľovania sa od zdrojovej zóny prechádza do normálneho flyšu a tento zasa s rastúcou vzdialenosťou od zdrojovej zóny do flyšu distálneho (subflyšu podľa N. B. Vassojeviča l. c.).

Proximálny flyš

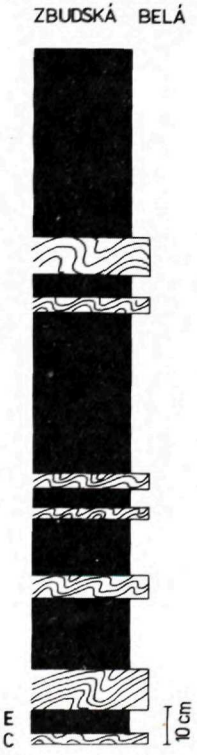
Vyznačuje sa prevahou zlepencov (zlepencový flyš). O niečo ďalej od zdrojovej zóny je flyš pieskovcový. Ílovce sú zastúpené podradne. Pieskovcové vrstvy sú hrubé, často bez vnútorných textúr; hrubšie zrná bývajú rozptýlené v celej hrúbke vrstvy. Gradačný interval, ak je prítomný, býva slabo zvýraznený, chýbajú vyššie jemnozrnnejšie členy. Gradačné cykly vystupujú najčastejšie vo forme A, AB, ABC, BC.

Hrubé vrstvy pieskovcov ležia často bezprostredne na sebe, bez ílovcových členov. Často sa vyskytujú rozmyvy na báze aj v strede vrstiev. Obecne sa vyskytujú útvary, ktoré majú charakter fluxoturbiditov; poukazujú na transport v podmienkach autosuzpenzií.

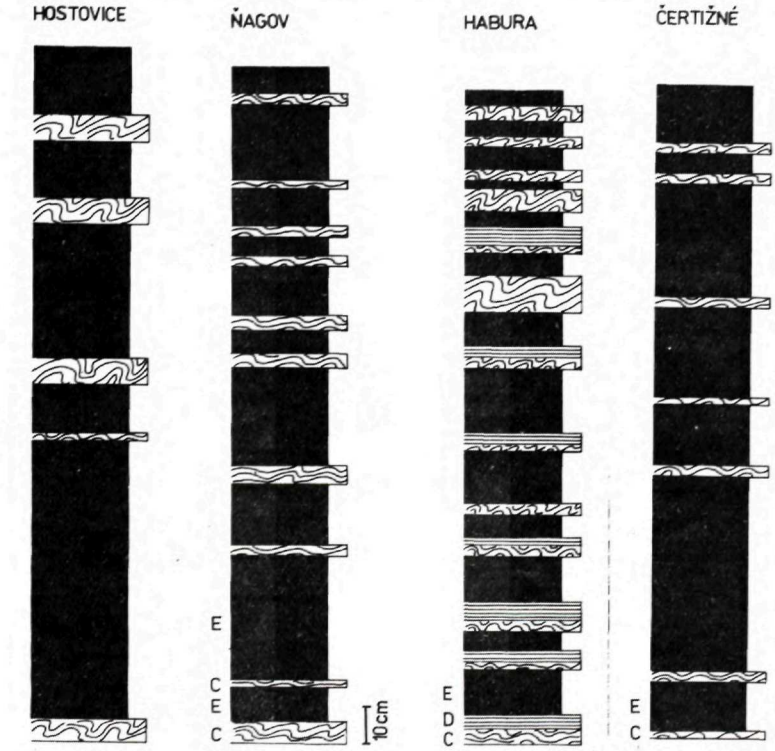
Podľa stupňa vzďalovania sa od zdrojovej zóny, medzi hrubolavicovitými vrstvami pieskovcov začínajú sa objavovať tenké vložky ílovcov. Pieskovce častejšie majú dobre zvýraznené gradačné zvrstvenie (hlavne intervaly AC, alebo ABC — pieskovcový flyš). Tento typ sedimentu prechádza do normálneho flyšu. Tento je tvorený strednolavicovitými, resp. tenkolavicovitými pieskovcami, ktoré alternujú s ílovcami obdobnej hrúbky. Gradačný interval je výrazný, prevažujú sekvencie typu A, ABC, BC, zakončené pelitickým členom DE, alebo intervalom E.

Distálny flyš

Vyznačuje sa väčšou hrúbkou pelitov než klastických sedimentov. Dominujú jemnozrnné pieskovce a siltovce. Spodné členy gradačných sekvencií sú obyčajne zredukované, alebo sú neobecné; najčastejšie majú charakter BCDE, CDE, CE.



Obr. 9 — papínske vrstvy.



Obr. 10 — cergowské vrstvy.

Tab. 2 Charakteristické znaky proximálneho a distalného flyša (R. G. Walker 1967, R. Gradzinski — A. Kostecká — A. Radomski — R. Ungur 1976)

Charakteristika	proximálny flyš	distálny flyš
lavice pieskovcov	hrubé	tenké
mocnosť pieskovcov	časté zmeny	stála
sediment	hrubozrnný	jemnozrnný
viacnásobné gradačné zvrstvenie	časté	zriedkavé
rozmyvy vo vnútri lavíc	časté	chýbajú
hodnota pomeru P:I	vysoká	nízka
vrstvy ílovcov	málo mocné alebo chýbajú	hojne zastúpené
gradačné zvrstvenie	chýba, alebo slabo zvýraznené	dobre zvýraznené
horná strana pieskovcových lavíc	často ostrá, hodne sekvencií AE	neostrá, sekvencie AE zriedkavé
laminácia a šikmé zvrstvenie malých rozmerov	zriedkavé	časté
synsedimentárne deformácie vrstiev, sklzové textúry	časté	zriedkavé
konglomeráty typu pebble mudstones	časté	veľmi zriedkavé
hodnota indexu ABC	vysoká	nízka

Mimo zásahu turbiditných prúdov vznikajú vo flyšových postupnostiach pelagické sedimenty. Tieto vznikajú medzi lavicami pieskovcov vytvorených turbiditnými prúdmi. Tvoria obyčajne najväčšiu časť intervalu E. Od spodnejšej časti intervalu E, na vzniku ktorého sa uplatnil ešte vplyv kalových prúdov, sa odlišujú tvarom granulometrickej krivky (A. Radomski 1960) a často náhlym zvýšeným obsahom pelagických foraminifer.

Distálny a proximálny flyš sa odlišuje aj asociáciou hieroglyfov, či už organického alebo mechanického pôvodu. V proximálnom flyši medzi zriedkavými výskytmi hieroglyfov organického pôvodu sú v prevahe formy patriace do skupiny *Zoophycos*. V sedimentoch vzdialenejších od zdrojovej zóny tieto formy ustupujú a prevládajú radiálne a meandrovité stopy patriace do skupiny *Pascichnia*. Pre distálny flyš sú charakteristické formy *Fodinichnia* (skupina *Nereites*).

Z mechanoglyfov na spodnej strane vrstevných plôch sú pre proximálny flyš charakteristické stopy po činnosti prúdov (scour marks), pre distálny flyš mechanoglyfy typu „tool marks" (t. j. stopy, ktoré vznikli kontaktom, nárazom rôznych predmetov nesených v prúde, porov. S. Dzulyński—J. E. Sanders 1962). Charakteristické znaky proximálneho a distálneho flyšu sú v tab. 2.

Zhodnotenie výsledkov

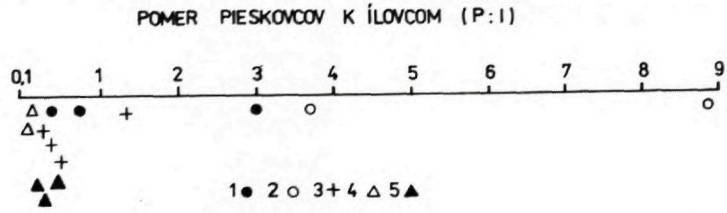
Vo vyčlenených sekvenciách dukelskej jednotky sme na viacerých lokalitách (obr. 4) analyzovali interné sedimentárne textúry turbiditov podľa A. H. Boumu (l. c.). Výsledky štatistického spracovania sú v tab. 1. Vypočítali sme index proximality podľa R. G. Walkera (1967), ako aj pomer pieskovcov k ílovcom v každom študovanom profile.

Ako vyplýva zo získaných výsledkov (tab. 1), vo väčšine študovaných vrstiev dukelskej jednotky sú pomerne nízke hodnoty indexu proximality. Nulové hodnoty sú vo vrstvách papínskych (lok. Hostovice) a cergowských (lok. Ňagov). Najvyššie hodnoty indexu ABC sú v cisnianskych vrstvách, ktoré predstavujú pieskovcový paket v podloží aj nadloží ohraničený drobnorytmickými sekvenciami distálneho flyšu.

Priemerné hodnoty indexu proximality vypočítané z jednotlivých profilov pre súvrstvia dukelskej jednotky sú: vrstvy cergowské 2,0, papínske 4,7, podmenilitové 15,1, lupkovské 19,4, cisnianske 79,0. Všeobecne index proximality vzrastá smerom od mladších súvrství k starším.

Ako uvádza J. P. B. Lovell (1970), pomer pieskovcov k ílovcom (P:I) je jeden z najcitlivejších indikátorov proximality. Jeho štúdium má značné výhody oproti niektorým iným metodickým postupom. Vnútorná usporiadanosť vrstvy je niekedy ťažko pozorovateľná, hlavne v zle odkrytých terénoch. Pomer P:I sa dá však pomerne ľahko zistiť a aj chyby pri interpretácii sú pomerne menšie (niekedy je obtiažne presne identifikovať typ Boumových sekvencií). Väčšina geológov neurobí chybu pri opise hornín pieskovce-ílovce v teréne. Ďalšou výhodou štúdia pomeru P:I je, že sa dá použiť aj pri metamorfovaných horninách, ktoré si zachovali znaky pôvodných turbiditov.

Otázka možnosti číselnej klasifikácie turbiditov na základe hodnoty pomeru P:I je zatiaľ otvorená. Je pravdepodobné, že hodnotu pomeru P:I nemožno považovať za absolútnu hodnotu proximality, nakoľko táto nezávisí len na vzdialenosti turbiditných prúdov od zdrojovej oblasti, ale aj na iných faktoroch. Charakter zdrojovej zóny a topografia sedimentačného bazénu majú pravdepodobne významnú úlohu a majú vplyv na hodnotu P:I.



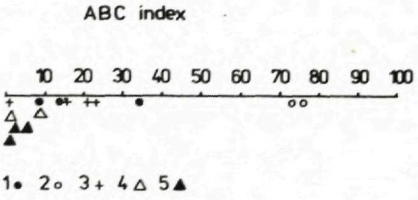
Obr. 11 Grafické znázornenie pomeru pieskovcov k ílovcom na skúmaných lokalitách v dukelskej jednotke: vrstvy — 1. lupkovské, 2. cisnianske, 3. podmenilitové, 4. papínske, 5. cergowské.

Pre skúmané sekvencie dukelskej jednotky sme vyhodnotili pomer P:I pre každé súvrstvie (tab. 1). Získané hodnoty sme znázornili graficky (obr. 11). Obdobným spôsobom sme na číselnej osi graficky vyhodnotili aj získané hodnoty indexu ABC (obr. 12). Je zaujímavé, že oba diagramy opticky spolu veľmi dobre koincidujú. Projekčné body väčšiny študovaných súvrství sa sústreďujú pri nižších hodnotách ako indexu ABC, tak aj pomeru P:I (obr. 11, 12). V oboch diagramoch vidieť extrémne hodnoty pieskovcového flyšu cisnianských vrstiev.

Z našich výskumov vyplýva, že obe metódy, t. j. metóda indexu ABC a hodnota pomeru P:I, dávajú zhodné výsledky, a to hlavne pri štúdiu drobnorytmických sekvencií distálneho flyšu.

Priemerná hrúbka pieskovcov je považovaná za funkciu objemu (množstva) piesčitého materiálu neseného v priemernom turbiditnom prúde v každej skúmanej sekvencii. Údaje o primernej hrúbke pieskovcov v jednotlivých súvrstviach dukelskej jednotky sme porovnali s hodnotami indexu ABC (obr. 13). Projekcie bodov v diagrame naznačujú lineárny trend. Konštatujeme, že ak vzrastajú priemerné hrúbky pieskovcov v dukelskej jednotke, stúpa aj hodnota indexu proximality. Vrstvy, ktoré sa vyznačujú najnižšou priemernou hrúbkou pieskovcov, majú najnižší index proximality.

Skúmaná závislosť má výrazný lineárny trend hlavne v postupnostiach drobnorytmického distálneho flyšu (pre hodnotu indexu ABC 35,00 a priemernú hrúbku

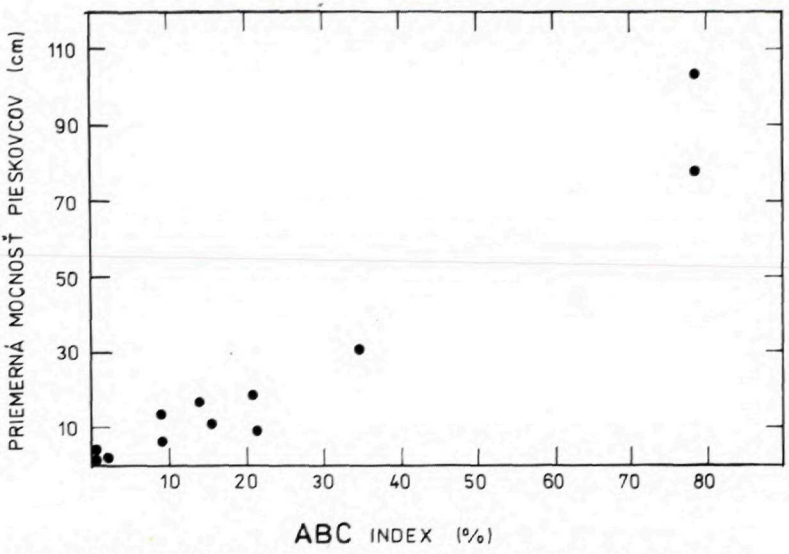


Obr. 12 Grafické znázornenie indexu ABC na číselnej osi: vrstvy — 1. lupkovské, 2. cisnianske, 3. podmenilitové, 4. papínske, 5. cergowské.

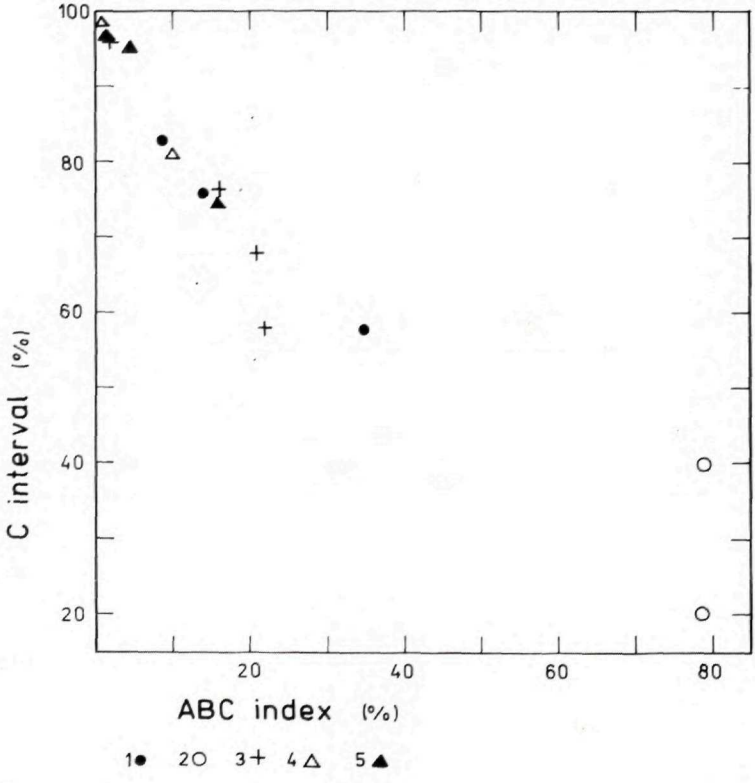
pieskovcov okolo 30 cm; obr. 13). Dva excentrické body v pravej hornej časti diagramu predstavujú hodnoty pieskovcového flyšu cisnianskych vrstiev.

Z interných sedimentárnych textúr v študovaných sekvenciách dukelskej jednotky dominuje interval C (A. Bouma l. c.). Jeho vzťah k indexu ABC ukazuje všeobecne lineárny trend. Percentuálne zastúpenie intervalu C v skúmaných sekvenciách (obr. 14) stúpa, ak sa znižuje hodnota indexu proximality. Obdobnú závislosť zitil aj R. G. Walker (1967).

V sekvenciách dukelskej jednotky sme zistili v podstate vyrovnané paleoprúdové podmienky. Zistili sme tri základné paleoprúdové systémy: pre vrstvy lupkovské a cisnianské s generálnou orientáciou prúdenia od SV na JZ, pre vrstvy podmenilitové a papínske a generálnou orientáciou prúdenia od JV na SZ, pre vrstvy cergowské s generálnou orientáciou od SZ na JV (T. Koráb—J. Nemčok—T. Ďurkovič—R. Marschalko 1962, T. Koráb—T. Ďurkovič 1973, 1978). Klastické sedimenty dukelskej jednotky sú reprezentované hlavne jemnozrnnými pieskovca-



Obr. 13 Vzťah medzi priemernou hrúbkou pieskovcov (cm) a indexom ABC.



Obr. 14 Vzťah medzi percentuálnym zastúpením (C) intervalu a indexom ABC: vrstvy — 1. lupkovské, 2. cisnianske, 3. podmenilitové, 4. papínske, 5. cergowské.

mi a siltovcami. Tieto skutočnosti, ako aj nízky index proximality, nízka hodnota pomeru pieskovcov k ílovcom vo väčšine sekvencií indikujú distálny charakter skúmaných sedimentov.

Diskutabilná je interpretácia pieskovcového flyšu cisnianskych vrstiev, ktorý je ohraničený podložným a nadložným distálnym flyšom. Podľa zvolenej metódy a na základe získaných výsledkov by mal reprezentovať proximálny flyš.

Predpokladáme, že zvýšený index proximality pieskovcového flyšu cisniansksch vrstiev môže byť najskôr indikátorom významných paleografických zmien na rozhraní kriedy a paleogénu. Na tomto rozhraní je vo viacerých jednotkách flyšových Karpát dokumentovaný zvýšený obsah pieskovcového flyšu.

Rekonštrukcia spôsobu zaplňovania flyšových žľabov, ktoré boli v procese tektogenézy extrémne redukované (aj v prípade flyšových Karpat), je značne obťažná.

Pieskovcový flyš cisnianskych vrstiev predstavujú masívne pieskovce a pieskovce so šmuhami zlepencov (pebbly sandstones). Túto asociáciu hornín dáva R. G. Walker (1978) do vrchnej časti stredného podmorského náplavového kužeľa (mid fan). Asociácia predstavuje proximálny flyš. Tektonické skrátenie dukelskej jednotky a púhe zvyšky pôvodných sedimentov, ktoré máme k dispozícii pre štúdium, nedovoľujú jednoznačne potvrdiť, alebo zamietnuť tento názor o jednosmernom zaplňovaní žľabu systémom podmorského náplavového kužeľa podľa R. G. Walkera (1978). Pri našich výskumoch sme zistili, že masívne pieskovce cisnianskych vrstiev nepredstavujú homogénnu pieskovcovú masu, ale sa striedajú s 20—30 m (extrémne až 200 m) hrubými vložkami drobnorytmického flyšu. Paleoprúdový obraz pieskovcov, ako aj vložiek drobnorytmického flyšu v nich, indikuje longitudinálny paleoprúdový vzor.

Z uvedených dôvodov nepredpokladáme, že nastali významné zmeny v morfológii pôvodného bazénu dukelskej jednotky. Pieskovcový flyš cisnianskych vrstiev považujeme za výsledok prínosu enormného množstva klastického materiálu do distálnej časti sedimentačného bazénu.

Do tlače odporučil J. Jablonský.

Literatúra

ALLEN, J. R. L. 1970: Physical processes of sedimentation. Unwin University Books, London, 1—248.

BOUMA, A. H. 1959: Some data on turbidites from the Alpes Martimes France. Geol. en Mijnobouw, 21, Amsterdam, 223—227.

BOUMA, A. H. 1962: Sedimentology of some flysch deposits: A graphic approach to facies interpretation. Elsevier, Amsterdam, 1—168.

DZULYNSKI, S.—SANDERS, J. E. 1962: Current marks on firm mud bottoms. Connecticut Acad. Arts Sci., 22, New Haven, 57—96.
GRADZINSKI, R.—KOSTECKA, A.—RADOMSKI, A.—UNRUG, R. 1976: Sedimentologia. Wydaw. Geol., Warszawa, 1—614.
KORÁB, T.—NEMČOK, J.—ĎURKOVIČ, T.—MARSCHALKO, R. 1962: Prehľadný výskum orientovaných sedimentárnych textúr vo flyši východného Slovenska, Geol. Zbor. Slov. Akad. Vied 13, Bratislava, 257—274.
KORÁB, T.—ĎURKOVIČ, T. 1973: Sedimentológia a paleogeografia podmenilitových vrstiev duklianskej jednotky. Geol. Práce, Správy 60, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 85—119.
KORÁB, T.—KOTLARCZYK, J. 1977: Mlodszy paleogen jednotki dukielskiej w Karpatach slowackich i proba jego powiazania z paleogenem polskim. Rocz. Pol. Tow. Geol. 47, 1, Krakow, 95—114.
KORÁB, T.—ĎURKOVIČ, T. 1978: Geológia dukelskej jednotky (Flyš východ. Slovenska). Mon. Ser., Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 7—197.
LEŠKO, B.—SAMUEL, O. 1968: Geológia flyšu východného Slovenska. Vydav. Slov. Akad. Vied, Bratislava, 1—256.
LOVELL, J. P. B. 1970: The paleogeographical significence of lateral variations in the ratio of sandstone to shale and other features of the Aberystwith Grits. Geol. Mag. 197, 2, London, 147—158.
MARSCHALKO, R.—RADOMSKI, A. 1960: Wstepne winiki badan nad kierunkiem transportu materialu w basenie fliszowym centralnych Karpat. Rocz. Pol. Tow. Geol. 30, Krakow, 259—272.
RADOMSKI, A. 1960: Remarks on sedimentation of shales in flysch deposits. Bull. Acad. Pol. Sc. Ser. geol. geogr. 8, Warshawa, 123—129.
SLACZKA, A.—UNRUG, R. 1976: Trends of textural and structural variation in turbidite sandstones: The Cergowa sandstone (Oligocene, outer Carpathians). Rocz. Pol. Tow. Geol. 46, 1—2, Krakow, 55—75.
VASSOJEVIČ, N. B. 1958: Der Flysch — eine geohistorische Formation. Ecl. Geol. Helv. 51, Basel, 1152—1154.
WALKER, R. G. 1967: Turbidite sedimentary structures and their relationship to proximal and distal sedimentary environments, J. Sed. Petrol. 37, Tulsa, 25—43.
WALKER, R. G. 1978: Deep-water sandstone facies and ancient submarine fans: Models for exploration for stratigraphic traps. Amer. Assoc. Petrol. Geologists Bull. 65, Tulsa, 932—966.

Tibor Ďurkovič—Tomáš Korab

Study of proximality of sediments in Dukla unit (East-Slovakian Flysch)

Summary

In selected bed sequences of the Dukla unit at several localities (Fig. 4) the internal sedimentary structures of turbidites were analyzed according to A. H. Bouma (l. c.). Statistical data are in Tab. 1. We also calculated proximality index by R. G. Walker's (1967) method and the sandstone/shale ratio in each profile studied.

The resulting data (Tab. 1) show that in most beds studied in the Dukla unit the values of the proximality index are comparatively low. The Papín beds (locality Hostovice) and the Cergowa beds

(locality Ňagov) show null values. The highest values of the ABC 'index concern the Cisna beds representing sandstone packet in both the overlier and basement fringed by fine-rhythmical sequences of the distal flysch.

The average values of the proximality index calculated from the individual profiles for the sequences of the Dukla unit are: the Cergowa beds 2,0, the Papín beds 4,7, Submenilite 15,1, Lupkov beds 19,4, the Cisna beds 79,0. Generally, the proximality index increases from younger to older beds.

J. P. B. Lovell (1970) ragards the sandstone (shale ratio as one of the most sensitive indicators of proximality. In contrast to other methods the study of the ratio is markedly more favourable. Sometimes the internal arrangement of a bed is difficult to observe, particularly in poorly exposed areas. The sandstone/shale ratio may be easily found and erroneous interpretation is less probable (in some cases it is difficult to identify accurately the type of Bouma sequences). As a rule, geologists make no mistakes in describing sandstones and shales in field. The sandstone/shale ratio is also applicable for metamorphosed rocks with characters of original turbidites.

The question of possible numeric classification of turbidites, based on the value of the sandstone/shale ratio is still open. It is very likely that the value of the sandstone/shale ratio cannot be regarded as the absolute value of proximality, since it is controlled also by other factors besides the distance of turbidity currents from the source area. Character of the source zone, topography of sedimentation basin may possibly be significant and affect the sandstone/shale ratio. In the Dukla unit the sandstone/shale ratio was valuated for each sequence studied (Tab. 1).The values this obtained are plotted in a graph (Fig. 11) as well as the values of ABC index (Fig. 2). Interestingly, both diagrams coincide well optically. Projection points of most sequences under study concentrate around lower values of both the ABC index and the sandstone/shale ratio (Fig. 11, 12). The two diagrams show extreme values resulting from the study of the sandstone flysch in the Cisna beds.

It follows that the two methods i. e. the method of ABC index and valuation of sandstone/shale ratio give conformable results, especially when fine-rhythmical sequences of distal flysch are concerned.

Data on the average thickness of sandstone in the individual sequences of the Dukla unit were compared with the values of ABC index (Fig. 13). Projection points in the diagram indicate a linear trend. With the increasing average thickness of sandstones in the Dukla unit the value of proximality increases as well. Beds with the smallest average thickness of sandstones have the lowest proximality index.

The linear trend is particularly conspicuous in sequences of fine-rhythmical distal flysch (at ABC index = 35,00 and average thickness of sandstones about 30 cm, Fig. 13). The two excentric points in the right top part of the diagram represent sandstone flysch sequences of the Cisna beds.

Among internal sedimentary structures in the sequences under study the C interval (A. H. Bouma l.c.) is dominant. Its relation to ABC index shows generally linear trend. Percentage of C interval (Fig. 14) increases with the decreasing value of proximality index. R. G. Walker (1967) revealed an analogous relation.

In the sequences studied in the Dukla unit are practically balanced paleocurrent conditions. We have distinguished three principal paleocurrent systems: one with general orientation from NE to SW — for the Lupkov and the Cisna beds; a paleocurrent system oriented generally from SE to NW — for the Submenilite and the Papín beds; and a NW–SE oriented paleocurrent system for the Cergowa beds (T. Koráb—J. Nemčok—T. Ďurkovič—R. Marschalko 1962; T. Koráb—T. Ďurkovič 1973, 1978). Clastic sediments of the Dukla unit are dominantly represented by fine-grained sandstones and siltstones. The facts, low proximality index, and a low value of the sandstone/shale ratio in most sequences, indicate the distal character of the sediments studied.

Discussible is interpretation of the sandstone flysch of the Cisna beds, confined by underlying and overlying distal flysch. According to the method applied and the data obtained, it should represent proximal flysch.

The increased proximality index of the sandstone flysch of the Cisna beds can possibly be indicative of significant paleogeographic changes on the Cretaceous/Paleogene boundary. On the boundary an

increased amount of the sandstone flysch has been revealed in all units of the flysch Carpathians. It is very difficult to reconstruct the mode of filling of flysch troughs extremely reduced by tectogenetic processes (this is also the case of the Flysch Carpathians).

The sandstone flysch of the Cisna beds is represented by massive sandstones and sandstones with conglomerate streaks (pebbly sandstones). R. G. Walker (1978) ranged the rock association to the upper part of the submarine mid fan. It represents the proximal flysch. Tectonic shortening of the Dukla unit and remnants of the original sediments at our disposal prevent unambiguous acceptance or rejection of the opinion about unidirectional filling of a trough by a system of submarine fan according to R. G. Walker (1978). Our investigations show that massive sandstones of the Cisna beds are no homogeneous sandstone mass but they alternate with 20—30 m (exceptionally 200 m) thick intercalations of fine-rhythmical flysch.

Paleocurrent pattern of sandstones including intercalations of fine-rhythmical flysch indicates a longitudinal paleocurrent system.

This is why we do not assume any significant changes in morphology of the original basin of the Dukla unit. Sandstone flysch of the Cisna beds is a product of transport of enormous amount of clastic material into the distal part of the sedimentation basin.

Explanations of Figures 1—14

Fig. 1 Change of bed profile, caused by sedimentation from turbidity current, in direction of its advance. ABCDE — A. H. Bouma's (1962) intervals. Modified according to J. R. L. Allen (1970).

Fig. 2 Changes in thickness of ABC intervals in the profile of the Lupkov beds. Locality Topoľa.

Fig. 3 ABC diagram after R. G. Walker (1967). Each sequence of the Dukla unit is marked with a projection point in the diagram based on percentage of beds commencing with intervals A, B, C. Internal division of the diagram reflects the current regimes. In the diagram the Field I represents the lower flow regime. Fields II and III — the upper flow regime. The field III is representative of a higher flow regime than the field II. Localities: Lupkov beds: 1. Hlboký Potok, 2. Topoľa, 3. Nižná Jablonka. Cisna beds: 1. Zboj, 2. Krásny Brod. Submenilite beds: 1. Nižná Jablonka, 2. Osadné, 3. Svetlice, 4. Vydraň. Papín beds: 1. Zbudská Belá, 2. Hostovice. Cergowa beds: 1. Habura, 2. Čertižné, 3. Ňagov.

Fig. 4 Map of localities studied. 1. Topoľa, 2. Hlboký Potok, 3. Nižná Jablonka, 4. Zboj, 5. Krásny Brod, 6. Vydraň, 7. Zbudská Belá, 8. Svetlice, 9. Hostovice, 10. Habura, 11. Čertižné, 12. Ňagov.

Fig. 5 Schematic lithological profile of the Dukla unit. 1. fine-grained sandstones and siltstones with convolute lamination, 2. grey and black calcareous shales, 3. graded-bedded sandstones, 4. variegated beds, 5. green and grey shales, 6. grey calcareous shales, 7. pelocarbonates, 8. cherts, 9. black and brown shales, 10. Mszanka sandstones, 11. Tylawa limestones.

Fig. 6—10 Schematic lithological profiles with internal sedimentary structures marked (A. H. Bouma's intervals): black for the interval (E) — shales. Location is above the profile. Fig. 6 Lupkov beds, Fig. 7 Cisna beds, Fig. 8 Submenilite beds, Fig. 9 Papín beds, Fig. 10 Cergowa beds.

Fig. 11 Graphical illustration of the sandstone/shale ratio at the localities studied in the Dukla unit: 1. Lupkov beds, 2. Cisna beds, 3. Submenilite beds, 4. Papín beds, 5. Cergowa beds.

Fig. 12 Graphical illustration of ABC index: 1. Lupkov beds, 2. Cisna beds, 3. Submenilite beds, 4. Papín beds, 5. Cergowa beds.

Fig. 13 Relation of the average sandstone thickness (cm) to ABC index.

Fig. 14 Relation of percentage of the (C) interval to ABC index. 1. Lupkov beds, 2. Cisna beds, 3. Submenilite beds, 4. Papín beds, 5. Cergowa beds.

Translated by E. Jassingerová.

Geologické práce, Správy 73, s. 111—160, Geologický Ústav Dionýza Štúra, Bratislava, 1979

Jozef Salaj—Ondrej Samuel

Chronostratigrafia vrchnej kriedy a jej aplikácia na Západné Karpaty

16 tab.

Abstract. The authors treat chronostratigraphic units of the Upper Cretaceous (Cenomanian—Maastrichtian). Described are the history of the units and criteria for distinguishing the units in the West Carpathians on the ground of the latest biostratigraphical data on stratotypes and hypostratotypes (of Tunisia) with macro- and microfauna.

Úvod

Problematika, s ktorou sa v predloženom príspevku zaoberáme, nadväzuje na práce E. Köhlera—O. Samuela (1977) a K. Borzu—E. Köhlera—O. Samuela (1978) o súčasných chronostratigrafických trendoch v kriede a paleogéne so zreteľom na aplikáciu v Západných Karpatoch. Keďže sa títo autori zaoberali len spodnou kriedou, uvedieme historický prehľad, ako aj súčasný stav názorov na chronostratigrafiu vrchnej kriedy. V tejto súvislosti treba však poznamenať, že kriedu chápeme v zmysle „dvojstupňového" delenia. Názormi rozdelenia kriedy na dve, resp. tri neformálne chronostratigrafické jednotky sa podrobne zaoberá K. Borza—E. Köhler—O. Samuel (1978), nebudeme sa teda touto problematikou bližšie zaoberať. Pre úplnosť však uvádzame, že delenie kriedy na spodnú (berias—alb) a vrchnú (cenoman—mástricht) sa vo svetovej literatúre používa oveľa bežnejšie než trojdielne členenie (spodná = berias—apt; stredná = alb—turón; vrchná = koňak—mástricht), ktoré nie je po obsahovej stránke vždy jednotne chápané.

Stupne vrchnej kriedy boli stanovené, podobne ako väčšina stupňov iných útvarov, už v minulom storočí na biostratigrafickom základe zodpovedajúcom stavu vtedajších poznatkov. Hoci sa postupne biostratigrafia spresňovala, dodnes je korelácia s chronostratigrafickými jednotkami veľmi obťažná, lebo stratotypy vrchnej kriedy sú veľmi chudobné na amonity alebo iné fosílne skupiny planktonic-

RNDr. J. Salaj, CSc., RNDr. O. Samuel, DrSc., Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 809 40 Bratislava

Tab. 1. Amonitové biozóny vrchnej kriedy (podľa Ch. Pomerola 1975)

Stupne	podstupne	Biozóny
mástricht	vrchný	*Sphenodiscus acutidorsatus*
	spodný	*Pachydiscus neubergicus*
kampán	vrchný	*Hoplitoplacenticeras vari*
	stredný	*Delawarella delawarensis*
	spodný	*Anapachydiscus arrialoorensis*
		Bevahites bevahensis
santón	vrchný	*Placenticeras syrtale*
	stredný	*Muniericeras lapparenti*
	spodný	*Texanites texanus*
koňak	vrchný	*Gauthiericeras margae*
	stredný	*Barroisiceras haberfellneri*
	spodný	*Peroniceras tricarinatum*
turón	vrchný	*Romaniceras deveriai*
	stredný	*Mammites nodosoides*
	spodný	*Vascoceras durandi*
cenoman	vrchný	*Calycoceras crassum*
		Calycoceras naviculare
	stredný	*Acanthoceras rotomagense*
		Acanthoceras praecursor
	spodný	*Mantelliceras mantelli*
		Mantelliceras martimpreyi

kých organizmov, ktoré by neboli determinované faciálnymi podmienkami. Preto sa interregionálna korelácia robí pomocou nepriamych metód (parastratigrafických skupín) — stanovením hypostratotypov a oporných profilov v rôznych oblastiach.

Vďaka tomuto trendu sa v posledných dvoch desaťročiach nazhromaždilo také množstvo amonitov (hlavne z kontinentálnych okrajov Madagaskaru), že bolo možné vypracovať biozonáciu vrchnej kriedy na ortostratigrafickom základe. Ako to vyplýva z priloženej tabuľky (tab. 1) vo vrchnej kriede bolo vymedzených 21 amonitových biozón s priemerným vekom 1 milión rokov pre jednu biozónu, pričom možnosti podrobnejšieho členenia sú dvojnásobne až trojnásobne väčšie (!).

Podľa názoru M. Collignona—R. Busnarda zonálne členenie cenomanu, ktoré vypracoval G. Thomel (in Ch. Pomerol 1975, str. 244) si nutne vyžaduje ďalšie spresnenie, pretože zóna I a II je známa v Európe, Afrike a Madagaskare, avšak zóna praecursor je známa len v sv. Francúzsku. Pokiaľ ide o ďalšie zóny vrchnej kriedy, uvedení autori konštatujú, že tri zóny turónu sa vyskytujú skoro všade, kým zóna durandi (fauna *Vascoceratidae*) sa dá ťažko porovnať vo svetovom rámci. Amonity koňaku sa vyskytujú všade s výnimkou rodu *Barroisiceras*, ktorý chýba v Indii. V santóne je zóna *Texanus* rozšírená v celej mediteránnej oblasti, avšak druhá zóna *Lapparenti* sa vyskytuje len miestami. Zóna *Placenticeras sirtale* môže byť nahradená druhmi rodu *Pseudoschloenbachia*, ktoré sú rozšírenejšie a presnejšie. Zóny kampánu si tiež vyžadujú ďalšie spresnenie. Ústup a vyhynutie amonitov vo vrchnom mástrichte sťažuje zonálne rozdelenie mástrichtu. Zóna *Neubergicus* je známa v Európe, ďalej v indomadagaskarskej oblasti a v Japonsku; rod *Sphenodiscus* sa vyskytuje všade.

Opis chronostratigrafických jenotiek

Cenoman (Cénomanien)

Stratotyp: nebol stanovený, ale iba typová oblasť — Le Mans (Francúzsko).
Autor stupňa: A. d'Orbigny 1847.
A. d'Orbigny (l. c.), keď zistil, že turón, ako ho bol pôvodne definoval (1842), má dva odlišné typy fauny, ponechal vrchnej časti pomenovanie turón a spodnú časť označil ako cenoman, pričom poukázal na to, že ide o morský typ. Hoci pre cenoman nebol stanovený osobitný profil (stratotyp), predsa je presne vymedzený a doložený v meste Le Mans alebo v jeho najbližšom okolí (tab. 2). Autor stupňa v druhom zväzku „Prodromu" (1850) uvádza zoznam amonitov charakteristických pre tento stupeň, pričom v roku 1852 v diele „Paléontológie et Géologie stratigraphiques" (str. 631) tvrdí, že mesto Le Mans leží bezprostredne na charakteristickom a najlepšie zachovanom type tohto stupňa. Týmto prakticky vymedzil typovú oblasť pre cenomanský stupeň. A. de Grossouvre (1901 a; str. 765) vyslovil názor, že vrakón (aj napriek mienke mnohých autorov) treba vylúčiť z cenomanu, lebo sa nenachádza v typovej oblasti Le Mans. O tomto probléme sa veľa diskutovalo

Tab. 2 Chronológia a rozšírenie rôznych formácií stratotypu cenomanu a susedných oblastí v okolí lokality Sarthe a v Hornej Normandii (Podľa P. Juigneta 1973 a modifikované podľa M. Neumanovej—P. Juigneta—J. Louaila a P. Moreaua 1974).

VEK	AMONITOVÉ ZÓNY	LITOLOGICKÉ FORMÁCIE JV od lokality SARTHE	CENTRÁLNA OBLASŤ SARTHSKÁ	SV od lokality SARTHE	HORNÁ NORMANDIA	
TURÓN	MAMMITES NODOSOIDES	krieda s Inoceramus labiatus			krieda s Inoceramus labiatus	slienitá krieda
CENOMAN vrchný	HORIZONT A	krieda s Terebratella caratonensis				
	METOICOCERAS GOURDONI	busské piesky (lok.: Bousse)	piesky s Catopygus obtusus		krieda s Actinocamax plenus	
	METOICOCERAS GESLINIANUM					
	CALICOCERAS NAVICULARE	sliene s Ostrea biauriculata				
CENOMAN stredný	ACANTOCERAS JUKESBROWNEI	peršské piesky (lok.: Perche)			ruenská krieda (lok.: Rouen)	
	TURRILITES ACUTUS	manské piesky	manské piesky a pieskovce (lok.: Mons)	talinská krieda (lok.: Théligny)		
	TURRILITES COSTATUS					
CENOMAN spodný	MANTELLICERAS DIXONI		trugalské piesky	lamnejské piesky (lok.: Lamnay)	glaukonitická krieda	
	MANTELLICERAS SAXBII	glaukonitické íly s minerálmi železa	bajonské sliene (lok.: Ballon)	glaukonitická krieda		
	HYPOTURRILITES CARCITANENSIS					
ALB	S. DISPAR M. INFLATUM			glaukonity s Ostrea vesiculosa	Géz (lok.: Gaize)	

a v chronostratigrafických škálach sa vrakón rôzne interpretoval (najspodnejší cenoman, najvyšší alb, prechodný stupeň medzi albom a cenomanom). V súčasnosti sa vrakón považuje za podstupeň najvyššieho albu, ktorý zodpovedá v zmysle E. Reneviera (1867) biozóne *Stoliczkaia dispar.* Vrchné obmedzenie tejto biozóny súčasne určuje aj hranicu medzi albským a cenomanským stupňom; to znamená, že podľa terajších názorov spodná hranica cenomanu sa kladie za vrchným obmedzením biozóny *Stoliczkaia dispar,* t. j. na bázu biozóny *Mantelliceras martimpreyi* (porovn. Ch. Pomerol 1975, str. 246) predstavujúcu prvú biozónu cenomanu. O vrchnej hranici cenomanu sa široko diskutovalo, pretože v Parížskej panve na hranici cenomanu a turónu existuje horizont s *Actinocamax plenus* Blainville. Tento horizont niektorí autori považovali čiastočne za vrchol cenomanu, iní za najspodnejší turón. V skutočnosti sa tento horizont nachádza v najvyššom cenomane i v turóne (porov. Ch. Barrois 1875, str. 156; A. de Grossouvre 1901a, str. 771). Prevažná väčšina autorov sa však zhoduje v tom, že *Inoceramus labiatus* (Schlotheim) charakterizuje najmä v Parížskej panve už turónske vrstvy. Tam, kde sa vyskytujú amonity, postupuje sa podľa A. de Grossouvra (1889, 1901a, b), ktorý kladie začiatok turónu do súvislosti s objavením sa druhu *Mammites nodosoides* (Schlotheim), kým v súčasnej dobe M. Collignom—R. Busnardo (in Ch. Pomerol 1975, str. 247) kladie hranicu cenomanu a turónu (porovn. tab. 5) medzi amonitové biozóny *Calycoceras crassum* (=najvyšší cenoman) a *Vascoceras durandi* (=najspodnejší turón). Rozčlenenie cenomanu podnietilo veľa kontraverzných diskusií. Dnes sa cenoman delí len na neformálne jednotky, t. j. spodný, stredný a vrchný cenoman.

Ako sme už vyššie uviedli, stratotyp stupňa nebol stanovený. P. Marks (1967) preto vyznačil neostratotyp, ktorého vrstevný sled je neúplný a zodpovedá strednému a vrchnému cenomanu. Ojedinele sa v ňom vyskytuje druh *Rotalipora cushmani* (Morrow). Na tomto profile nie je jasný vzťah k podložnému albu, ani k nadložnému turónu. Toto bolo aj dôvodom, že jeden z nás (J. Salaj 1973, 1978 a, b) navrhol nielen pre cenoman, ale i pre všetky ostatné stupne vrchnej kriedy hypostratotypy. Vrstevné sledy sú tu kompletné a bohaté tak na makrofaunu, ako i na mikrofaunu.

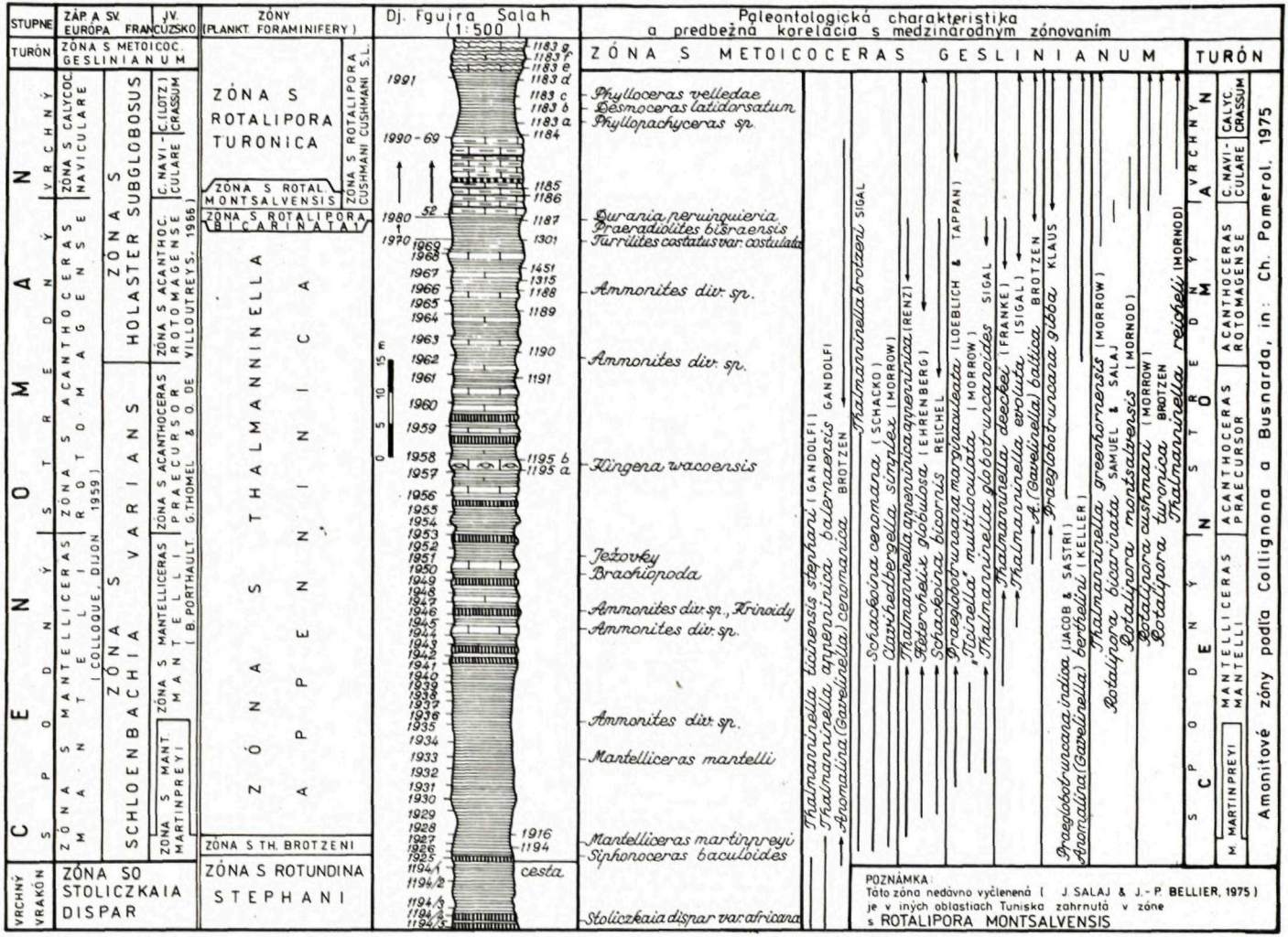
Stratigrafiou neostratotypov v typovej oblasti Le Mans sa zaoberali M. Neumann—P. Juignet—J. Louail—P. Moreau (1974), ktorí detailne preštudovali celú túto oblasť a vymedzili v nej nielen jednotlivé litologické celky a ich faunu, ale vyznačili aj najdôležitejšie profily pre štúdium cenomanu. Poukázali nielen na prednosti, ale aj na jeho značné nedostatky.

Prednosti:

1. početné horizonty s hojnou a rozmanitou faunou, umožňujúcou predovšetkým zostaviť amonitové zóny (cf. tab. 2);

2. značná časová obmedzenosť hiátov alebo kondenzácie sedimentov a obmedzený rozsah vnútorných erózií;

Tab. 3 Rozčlenenie hypostratotypu cenomanu (podľa J. Salaja 1976).



3. sukcesia amonitových zón je skoro úplná;
4. výhodná poloha tejto oblasti medzi boreálnou a tetýdnou oblasťou;
5. možnosť hľadať parastratotypy v kriedovej fácii v Hornej Normandii, ktorá poskytuje dobré korelačné možnosti so stratotypom;
6. blízkosť turónu a možnosť korelácie tejto oblasti s Hornou Normandiou;
7. nahromadenie stratigrafických výsledkov a vyše storočné paleontologické detailné štúdiá;

Nedostatky:
1. striedanie sedimentácie je charakterizované nepravidelnou rýchlosťou usadzovania a nepravidelnými laterálnymi variáciami fácií;
2. veľmi časté hiáty a interné erózie;
3. prítomnosť piesčitých hrubozrnných sedimentov, často veľmi slabo fosiliferných;
4. potreba viacerých čiastkových doplnkových profilov, aby sa dali stupne detailne charakterizovať;
5. dôležitosť dekalcifikácie a pokriedovej erózie určitých sektorov tejto oblasti;
6. nedostatočná odkrytosť profilov.

Hypostratotyp cenomanu

Stanovil ho J. Salaj (1973, 1978b) v Tunisku pri Pont du Fahs (lok. Dj. Fguira Salah); neskôr ho detailne vyhodnotil (1976).

Po litologickej stránke hypostratotyp cenomanu tvoria sliene a slienité vápence, je mimoriadne bohatý na makrofaunu i mikrofaunu. Planktónne foraminifery tu prevládajú na rozdiel od stratotypu, kde takmer úplne chýbajú. Naviac je tu prítomný mimoriadne bohatý nanoplanktón, ktorý detailne preštudovala V. Gašparíková (in J. Salaj 1978b, 1976). Typový profil je dokonale odkrytý a umožňuje študovať detailne vrstvu za vrstvou. Rovnako možno riešiť vzťah cenomanu k podložnému albu a nadložnému turónu (cf. tab. 3).

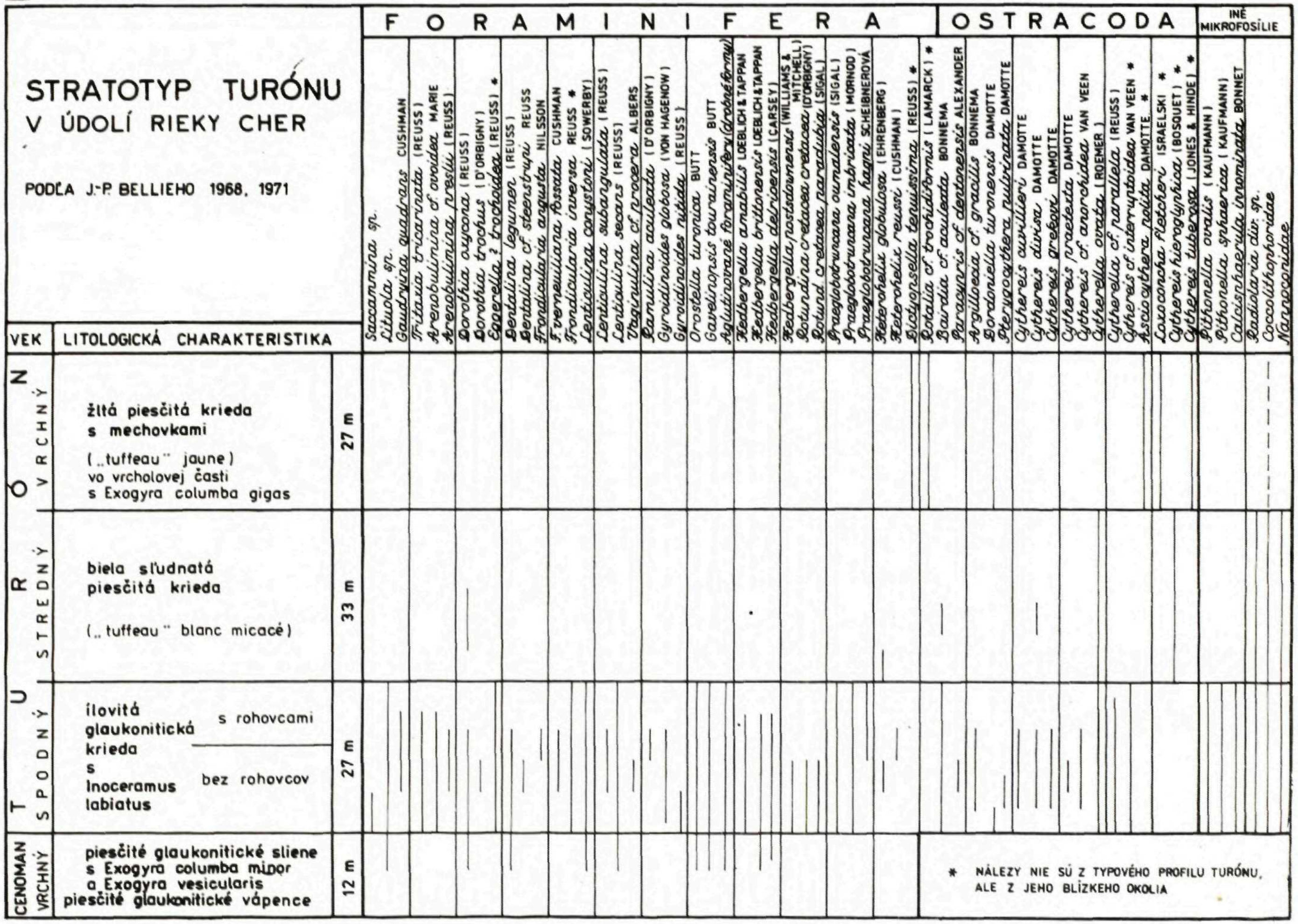
Turón (Turonien)

Stratotyp nebol stanovený, ale iba typová oblasť. Typový profil: údolie rieky Cher (tab. 4); ďalšie typové lokality: tufity od Bourré a Poncé v Touraine, pieskovce od d'Uchaux (Vausluce), Bernon a Tresque (Gaid), Jeannots pri Cassis, fácia s rudistami — Charente le Beausset, la Nerthe a Uchaux.

Autor stupňa: A. d'Orbigny 1842b.

Pred zavedením termínu stupňa turón označovali sa sedimenty v okolí mesta Tours rôznymi litologickými názvami, napr. chloritizovaná krieda, glaukonitická krieda, tufitická krieda, zelené pieskovce atď. Keď A. d'Orbigny (l. c.) prišiel

Tab. 4


STRATOTYP TURÓNU V ÚDOLÍ RIEKY CHER
PODĽA J.-P. BELLIEHO 1968, 1971
FORAMINIFERA
OSTRACODA
INÉ MIKROFOSÍLIE
Saccammina sp.
Lituola sp.
Gaudryina quadrans CUSHMAN
Tritaxia tricarinata (REUSS)
Arenobulimina cf. ovoidea MARIE
Arenobulimina preslii (REUSS)
Dorothia oxycona (REUSS)
Dorothia trochus (D'ORBIGNY)
Eggerella ? trochoidea (REUSS) *
Dentalina legumen (REUSS)
Dentalina cf. steenstrupi REUSS
Frondicularia angusta NILSSON
F. verneuiliana fossata CUSHMAN
Frondicularia inversa REUSS *
Lenticulina conystoni (SOWERBY)
Lenticulina subangulata (REUSS)
Lenticulina secans (REUSS)
Vaginulina cf. procera ALBERS
Ramulina aculeata (D'ORBIGNY)
Gyroidinoides globosa (VON HAGENOW)
Gyroidinoides nitida (REUSS)
Orostella turonica BUTT
Gavelinopsis tourainensis BUTT
Aglutinované foraminifery (drobné formy)
Hedbergella amabilis LOEBLICH & TAPPAN
Hedbergella brittonensis LOEBLICH & TAPPAN
Hedbergella delrioensis (CARSEY)
Hedbergella postsdownensis (WILLIAMS & MITCHELL)
Rotundina cretacea cretacea (D'ORBIGNY)
Rotund. cretacea paradubia (SIGAL)
Praeglobotruncana oumalensis (SIGAL)
Praeglobotruncana imbricata (MORNOD)
Praeglobotruncana hagni SCHEIBNEROVÁ
Heterohelix globulosa (EHRENBERG)
Heterohelix reussi (CUSHMAN)
Dictyopsella tenuissima (REUSS) *
Rotalia cf. trochidiformis (LAMARCK) *
Bairdia cf. aculeata BONNEMA
Paracypris cf. dentonensis ALEXANDER
Argilloecia cf. gracilis BONNEMA
Bordoniella turonensis DAMOTTE
Pterygocythera pulvinata DAMOTTE
Cythereis cuvillieri DAMOTTE
Cythereis divisa DAMOTTE
Cythereis grekoffi DAMOTTE
Cythereis praetexta DAMOTTE
Cythereis cf. anorchidea VAN VEEN
Cytherella ovata (ROEMER)
Cytherella cf. parallela (REUSS)
Cythereis cf. interruptoidea VAN VEEN *
Asciocythera polita DAMOTTE *
Loxoconcha fletcheri ISRAELSKI *
Cythereis hieroglyphica (BOSQUET) *
Cythereis tuberosa (JONES & HINDE) *
Pithonella ovalis (KAUFMANN)
Pithonella sphaerica (KAUFMANN)
Calcisphaerula innominata BONNET
Radiolaria div. sp.
Coccolithophoridae
Nannoconidae
VEK
LITOLOGICKÁ CHARAKTERISTIKA
TURÓN
VRCHNÝ
žltá piesčitá krieda
s mechovkami
(„tuffeau" jaune)
vo vrcholovej časti
s Exogyra columba gigas
27 m
STREDNÝ
biela sľudnatá
piesčitá krieda
(„tuffeau" blanc micacé)
33 m
SPODNÝ
ílovitá
glaukonitická
krieda
s
Inoceramus
labiatus
s rohovcami
bez rohovcov
27 m
CENOMAN VRCHNÝ
piesčité glaukonitické sliene
s Exogyra columba minor
a Exogyra vesicularis
piesčité glaukonitické vápence
12 m
* NÁLEZY NIE SÚ Z TYPOVÉHO PROFILU TURÓNU, ALE Z JEHO BLÍZKEHO OKOLIA

k názoru, že tieto termíny nemôžu slúžiť pre označenie stupňa, stanovil pre chloritizovanú, glaukonitickú a tufitickú kriedu a zelené pieskovce stupeň turón podľa mesta Tours (lat. Turones), kde sú tieto sedimenty vyvinuté.

Ak vychádzame z jeho diela „La Paléontologie Française. Terrains crétacés" (str. 419), v ktorom zavádza stupeň turón a uvádza formácie, ktoré do tohto stupňa začlenil, zistíme, že z dnešného hľadiska patria do cenomanu a turónu. Biostratigraficky rozsah pôvodne vymedzeného stupňa turónu korigoval sám autor (1847, str. 270), keď zistil, že v jeho turónskom stupni sa vyskytuje odlišná fauna amonitov a rudistov. Preto pre spodnú časť zaviedol stupeň cenoman a len pre vrchnú časť ponecháva označenie turón. Pre takto definovaný turón neuvádza ďalšie profily. Z toho vyplýva, že ako typovú oblasť ponecháva oblasť okolia mesta Tours. Z dnešného pohľadu sú to hlavne pieskovce od d'Uchaux a Maine, rouenská krieda atď. V roku 1850 (str. 212) A. d'Orbigny ďalej spresnil lokality začleňované do turónu, pričom správne poznamenal, že lokalita Villedieu nepatrí do turónu, ale do senónu.

Už pred stanovením stupňa turón bola v Parížskej panve odlíšená slienitá krieda. Jej biostratigrafickým obsahom sa zaoberal hlavne E. Hébert, ktorý v roku 1866 (a, b) v nej vymedzil štyri zóny (zhora nadol):

4 — *Rhynchonella cuvieri* a *Holaster coravium*
3 — *Echinoconus subrotundus*
2 — *Inoceramus labiatus*
1 — *Actinocamax plenus*

V súvise so slienitou kriedou Parížskej panvy v r. 1881 J. Lambert poznamenáva, že v nej neexistujú výraznejšie hiáty, a že členenie v „slienitej kriede" podľa E. Héberta sa vcelku dobre kryje s turónskym stupňom. Napriek tejto skutočnosti stanovenie spodnej a vrchnej hranice stupňa, ako aj počet zón boli v druhej polovici minulého i začiatkom tohoto storočia rôzne interpretované. Ch. Barrois (1875), na rozdiel od E. Héberta (1864—1866) ako aj J. Lamberta (1879—1881), považuje zónu *Actinocamax plenus* (=*Belemnites plenus*) za najvyšší cenoman, zatiaľ čo ju posledne menovaní autori považovali za prvú zónu turónu. V zmysle E. Héberta a J. Lamberta interpretovali spodnú hranicu turónu tiež A. Hure (1932) a C. Royer (1937), zatiaľ čo A. de Grossouvre (1901) pripúšťa, že druh *Belemnites plenus* Blainville žil už v najvrchnejšej časti cenomanu a v priebehu celého turónu. Kladie preto hranicu medzi cenomanom a turónom medzi amonitovú zónu *Acanthoceras rotomagense* a *Mammites nodosoides*; vrchnú časť zóny *Acanthoceras rotomagense* paralelizuje s vrchnou časťou zóny *Belemnites plenus* (porovn. tab. 5).

Vrchná hranica turónu sa postupne spresňovala, podobne ako hranica medzi cenomanom a turónom. Vzhľadom na rôznorodosť názorov a komplikovanú paralelizáciu vyžadujúcu si osobitnú štúdiu, uvádzame synoptickú biostratigrafickú tabuľ-

Tab. 5 Interpretácia spodnej a vrchnej hranice turónu v Parížskej panve (spracované z podkladov J. Sornaya 1957).

<table>
<tr><th colspan="2">Hébert, 1864—1866</th><th colspan="2">Hébert, 1872</th><th colspan="2">Barrois, 1878</th><th>Lambert, 1879—1882</th><th colspan="2">Grossouvre, 1901</th></tr>
<tr><td rowspan="2">krieda s Micraster cortestrudinarium</td><td></td><td colspan="2"></td><td colspan="2">krieda s Micraster cortestudinarium</td><td>zóna Micraster cortestudinarium</td><td colspan="2">koňak</td></tr>
<tr><td>z. Holaster planus a Micraster breviporus</td><td colspan="2">zóna Holaster planus</td><td>zóna M. brevisporus</td><td>zóna Epiaster brevis
zóna Holaster planus</td><td>zóna Epiaster brevis (F)
zóna H. planus (E)
z. H. icaunensis (D)</td><td>zóna Romaniceras deveriai</td><td rowspan="4">angoum (ien)</td></tr>
<tr><td colspan="2">zóna Rhynchonella cuvieri a Holaster coravium</td><td rowspan="4">slienitá krieda s Inoceramus labiatus
a
Ammonites nodosoides</td><td rowspan="4">slienita krieda — turón</td><td colspan="2">sliene s Terebratula gracilis</td><td>zóna Terebratula gracilis (C)</td><td>zóna Romaniceras ornatissimus</td></tr>
<tr><td colspan="2">zóna Echinoconus subrotondus</td><td colspan="2" rowspan="2">krieda s Inoceramus labiatus</td><td>zóna Echinoconus subrotondus (B)</td><td>zóna Romaniceras bizeti</td></tr>
<tr><td colspan="2">zóna Inoceramus labiatus</td><td>zóna Cidaris hirudo (A)</td><td colspan="2">zóna Mammites nodosoides = saumur (ien)</td></tr>
<tr><td colspan="2">zóna Belemnites plenus</td><td colspan="2">zóna Belemnites plenus</td><td>zóna Belemnites plenus (A')</td><td colspan="2" rowspan="2">zóna Acanthoceras rotomagense</td></tr>
<tr><td colspan="3">zóna Holaster subglobosus (cenoman)</td><td colspan="2">vrchná časť cenomanu</td><td colspan="2">hranice stupňov podľa pôvodného návrhu autorov
veľké písmena v zátvorke znamenajú pôvodné označenie Lambertových zón</td></tr>
</table>

ku J. Sornaya (1959), z ktorej vidieť interpretáciu vrchnej hranice turónu podľa jednotlivých autorov (tab. 5).

Osobitne sa treba ešte zmieniť o práci A. de Grossouvra (1901a); v nej autor vymedzil v turóne štyri amonitové zóny (zhora nadol; 4 — *Romaniceras deveriai*, 3 — *Romaniceras ornatissimum*, 2 — *Romaniceras bizeti*, 1 — *Mammites nodosoides*) a navyše stanovil pre najspodnejší cenoman podstupeň samurien (=4 zóne A. de Grossouvra l. c.) a pre stredný a vrchný cenoman podstupeň angoumien (=3—1 zóne A. de Grossouvra). Tieto termíny sa však v literatúre neujali, lebo amonitová fauna je veľmi vzácna nielen v typových oblastiach Francúzska, ale i v oblastiach ďalších. Tam, kde pri vymedzení stupňa turón nemožno použiť amonity, používajú sa horizonty s ježovkami a rudistmi alebo belemnitmi, podľa paralelizácie vypracovanej A. de Grossouvrom (1901a).

Podľa navrhnutej štandardnej ortostratigrafickej škály (porovn. tab. 1) sa turón člení na biozóny (porovn. Ch. Pomerol 1975): *Vascoceras durandi* (=spodný turón), *Mammites nodosoides* (=stredný turón) a *Romaniceras deveriai* (=vrchný turón).

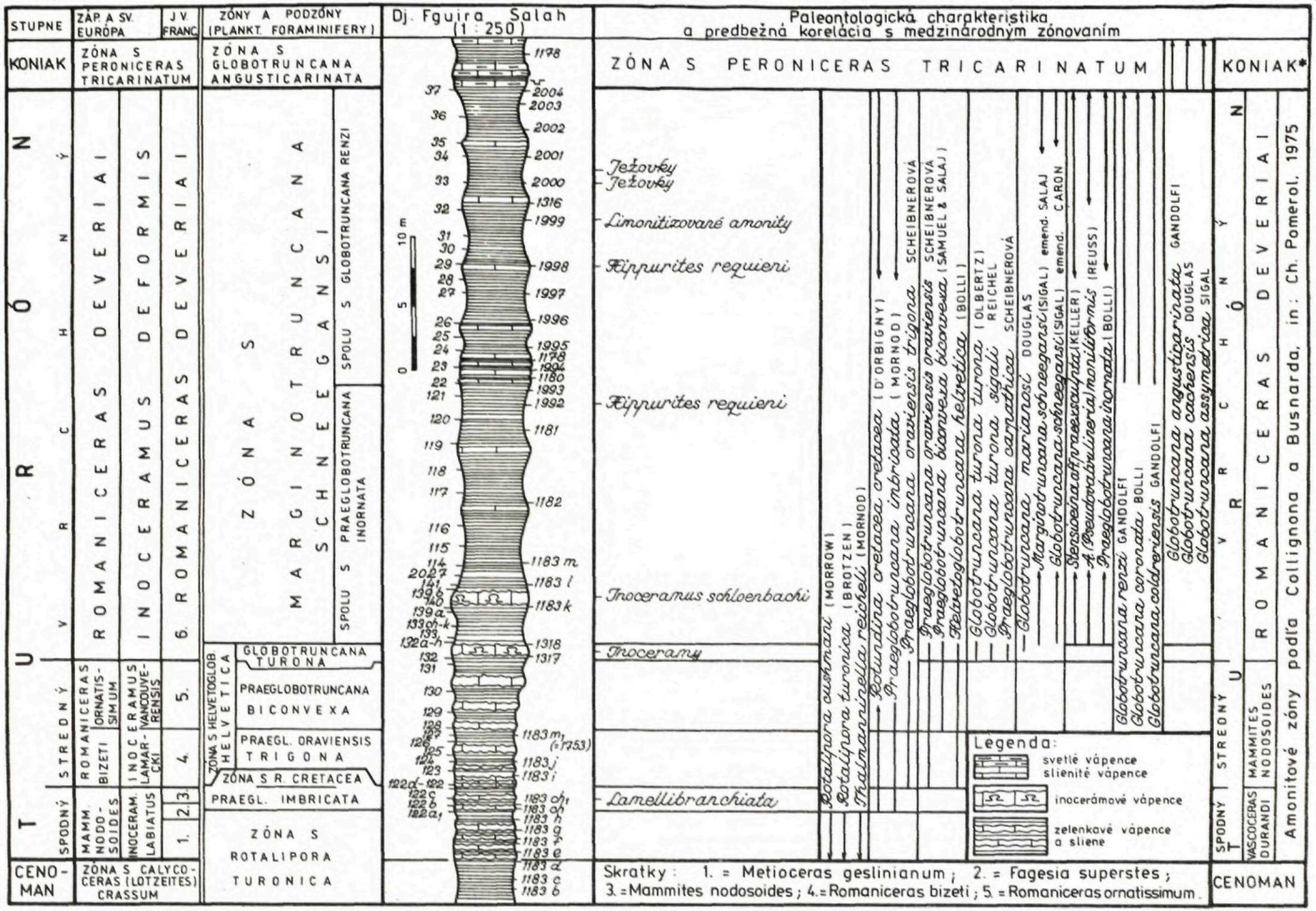
Ako sme už vyššie uviedli, A. d'Orbigny (1842) nestanovil stratotyp turónu. Typovú oblasť s typovým profilom vymedzil až G. Lecointre (1959) — nachádza sa v údolí rieky Cher (prítok Loiry).

Tento profil detailne preštudoval J. P. Bellier (1968, 1971). Ukázalo sa, že na tomto profile nemožno stanoviť a faunisticky definovať hranicu medzi cenomanom a turónom. Najvrchnejšie polohy cenomanu sú tu piesčité, bez mikrofauny a chudobné na makrofaunu. *Rotalipora cushmani* (Morrow), ani iné rotalipory nie sú prítomné ani v najspodnejších polohách turónu. Makrofaunu zóny *Rotundina cretacea — Praeglobotruncana imbricata* známa z hypostratotypu turónu (J. Salaj 1970) preukázal J. P. Bellier (1971) aj na typovom profile turónu vo vrstvách s *Inoceramus labiatus* (cf. tab. 5).

Pokiaľ ide o charakteristické biozóny *Helvetoglobotruncana helvetica* a *Marginotruncana schneegansi* poznamenávame, že tieto nie sú vyvinuté na stratotype turónu, nakoľko sa nachádza v boreálnej oblasti. Chýbanie vedúcich druhov týchto biozón je dôsledkom paleogeografickej diferenciácie a odlišných ekologických podmienok, nepriaznivých pre vývoj teplomilných foriem, akými bezosporu sú *Helvetoglobotruncana helvetica* (Bolli) a *Marginotruncana schneegansi* (Sigal) emend. Salaj. V boreálnych oblastiach existovali v strednom a hlavne vo vrchnom turóne formy s bikonvexnými schránkami a globulóznymi komôrkami, ktorých pôvod je treba hľadať v rotundínach. Ide hlavne o druh *Marginotruncana marginata* (Reuss) — niektorí autori ho považujú za typickú boreálnu formu.

Z uvedeného vyplýva, že ani stratotyp turónu nie je vhodný pre štúdium plankonických foraminifer.

Tab. 6 Rozčlenenie hypostratotypu turónu (podľa J. Salaja 1976).



* V zmysle novej terminológie koniak = koňak (dtto tiež tab. 7, 9, 10, 15)

Hypostratotyp turónu

Podobne ako cenoman, tak i hypostratotyp turónu sa nachádza v Tunisku, na lokalite Djebel Fguira Salah pri meste Pont du Fahs (cf. J. Salaj 1973, 1978b).

Litofaciálne hypostratotypy turónu predstavuje prevažne slienitá fácia s vložkami vápencov; tieto sa pozvoľne vyvýjajú z cenomanu a prechádzajú plynule do koňaku (cf. tab. 6).

Ide o profil mimoriadne bohatý na planktonické foraminifery (cf. J. Salaj—A. Azzouz—L. Maamouri 1976) a nanoplanktón.

Emšer

Autor stupňa: C. Schlüter 1874.

Podľa pôvodnej definície autora predstavuje emšer časový interval medzi turónom a senónom. Ako sa však neskoršie preukázalo, predstavuje koniak a časť santónu (spodný s.). V minulosti niektorí autori emšer nesprávne stotožňovali s koňakom, kým iní s koňakom a santónom ako spodný senón. V tomto zmysle bol vymedzený aj v učebnici E. P. Muniera—Chalmasa—A. Lapparenta (1893) a v poslednej dobe i Ch. Pomerola (1975, str. 222), hoci nemeckí stratigrafovia pre ťažkosti pri paralelizácii navrhli opustiť termín emšer a odporúčajú používať stupeň koňak. V súčasnej odbornej literatúre sa termín emšer takmer nepoužíva. V poňatí koňak-+santón (=emšer) mohol by mať v chronostratigrafii charakter superstupňa.

Senón (Sénonien)

Stratotyp pre senón A. d'Orbigny (1842, str. 403) nestanovil, definuje ho nasledovne: „Pre geologický horizont bielej kriedy navrhujem podľa antického názvu Senones meno senón; tento je situovaný v centrálnej časti bielej kriedy, kde je najcharakteristickejší".

Neskoršie A. d'Orbigny (1850, II, str. 211) spresňuje svoju definíciu senónu tým, že ho faunisticky charakterizuje.

Senón nebol v minulosti jednotne chápaný. Deterajšie názory na poňatie senónu možno zhrnúť do troch skupín:

a) V zmysle autora termínu zodpovedá senónu komplex vrstiev, vystupujúcich medzi turónom a dánom. To znamená, že senón sa začína v zmysle A. d'Orbignyho (1842) villedieunskou (Villedieu) kriedou a končí mástrichtskou kriedou. V tomto zmysle ho používala prevažná väčšina francúzskych geológov (M. Gignoux 1950, R. Abrard 1950, L. Moret 1947 a i.).

b) V zmysle E. Hauga (1908—1911, 1911), ktorý do senónu zahrňuje popri vyššie uvedených vrstvách i dán E. Desora (1846).

Tab. 7 Litologicko-stratigrafická charakteristika stratotypu koňaku a santónu (upravená podľa M. Séronie-Vivienovej 1972).

STUPNE A ZÓNY		PROFIL	LITOLÓGIA	MIKROFAUNA
SANTÓN	Placenticeras syrtale a Eupachydiscus isculensis		DOSKOVITÉ, SLIENITÉ A ROHOVCOVÉ VÁPENCE S VLOŽKAMI SLIEŇOV	*Anomalina crassiseptа Perner* *Cyclammina globulosa Hofker* *Davresina sp.* *Dictyonella kiliani Munier - Chalmas* *Globotruncana cf. angusticarinata Gandolfi* *Globotruncana bulloides Vogler* *Globotruncana fornicata Plummer* *Globotruncana lapparenti Brotzen* *Globotruncana cf. semsalensis Carminb.* *Globotruncana tricarinata (Quereau)* *Goupillaudina sp.* *Pararotalia tuberculifera (Reuss) Hofker* *Rosalina ystadensis Brotzen* *Rotalia trochidiformis Lam.* *Siderolites sp.* *Marssonella oxycona (Reuss) Cushman* *Nummofallotia cretacea (Schlumb.) Barrier et Neumann* *Ostracodes*
	Texanites texanus		BIOKLASTICKÉ VÁPENCE	
KONIAK	Parabevahites emscheris		GLAUKONITICKÉ, BIOKLASTICKÉ VÁPENCE S MECHOVKAMI	*Dictyopsella kiliani Munier - Chalmas* *Rotalia saxorum d'Orb.* *Ostracoda* *vzácne miliolidné a aglutinované foraminifery*
	Barroissiceras haberfelneri		TRANSGRESÍVNE, RICHEMONTSKÉ, SILNE GLAUKONITICKÉ PIESKOVCE A PIESKY	
TURÓN				

SLIENE
ROHOVCOVÉ VÁPENCE
SLIENITÉ VÁPENCE
BIOKLASTICKÉ VÁPENCE
PIESKOVCE

c) V zmysle E. Heberta (1875), ktorý vyčlenil vrstvy mástrichtu zo senónu, aby ich mohol zaradiť do dánu.

V Belgicku a čiastočne aj v Holandsku časť autorov do senónu zahrnovala len koňak, santón a kampán. Na rozdiel od tejto interpretácie v Nemecku chápali senón v zmysle nemeckých autorov, podľa ktorých senón predstavuje vrchný santón—mástricht.

V posledných rokoch sa senón chápe na celom svete viac-menej jednotne ako superstupeň, ktorý zahrňuje stupne: koňak, santón, kampán a mástricht. V tomto zmysle sa používal senón aj v Karpatoch (porovn. D. Andrusov 1959, J. Salaj—O. Samuel 1966, O. Samuel—K. Borza—E. Köhler 1972 atď.).

V karpatskej literatúre výraz emšer sa používal len veľmi zriedkavo, napr. E. Hanzlíková (1954, str. 163—174) zaraďovala do emšeru spodnú časť palkovických vrstiev, kým D. Andrusov (1959, tab. 8), resp. O. Samuel (1962) emšer stotožňoval so spodným senónom, t. j. koňakom a santónom spolu.

Koňak (Coniacien)

Stratotyp: profil pri meste Coniac (Francúzsko).
Autor stupňa: H. Couquand 1857.
Stratotyp koňaku stanovil H. Coquand („Position des *Ostrea columba* et *biauriculata* dans le groupe de la craie inférieure", Bull. Soc. géol. de France 2, 14, str. 745—766, Paris 1857) vo Francúzsku (Charente) pri meste Coniac, odkiaľ je odvodený aj názov stupňa.

Autor (str. 748) ku koňaku počítal piesky a pieskovce s faunou *Ostrea auricularis* Brogn. a glaukonitický vápenec s touto ustricou a s druhmi *Placenticeras polyopsis* (Dujardin) a *Texanites bourgeoisi* (d'Orb.). A. de Grossouvre (1889, str. 522) odlíšil v koňaku dve amonitové biozóny: a — *Barroisiceras heberfellneri*, b — *Texanites emscheris.*

Ako stratotyp sa uvádza lokalita Park Františka I. pre spodnú a lokalita Javrezac pre vrchnú časť súvrstvia. Obidve lokality v poslednom čase revidovala M. Séronie—Vivienová (1972).

Na vyššie uvedených lokalitách pozorovať angulárnu diskordanciu medzi bazálnymi pieskovcami, glaukonitickými pieskovcami koňaku a masívnymi rudistovými vápencami turónu. Z uvedeného vyplýva, že medzi turónom a koňakom jestvuje hiát, ktorého časový interval v oblastiach stratotypov nie je presne stanovený.

Na typovom profile koňaku (cf. tab. 7) hrubom 40 m sú vyčlenené tri rozdielne litofaciálne typy sedimentov: bazálna časť súvrstvia tvorená pieskovcami a glaukonitickými pieskovcami (4—7 m); vyššie vystupujú: detritické, bioklastické glaukonitické vápence (8 m) a bioklastické gravelové a glaukonitické vápence (25 m).

Faunistický výskum ukázal, že pieskovce a piesky bazálnej časti koňaku neobsahujú žiadnu faunu. V nadložných vápencoch makrofaunu predstavujú ojedinelé

Tab. 8 Stratigrafické rozšírenie hlavonožcov v oblastiach stratotypových lokalít koňaku a santónu.

Druhy	koňak			santón		
	spodný	stredný	vrchný	spodný	stredný	vrchný
Pseudoschloenbachia nanclassi (Gross.)	+					
Tissotia haplophylla (Redt.)	+					
Latidorsella ponsiana (Gross.)	+	+				
Barroisiceras haberfellneri (v. Hauer)	+	+				
Nautilus (Eutrephoceras) rotundus Crick	+	+	+			
Placenticeras fritschi Gross.		+				
Tissotia ewaldi von Buch		+				
Peroniceras subtricarinatum (d'Orb.)		+				
Gauthericeras margae (Schluet.)			+			
Texanites desmondi (Gross.)			+			
Texanites emscheris (Schluet.)			+			
Texanites serrato-marginatus (Redt.)			+	+		
Texanites bourgeoisi (d'Orb.)	+	+	+	+		
Scaphites inflatus Roemer	+				+	
Pachydiscus gollevillensis (d'Orb.)	+	+				
Eupachydiscus isculensis (Redt.)				+		
Placenticeras syrtale (Morton)				+		
Texanites texanus (Roem.)				+	+	+
Placenticeras polyopsis (Duj.)					+	+
Nautilus (Eutrephoceras) dekayi Morton				+		

ostrey (*Ostrea auricularis* Brogn.) a mechovky. Vo vrchnej časti koňaku sa hojne vyskytujú malé ostrey vytvárajúce viac-menej lumachelové vápence spolu s brachiopódmi a machovkami, ktoré sú tiež hojne zastúpené. Vzácne sa našli i amonity, avšak v tejto súvislosti treba podotknúť, že nie priamo na typových profiloch koňaku, ale v ich blízkosti. Zoznam makrofauny je zrejmý z priloženej tabuľky (cf. tab. 8).

Mikrofauna na stratotypoch je veľmi chudobná. Z výbrusov organodetritických vápencov poznáme len niekoľko sporadicky sa vyskytujúcich aglutinovaných a miliolidných foraminifer. Z niekoľkých vzácnych výplavov, pokiaľ to charakter horniny umožnil, bolo možné určiť *Dictiopsella kiliani* Munier—Chalmas, *Rotalia saxorum* d'Orbigny a *Ostracoda* div. sp. (porovn. Séronie—Vivien 1972).

Celkový charakter fauny koniaku, ako píse M. Séronie—Vivienová (l. c., str. 32), je typicky litorálny.

Z perspektívneho hľadiska dôležitými skupinami pre výskum koniaku sú podľa M. Séronie—Vivienovej (1972) mechovky, nanoplanktón a dinoflageláty.

Ako sme už vyššie uviedli, stanovenie hraníc medzi turónom a koňakom na jednej strane a koňakom a santónom na strane druhej, bolo vzhľadom na všeobecný nedostatok paleontologických údajov a nekompletnosť profilov turónu, koňaku a santónu na stratotypoch veľmi nejednotné a v mnohom ohľade až protirečivé, nakoľko väčšina stratotypov bola definovaná v minulom storočí.

V súčasnosti v stratigrafii prevládajú názory, aby okrem stratotypov boli stanovené hypostratotypy (porovn. J. Salaj 1978b, 1976; J. Salaj—A. Azzouz—A. L. Maamouri 1976) a v rôznych oblastiach typové profily, ktoré by obsahovali predovšetkým takú skupinu fosílnych organizmov, podľa ktorej by sa dalo nielen intraregionálne, ale aj interregionálne úspešne korelovať. Pre tento účel boli vypracované veľké medzinárodné korelačné programy, v rámci ktorých participujú i niektorí odborníci z Československa. Jednou z tém je i spracovanie podkladov z hypostratotypov sev. Afriky (Tunisko) za širokej medzinárodnej účasti a typových profilov v rôznych oblastiach v rámci projektu „Mid-Cretaceous Events".

Hypostratotyp koňaku

V oblasti Pontu du Fahs v sz. Tunisku — profil Djebel Fguira Salah so stupňami cenomanu až kampánu vrchnej kriedy — bol navrhnutý i hypostratotyp koňaku (J. Salaj 1976, 1978b, J. Salaj—A. Azzouz—A. L. Maamouri 1976).

Z litologického hľadiska koňak tu predstavujú nasledovné členy (cf. tab. 9):

1. Spodnú časť koňaku bohatú na makrofaunu (ježovky, krinoidy a hipurity) predstavujú kriedové vápence (typ bielej písacej kriedy) s vložkami slieňov. Tieto prevládajú v bazálnej a vrchnej časti súvrstvia (hrúbka 60 m).

Spodná a stredná časť tejto série (40 m) zodpovedá podzóne *Globotruncana cachensis*, zatiaľ čo vrchná časť zodpovedá už podzóne *Globotruncana primitiva* (spodná časť).

Tab. 9 Rozčlenenie hypostratotypu koňaku (podľa J. Salaja 1976).

Amonitové zóny podľa Collignona a Busnarda, in: Ch. Pomerol, 1975

2. Vrchnú časť koňackeho profilu tvoria zelenkavé sliene s polohami slienitých vápencov (3:1). Toto súvrstvie je bohaté na makrofaunu, z ktorej prevládajú limonitizované amonity a ježovky. Na základe tejto makrofauny patrí súvrstvie už vrchnému koňaku.

Vrchnú hranicu vyznačujú tri lavice béžových vápencov s *Inoceramus (Platyceramus) siccensis* Perv., ktoré už patria bazálnemu santónu.

Prevažná časť tohto súvrstvia (okrem posledných 2 metrov) zodpovedá podzóne *Globotruncana primitiva*. Iba v najvrchnejšej časti profilu sa objavuje významná indexová forma *Sigalia deflaensis* (Sigal), na základe ktorej bola vymedzená aj menovitá podzóna predstavujúca najvyšší koňak.

Santón (Santonien)

Stratotyp: nebol stanovený, iba typová oblasť pri meste Saintos (Francúzsko).
Autor stupňa: H. Coquand 1857.

Typová oblasť sa nachádza v okolí mesta Saintos, ďalej kóty Gimeux, Genté a Segonzac, lemujúce Charentskú planinu v blízkosti mesta Cognac.

Autor pôvodne zaraďoval k santónu (str. 749) súvrstvie bielej kriedy, charakterizované nie veľmi typickými skamenelinami. Neskoršie sa o vymedzenie stupňa na základe amonitov pričinil najmä A. de Grossouvre (1889, str. 522), ktorý ku santónu počítal dve amonitové biozóny:

a — *Texanites texanus* (Roem.)

b — *Placenticeras syrtale* Mort.

Litologicky je santón tvorený (tab. 7) lavicami „kriedových" vápencov s hojnými rohovcami. Pevnejšie vápence sú oddelené polohami slienitejších rozpadavejších vápencov až slieňovcov. Celková hrúbka santónu sa odhaduje na 60 m (porovn. M. Séronie—Vivien 1972).

Hranica koňak-santón je zreteľná, a to litologicky i paleontologicky. Po glaukonitických lavicovitých vápencoch koňaku, ktoré sú bohaté na faunu reprezentovanú ostreami, mechovkami a brachiopódmi, nasledujú litofaciálne výrazne odlišné žltkasté a sivé slienité tenkolavicovité vápence. Tieto predstavujú už bázu santónu (H. Coquand 1857, M. Séronie—Vivien 1972). Litologická zmena, ako uvádza M. Séronie—Vivienová (l. c.), je sprevádzaná aj zmenou paleontologickou, predovšetkým u mikrofauny. Ako sme už vyššie poznamenali, sedimenty koňaku sú na mikrofaunu veľmi chudobné. Faciálnou zmenou v santóne sa výrazne mení kvantitatívne zastúpenie mikrofauny v sedimentoch. Hraničný bod medzi koňakom a santónom sa kladie podľa prvého objavenia taxónu Daviesina sp., ktorý podľa M. Séronie—Vivienovej (1972) patrí medzi indexové fosílie pre určenie bázy santónu v celej oblasti, kde bol vyčlenený stratotyp. Z planktonických foraminifer sa tu zistilo len niekoľko pre užšiu biozonáciu bezvýznamných druhov: *Globotruncana* cf. *angusticarinata* Gandolfi, *G. bulloides* Vogler, *G. fornicata* Plummer, *G. lapparenti lapparenti* Brotzen, *G. tricarinata* (Quereau) atď.

Tab. 10 Rozčlenenie hypostratotypu santónu (podľa J. Salaja 1976).

Amonitové zóny podľa Collignona a Busnarda, in: Ch. Pomerol, 1975

Hranica santón-kampán nie je presne definovaná. Sám H. Coquand (1857) oddeľuje kampán od santónu na základe prítomnosti druhu *Ostreia vesicularis* (Lamarck). Litologicky sú vápence začleňované do kampánu. Od santónskych sa odlišujú tým, že kampánske sa postupne stávajú až výrazne ílovitými. Avšak toto kritérium, ako to poznamenáva aj M. Séronie—Vivienová (1972) je nedostačujúce. Jediným paleontologickým kritériom podľa mikrofauny je objavenie druhu *Cibicides beaumontiana* d'Orbigny. Ide o druh, ktorý nie je prítomný v santóne, ale naproti tomu je prítomný v kampáne.

Hypostratotyp santón

Časť vrchnokriedového profilu na lokalite Djebel Fguira Salah pri Pont du Fahs (cf. tab. 10), zodpovedajúca santónu je tiež dokonale odkrytá a vďaka tomu i paleontologicky detailne dokumentovaná (J. Salaj 1976). Preto bola dobre definovaná aj hranica koňak-santón, ako aj santón-kampán, a to po stránke makrofaunistickej i mikrofaunistickej (J. Salaj—A. Azzouz—A. L. Maamouri 1976).

Litologicky bol tento profil rozčlenený nasledovne (J. Salaj 1976):

1. Striedanie svetlých béžovo-krémových vápencov a sivých slieňov (35 m). Na báze sú tri hrubolavicovité polohy vápencov, obsahujúce mimoriadne bohatú makrofaunu inocerámov a reprezentované druhom *Inoceramus (Platyceramus) siccensis* Perv. V tejto sérii sa ďalej vyskytujú ježovky, krinoidy, lamelibranchiáty a vzácne i amonity (*Texanites*, určenie J. Wiedmanna). Vo vrchnej časti sa vyskytujú veľké formy hipuritov.

Mikrobiostratigraficky toto súvrstvie zodpovedá prevažne zóne *Sigalia carpatica*, iba vrchnú časť predstavuje už zóna *Ventilabrella decoratissima*.

2. Súvrstvie slieňov asi 20 m hrubých, zodpovedajúcich zóne *Ventilabrella decoratissima*.

3. Striedanie slienitých vápencov a slieňov (15 m) zodpovedá tiež zóne *Ventilabrella decoratissima*.

4. Séria tmavosivých až čiernych slieňov (150 m) s tromi polohami slienitých vápencov, z ktorých každá má 2 až 3 m hrúbku. Okrem svojej najspodnejšej časti (8 m) zodpovedá ešte zóne *Ventilabrella decoratissima*. Vrchný santón je mimoriadne bohatý na amonity (cf. tab. 3) a zodpovedá na základe planktonických foraminifer zóne *Globotruncana fornicata manaurensis*, v ktorej sa vyskytujú ďalšie významné vedúce druhy: *Globotruncana elevata* (Brotzen), *Anomalina* (Gavelinella) *pseudoexcolata* (Kalinin) a *Ventilabrella alpina* de Klasz.

Kampán (Campanien)

Stratotyp: nebol stanovený, ale iba typová oblasť.
Autor stupňa: H. Coquand (1857).

Tab. 11 Stratigrafické rozčlenenie stratotypu kampánu.

COQUAND 1856				COQUAND 1857	ARNAUD 1877		ARNAUD 1878		GROSSOUVRE 1901		HAUG 1908		GOHARIAN 1971				SERONIE-VIVIEN 1972
„VRCHNÁ KRIEDA"	3.ST.				DORDON	S	S	DORDON=MAASTRICHT	KAMPAN VRCHNÝ	ZÓNA PACHYDISCUS NEUBERGICUS	MAASTRICHT	ZÓNA PACHYDISCUS NEUBERGICUS				FORAMINIFEROVÉ ZÓNY	
						Rb	K_2						KAMPAN	ZÓNA III	III. C	ORBITOIDES MEDIA, PSEUDOORBITOLINA MARTHAE, ABRARDIA MOSAE	ORBITOIDES MEDIA a PSEUDOROTALIA SCHAUBI
		B		DORDON											III. B		
		C				Ra	R_1					ZÓNA BOSTRYCOCERAS POLYPLOCUM			III. A		
	2. STUPEŇ	D	ORBITOIDES MEDIA											ZÓNA II	II. B	ORBITOIDES MEDIA bez ABRARDIA MOSAE	ORBITOIDES MEDIA a GOUPILLAUDINA DAGUINI
		E													II. A		ORBITOIDES MEDIA a A. MONTERELENSIS
		F	KRIEDA S OSTREA VESICULARIS	KAMPAN		Q	Q										
		G			KAMPAN	P	P_3			ZÓNA HOPLITES VARI	KAMPAN	ZÓNA HOPLITES VARI		ZÓNA I		ARNAUDIELLA GROSSOUVREI bez ORBITOIDES MEDIA	ANOMALINA MONTERELENSIS
							P_2		SPODNÝ	ZÓNA MORTONICERAS DELAWARENSE		ZÓNA MORTONICERAS DELAWARENSE					
		ZONÁLNE ČLENENIE STRATOTYPU Lok. AUBETERRE					P_1			ZÓNA PLACENTICERAS BIDORSATUM		ZÓNA PLACENTICERAS BIDORSATUM					
					SANTON	N	N_2		SANTON	ZÓNA PLACENTICERAS SYRTALE	SANTON	ZÓNA PLACENTICERAS SYRTALE					
							N_1										
		3. podstupeň		SANTON		M	M_2			ZÓNA MORTONICERAS TEXANUM		ZÓNA MORTONICERAS TEXANUM					
							M_1										
	1. STUPEŇ	2. podstupeň		KONIAK	KONIAK	Lb	L_2		KONIAK	ZÓNA MORTONICERAS EMSCHERIS	KONIAK	ZÓNA MORTONICERAS EMSCHERIS					
						La	L_1										
		1. podstupeň				K	K			ZÓNA BARROISICERAS HABERFELLNERI		ZÓNA BARROISICERAS HABERFELLNERI					

Hoci autor tohto stupňa neuvádza pri jeho pomenovaní nijakú typovú lokalitu, predsa z jeho predchádzajúcich prác i z monografického diela (1858) z oblasti Charente vyplýva, že mal nepochybne na zreteli lokality:

— Aubeterre na svahoch rieky Dronne;
— svah pri dedine d'Archiac na ľavom brehu rieky Né;
— útesy v oblasti Gironde neďaleko Montagne v kraji Royan;
— oblasť Champagne z okolia Charente.

Vo vyššie uvedenej práci (1858), str. 510) poznamenáva, že stupeň kampán tvoria viaceré vrstvy charakterizované prítomnosťou druhu *Ostrea vesicularis* Lamarck. Z uvedeného, ako aj z kontextu ďalších prác vyplýva, že tomuto druhu sa pripisuje rozhodujúci význam ako fosílii typickej pre kampán. H. Arnaud (1877) na rozdiel od H. Coquanda nepovažuje za rozhodujúcu jednu skamenelinu, ale celú skupinu fosílií. Preto v súvise s kampánom uvádza tieto druhy: *Rhynchonella globata* Arnaud, *Cyphosoma arnaudi* Cotteau, *Belemnitella quadrata* d'Orbigny, *Hippurites arnaudi* Coquand a *Terebratella santoniensis* d'Orbigny. Neskoršie H. Arnaud (1883) poznamenáva, že prítomnosť kampánu signalizuje na jz. bohatý výskyt fosílie *Scaphites binodosus* Roem. a na začiatku stupňa sa objavuje rod *Schizaster*. Na rozdiel od H. Coquanda (l. c.) rozlíšil v kampáne 3 zóny:

— biely alebo glaukonitický vápenec s *Anachytes ovata* Lamarck a *Ostrea vesicularis major*, Lamarck;

— slienitý psamitický vápenec s *Belemnitella quadrata* d'Orbigny ;

— slienitý vápenec s *Rhynchonella globata* Arnaud a *Hippurites arnaudi* Coquand.

A. de Grossouvre (1901, str. 801) uvádza z kampánu 4 zóny (4 — *Pachydiscus neubergicus*, 3 — *Hoplites vari*, 2 — *Mortoniceras delawarense*, 1 — *Placenticeras bidorsatum*), no jeho štvrtá zóna je vlastne totožná s H. Arnaudovou zónou, ktorú uvádza z dordónu (tab. 11).

E. Haug (1908—1911) v podstate prijíma klasifikáciu A. de Grossouvra (l. c.), s tým rozdielom, že oddeľuje zónu *Hoplites vari* od jeho vrchnej časti, kým P. A. Gillard (1944) na lokalite Saintogne rozdeľuje stupeň na tri základné horizonty:

— biele slienité kriedové vápence s *Hoplites vari* Schlütter, *Actinocamax quadratus* Blv.;

— slienité belavé ápence s prechodom do pieskovcov s *Actinocamax quadratus* Blv., *Mortoniceras campaniense* Gross.;

— slienité vápence s prechodom do ílov s *Placenticeras bidorsatum* Roemer, *Rhynchonella globata* Arnaud atď.

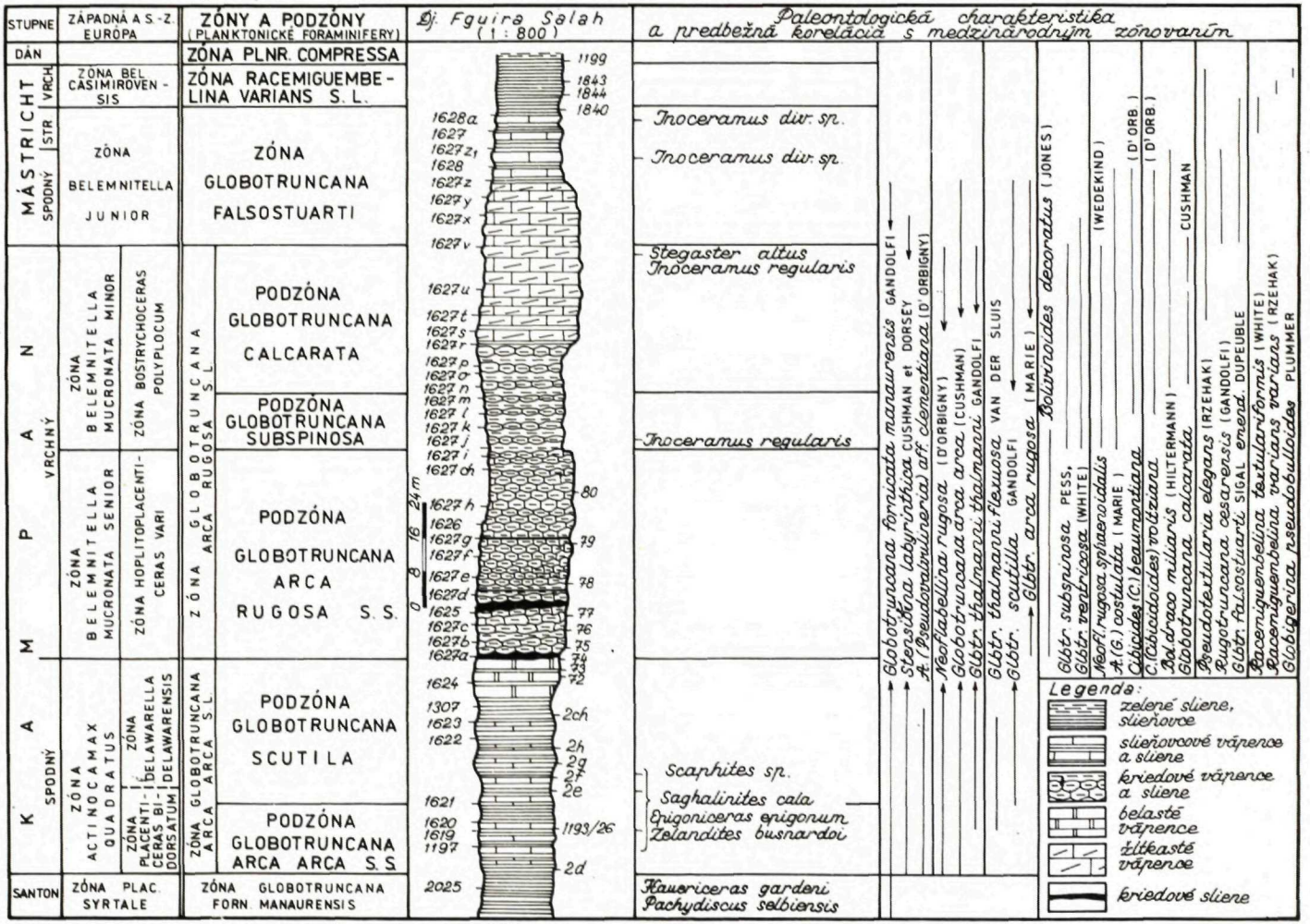
Revíziou typovej lokality kampánu sa zaoberala M. Séronie—Vivienová (1972). Svoju pozornosť upriamila predovšetkým na lokality, ktoré cituje vo svojej práci H. Coquand (l. c.) z oblasti Aubeterre (cf. tab. 11) kde sa podľa autora nachádza typická séria, spočívajúca na santóne. Podľa revidujúcej autorky H. Coquandov santón je v skutočnosti ekvivalentom kampánu z oblasti Champagne. Z toho vyplýva, že lokalita Aubeterre nepredstavuje celý kampán, ale iba jeho vrchnú časť, kým vrchná séria H. Coquandovho kampánu je ekvivalentom mástrichtu z lokality Maestricht. Z toho vyplýva, že lokalita Aubeterre nie je vhodná pre stratotyp kampánu. Preto boli pre štúdium typového kampánu vybrané profily zo svahov na juhu mesta Cognacu v oblasti Charente (porovn. M. Séronie—Vivien 1972). Na týchto profiloch možno študovať vzťah medzi santónom a kampánom na jednej strane a kampánom a mástrichtom na strane druhej.

Zo štúdia vyššie uvedenej autorky vyplýva, že oblasť, ktorú uvádza H. Coquand (l. c.), sa rozprestiera na ploche 250 km^2 (Charente—Aubeterre), pričom sa predpokladá, že obidve formácie, t. j. Aubeterre i Charente, sú rovnakého veku. V skutočnosti však vrchná časť formácie Aubeterre zodpovedá mástrichtu. Nemožno teda považovať profil z Aubeterre za stratotyp. Za stratotyp kampánu boli navrhnuté profily, ktoré sa nachádzajú na JZ od mesta Cognac v blízkosti údolia rieky Né, kde existuje nadväznosť na predchádzajúci stupeň.

Po litofaciálnej stránke kampán predstavujú prevažne mikritické vápence s chudobnou morskou, hlavne bentonickou mikrofaunou. Osobitný význam sa pripisuje druhu *Cibicides beaumontaina* d'Orbigny a *Daviesina* sp., ktoré neboli pozorované v podložných santónskych formáciách. Vo vrchnej časti stupňa bol identifikovaný *Siderolites vidali* Douvillé a *Anomalina monterelensis* Marie.

Z planktonických foraminifer sa z typových profilov uvádzajú nasledovné druhy:

Tab. 12 Rozčlenenie hypostratotypu kampánu a parahypostratotypu mástrichtu (podľa J. Salaja 1976).



Globotruncana arca (Cushman), *G. bulloides* Vögler, *G. conica* White, *G.* ex gr. *elevata* Brotzen, *G. fornicata* Plummer, *G.* cf. *globigerinoides* Brotzen, *G. lapparenti lapparenti* Brotzen, *G. sarmientoi* Gandolfi, *G.* cf. *stuartiformis*, *G. tricarinata* (Quereau) a *G.* cf. *tricarinata* (Quereau). Uvedená asociácia dovoľuje korelovať tento stupeň s mediterránnou škálou pelagických foraminifer.

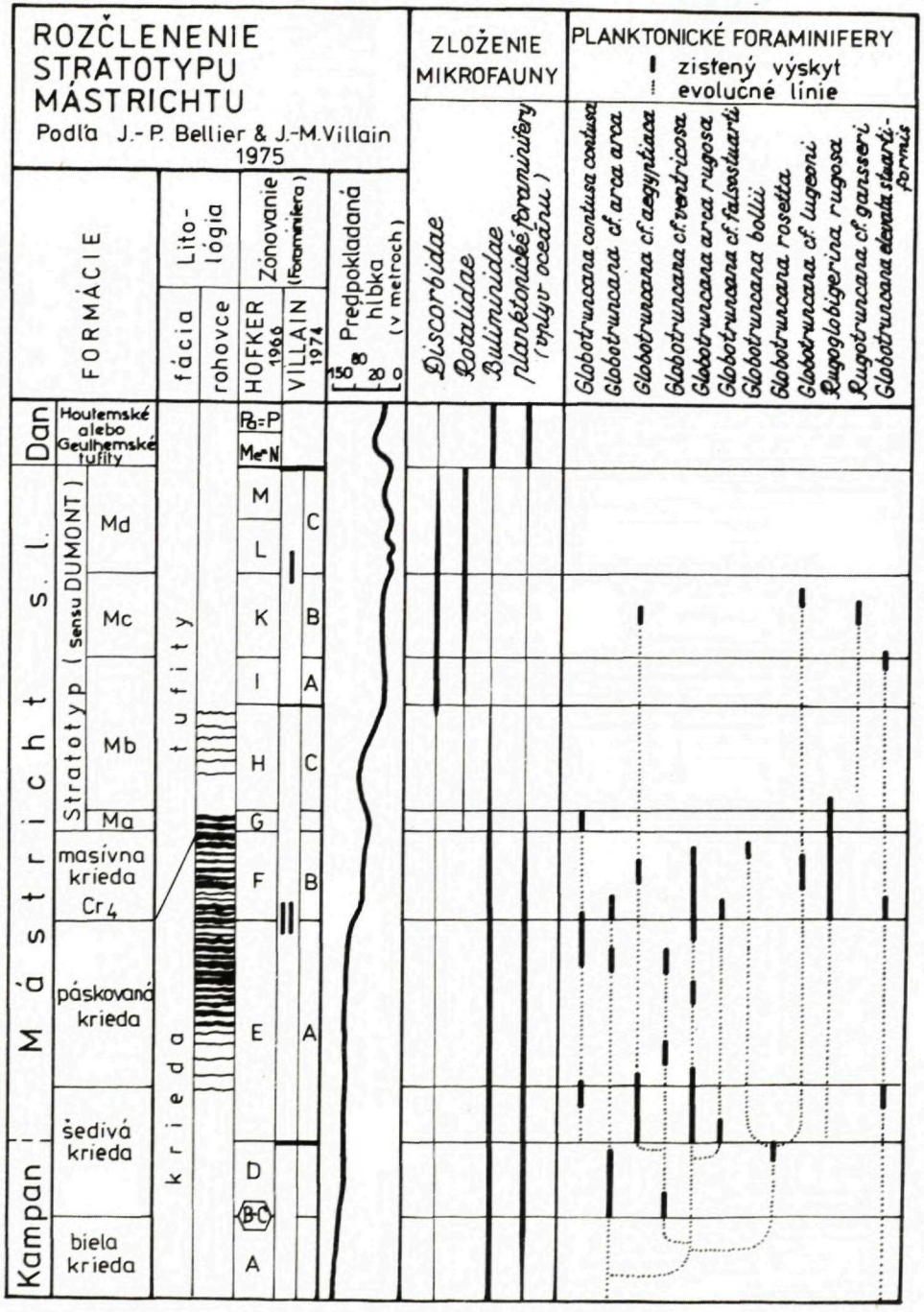
Hypostratotyp kampánu

Z tých istých dôvodov ako sme uviedli pri iných stupňoch, bol navrhnutý pre tetýdnu oblasť hypostratotyp kampánu (J. Salaj 1973; cf. tab. 12). Prítomnosť druhov *Globotruncana* cf. *arca* (Cushman), *G. fornicata* (Plummer), *G. bulloides* Vogler, v zóne *Anomalina monterelensis* na revidovanom typovom profile kampánu (porovn. M. Séronie—Vivien 1972) dovoľuje nám korelovať túto zónu so spodnokampánskou zónou *Globotruncana arca*, definovanou v Západných Karpatoch (J. Salaj—O. Samuel 1966) a preukázanou aj na hypostratotype (J. Salaj 1974b). Vyššie zóny typovej lokality *Anomalina monterelensis—Orbitoides media* a zónu *Orbitoides media—Goupilaudina daguini* dávame do vzťahu s biozónou *Globotruncana arca rugosa* vymedzenú ako v Karpatoch, tak aj na hypostratotype. Naše poznatky sú v súlade aj s najnovšími výskumami J. P. Belliera (1978), ktorý dáva H. Coquandovú (1856b, a) zónu G (=spodný kampán) do vzťahu so zónou *Globotruncana arca arca* a vyššie Coquandové zóny F—C do vzťahu s biozónou *Globotruncana arca rugosa* (=vrchný kampán). Indexová forma posledne menovanej zóny — *Globotruncana arca rugosa* (Marie) sa našla priamo v Coquandovej zóne F (J. P. Bellier 1978).

Dordón (Dordonien)

Typová oblasť: Charente (oblasť Berbézieux), Francúzsko.
Autor stupňa: H. Coquand 1857.
Stratotyp, podobne ako u väčšiny H. Coquandom vymedzených stupňov, nebol vymedzený. Autor pod dordónom označil vrstvy s *Ostrea larva* a *O. vesicularis*. Podľa H. Arnauda (1878, str. 78; 1897, str. 676) dordón predstavuje terminálnu lokálnu fáciu senónskeho sedimentačného cyklu v akvitánskej panve a zodpovedá zóne Q, R, S. A. de Grossouvra (1901a, str. 807) považuje dordón za synonymum mástrichtu. V tomto zmysle ho interpretuje aj M. Séronie—Vivienová (1972), kým podľa názoru J. Sornaya (1957, str. 133), F. Gohariana (1971, str. 24), T. L. Moorkensa (1971), J. Salaja (1976a) a J. P. Belliera (1978) zodpovedá vrchnému kampánu. Bez ohľadu na príslušnosť dordónu k mástrichtu, resp. vrchnému kampánu sa dordón ako stupeň v literatúre nepoužíva. Nanajvýš môže mať význam regionálnej chronostratigrafickej jednotky nižšieho rádu než stupeň.

Tab. 13


ROZČLENENIE STRATOTYPU MÁSTRICHTU
Podľa J.-P. Bellier & J.-M.Villain 1975
FORMÁCIE
fácia
Litológia
rohovce
HOFKER 1966
Zónovanie (Foraminifera)
VILLAIN 1974
Predpokladaná hĺbka (v metroch)
150 80 20 0
ZLOŽENIE MIKROFAUNY
Discorbidae
Rotaliidae
Buliminidae
planktonické foraminifery (vplyv oceánu)
PLANKTONICKÉ FORAMINIFERY
zistený výskyt
evolučné línie
Globotruncana contusa contusa
Globotruncana cf. arca arca
Globotruncana cf. aegyptiaca
Globotruncana cf. ventricosa
Globotruncana arca rugosa
Globotruncana cf. falsostuarti
Globotruncana bollii
Globotruncana rosetta
Globotruncana cf. lugeoni
Rugoglobigerina rugosa
Rugotruncana cf. ganseri
Globotruncana elevata stuarti-formis
Kampan
Dan
M á s t r i c h t s. l.
Stratotyp (sensu DUMONT)
Houtemské alebo Geulhemské tufity
Md
Mc
Mb
Ma
masívna krieda Cr4
pásková krieda
šedivá krieda
biela krieda
k r i e d a
t u f i t y
P0=P
Me=N
M
L
K
I
H
G
F
E
D
B-C
A
C
B
A
C
B
A

Mástricht (Meastrichtien)

Stratotyp: profil Montagne Saint-Pierre.
Autor stupňa: A. Dumont (1850).
Autor vymedzil predmetný stupeň v „Systém maestrichtien" v oblasti Limburg. Zodpovedá stratigrafickej jednotke, ktorú ten istý autor predtým (A. Dumont 1832 — porovn. Lex. stratigr. inter. I, 4a, VI, str. 210—211) označil ako „Calcaire de Maestricht" resp. Omalius d'Halloy (1842) ako „Tieffeau de Meastricht". Podľa autora je vyvinutá v nadloží senónskej „vrchnej kriedy" a tvorí ju krieda" (pieskovcová krieda) a vápence „spodného maestrichtu" (marínna krieda — Cr 4). Podľa súčasného ponímania mástricht v typovej oblasti Limburgu predstavuje len časť (Ma až Md) pôvodného mástrichtu, t. j. interval, pre ktorý sa používa označenie mástricht s. s. Z litofaciálneho hľadiska reprezentuje spodnú časť mástrichtu tzv. vrchná časť šedej kriedy až po marínnu kriedu (Cr 4) a označuje sa spolu i s vyššie uvedenou pieskovcovou i vápencovou „kriedou" ako mástricht s. l. (porovn. M. Liriche 1927, M. Meijer 1959, F. Schmid 1967, J. P. Bellier—J. M. Villain 1975). Ich vzájomné vzťahy, ako aj členenie na zóny vyplýva z priloženej synoptickej tabuľky (tab. 13) doplnenej o vertikálne rozšírenie planktonických foraminifer.

Z ortostratigrafického hľadiska časť autorov stotožňuje mástricht s amonitovou biozónou *Parapachydiscus neubergicus* (=*Pachydiscus neubergicus*), kým Ch. Pomerol (1975) v štandartnej amonitovej škále pre mediteránne pásmo odlišuje dve biozóny: *Pachydiscus neubergicus* (=spodný mástricht) a *Sphenodiscus acutidorsatus* (=vrchný mástricht). E. Haug (1911, str. 1164) chápal mástricht širšie a počítal k nemu celú kriedu s druhom *Belemnitella mucronata* Archangelsky; táto sa však začína objavovať už nižšie, t. j. v kampáne.

Hypostratotyp mástrichtu

Stanovený bol na lokalite El Haria pri El Kefe v Tunisku (J. Salaj 1974a—c). Po litofaciálnej stránke ho tvoria prevažne sliene (cf. tab. 14) mimoriadne bohaté na planktonické foraminifery; umožňujú nielen podrobne členiť mástricht, ale aj v interregionálnom rozsahu paralelizovať a stanoviť hranice voči kampánu na jednej strane a dánu na strane druhej. Spomínaná lokalita predstavuje profil, na ktorom F. Dalbiez (1955) po prvý raz mástricht biozonálne rozčlenil. Nové biozonálne členenie a vzťah k F. Dalbiezovmu členeniu je znázornené na priloženej tabuľke (tab. 14).

Hranica krieda-paleogén

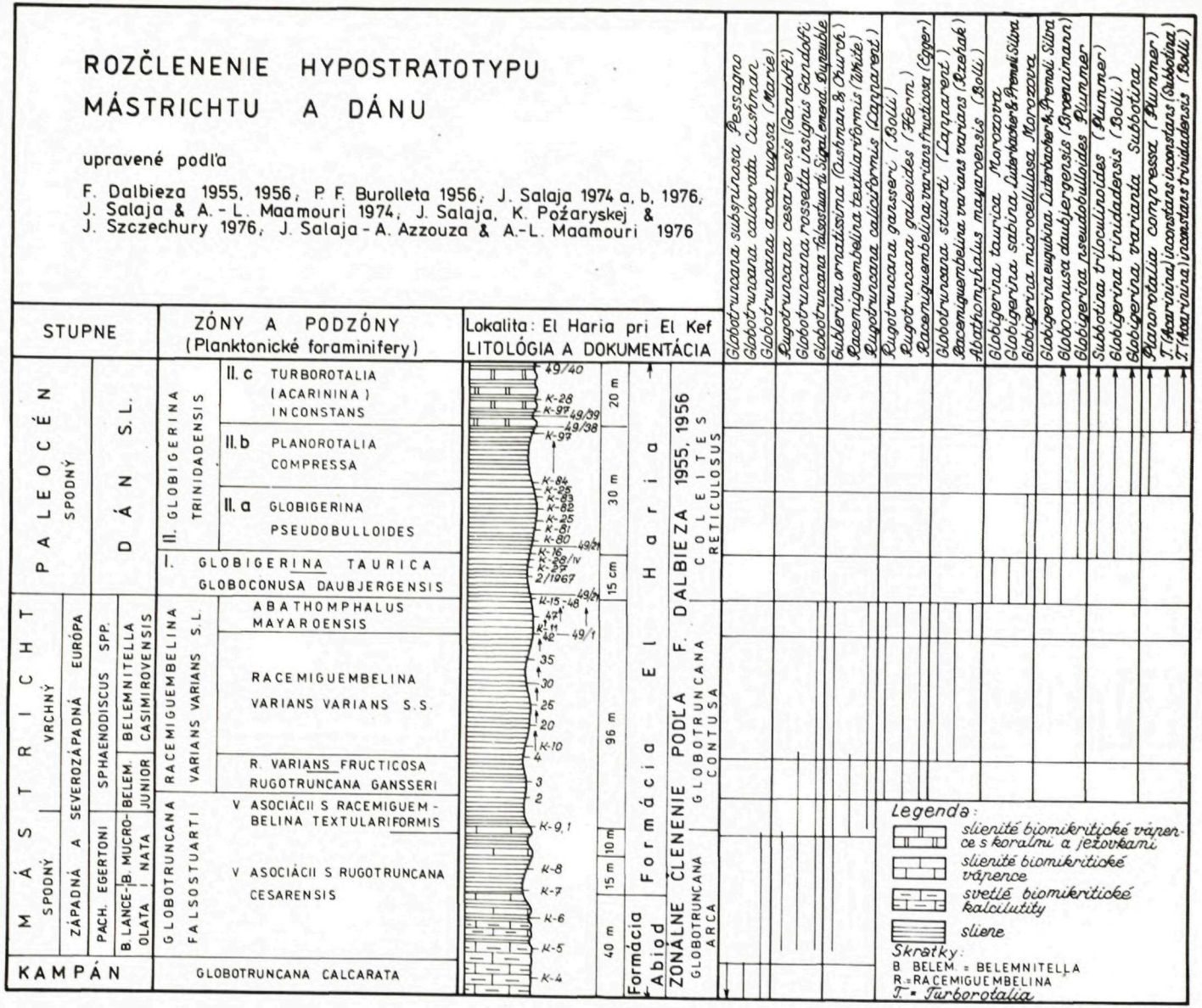
Len čo E. Desor (1847) stanovil stupeň dán, vznikli o príbuznosti tohto stupňa rozdielne názory. E. Desor (l. c., str. 181) považoval dánsky stupeň za vrchnokrie-

Tab. 14

ROZČLENENIE HYPOSTRATOTYPU MÁSTRICHTU A DÁNU

upravené podľa

F. Dalbieza 1955, 1956; P. F. Burolleta 1956; J. Salaja 1974 a, b, 1976; J. Salaja & A.-L. Maamouri 1974; J. Salaja, K. Poźaryskej & J. Szczechury 1976; J. Salaja-A. Azzouza & A.-L. Maamouri 1976



dový, čo vyplýva i z jeho referátu, v ktorom uvádza: „Je zrejmé, že územie, o ktorom sa hovorí, nie je jednoduchou bielou kriedou, pretože leží na poslednej (t. j. bielej kriede; pozn. autorov) práve tak v Dánsku ako aj Laversine a vo Vigny a obsahuje druhy, ktoré sa doteraz v bielej kriede nenašli. Na druhej strane prítomnosť takých rodov ako sú *Ananchytes, Holaster* a *Micraster* nedovoľujú pojať toto územie do terciéru".

Na základe litologickej podobnosti, stratigrafického postavenia a ježovkovej fauny považoval „Calcaire de Faxoe" a vápence zo Stevens Klint za ekvivalentné s pizolitickými vápencami (calcaire pisolitique) Parížskej panvy. Je zaujímavé, že G. Forchhammer (1825), ktorý prvý systematicky študoval kriedové a vápencové vrstvy zo Stevens Klint a Faxe (=Faxoe=Fakse), porovnával ceritiové vápence a vápence z Faxe s „calcaire grossier" Parížskej panvy na základe podobnosti fauny mäkkýšov a považoval ich za terciérne. J. Gardnerová (1884, str. 829) zistila, že korálové vápence až na malé výnimky, neobsahujú žiadne odlišné kriedové mäkkýše.

Od konca minulého storočia až do päťdesiatych rokov tohto storočia takmer vo všetkých učebniciach sa dán považoval za vrchnokriedový stupeň, a tým sa hranica medzi kriedou a paleogénom kládla medzi dánsky a montský stupeň. Problém hranice kriedy a paleogénu bol opäť oživený začiatkom šesťdesiatych rokov. Všeobecne bolo známe, že belemnity, rudisty, amonity atď. koncom mástrichtu vymierajú a v dánskom stupni sa už neobjavujú. Veľmi výrazný zlom pozorovať tiež u mikrofauny, kde sa na rozhraní mástrichtu a dánu namiesto typických kriedových foriem reprezentovaných hlavne rodom *Globotruncana, Rugoglobigerina, Heterohelix, Planomalina, Pseudotextularia, Racemiguembelina* atď. začínajú objavovať formy charakteristické pre terciér, napr. *Globigerina, Globoconusa, Globorotalia* (s. l.), *Chilogumbelina* atď. Tejto zmene takmer všetci paleontológovia zhodne pripisujú svetový význam (porovn. W. A. Berggren 1971). Na základe tohto bolo na Svet. geol. kongrese v Copenhagene v r. 1960 prijaté, že dán predstavuje prvý paleogénny stupeň, čím bola stanovená aj hranica medzi kriedou a terciérom prebiehajúca na rozhraní stupňov mástricht a dán.

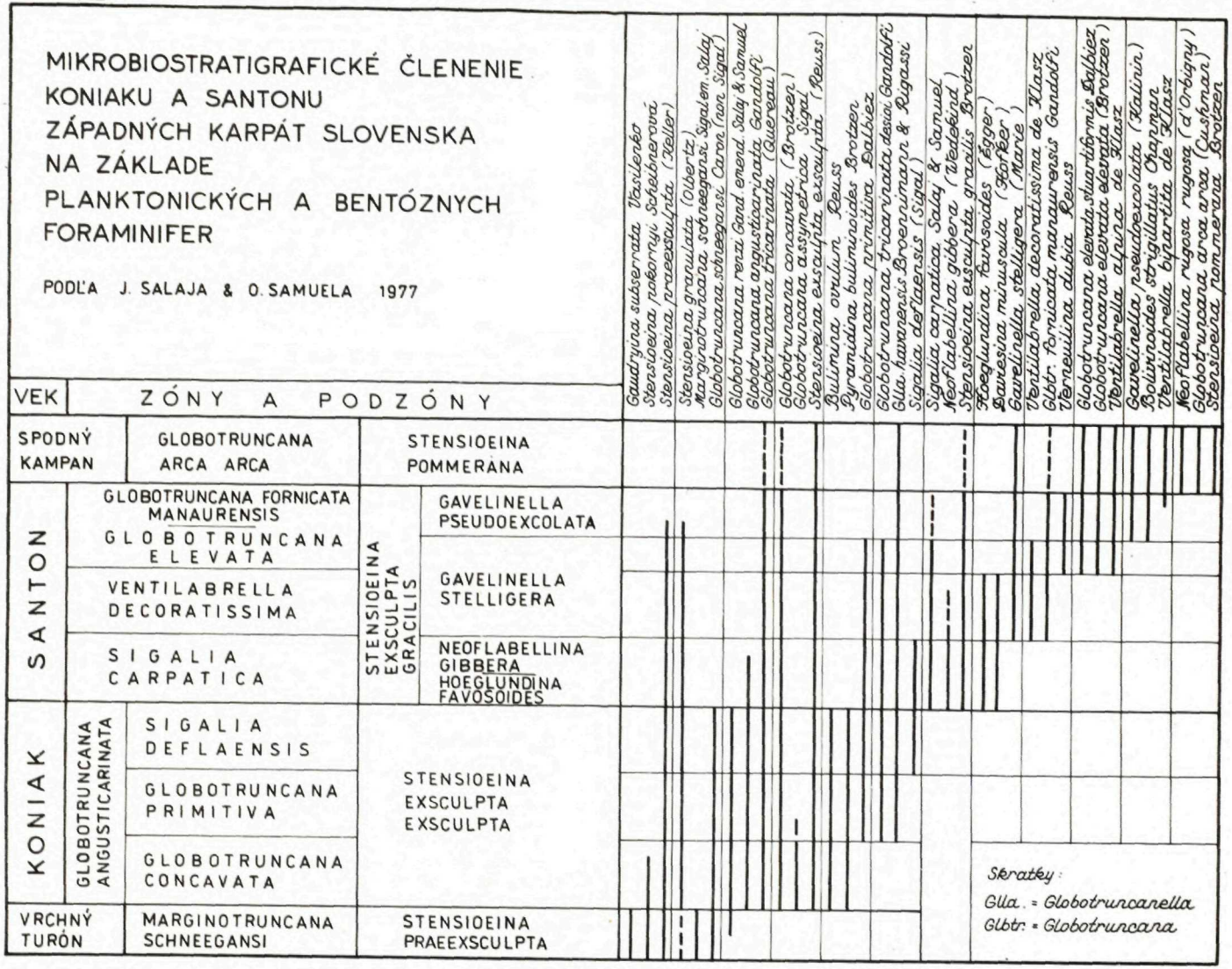
Biozonálne členenie vrchnej kriedy Západných Karpát a ich vzťah ku chronostratigrafickým jednotkám

Ako je všeobecne známe, vrchná krieda je v Západných Karpatoch vyvinutá v podstate v dvoch základných faciálnych typoch. Prvý typ predstavujú flyšové sekvencie s rôznym pomerom pelitickej a psamitickej zložky; je plošne rozšírenejší a vystupuje hlavne vo vonkajšom flyšovom pásme, menej v pásme bradlovom a v jednotkách vnútorných Karpát. Druhý typ tvorí slienitá fácia, ktorá vystupuje najmä v bradlovom pásme. Z biofaciálneho hľadiska sú flyšové sekvencie oproti slienitému typu fácií na obsah fosílií podstatne chudobnejšie a planktonická zložka je

Tab. 15

MIKROBIOSTRATIGRAFICKÉ ČLENENIE KONIAKU A SANTONU ZÁPADNÝCH KARPÁT SLOVENSKA NA ZÁKLADE PLANKTONICKÝCH A BENTÓZNYCH FORAMINIFER

PODĽA J. SALAJA & O. SAMUELA 1977



v nich taktiež vzácnejšie zastúpená. Oba uvedené typy sú buď bezfosílne, alebo na obsah makrofosilií veľmi chudobné, biostratigrafia vrchnokriedových sedimentov bola preto rozpracovaná na základe foraminifer. Veľmi perspektívnym sa zdá byť tiež výskum podľa nanoplanktónu. Veľmi významnú skupinu dierkovcov predstavujú planktonické foraminifery, ktoré umožňujú biostratigrafickú paralelizáciu aj na veľké vzdialenosti. Dokazuje to aj náš prípad korelácie karpatskej a tuniskej kriedy, ktorá má naviac tú výhodu, že okrem foraminifer sa v nej vyskytuje aj makrofauna s dôležitou ortostratigrafickou skupinou — hlavonožcami. Od prvého stanovenia regionálnych biozón v Karpatoch na základe planktonických foraminifer (porovn. J. Salaj—O. Samuel 1966) sa však získal ďalší cenný faktologický materiál i mimo Karpát, uvádzame preto ďalšie skutočnosti o vzťahu vymedzených biozón ku chronostratigrafickým jednotkám, osobitný dôraz kladieme na indexové druhy pre jednotlivé foraminiferové biozóny a tým i chronostratigrafické jednotky v rámci vrchnej kriedy (tab. 15, 16).

Biozóna *Rotundina stephani.* Pôvodnú definíciu tejto zóny podali autori v roku 1966. Stratigraficky ju korelovali s albom až spodným cenomanom. V tomto zmysle ju tiež používa A. L. Maamouri—M. Maamouri (1969), J. M. Massin—J. Salaj (1970) a J. P. Bellier (1973). Zodpovedá vrchnej časti H. M. Bolliho (1957) zóny *Thalmanninella ticinensis ticinensis* (orig. ju definoval F. Dalbiez v r. 1956, ako zónu *Thalmanninella*).

V bradlovom pásme a v niektorých pásmach vnútorných jednotiek nad predchádzajúcou albskou biozónou *Thalmanninella ticinensis ticinensis* sa vyskytujú asociácie, ktoré predstavujú ďalší významný mikrobiostratigrafický horizont, zodpovedajúci zóne *Rotundina stephani.* Od predchádzajúcej zóny sa odlišuje hlavne výskytom nových foriem: *Rotundina stephani* (Gandolfi), *Thalmanninella ticinensis stephani* (Gandolfi), *Thalmanninella appenninica balernaensis* Gandolfi a typických foriem druhu *Ticinella roberti* Reichel (non Gandolfi). Medzi charakteristické znaky zóny patrí aj postupné vymieranie niektorých druhov ako *Thalmanninella ticinensis subticinensis* (Gandolfi), *Haplophragmoides nonioninoides* (Reuss), *Epistomina (Brotzenia) spinulifera polypioides* (Eichenberg), *E. (Hiltermania) chapmani* Dam, *Eurycheilostoma grandstandensis* Tappan, *Pleurostomella obtusa* (Berthelin) a i. na jednej strane a neprítomnosť druhu *Thalmanninella brotzeni* Sigal (ktorý patrí medzi najrozšírenejšie formy nasledujúcej zóny) na strane druhej.

Opisovaná biozóna v Západných Karpatoch nie je doteraz doložená amonitovou faunou. Preto sme nútení o jej veku uvažovať nepriamo, t. j. na základe štúdia profilov v rôznych fáciách. Podrobný mikrofaunistický rozbor vzoriek ukázal, že asociácie foraminifer charakteristické pre túto biozónu sa objavujú hlboko pod prvým výskytom významných spodnocenomanských druhov, — *Thalmanninella brotzeni* Sigal a *Th. appenninica appenninica* (Renz.). Na základe tejto skutočnosti planktónne asociácie korelujeme s vrchným albom až najspodnejšou časťou cenomanu.

Pre príslušnosť tejto zóny k albu na mnohých miestach hovorí spoločný výskyt spomínaných planktonických a bentóznych druhov, ktorých vertikálne rozpätie nepresahuje hranicu albu. Na druhej strane významné planktonické formy tejto biozóny sa vyskytujú spoločne s druhom *Anomalina (Gavelinopsis) cenomana* (Brotzen), o ktorom sa všeobecne súdi, že sa nezačína objavovať skôr než v cenomane. Z toho je zrejmé, že významné planktonické druhy predmetnej zóny majú väčšie stratigrafické rozpätie a nepochybne prechádzajú až do najspodnejšieho cenomanu. Preto je veľmi obtiažne presne stanoviť hranice medzi albom a cenomanom, ak sa v zónach vyskytujú planktonické asociácie. Zdá sa však, že na rozhraní spomínaných stupňov sa objavuje druh *Clavihedbergella simplex* (Morrow), ktorý sa v Západných Karpatoch vyskytuje len veľmi sporadicky. Ak je prítomný, môžeme ho považovať za indexovú formu pre bázu cenomanu.

Otázka vzťahu biozóny *Rotundina stephani* k amonitovým zónam bola riešená na opornom profile albu na lokalite Djebel Fguira Salah (pri Pont du Fahs, Tunisko), kde boli stanovené hypostratypy vrchnej kriedy pre cenoman až kampánske stupne (cf. J. Salaj—A. Azzouz—A. M. Maamouri 1976).

Na tomto profile asociácie biozóny *Rotundina stephani* sa vyskytujú spolu s amonitmi vrakónu, t. j. vrchného albu (cf. J. Salaj—J. P. Bellier 1975), ktoré podrobne opísal L. Pervinquière (1903) a M. Solignac (1927). Súčasne tu bolo preukázané, že najvrchnejšia časť tejto biozóny zasahuje až do bazálneho cenomanu, ktorý tu bol doložený makrofaunou *Hibolites ultimus* d'Orb., *Mortoniceras inflatum* Sow., *Acanthoceras martinpreyi* Coq., *Acanthoceras* cf. *jumboi africa* Perv. a *Stoliczkaia dispar africana* Perv.

Na základe uvedených údajov môžeme usudzovať, že stratigrafická pozícia biozóny *Rotundina stephani* v Západných Karpatoch je analogická. Zatiaľ nepoznáme nijaké priame fakty, ktoré by spochybňovali jej stratigrafickú ekvivalenciu s tuniskou oblasťou.

Pre úplnosť treba poznamenať, že druh *Rotundina stephani* (Gandolfi) sa tiež nachádza v typovej oblasti stratotypu albu v Aube, v rozsahu najvrchnejší alb až najspodnejší cenoman. C. Larcher—P. Rat—M. Malapris (1965, str. 250) ho tu však opisujú ako *Praeglobotruncana stephani* (Gandolfi).

Biozónu *Thalmanninella brotzeni* definoval viac-menej súčasne R. Lehmann (1966) a J. Salaj—O. Samuel (1966). Jej spodnú hranicu charakterizuje prvé objavenie druhu *Thalmanninella brotzeni* Sigal. V zmysle j. Salaja—O. Samuela (1966) a súhlasne i J. Sigala (1967) sa objavuje tento druh bezprostredne nad bázou spodného cenomanu, kým podľa R. Lehmana (1962) až oveľa neskoršie. Na hypostratotype cenomanu sa indexová forma tejto biozóny objavuje v spodnom cenomane, t. j. v amonitovej biozóne Mantelliceras martinpreyi, čím sa preukázala opodstatnenosť ponímania karpatskej biozóny v jej pôvodnom zmysle. Vrchná hranica biozóny *Thalmanninella brotzeni* je definovaná prvým objavením

druhu *Thalmanninella appenninica* (Renz). V opisovanej zóne sa nachádzajú asociácie foraminifer, v ktorých ešte chýbajú typické formy druhu *Thalmanninella appenninica appenninica* (Renz) a náhle vo veľkom množstve sa objavuje druh *Th. brotzeni* Sigal. Táto forma zvlášť v pelagických sedimentoch bradlového pásma a manínskej jednotky, obdobne ako na hypostratotype cenomanu, silne dominuje nad ďalšími druhmi a niekedy dosahuje 50—90 % z celkového počtu jedincov. K nej pristupuje *Hedbergella brittonensis* Loeblich et Tappan a *Schackoina cenomana* Gandolfi. V rámci tejto biozóny sa bežne ešte vyskytuje *Planomalina (Planomalina) buxtorfi* (Gandolfi), kým typické formy predchádzajúcej zóny sú čo do počtu značne redukované a niektoré z nich v priebehu zóny vymierajú. Opisovanú biozónu dávame do vzťahu s nižšou časťou spodného cenomanu, na rozdiel od R. Lehmanna (1966), ktorý ju dáva do vzťahu so stredným cenomanom.

Biozóna *Thalmanninella appenninica appeninnica.* Prvýkrát bola definovaná ako spodnorotaliporová zóna (cf. F. Dalbiez, 1955 a H. M. Bolli 1957), t. j. ako zóna *Rotalipora appenninica appenninica.* Zodpovedá vrchnej časti spodného cenomanu až spodnej časti stredného cenomanu (cf. J. Salaj—O. Samuel 1966, M. Sturm 1969).

V asociácii foraminifer tejto biozóny dominuje druh *Thalmanninella appenninica appenninica* (Renz), ktorý niekedy vytvára 50—70 % z celkového počtu vyskytujúcich sa jedincov. Prítomný je ešte druh *Th. appenninica balernaensis* (Gandolfi) a *Schackoina cenomana* (Schacko). Takmer súčasne s *Th. appenninica appenninica* (Renz) sa objavuje *Hedbergella portsdownensis* (Wiliams et Mitchel), *H. brittonensis* et Tapan a *Praeglobotruncana delrioensis* (Plummer), ktoré zároveň určujú aj spodnú hranicu opisovanej biozóny. S určitým časovým posunom sa objavuje *Th. globotruncanoides* (Sigal), *Thalmanninella deeckei* (Franke), *Thalmanninella evoluta* (Sigal) a *Rotalipora bicarinata* Samuel—Salaj. Druhy *Thalmanninella deeckei* (Franke) a *Thalmanninella evoluta* (Sigal) maximum svojho rozšírenia dosahujú vo vyššej časti biozóny *Thalmanninella appenninica.* Vrchné ohraničenie biozóny určuje prvý výskyt zástupcov *Rotalipora* ex gr. *cushmani cushmani* (Morow). Túto biozónu dávame do vzťahu s vrchnou časťou spodného cenomanu a so spodnou časťou stredného cenomanu — je veľmi dobre doložená amonitovou faunou. Jej spodná časť na lokalite Dj. Ech Chama (Tunisko cf. L. Castany 1951, J. M. Massin—J. Salaj 1970) ako aj na hypostratotype cenomanu (loc. Dj. Fguira Salah, cf. tab. 3) je doložená amonitmi zóny *Mantelliceras mantelli.* Rovnako aj vrcholová časť zóny *Thalmanninella appenninica* na lokalite Dj. Fguira Salah (cf. tab. 3), ako aj v jv. Francúzsku (cf. B. Porthault—G. Thomel—O. de Villoutreys, 1966) je doložená amonitmi zóny *Acanthoceras rhotomagense.*

Skutočnosť, že biozóna *Thalmanninella appenninica* predstavuje na jednej strane značný časový interval a na strane druhej prítomnosť viacerých vedúcich foriem, nám

dovoľuje rozdeliť túto zónu na viac subzón (A. Began—J. Hašk o—J. Salaj—O. Samuel 1978):

a) Subzóna *Thalmanninella appenninica* (s. s.) predstavuje časť zóny *Thalmanninella appenninica* s. l. Kým bázu tejto podzóny určuje prvé objavenie druhu *Thalmanninella appenninica appenninica* (Renz), zatiaľ vrchná hranica je daná objavením sa druhu *Thalmanninella deeckei* (Franke).

Významnými druhmi tejto subzóny sú: *Thalmanninella appenninica* (Renz), *Th. globotruncanoides* (Sigal), *Th. brotzeni* Sigal a *Praeglobotruncana delrioensis* (Plummer).

b) Subzóna *Thalmanninella deeckei*. Spodnú hranicu definuje prvé objavenie druhu *Thalmanninella deeckei* (Franke), zatiaľ čo vrchnú hranicu určuje objavenie druhu *Thalmanninella evoluta* (Sigal).

V tejto subzóne popri druhu *Thalmanninella appenninica* (Renz) a *Thalmanninella deeckei* (Franke; = *Thalmanninella appenninica gandolfi* Luterbacher et Premoli Silva) majú *Thalmanninella globotruncanoides* (Sigal) a *Praeglobotruncana marginaculeata* (Loeblich et Tappan) značné zastúpenie.

c) Subzóna *Thalmanninella evoluta*. Spodná hranica je určená prvým objavením druhu *Thalmanninella evoluta* (Sigal) a vrchná hranica objavením druhu *Rotalipora bicarinata* Samuel—Salaj.

V tejto subzóne veľa druhu *Thalmanninella evoluta* (Sigal) značne zastúpenie dosahujú ešte druhy *Thalmanninella brotzeni* Sigal, *Thalmanninella globotruncanoides* (Sigal) a *Thalmanninella deeckei* (Franke). Po prvý raz sa tu objavuje *Praeglobotruncana gibba* Klaus a *Praeglobotruncana indica* (Jacob et Sastri).

d) Súbzóna *Rotalipora bicarinata*. Pôvodne ju definoval J. Salaj (1974a) a J. Salaj—J. P. Bellier (1975). Jej spodnú hranicu určuje prvé objavenie druhu *Rotalipora bicarinata* Samuel—Salaj, zatiaľ čo vrchnú hranicu objavenie druhu *Rotalipora montsalvensis* (Mornod).

Ide o pomerne veľmi úzku subzónu, pretože druh *Rotalipora bicarinata* Samuel—Salaj veľmi rýchlo nadobúda charakteristické znaky taxónu *Rotalipora montsalvensis* (Mornod).

Vedľa *Rotalipora bicarinata* Samuel et. Salaj, vyskytujúceho sa pomerne vzácne, najväčšie zastúpenie dosahujú druhy *Thalmanninella evoluta* (Sigal), *Praeglobotruncana gibba* (Klaus), *Thalmanninella deeckei* (Franke) a *Praeglobotruncana indica* (Jacob et Sastri).

Pre doplnenie stratigrafie treba ešte uviesť, že vo flyšovej fácii cenomanu manínskej jednotky popri asociáciách malých foraminifer sa v cenomane vyskytujú aj asociácie orbitolín (*Orbitolina concava* Lamarck, *O. conica* Archiac, *O. mammilata* Archiac, *O. plana* (Archiac). Opierajúc sa o prácu M. *Neumannovej* (1963) začleňujeme sedimenty s vyššie spomínanými orbitolínami, na rozdiel od doterajšiej interpretácie (O. Salaj—O. Samuel 1966, str. 40), do spodného

cenomanu. Spolu s asociáciami orbitolín sa planktonické foraminifery nachádzajú veľmi vzácne; väčšinou sa vyskytujú len druhy so širším stratigrafickým rozpätím, čo veľmi sťažuje ich vzájomnú koreláciu.

Vzhľadom k tomu, že aj na stratotype cenomanu (doloženého amonitmi) sa toto spoločenstvo orbitolín vyskytuje vo vrchnej časti spodného cenomanu (cf. M. Neuman—P. Juignet—J. Louail—P. Moreau 1974, str. 7) dávame orbitolínové vrstvy do vzťahu s planktónnou biozónou *Thalmanninella appenninica* (vrchná časť spodného cenomanu — spodná časť stredného cenomanu), a to napriek tomu, že planktonické foraminifery na stratotype spodného — stredného cenomanu nie sú známe.

Biozónu *Rotalipora cushmani* (s. l.) pôvodne definoval A. M. Borsetti (1962) ako zónu *Rotalipora cushmani*, prípadne J. Salaj—O. Samuel (1966) ako zónu *Rotalipora* ex gr. *cushmani* a J. Salaj (1976) ju upravil na zónu *Rotalipora cushmani* s. l.

Jej spodná hranica je určená objavením druhu *Rotalipora cushmani* (Morrow) a vrchná objavením druhu *Praeglobotruncana imbricata* (Mornod), ako aj úplným a náhlym vymretím rotalipor.

Biozóna *Rotalipora cushmani* s. l. Tvorí ďalší významný mikrostratigrafický horizont práve zásluhou zástupcov typického druhu biozóny, ktorý (resp. jeho subspécie) dominuje nad ostatnými. V slienitom vývine bradlového a manínskeho pásma niektoré formy vytvárajú takmer monospoločenstvá, čo nám umožňuje vymedziť dve subzóny, a to subzónu *Rotalipora montsalvensis* a subzónu *Rotalipora turonica.*

a) Subzónu *Rotalipora montsalvensis* pôvodne definoval J. Salaj—O. Samuel (1966) ako *Rotalipora cushmani montsalvensis*, predstavujúcu spodnú časť biozóny *Rotalipora cushmani* (cf. tiež J. M. Massin—J. Salaj 1970, J. P. Bellier 1971, 1973).

Jej spodná hranica je určená objavením druhu *Rotalipora montsalvensis* (Mornod) a *Rotalipora cushmani* (Morrow), zatiaľ čo vrchnú hranicu charakterizuje objavenie druhu *Rotalipora turonica* Brotzen.

V subzóne *Rotalipora montsalvensis* dominuje druh *Rotalipora montsalvensis* (Mornod), ktorý spolu s *Epistomina* (Brotzenia) *postdorzoplana* (Vasilenko), *Anomalina (Gavelinella) berthelini* Keller, *Rotalipora montsalvensis minor* (Mornod) a *Praeglobotruncana marginaculeata* (Loeblich et Tappan) charakterizujú predmetnú subzónu. So zreteľom na literárne údaje o vertikálnom rozšírení niektorých významnejších druhov a na superpozíciu korelujeme túto subzónu s vyššou časťou stredného cenomanu.

Na hypostratotype cenomanu sa dáva na základe nálezov amonitov do vzťahu s vrchnou časťou amonitovej zóny *Acanthoceras rotomagense* (predstavujúca najvrchnejšiu časť stredného cenomanu) a so spodnou časťou zóny *Calycoceras naviculare*, ktorá zodpovedá už vrchnému cenomanu.

Údaje o výskyte druhu *Rotalipora montsalvensis* (cf. B. Porthault 1969)

z najvrchnejšej časti spodného cenomanu (z amonitovej zóny *Manteliceras mantelli*) v jv. Francúzsku sa nám zdajú neopodstatnené. Domnievame sa, že ide skôr o druh *Thalmanninella evoluta* (Sigal), s ktorým má *Rotalipora montsalvensis* (Mornod) najväčšiu afinitu. V prospech tohto názoru sa prihovára aj skutočnosť, že v zóne *Mantelliceras mantelli* na viacerých lokalitách Tuniska sa ani v jednom prípade nenašiel druh *Rotalipora montsalvensis* (Mornod).

b) Subzónu *Rotalipora turonica* pôvodne definoval J. Salaj—O. Samuel (1966) ako subzónu *Rotalipora cushmani turonica*, predstavujúcu vrchnú časť zóny *Rotalipora cushmani* (cf. tiež J. M. Massin—J. Salaj 1970, J. P. Bellier 1973).

Spodnú hranicu indikuje objavenie druhu *Rotalipora turonica* Brotzen, kým vrchnú hranicu objavenie druhu *Praeglobotruncana imbricata* (Mornod) a náhle vymretie rotalipor.

Asociácia foraminifer tejto biozóny sa najčastejšie skladá z druhov *Rotalipora cushmani* (Morrow), *R. expansa Carbonier*, *R. thomei* Hagn et Zeil, *R. turonica* Brotzen, *Schackoina multispinata* (Cushman et Wickenden), *Schackoina gandolfi* Reichel a typickými formami druhu *Thalmenninella reicheli* (Mornod). Posledne menovaný druh patrí spolu s *Rotalipora cushmani* (Morrow) a *Rotalipora turonica* Brotzen medzi najrozšírenejšie druhy subzóny (60—90 %).

V rámci tejto subzóny sa dosť bežne vyskytujú i praeglobotrunkány, menovite: *Praeglobotruncana marginaculeata* (Loeblich et Tappan), *Pr. gibba* Klaus a *Pr. delrioensis* (Loeblich et Tappan) — v priebehu tejto biozóny postupne vymierajú.

Pri pokuse o paralelizáciu opisovanej subzóny s medzinárodnou chronostratigrafickou stupnicou sme dlho narážali na problém výskytu takých druhov (resp. druhu) planktonických foraminifer, ktoré by boli vhodnou indexovou formou pre stanovenie hranice medzi cenomanom a turónom. Mnohí autori oddeľovali vrhný cenoman od turónu najčastejšie na základe druhov *Praeglobotruncana helvetica* (Bolli), *Pr. imbricata* (Mornod), *Globotruncana renzi* Gandolfi, prípadne *Gl. sigali Reichel* a v epikontinentálnom vývine hlavne *Gl.* ex gr. *linneiana* (Orbigny), o ktorých sa predpokladalo, že sa začínajú objavovať na rozhraní spomínaných stupňov. V tomto zmysle sa interpretovala hranica medzi cenomanom a turónom aj v Západných Karpatoch.

Novšie výskumy však ukázali, že tieto druhy, aspoň v tetýdnej oblasti, sa nezačínajú objavovať na báze turónu, ale vo vyššej časti v prvej, resp. až v druhej inocerámovej zóne turónu (porovn. F. Dalbiez 1956, J. Klaus 1959, 1960). Obaja autori zo spodnej časti spodného turónu uvádzajú ešte rotalipory, ktoré sa bežne nachádzajú vo vrchnom cenomane. Prítomnosť rotalipor v spodnej časti spodného turónu (zónu *Metoiceras geslinianum* a zónu *Fagesia superstes* v jv. Francúzsku jednoznačne preukázal B. Porthault—G. Thomel—O. de Villoutreys 1966). Z toho vyplýva, že oddelenie predmetných dvoch stupňov na základe bežných planktonických foriem je za súčasného stavu výskumov veľmi obtiažné.

Vzhľadom na túto skutočnosť by potom naša subzóna *Rotalipora turonica* predstavovala tiež najspodnejšiu časť spodného turónu ako to bolo aj pôvodne interpretované.

Biozónu *Praeglobotruncana imbricata* pôvodne definoval J. Salaj—O. Samuel (1966). Jej báza je určená objavením druhu *Praeglobotruncan imbricata* (Mornod) a jej vrchná hranica objavením sa druhu *Helvetoglobotruncana helvetica* (Bolli) a *Praeglobotruncana oraviensis trigona* Scheibnerová. Stratigraficky zodpovedá vrchnej časti spodného turónu.

V asociácii foraminifer tejto biozóny, hlavne v bradlovom pásme, sa nachádza *Helvetoglobotruncana praehelvetica* (Trujillo), *Praeglobotruncana hagni* Scheibnerová, *Rugoglobigerina hoelzli* Hagn et Zeil, *Praeglobotruncana turonica* Samuel et Salaj spolu s radiolériami a bentickými aglutinovanými foraminiferami. V manínskom pásme však radiolárie v turóne nie sú prítomné.

Čo sa týka zloženia asociácií planktonických foraminifer tejto biozóny, môžeme konštatovať, že je tá istá ako v Alpách (prvýkrát ju opísal H. Hagn—W. Zeil 1954), ako aj v Kalifornii, kde ju zistil R. S. Douglas (1969) — nazval ju zóna *Globotruncana roddai* Jej vedúcou formou je druh zóny *Globotruncana roddai* (Marianos et Zingle), ktorý však považujeme za synonymum druhu *Praeglobotruncana hagni* Scheibnerová (cf. R. G. Douglas 1969, str. 135).

Uvedená asociácia sa čiastočne odlišuje od synchrónnych spoločenstiev, vyskytujúcich sa ako v severnej tak aj v južnej časti tetýdneho pásma. V týchto periférnych častiach bola vyčlenená zóna *Rotundina cretacea* ekvivalentná zóne veľkých globigerín, ktorú definoval R. Lehmann (1962) a J. van Hinte (1965) premenoval ju na zónu *Hedbergella gigantea*. Vzhľadom k tomu, že *Hedbergella gigantea* Lehmann je synonymum druhu *Rotundina cretacea* (Orbigny) a v Lehmannovej zóne sa vyskytuje aj *Praeglobotruncana imbricata* (Mornod), premenoval J. Salaj (1970) túto biozónu na *Praeglobotruncana imbricata — Rotundina cretacea*. Jej stratigrafickým ekvivalentom v tetýdnom pásme je biozóna *Praeglobotruncana imbricata* (J. M. Massin—J. Salaj 1970, J. P. Bellier 1971).

Paleoklimatické faktory spojené so všeobecným ochladením začiatkom turónu spôsobili náhle vymretie talmaninel a rotalipor (cf. P. Marks 1967, T. L. Moorkens 1969, J. Salaj 1974a). Zdá sa, že najadaptívnejšou formou bol druh *Rotundina cretacea* (d'Orbigny), z ktorého sa vyvinul druh *Helvetoglobotruncana praehelvetica* (Trujillo), ktorý je morfologicky veľmi podobný druhu *Helvetoglobotruncana helvetica* (Bolli), s ktorým ho mnohí autori stotožňovali. Z uvedeného veľmi názorne vyplýva prečo je v Kalifornii a v Mexiku biozóna *Helvetoglobotruncana helvetica* vyvinutá bezprostredne nad zónou *Rotalipora cushmani*. Pri interregionálnej paralelizácii nemôžeme obidve zóny stotožňovať, nakoľko nie sú zo stratigrafického hľadiska úplne synchrónne.

S paleogeografickou diferenciáciou je treba rovnako počítať aj v stratigrafii

založenej napr. na nanoplanktóne a hlavne na jej korelácii s planktonickými foraminiferami. Nedávno sa A. Manivitová (1971) z podobných príčin dopustila chyby, keď bezprostredne nad biozónou *Rotalipora cushmani* uviedla biozónu *Helvetoglobotruncana helvetica.*

Biozónu *Helvetoglobotruncana helvetica* pôvodne definoval J. Sigal (1952, 1955) a F. Dalbiez (1955) ako zónu *Globotruncana helvetica,* pričom jej rozsah sa kryl s rozpätím vedúceho druhu. Neskoršie zónu premenovala V. Scheibnerová (1958) na zónu *Praeglobotruncana helvetica* a v r. 1970 J. Salaj na zónu *Helvetoglobotruncana helvetica.* Jej spodnú hranicu určujú objavenia druhu *Helvetoglobotruncana helvetica* (Bolli) a vrchnú objavenie druhu *Marginotruncana schneegansi* Sigal, emend. Salaj.

Biozóna *Helvetoglobotruncana helvetica* sa nachádza v tetýdnej oblasti nad zónu *Rotundina cretacea — Praeglobotruncana imbricata,* prípadne nad zónou *Praeglobotruncana imbricata* v oblastiach predstavujúcich s. okraj tetýdnej oblasti.

V boreálnej oblasti typická biozóna *Helvetoglobotruncana helvetica* nie je známa. Pokiaľ sa druh *H. helvetica* (Bolli) vyskytuje, tak iba sporadicky. V tejto súvislosti treba tiež poznamenať, že táto zóna nebola doteraz identifikovaná nielen na stratotype turónu (cf. J. P. Bellier 1968, 1971), ale ani v celej Parížskej panve.

Neprítomnosť tohto druhu v týchto oblastiach je dôsledkom nepriaznivých ekologických podmienok, potvrdzujúcich paleogeografickú diferenciáciu i odlišný vývoj mikrofauny tetýdnej a boreálnej oblasti.

a) Subzónu *Praeglobotruncana oraviensis trigona* definoval J. Salaj—O. Samuel (1966) ako spodnú časť biozóny *Helvetoglobotruncana helvetica.* Spodnú hranicu určuje objavenie druhov *Helvetoglobotruncana helvetica* (Bolli) a *Praeglobotruncana oraviensis trigona* Scheibnerová, zatiaľ čo vrchnú hranicu charakterizuje objavenie druhu *Praeglobotruncana biconvexa* (Samuel et Salaj).

Charakteristickým znakom tejto subzóny je hojné zastúpenie druhu *Praeglobotruncana oraviensis trigona* Scheibnerová. Typické formy tohto druhu sa objavujú takmer súčasne s druhom *Helvetoglobotruncana helvetica* (Bolli) a určujú spolu s druhom *Globorotalites hangensis* Vasilenko spodnú hranicu subzóny. Posledne menovaný druh sme zistili nielen v asociáciách tejto subzóny, ale aj v ostatných subzónach biozóny *Helvetoglobotruncana helvetica.* Veľmi úzke vertikálne rozšírenie mu pripisuje aj autor typického druhu (V. P. Vasilenko 1961), ktorý ho uvádza len z jednej zóny (*Globorotalites hangensis*). Vek: spodná časť stredného turónu.

b) Subzónu *Praeglobotruncana biconvexa* pôvodne definoval J. Salaj—O. Samuel (1966) ako vrchnú časť biozóny *Helvetoglobotruncana helvetica,* neskôr J. Salaj (1970) len ako strednú časť tejto biozóny.

Jej spodná hranica je určená objavením druhov *Praeglobotruncana biconvexa* (Samuel et Salaj), kým vrchná hranica určuje prvé objavenie *Globotruncana turona* (Olbertz).

Subzóna *Praeglobotruncana biconvexa* sa vyznačuje náhlou redukciou až vymiznutím druhu *Praeglobotruncana* ex gr. *oraviensis* Scheibnerová, ktorý dosiahol optimum rozšírenia v predchádzajúcej subzóne. Po prvý raz sa tu objavuje *Pr. biconvexa biconvexa* (Samuel et Salaj), *Pr. biconvexa gigantea* (Samuel et Salaj) a *Marginotruncana marginata* (Reuss). Prítomné sú tiež rádiolériové a bentonické aglutinované foraminifery. Predpokladáme, že táto subzóna predstavuje strednú časť stredného turónu.

c) Subzóna *Globotruncana turona* stanovená na hypostratotype ako aj parahypostratotype turónu (cf. J. Salaj 1972, 1978a, b) bola pôvodne stanovená ako zóna *Globotruncana sigali* (cf. E. A. Pessagno 1969, R. G. Douglas 1969, F. T. Barr—O. S. Hammuda 1971). Jej spodná hranica je definovaná na základe objavenia sa druhov *Globotruncana turona* (Olbertz) a *Marginotruncana schneegansi* (Sigal) emend. Salaj.

Táto subzóna zodpovedá najvrchnejšej časti stredného turónu až bazálnej časti vrchného turónu (cf. J. Salaj 1974a).

Po revízii materiálu môžeme taktiež vyčleniť túto podzónu v Západných Karpatoch a odčleniť ju od vrchnej časti subzóny *Praeglobotruncana biconvexa* (cf. J. Salaj—O. Samuel 1977).

Treba zdôrazniť, že v Tunisku i v Západných Karpatoch druhy *Globotruncana turona turona* (Olbertz) a *Globotruncana turona sigali* Reichel (striktne jednokýlové formy) sa objavujú vo vrchnej časti biozóny *Helvetoglobotruncana helvetica.*

V subzóne *Praeglobotruncana biconvexa* na hypostratotype pre tetýdnu biogeoprovinciu ako aj v Západných Karpatoch sme našli v dobre zachovanom materiáli prechodné formy medzi druhom *Praeglobotruncana biconvexa biconvexa* (Samuel et Salaj) a *Globotruncana turona sigali* Reichel. Tieto formy sme vyčlenili (J. Salaj—O. Samuel 1977) ako samotný taxón *Praeglobotruncana fusani.*

V súvise s planktonickou biozónou *Helvetoglobotruncana helvetica* treba poznamenať, že táto biozóna zodpovedá bentonickej zóne *Globorotalites hangensis,* ktorá bola zistená v z. časti bradlového pásma. Pôvodne ju definoval N. N. Vasilenko (1961) v spodnom turóne Mangyšlaku.

Biozóna *Marginotruncana schneegansi* — prvýkrát ju opísal F. Dalbiez (1955) ako Globotruncana schneegansi a jeden z nás (J. Salaj 1978b) ju premenoval na zónu *Marginotruncana schneegansi.*

Jej spodná hranica je určena prvým objavením druhu *Marginotruncana schneegansi* (Sigal) emend. Salaj, ako aj vymretím druhu *Helvetoglobotruncana helvetica* (Bolli). Vrchnú hranicu určuje objavenie druhu *Globotruncana concavata* (Botzen) a *Globotruncana augusticarinata Gandolfi.*

Čo do mikrofaunistického obsahu sa táto biozóna najbežnejšie skladá z nasledovných druhov foraminifer: *Marginotruncana schneegansi* (Sigal) emend. Salaj, *Globotruncana coldreriensis* Gandolfi, *Triplasia murchisoni* Reuss, *Tritaxia*

Tab. 16 Biozonálne členenie vrchnej kriedy Západných Karpát.

Stupne	J. Salaj—O. Samuel 1966		J. Salaj—O. Samuel 1979				Stupne
MÁSTRICHT	RACEMIGUEMBELINA VARIANS		RACEMIGUEMBELINA VARIANS				MÁSTRICHT
	GLOBOTRUNCANA FALSOSTUARTI		GLOBOTRUNCANA FALSOSTUARTI				
KAMPÁN	GLOBOTRUNCANA RUGOSA	*Bolivinoides draco miliaris*	GLOBOTRUNCANA RUGOSA	*Bol. draco miliaris*			KAMPÁN
				Bol. decoratus decoratus			
	GLOBOTRUNCANA ARCA		GLOBOTRUNCANA ARCA				
SANTÓN	SIGALIA CARPATICA	*Anomalina (Gavelinela) pseudoexcolata*	GLOBOTRUNCANA FORNICATA MANAURENSIS	*Stensioeina exsculpta gracilis*		*Gavelinella pseudoexcolata*	SANTÓN
		Gublerina decoratissima	GLOBOTRUNCANA ELEVATA			*Gavelinella stelligera*	
			VENTILABRELLA DECORATISSIMA			*Neof. gibbera*	
		Neoflabellina gibbera	SIGALIA CARPATICA			*Hoeglundina favosoides*	
KOŇAK	SIGALIA DEFLAENSIS		GLOBOTRUNCANA ANGUSTICARINATA	*Sigalia deflaensis*	*Stensioeina exsculpta exsculpta*		KONAK
	GLOBOTRUNCANA ANGUSTICARINATA			*Globotruncana primitiva*			
				Globotruncana concavata			
TURÓN	GLOBOTRUNCANA SCHNEEGANSI		MARGINOTRUNCANA SCHNEEGANSI				TURÓN
	PRAEGLOBOTRUNCANA HELVETICA	*Praeglobotruncana biconvexa*	HELVETO GLOBOTRUNCANA HELVETICA	*Globotruncana turona*			
				Praeglobotruncana biconvexa	*Globorotalites hagensis*		
		Praeglobotruncana oraviensis trigona		*Praeglobotruncana oraviensis trigona*			
	PRAEGLOBOTRUNCANA IMBRICATA		PRAEGLOBOTRUNCANA IMBRICATA				
	ROTALIPORA ex gr. CUSHMANI	*Rotalipora cushmani turonica*	R. CUSHMANI s.l.	*Rotalipora turonica*			
		Rotalipora cushmani montsalvensis		*Rotalipora montsalvensis*			
CENOMAN	THALMANNINELLA APPENNINICA APPENNINICA		TH. APP. APPENNINICA s.l.	*Rotalipora bicarinata*			CENOMAN
				Thalmanninella evoluta			
				Thalmanninella deeckei			
				Thalmaninella appenninica (s. s.)			
	THALMANNINELLA BROTZENI		THALMANNINELLA BROTZENI				
ALB	ROTUNDINA STEPHANI		ROTUNDINA STEPHANI				ALB

pyramidata Reuss, *Gaudryina subserrata* Vasilenko, *Stensioeina praeexsculpta* (Keller), *Stensioeina pokornyi* Scheibnerová, *Anomalina (Valvulineria) meniliformis* (Reuss), *Gaudryina pyramidata* Cushman, *Spiroplectammina praelorya* Reuss, *Tappannina costifera* Cushman, *T. eouvigeriniformis* (Keller) a *Eouvigerina serrata* (Chapman).

Pokiaľ ide o druh *Globotruncana renzi* Gandolfi (planokonvexná forma) predpokladali sme pôvodne (1966), že sa začína objavovať už vo vrchnom turóne, avšak nové výskumy na profiloch ukázali, že sa planokonvexný typ objavuje v najvrchnejšej časti turónu. Hojnejšie sa vyskytuje až v koňaku, a to spolu s druhom *Globotruncana angusticarinata* Gandolfi, ako bolo preukázané aj na hypostratotype tohto stupňa, ktorého báza bola datovaná i ježovkami.

V typových oblastiach nemôže byť stanovená hranica medzi turónom a koňakom, pretože vrchný turón v Tourrains je vo fácii neritickej a bez charakteristických fosílií (cf. J. P. Bellier 1971, P. P. Donze—B. Porthault—G. Thomel—O. de Villoutreys 1970) a naviac sú tu prerušenia v sedimentácii, spojené s tvorbou „hard-grounds" (G. Leocointre 1959). Pokiaľ ide o koňak z oblasti Cognac, hranica erózie ho oddeľuje od podložných jednotiek (cf. P. Donze—B. Porthault—G. Thomel—O. de Villoutreys 1970, str. 94).

Preto hranicu medzi turónom a koňakom v Západných Karpatoch kladieme podľa kritérií dosiahnutých na hypostratotypoch turónu a koňaku.

Biozóna *Globotruncana angusticarinata.* Koňak v Západných Karpatoch (J. Salaj et O. Samuel 1966) a v Tunisku (J. Salaj 1969) je definovaný biozónou *Globotruncana angusticarinata.* Jej spodnú hranicu určuje objavenie sa druhu *Globotruncana angusticarinata* Gandolfi a vrchnú prvé objavenie druhu *Sigalia carpatica* Salaj et Samuel.

Detailnejšie členenie koňaku, ktoré bolo urobené v Tunisku (J. Salaj 1970, 1976), môžeme s úspechom aplikovať i na Západné Karpaty (tab. 16, 15).

a) Subzóna *Globotruncana concavata* zodpovedá spodnej a strednej časti spodného koňaku. Je ekvivalentná s podzónou *Globotruncana cachensis,* ktorú pôvodne stanovil R. G. Douglas (1969) ako zónu pre celý koňak a J. Salaj (1970) upravil na subzónu. Spodnú hranicu obidvoch podzón charakterizuje objavenie druhu *Globotruncana cachensis* Douglas, *Globotruncana concavata* Brotzen a *Globotruncana angusticarinata* Gandolfi. Vrchná hranica je definovaná objavením druhu *Globotruncana primitiva* (Dalbiez).

Poznamenávame, že rovnako tak v Tunisku, ako aj v Západných Karpatoch od bázy tejto subzóny sa objavujú druhy *Globotruncana assymetrica* Sigal a *Globotruncana concavata* (Brotzen).

Spoločenstvo foraminifer tejto podzóny sa skladá hlavne z druhov: *Globotruncana angusticarinata* Gandolfi, *Globotruncana renzi* Gandolfi emend. Salaj et Samuel 1966, *Globotruncana coronata* Bolli, *Globotruncana assymetrica* Sigal,

Globotruncana concavata (Brotzen), *Globotruncana cachensis* Douglas, *Globotruncana tricarinata tricarinata* (Quereau), *Globotruncana coldreriensis* Gandolfi, *Globotruncana schneegansi* Sigal emend. Caron 1974, *Clavihedbergella subdigitata granulata* Olbertz a *Stensioeina praexsculpta* (Keller).

b) Subzónu *Globotruncana primitiva* definoval pôvodne J. Salaj (1970) v Tunisku ako podzónu *Globotruncana concavata primitiva*. U tohto taxónu pozorovať zvyšky ústnych lemov v umbilikálnej časti, preto ho nemožno považovať za subspéciu druhu *Globotruncana concavata* (Brotzen), ktorá nemá vyvinuté spomínané ústne lemy. Naviac prítomnosť poddruhov *Globotruncana concavata concavata* (Brotzen) a *Globotruncana concavata carinata* Dalbiez v tejto podzóne, resp. už v predchádzajúcej podzóne, neumožňuje používať tieto druhy ako vedúce pre zónovanie santónu, tak ako to navrhol napr. H. M. Bolli (1966).

Vo vrchnej časti podzóny *Globotruncana primitiva* sa objavujú druhy *Globotruncanella havanensis* (Voorwijk), *Neoflabellina suturalis* (Cushman) a *Lenticulina (Marginulina) gosae* (Reuss), ktoré sú veľmi charakteristické pre datovanie najvrchnejšej časti opisovanej podzóny vzhľadom na ich bežnú prítomnosť v asociáciách bradlového pásma a brezovského vývinu.

c) Subzóna *Sigalia deflaensis* zodpovedá najvrchnejšej časti koňaku. Pôvodne sme túto biozónu definovali v r. 1966 a dávali do vzťahu s najvyšším koňakom a bazálnou časťou spodného santónu. Po preukázaní prítomnosti druhu *Sigalia carpatica* len do bázy santónu treba túto podzónu zúžiť len na najvrchnejší koňak, tak ako je to preukázané na opornom profile navrhnutom na hypostratotypy koňaku a santónu, kde je hranica stupňov dobre preukázaná i na základe makrofauny (J. Salaj 1976).

Spodnú hranicu tejto podzóny určuje objavenie druhu *Sigalia deflaensis*, zatiaľ čo vrchnú hranicu a zároveň aj rozhranie medzi koňakom a santónom určuje objavenie druhu *Sigalia carpatica* Salaj et Samuel.

Koňackú planktonickú zónu *Globotruncana angusticarinata* možno veľmi dobre korelovať s bentósnou zónou *Anomalina (Pseudovalvulineria) praeinfrasantonica*, ktorú definoval V. P. Vasilenko (1961), pričom treba poznamenať, že tento druh sa našiel aj v Tunisku. Z ostatných bentósnych foraminifer, ktoré sa vyskytujú v koňaku Západných Karpát, spomenieme predovšetkým: *Globorotalites micheliianus* (d'Orbigny), *Globorotalites multiseptus* (Brotzen), *Parella whitei* Brotzen, *Eponides concinnus* Brotzen a napokon *Stensioeina granulata* Olbertz, ktorý je hojný už od bázy koňaku nielen v Západných Karpatoch, ale aj na opornom profile v Tunisku. Tento druh nás vedie k vymedzeniu bentósnej biozóny *Stensioeina exsculpta*, ktorá je ekvivalenciou planktonickej zóne *Globotruncana angusticarinata*. Jej spodná hranica je určená objavením druhu *Stensioeina exsculpta* (Reuss) a vrchná hranica objavením druhu *Stensioeina exsculpta gracilis* (Brotzen).

Pre santón bola pôvodne definovaná zóna *Globotruncana concavata* (cf. R. Lehmann 1962), neskôr zóna *Globotruncana elevata* (E. J. van Hinte 1965),

prípadne v Západných Karpatoch zóna *Sigalia carpatica* (J. Salaj—O. Samuel 1966). Tieto však, ako vyplýva z textu, nedostačujú pre detailné členenie santónu.

Na základe detailných štúdií santónu Západných Karpát ako aj Tuniska navrhujeme vyčleniť pre Západné Karpaty nasledovné biozóny:

a) Biozóna *Sigalia carpatica* reprezentujúca spodný santón, charakterizovaná objavením druhu *Sigalia carpatica* Salaj et Samuel. Vrchná hranica zóny je limitovaná objavením druhu *Ventilabrella decoratissima* de Klasz. Táto biozóna v podstate zodpovedá staršej biozóne *Globotruncana concavata carinata*, definovanej v Tunisku (cf. J. Salaj l. c.) a je korelovateľná s biozónou *Globotruncana concavata*, ktorú stanovil J. Sigal (1955), s tým rozdielom, že sa čiastočne prekrýva so spodnou časťou zóny *Ventilabrella decoratissima* — túto pôvodne definoval J. Salaj—O. Samuel (1966) v Západných Karpatoch Slovenska ako podzónu biozóny *Sigalia carpatica*. Pre úplnosť treba poznamenať, že biozóna *Globotruncana concavata carinata* v zmysle J. A. Postumy (1962) zodpovedá vrchnému santónu.

b) Biozóna *Ventilabrella decoratissima* zodpovedá spodnej časti stredného santónu. Jej spodná hranica je určená objavením druhu *Ventilabrella decoratissima* de Klasz, zatiaľ čo vrchná hranica je obmedzená objavením sa druhu *Globotruncana fornicata manaurensis* (cf. J. Salaj—O. Samuel 1966).

Druh *Ventilabrella decoratissima* de Klasz je vedúcou formou nielen pre stredný, ale aj pre vrchný santón. Vo vrchnej časti stredného santónu i vo vrchnom santóne sa tento druh vyskytuje v asociácii s druhom *Globotruncana fornicata manaurensis* Gandolfi, pričom vo vrchnom santóne k nim ešte pristupujú *Ventilabrella bipartita* de Klasz, *Ventilabrella alpina* de Klasz a *Globotruncana elevata* (Brotzen).

c) Biozóna *Globotruncana fornicata manaurensis* (chápavá v zmysle R. Gandolfiho 1955 a J. Salaja 1969). Zodpovedá vrchnej časti stredného santónu a celému vrchnému santónu. Spodná hranica tejto čiastočne modifikovanej zóny je definovaná objavením druhu *Globotruncana fornicata manaurensis* Gandolfi a *Globotruncana elevata elevata* (Brotzen); vrchná hranica je určená objavením druhu *Globotruncana arca arca* (Cushman). Takto definovanú biozónu môžeme paralelizovať s H. M. Bolliho (1957) zónou *Globotruncana fornicata*. Vzhľadom na to, že *Globotruncana fornicata* (Plummer), ako aj už spomínaný druh *Globotruncana concavata carinata* Dalbiez, začínajú sa objavovať už v koňaku (N. N. Subbotina 1953, I. de Klasz 1961, J. E. van Hinte 1969, P. Donze—B. Porthault—G. Thomel et O. de Villoutreys 1970) nepovažujeme tieto druhy za vedúce pre vyššie spomínané santónske biozóny.

Medzi najvýznamnejšie druhy predmetnej biozóny patria predovšetkým druhy: *Globotruncana elevata elevata* (Brotzen) *Globotruncana elevata stuartiformis* Dalbiez, *Anomalina (Gavelinella) pseudoexcolata* (Kalinin), *Stensioeina exsculpta* (Reuss), *Ventilabrella alpina* de Klasz a *Ventilabrella bipartita* de Klasz. V tejto biozóne je druh *Sigalia carpatica* Salaj et Samuel už pomerne vzácny a veľmi rýchlo, hlavne v jej vrchnej časti, vymiera.

V santóne, rovnako ako v koňaku, dôležitými formami pre mikrobiostratigrafické členenie sú tiež niektoré bentósne foraminifery. Na ich základe rozčleňujeme santón nasledovne:

Zóna *Stensioeina exsculpta* gracilis. Jej spodnú hranicu určuje objavenie druhu *Stensioeina exsculpta gracilis* (Brotzen). Vrchnú hranicu biozóny, a tým aj bázu kampánu, limituje objavenie druhu *Stensioeina pommerana* Brotzen.

V biozóne *Stensioeina exsculpta gracilis* možno vyčleniť nasledovné subzóny:

a) Subzóna *Neoflabellina gibbera — Hoeglundina favosoides* (pôvodne určená ako podzóna *Neoflabellina gibbera;* J. Salaj—O. Samuel 1966) predstavuje spodný santón, t. j. zónu *Sigalia carpatica.* Spodná hranica je určená objavením druhov *Neoflabellina gibbera* (Wedekind) a *Hoeglundina favosoides* (Egger), kým vrchnú hranicu možno definovať na základe objavenia druhu *Gavelinella stelligera* (Marie). Vrchná hranica sa viac-menej kryje so spodnou hranicou planktonickej zóny *Ventilabrella decoratissima.*

Mimoriadne dôležitým bentósnym druhom je *Gavelinella infrasantonica* Mjatliuk, ktorý sa vyskytuje v spodnom a strednom santóne. Preto zóna *Anomalina (Gavelinella) infrasantonica,* ktorú definoval V. P. Vasilenko (1961), je veľmi dobre korelovateľná so zónou *Sigalia carpatica* a so zónou *Ventilabrella decoratissima.*

Ďalším dôležitým spodnosantónskym až strednosantónskym druhom je *Daviesina minuscula* (Hofker), ktorá sa v brezovskom santóne vyskytuje už od bázy spodného santónu. Zdá sa nám, že ide o identický druh uvádzaný so stratotypom santónu a identifikovaný iba ako *Daviesina* sp. (M. Séronie—Vivien 1972). V. Koch (1973) považuje tento druh za vedúci len pre strednosantónsku zónu *Daviesina minuscula.* Z uvedeného je zrejmé, že ide o druh charakteristický nielen pre stredný, ale aj pre spodný santón. Neprítomnosť tohto druhu v spodnom santóne nemeckej kriedy možno vysvetliť najskôr nepriaznivými ekologickými alebo batymetrickými podmienkami.

b) Subzóna *Gavelinella stelligera.* Spodná hranica je definovaná objavením druhu *Gavelinella stelligera* (Marie), zatiaľ čo vrchnú hranicu určuje objavenie druhu *Gavelinella pseudoexcolata.* Táto podzóna zodpovedá planktonickej zóne *Ventilabrella decoratissima* a spodnej časti vrchnosantónskej zóny *Globotruncana manaurensis — Globotruncana elevata.*

c) Subzóna *Gavelinella pseudoexcolata.* Ide o podzónu, ktorú sme definovali v r. 1966, známu aj z nemeckej kriedy (W. Koch 1973).

Spodnú hranicu určuje objavenie druhu *Gavelinella pseudoexcolata* (Kalinin), kým vrchná (ktorá sa zároveň kryje aj s bázou kampánu) sa stanovuje na základe objavenia druhu *Stensioeina pommerana* Brotzen.

Táto subzóna je dobre korelovateľná s vrchnou časťou biozóny *Globotruncana fornicata manaurensis — Globotruncana elevata.*

Dobrým vedúcim druhom pre vrchný santón je tiež druh *Bolivinoides strigillatus*

Chapman, ktorý sa začína objavovať spolu s druhom *Gavelinella pseudoexcolata* (Kalinin).

Pokiaľ ide o karpatské biozóny kampánu (b. *Globotruncana arca, Globotruncana rugosa*) a mástrichtu (b. *Globotruncana falsostuarti,* b. *Racemiguembelina varians*) môžeme konštatovať, že pre s. časť mediteránneho pásma majú obecnejšiu platnosť, čo potvrdzujú aj výskumy z priľahlých oblastí Západných Karpát. Preto biozonáciu týchto stupňov ponechávame v pôvodnom zmysle (J. Salaj—O. Samuel 1966; cf. tab. 16).

Do tlače odporučil A. Began.

Literatúra

ABRARD, R. 1950: Géologia régionale du Bassin de Paris. Payot Paris, 1—397.

ANDRUSOV, D. 1959: Geológia československých Karpát II. Vydav. Slov. Akad. Vied, Bratislava, 1—375.

ARNAUD, H. 1877: Mémoire sur le terrain crétacé du Sud-Ouest de la Fance. Mém. Soc. Géol. Fr., 10, 4, Paris, 1—110.

ARNAUD, H. 1978: Danien, Garmunien et Dordonien. Bull. Soc. Géol. Fr., 1878, 7, Paris, 78—87.

ARNAUD, H. 1883: Position des Hippurites dilatatus et Hippurites bioculatus dans la série crétacée. Bull. Soc. Géol. Fr., 12, Paris, 138—157.

ARNAUD, H. 1897: Division naturelles du crétace supérieur au-dessus du Santonien sans le Sud-Ouest et dans la région pyrénéenne. Bull. Soc. Géol. Fr., 1897, 25. Paris, 676—681.

BARR, F. T. et HAMMUDA, O. S. 1971: Biostratigraphy and planktonic zonation of the Upper Cretaceous Atrun limestone and Hilal Shale Northeastern Libya. Proc. IInd Conf. Plankt. Microfossils. Roma 1970, 27—40.

BARROIS, Ch. 1875: La zone à Belemnites plenus. Etude sur le Cénomanien et le Turonien du bassin de Paris. Ann. Soc. Géol. Nord, 2, Paris, 146—193.

BEGAN, A.—HAŠKO, J.—SALAJ, J. 1978: Standard profiles for microbiostratigraphical division of the Middle Cretaceous in the West Carpathians in Czechoslovakia Symp. on the Mid — Cretaceous Evement — Upsala, 1975. Ann. Mus. Hist. Naturelle, ×1—×10, Nice.

BELLIER, J. P. 1968: Étude micropaléontologique du Turonien du Sud-Ouest du bassin de Paris. Thèse du 3e cycle. Laboratoire de Micropaléontologie. Paris, 1—202.

BELLIER, J. P. 1971: Les Foraminifères planctonique du Turonien-type. Revue de Micropaléontologie, 14, 2, Paris, 85—90.

BELLIER, J. P. 1973: Microbiostratigrphie du Crétacé (Aptien à Maastrichtien) de la bordure ouest du Djebel Oust (Tunisie septentrionale). Cahiers géologiques, 89, Paris, 30—34.

BELLIER, J. P. 1978: Remarques sur les Foraminifères planctoniques des stratotypes Francais du Crétacé supérieur; quelques Globotruncanidae du Campanien-type. Actes du VIe Colloquie Africain de Micropaléontologie, Tunis 1974, Ann. Min. et geol. 28, Tunis, 311—316.

BELLIER, J. P.—VILLAIN, J. M. 1975: Globotruncanidae de la série type du Maastrichtien (Limbourg méridional). Rev. de Micropal., 2, Paris, 3—14.

BERGGREN, W. A. 1971: Tertiary boundaries and correlations. Woods Hole Oceanographic Institution Contribution 2016, Cambridge University Press, 693—809.

BOLLI, H. M. 1957: The genera Praeglobotruncana, Rotalipora, Globotruncana and Abathomphalus in the Upper Cretaceous of Trinidad. B. W. I. U. S. Nat. Mus Bull., 215, Washington, 51—60.
BOLLI, H. M. 1966: Zonation of Cretaceous to Pliocene marine sedimente based od Planktonic Foraminifera. Mitteilungen geol. Inst. Techn. Hochshule Univ. Zürich, N. F. 55, Zürich, 1—26.
BORSETTI, A. M. 1962: Foraminiferi planktonici di una seria Cretacea dei dintorni di Piobbico (Prov. di Pesaro). Giornale Geol., Bologna 2, 19, Bologna, 29—75.
BORZA, K.—KÖHLER, E.—SAMUEL, O. 1978: Chronostratigrafia spodnej kriedy a jej aplikácia na Západné Karpaty. Geol. Práce, Správy 71, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 123—156.
CASTANY, G. 1951: Etude géologique de l'Atlas tunisien oriental. Ann. des Mines et Géol., 8, Tunis, 1—632.
COQUAND, H. 1857: Position des Ostrea columba et biauriculata dans le groupe de la craie inférieure. B.S.G.F., 2, 15, Paris, 745—766.
COQUAND, H. 1858: Description physique, géologique, paléontologique et minéralogique du département de la Charente (imprimé sous les auspices du Conseil Général), I. Besançon.
DALBIEZ, F. 1955: The genus Globotruncana in Tunisia. Micropaleontology, 1, 2, New York, 161—171.
DALBIEZ, F. 1957: The generic position of Rotalia deeckei Franke. Micropaleontology 3, 2, New York, 187—188.
DESOR, E. 1847: Sur le terrain Danien, nouvel étage de la Craie. Bull. Soc. géol. Fr., 2, 4, Paris, 179—181.
DONZE, P.—PORTHAULT, B.—THOMEL, G.—VILLOUTREYS, O. de 1970: Le Senonien inférieur de Pugat-Theniers (Alpes-Maritimes) et sa microfaune. Geobios, 3, 2, Lyon 41—106.
DOUGLAS, R. S. 1969: Upper Cretaceous biostratigraphy of northern California. Proc. I-rst int. Conf. plankton. Microfossils, Geneva 1967, 2, Leiden, 126—152.
DUMONT, A. 1832: Mémoire sur la constitution géologique de la province de Liège. Mém. Acad. roy. Belg., 8. Bruxelles.
DUMONT, A. 1850: Repport sur la carte géologique du Royaume. Bull. Acad. Roy. Sci., Lettres, Beaux-Arts. 16, 2, Bruxelles, 351—373.
FORCHHAMER, G. 1825: Om de geognostiske Forhold i en Deel af Sjelland of Nobocoerne. Kong. Dan. Vid. Selsk. Skr. 2.
GANDOLFI, R. 1955: The genus Globotruncana in Northeastern Colombia. Bull. Amer. Paleont. 36, 155. Ithaca, New York, 59—65.
GARDNER, J. 1884: On the relative ages of the American and English Cretaceous and Eocene series. Geol. Mag. N. S. Dec. 3, 1.
GIGNOUX, M. 1950: Géologie stratigraphique, 4e édit., Paris, Mason.
GILLARD, P. A. 1944: Contribution à la stratigraphie de la Saintonge méridionale (feuille de Saintes au 1/80 000). C. R. Coll. S.C.G.F., 45, Paris, 137—170.
GOHARIAN, F. 1971: Etude micropaléontologique du Campanien type de Charents, conséquences stratigraphiques. Rev. de Micropal., 14, 1, Paris, 20—34.
GROSSOUVRE, A. de 1889: Sur le terrain crétacé dans le SW du bassin de Paris. Bull. Soc. Géol. France, 17, Paris, 475—525.
GROSSOUVRE, A. de 1901a: Recherches sur la craie supérieure. Stratigraphie générale. Mém. carte géol. France, Paris, 1—1013.
GROSSOUVRE, A. de 1901b: Etude paleogéographique sur le détroit de Poitiers.-Assoc. Fr. pour l'avancement des Sci. Congrès d'Ajaccio, str. 401, intern., 5, Paris, 1—10.
HAGN, H.—ZEIL, W. 1954: Globotruncanen aus dem Ober-Cenoman und Unter-Turon der Bayerischen Alpen. Ecl. geol. Helv. 47, 1, Basel, 1—60.
HANZLÍKOVÁ, E. 1954: Poznámky ke stáří těsného nadloží bašských vrstev z hlediska mikrobiostratigrafického. Věstn. Stát. geol. Úst., 29, 4, Praha, 163—174.

HAUG, E. 1907—1911: Traité de Géologie. 4. Paris, 1—2024.
HAUG, E. 1911: Traité de Géologie. II. Les Périodes géologiques. Fasc. 2, Paris, 929—1396.
HEBERT, E. 1864: Sur la craie glauconieuse du Nord-Ouest du bassin de Paris, C. R. Acad. Sci., 58, Paris, 475—479.
HEBERT, E. 1866a: De la craie dans le nord du basin de Paris. C. R. Acad. Sci., 63, Paris, 308—311.
HEBERT, E. 1866b: Observations sur les calcaires à Terebratula diphya du Dauphiné et en particulier sur les fossiles des calcaires de la Porte de France (Grenoble). Bull. Soc. Géol. Fr., 23, Paris, 521—532.
HEBERT, E. 1875: Classification du terrain crétacé supérieur. Bull. Soc. Géol. Fr., 3, Paris, 595—599.
HINTE, J. van 1965: Remarks on the Kainach Gosau (Styria, Austria). I. Stratigraphy. Konikl. Nederl. Akad. Wetensch, Ser. B. 68, 2, Amsterdam, 72—90.
HINTE, J. E. van 1969: A Globotruncana at the Senonian subseries. Proc. 1-st Int. Conf. plankton. Microfossils, Geneva 1967, vol. II. Leiden, 257—266.
HURE, A. 1932: Craies turonienne et senonienne de l'Yonne. Bull. Soc. Sci. Hist. Nat. Yonne, 85, 137—221.
KLAUS, J. 1959: „Complexe schisteux intermédiaire" dans le synclinal de la Gruyère (Trialpes médianes). Stratigraphie et micropaléontologie, avec étude spéciale des Globotruncanidés de l'Albien, du Cénomanien et du Turonien. Ecl. geol. Helv. 52, 2, Basel, 753—851.
KLAUS, J. 1960: La repatrition stratigraphique des Globotruncanidés au Turonien et au Coniacien. Ecl. geol. Helv. 53, 2, Base, 694—704.
KLASZ, I. de 1961: Présence de Globotruncana concavata (Brotzen) et Globotruncana concavata carinata Dalbiez dans le Coniacien du Gabon (Afrique équatoriale). C. R. Somm. Soc. Géol. Fr., Paris, 123—124.
KŐHLER, E.—SAMUEL, O. 1977: Postavenie Západných Karpát v chronostratigrafických a biostratigrafických trendoch európskeho paleocénu a eocénu. Geol. Práce, Správy 68, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 195—242.
KOCH, W. 1973: Foraminiferen aus dem Santon der Gehrdener Berge. Ber. Naturhist. Ges. 117, Hannover, 195—214.
LAMBERT, J. 1879: Note sur la craie dans le department de l'Yonne. Bull. Soc. Géol. Fr., 7, Paris, 202—207.
LAMBERT, J. 1881: Note sur l'étage turonien du department de l'Yonne. Bull. Soc. Sci. Hist. Nat. Yonne, 1—32.
LARCHER, Ch.—RAT, P.—MELAPRIS, M. 1965: Documents paléontologiques et stratigraphiques sur l'Albion de l'Aube. Mém. B. R. G. M., Colloque sur le Crétacé inférieur, Lyon 1963, Paris, 237—253.
LECOINTRE, G. 1959: Le Turonien dans sa région type: la Touraine, Colloque sur le Crétacé supérieur francaise. 84e Congr. Soc. Sav. Paris et Dép., Dijon, 415.
LEHMANN, R. 1962: Étude des Globotruncanidae du Crétacé supérieur de la province de Tarfaya (Maroc occidental). Notes Surv. Géol. Maroc., 21, 156, Rabat, 133—181.
LEHMANN, R. 1966: Foraminiferes pélagiques, in: Géologie du bassin cotier de Tarfaya, 2, Notes Serv. Géol. Maroc., 25, Rabat.
LERICHE, M. 1927: Les Poissons du Crétacé marin de la Belgique et du Limbourg hollandais, les résultats stratigraphiques de leur étude. Bull. S. G. B., 37, Bruxelles, 199—299.
MAAMOURI, A. L.—MAAMOURI, M. 1969: Aperçu stratigraphique sur le Crétacé de l'Anticlinal de l'Oued Bazina. Notes Serv. Géol. Tunisie, 30. Tunis, 25—31.
MANIVIT, H. 1971: Nannofossiles calcaires du Crétacé francais (Aptien-Maestrichtien). Essai de Biozonation appuyeé sur les stratotypes. Imprimé par M. Hayet à l'Inst. Géol. de la faculté des Sciences d'Orsay, 1—187.
MARKS, P. 1967: Rotalipora et Globotruncana dans la Craie te Théligny (Cénomanien: Dept. de la

Carthe). Koninkl. Nederl. Akad. Van Wetenschappen. Proc. Ser. B, 70, Amsterdam, 264—275.
MASSIN, J. M.—SALAJ, J. 1970: Contribution á l'étude stratigraphique du Crétacé moyen de la région de Nebeur (Tunisie septentrionale). Bull. Soc. Géol. de France, 7, 12, 5, Paris, 818—825.
MEIJER, M. 1959: Sur la limite supérieure de l'étage Maastrichtien dans la région type. Bull. Cl. Sci. Acad. R. Belg., 5, 45, Bruxelles, 316—338.
MORET, L. 1947: Précis de géologie. Vyd. Masson. Paris, 1—637.
MOORKENS, T. L. 1969: Quelques Globotruncanidae et Rotaliporidae du Cénomanien, Turonien et Coniacien de la Belgique. Proc. I—rst Conf. Plankt. Microfossils, Geneva 1967, Leiden, 435—459.
MOORKENS, T. I. 1971: Some late Cretaceous and Early Tertiary Planktonic Foraminifera from the Maastrichtian type area. Proceedings of the II-nd. Planktonic Conference, Roma 1970, Roma, 847—877.
MUNIER—CHALMAS, E. P.—LAPPARENT, A. 1893: Traité de Géologie, 3. vyd. 1150 str. (fide Lexique stratigraphique international I, Fas. 4 a VI, str. 139). Paris 1957.
NEUMANN, M. 1963: Contribution a l'étude stratigraphique et micropaléontologique de l'Ile Madame (Charente-Maritime). I. Cénomanien inférieur. Rev. de Micropal. 5, 4, Paris, 235—250.
NEUMANN, M.—JUIGNET, P.—LOUAIL, J.—MOREAU, P. 1974: Relations entre le Sud-Ouest du Bassin de Paris et le Nord-Ouest du Bassin d'Aquitaine au Cénomanien. Excursion dans l'Ouest de la France. Laboratoire de Micropaléontologie, Paris, 1—27.
OMALIUS d'HALLOY, J. B. d'1842: Coup d'oeil sur la géologie de la Belgique. Bruxelles, Hayez, 1—132.
ORBIGNY, A. d'1842 a: Paléontologie francaise. Terrain Crétacé. 2. Gastropodes, Paris, 1—456.
ORBIGNY, A. d'1842b: Paléontologie francaise terrains crétacés, 2. Edit. Masson, Paris, 1—390.
ORBIGNY, A. d'1847: Paléontologie francaise. Terrains crétacés. 4. Brachiopodes, Paris, 1—390.
ORBIGNY, A. d'1850: Prodrome de paléontologie stratigraphique universelle, 3, Paris, 1—97.
ORBIGNY, A. d'1852: Cours élémentaire de Paléontologie et de géologie stratigraphique. 2, Paris, 268—974.
PERVINQUIERE, L. 1903: Etude géologique de la Tunisie centrale. Dir. Trav. Publ. Carte géol. Tunisie, de Rudeval éd. Paris.
PESSAGNO, E. A. 1969: Cenomanian—Turonian (Eaglefordian) stratigraphy in the Western Gulf Coastal Plain area. Proc. 1—rst. Inter. Conf. plankton. Microfossils, Geneva 1967, 2, Leiden, 509—525.
POMEROL, Ch. 1975: Ére mésozoique. Stratigraphie et Paléogéographie. Éd. Doin. Paris, 1—383.
PORTHAULT, B. 1969: Foraminifères planctoniques et biostratigraphie du Cénomanien dans le Sud-Est de la France. Proc. 1—rst. Inst. Conf. Plankton. Microfossils, Geneva 1967, vol. 2, Leiden, 526—546.
PORTHAULT, B.—THOMEL, G.—de VILLOUTREYS, O. 1966: Etude biostratigraphique du Cénomanien du bassin supérieur de l'Estéron (Alpen-Maritimes). Le problème de la limite Cénomanien-Turonien dans le Sud-Est de la France. Bull. Soc. Géol. Fr., 7, 8, Paris, 427—439.
POSTUMA, J. A. 1962: Manual of Planktonic Foraminifera, Part 1: Cretaceous (Albian-Maastrichtian). Ed. Dataafse Intern Petroleum Maatschapij n. v. Exploration and Production. The Hague.
RENEVIER, E. 1867: Complément de la faune de Cheville. Bull. Soc. Vaud. Sci. nat. 9, Lausanne, 115—208.
ROYER, E. 1838: Sur les grès verts et le néocomien de la Champagne. Bull. Soc. Géol. Fr., 9, Paris, 428—431.
SALAJ, J. 1969: Zones planctoniques du Crétacé et du Paléogène de Tunisie. Proceedings of the First Intern. Conf. on Planctonic Microfossilo-Geneva 1967, 2, Leiden, 588—593.
SALAJ, J. 1970: Quelques remarques sur les problèmes de microstratigraphie du Crétacé supérieur et du Paléogène. IVe Colloque Africain de Micropaléontologie. Abidjam-mars 1970. Nice, 357—374.

SALAJ, J. 1973: Proposition pour des neostratotypes du Crétacé supérieur en vue de la zonation des régions de la Tethys. Livre Jubilaire Marcel Solignac. Ann. Mines et Geol. 26. Tunis, 9—222.
SALAJ, J. 1976: Microbiostratigraphie du Crétacé et du Paléogènes de la Tunisie septentrionale et orientale. Thèse de doctorat d'état. Université de Paris. Paris, 1—375.
SALAJ, J. 1978a: Contribution à la microbiostratigraphie des hypostratotypes tunisiens du Crétacé supérieur, du Danien et du Paléocène. Des Actes du VIe Colloque Africain de Micropaléontologie, Tunis 1974, Tunis, 119—145.
SALAJ, J. 1978b: Microbiostratigraphie du Crétacé supérieur de la région de Pont du Fahs. Livret-guide des excursions du VIe Colloque Africain de Micropaléontologie. Tunis, 1974, Tunis, 41—49.
SALAJ, J.—SAMUEL, O. 1966: Foraminifera der Westkarpatenkreide. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—291.
SALAJ, J.—AZZOUZ, A.—MAAMOURI, A. L. 1976: Les hypostratotypes tunisiens du Crétacé supérieur et du Paléocene. VIIe Coll. African de Micropaléontologie, Ile — Ife, Nigeria.
SALAJ, J.—SAMUEL, O. 1977: Á propos du Cénomanien supérieur-Turonien de la zone des Klippes des Carpates occidentales slovaques. Záp. Karpaty, sér. Paleontológia 2—3, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 71—86.
SAMUEL, O. 1962: Mikrobiostratigrafické pomery kriedových sedimentov vnútorného bradlového pásma v okolí Beňatíny. Geol. Práce, Správy 24, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 153—197.
SAMUEL, O.—BORZA, K.—KÖHLER, E. 1972: Microfauna and Lithostratigraphy of the Paleogene and adjecent Cretaceous of the Middle Váh Valley (West Carpathian). Vydav. Geol. Úst. D. Štúra. Bratislava, 1—246.
SÉRONIE—VIVIEN, M. 1972: Les Stratotypes français, 2. Contribution à l'étude du Sénonien en Aquitanien septentrionale. Les stratotypes: Coniacien, Santonien, Campanien. C. N. R. S. Paris, 6—195.
SCHEIBNEROVÁ, V. 1958: The species Globotruncana helvetica Bolli at Kysuca evolution of Pieniny series of the interior Klippen Belt from West Karpathian. Geol. Zborn., 9, 2. Bratislava, 188—194.
SCHLÜTER, C. 1874: Der Emscher-Mergel vorhäufige Notiz über ein Cuvieri Plänes und Quadraten (Non vidi; fide A. de Grossouvre 1901).
SCHMID, F. 1967: Die Oberkreide—Stufen Campan und Maastricht im Limburg (S. Niederlande, NE Belgien), bei Aachen und NW Deutschland. Ein biostratigraphischer Vergleich mit Belamniten. Ber. Deutsch. Ges. Geol. Wiss., A. Geol. Pal. (H. S), 12, Berlín, 471—478.
SIGAL, J. 1952: Aperçu stratigraphique sur la micropaléontologie de Crétacé. XIXe Congr. Geol. intern. 1e série: Algérie 26, Alger, 3—45.
SIGAL, J. 1955: Notes micropaléontologiques nord-africanes. 2. sur l'extension du genre Ticinella Reichel 1949. C. R. somm. S. G. F., Paris, 225—227.
SIGAL, J. 1967: Essai sur l'état d'une zonation stratigraphique à l'aide des principales espèces de Rosalines, Foraminifères. C. R. Somm. des Séances de la Soc. Géol. de France, 2, Paris, 48.
SOLIGNAC, M. 1927: Etude géologique de la Tunisie septentrionale. Mém. Carte géol. Tunisie, 1—756.
SORNAY, J. 1957: In Lexique stratigraphique international, 1. 4a, VI: Crétacé, Paris. 354—455.
STURM, L. 1969: Zonation of Upper Cretaceous by means of planktonic Foraminifera, Attersee, Upper Austria. Annales de la Societé géol. de Pologne, 39, 1—3. Warszawa, 103—128.
SUBBOTINA, N. N. 1953: Globigerinidy, Hantkenidy i Globorotalidy. Trudy VNIGRI, Novaja serija, 76. Leningrad—Moskva, 1—239.
VASILENKO, V. P. 1961: Foraminifery verchnego mela poluostrova Mangyšlaka. Trudy VNIGRI, 171, Leningrad, 3—483.

Geologické práce, Správy 73, s. 161—172, Geologický Ústav Dionýza Štúra, Bratislava, 1979

Tibor Mahr—Ján Šajgalík

Vývoj, zloženie a vlastnosti štvrtohorných sedimentov západnej časti Bratislavy

2 obr. v texte, 2 fotogr. tab. (XXXVI—XXXVII), anglické resumé

Abstrakt. In der Arbeit sind die Resultate der ingenieuer-geologischen Untersuchung der Quartärsedimente im westlichen Teil von Bratislava zusammengefasst. Auf Grund einer bedeutenden Anzahl von technischen Arbeiten legen wir neue und präzisierte Ansichten auf die Formierung und Entwicklung der Donau-Flussterrassen im Verhältnis zu anderen Quartärsedimenten, vor allem zu Lössen und eolischen Sedimenten, vor. Gleichzeitig beobachten wir, welchen Einfluss die Genese auf die physikalischen und mechanischen Eigenschaften der einzelnen Sedimente übte.

Katedra geotechniky SVŠT robí sústavný inžinierskogeologický prieskum základových pomerov pre nové bratislavské sídliská. V rámci prieskumu západnej časti Bratislavy (Karlova Ves, Dúbravka) sme zistili nové skutočnosti o vývine a formovaní prelomového územia Dunaja počas pleistocénu. Toto územie je veľmi dôležité predovšetkým z hľadiska poznania terasového systému Dunaja, ale aj z hľadiska formovania a charakteru ostatných štvrtohorných sedimentov.

Nie je veľa geologických prác, týkajúcich sa štvrtohôr tohoto územia. Veľká je však nejednotnosť autorov, pokiaľ ide o počet a stratigrafické začlenenie terasových stupňov. V literatúre nachádzame konkrétne zmienky o riečnych terasách tohoto územia, napr. u J. Hromádku (1929) a M. Lukniša (1955). Novšie sa zaoberá terasami tejto oblasti V. Mazúrová (1973) a R. Halouzka—D. Minaříková (1977), ktorí spracovali a paralelizovali terasový systém Dunaja v rámci celej Podunajskej nížiny.

Najúplnejšie sú štvrtohorné sedimenty vyvinuté v západnej časti Bratislavy, v oblasti v. od Karloveského potoka, na kryhe Starého gruntu v areáli Prírodovedeckej fakulty. Vďaka značnému počtu technických prác (A. Nemčok et al. 1966 a, b, c; C. Mach 1976) môžeme na tomto území podrobne dokumentovať vývin a zloženie štvrtohorných sedimentov (obr. 1).

Ing. T. Mahr, CSc. — Doc. RNDr. J. Šajgalík, CSc., Katedra geotechniky Stavebnej fakulty SVŠT, Radlinského 11, Bratislava

Vyskytujú sa tu fluviálne, eolické a svahové sedimenty. Predkvartérne skalné podložie tvoria granitoidné horniny bratislavského masívu a neogénne horniny panónskeho veku. Neogén tvoria prevažne piesčité, aleuritové a ílovito-aleuritové sedimenty, ktoré sa nepravidelne striedajú.

Fluviálne sedimenty

Fluviálne sedimenty Starého gruntu sú vyvinuté vo viacerých terasových úrovniach. Podarilo sa nám vyčleniť bázy až ôsmych terasových úrovní. Báza najnižšej terasovej úrovne je vo výške 130 m n.m., (R. Halouzka—D. Minaříková 1977 uvádzajú jej bázu 126 m n.m.), báza najvyššej terasovej úrovne je 200 m n. m. Na obr. 1 sú označené rímskymi číslicami od najmladšej, po najstaršiu terasovú sedimentáciu.

Najnižšiu terasovú úroveň, ktorej báza je vymodelovaná do granitoidných hornín v nadmorskej výške 130 m n. m., zahrňujeme do nízkych terás Dunaja. Hrúbka tejto akumulácie je pomerne stala — asi 6 m. Základnú masu nivnej akumulácie tvoria dunajské štrky s polohami pieskov, resp. aleuritov vnútri štrkovej akumulácie, na ich akumulačnom povrchu. Na báze nivnej akumulácie sa nachádzajú veľmi často žulové a kremencové bloky fluviálne opracované. Vek štrkového komplexu nivnej terasy môžeme považovať za würmský, keďže ide o ekvivalent petržalskej, bratislavskej, resp. práterskej terasovej akumulácie.

Vlastnosti štrkov nivnej akumulácie

Piesčité štrky nízkej terasy Dunaja nie sú z hľadiska priepustnosti rovnorodé. Striedajú sa v nich vrstvy a vrstvičky rôznej priepustnosti, podľa toho o ktorú fáciu sedimentácie ide. Súčiniteľ filtrácie sa pohybuje v hodnotách od 1.10^{-4} m/s po 1.10^{-2} m/s. Existencia pomerne vysokých stien vo výkopoch svedčí o tom, že piesčité štrky sa v prirodzenom uložení „nechovajú" ako sypké zeminy, ale majú počiatočnú šmykovú pevnosť až 0,02 MPa.

Z nivnej terasy Dunaja vystupuje v oblasti Botanickej záhrady mierne naklonená plošina, dolným okrajom ktorej prechádza nábrežie Gen. L. Svobodu. Povrchový kryt tejto naklonenej plošiny tvorí súvislá pokrývka spraší a svahových sedimentov, takže morfologicky sa táto plošina javí ako jednotná terasová úroveň. Podrobnou analýzou technických prác sme dokázali existenciu až troch terasových úrovní, ktoré v zmysle E. Mazúra (1963) môžeme zaradiť do tzv. stredných terás.

Existenciu troch stredných terás, ktoré možno porovnať s predmetným územím, dokázali v centrálnej mestskej oblasti v Bratislave J. Šajgalík—R. Hulman (1976).

M. Lukniš (1955) a v zhode s ním aj V. Mazúrová (1973) hovorí o existencii len dvoch terasových úrovní.

Najnižšia z týchto terás, ktorú môžeme porovnať s terasou Botanickej záhrady (v zmysle M. Lukniša 1955), má eróznu bázu v nadmorskej výške 137—138 m n. m. Jej ekvivalent v centrálnej mestskej oblasti má eróznu bázu vo výške 128—131 m n. m., čiže rozdiel v nadmorskej výške týchto terás je 9 m. Hrúbka štrkovej akumulácie tejto terasy je rôzna, no nepresahuje 3 metre. Erózny sokel je zarezaný do granitoidov.

Vyššia zo stredných terás, ktorej skalné podložie tvoria tiež granitoidy, má eróznu bázu v nadmorskej výške 151—152 m, čiže 16—17 m nad hladinou Dunaja. Ide o lafrankónsku terasu v zmysle M. Lukniša (1955). Najväčšia hrúbka štrkovej akumulácie tejto terasy je na jej hornom okraji, a to 7 metrov. V centrálnej mestskej oblasti ekvivalent bázy tejto terasy je vo výške 136—138 m n. m. Výškový rozdiel báz je 15 m.

Najvyššia zo stredných terás má takmer ideálne rovný erózny sokel v neogénnom podloží, v nadmorskej výške 160—161 m, teda 25—26 metrov nad hladinou Dunaja. Aj povrch terénu vytvára takmer ideálnu terasovú plošinu. Štrková akumulácia tejto terasy sa však zachovala len vo fragmentoch v maximálnej hrúbke 1 m. Ekvivalent tejto terasy v centrálnej mestskej oblasti má eróznu bázu vo výške 143—145 m n. m. (J. Šajgalík—R. Hulman 1976). Rozdiel báz je 16 metrov.

Materiál akumulácii stredných terás (IIa, IIb, III) tvoria zväčša piesčité, stredno-zrnné až drobnozrnné štrky s prevahou kremitých valúnov a s menším zastupením ďalších hornín (rádiolarity, kryštalické bridlice, granitoidy, kremenné pieskovce a pod.). Štrky sú limonitizované, navetrané, poznačené diagenetickými procesmi. Často sme v nich pozorovali (terasa IIa, IIb,) periglaciálne zvírené štruktúry ako sú mrazové hrnce, kapsy a kliny, ktoré zasahujú až do hĺbky 3 metrov.

Na základe analýzy erozívno-akumulačného cyklu, môžeme ich vznik klásť do obdobia risu. Terasu IIa ako ris mladší, IIb ako ris starší, terasu III ako preris.

Vlastnosti štrkov stredných terás

Štrkové akumulácie stredných terás vplyvom zvetrávania, diagenetických procesov a pod. nadobúdajú značné percento jemných častíc (tab. XXXVI). Tieto častice pôsobia v štrkoch ako tmel, čím zvyšujú miestami jeho počiatočnú šmykovú pevnosť na hodnotu až 0,4 MPa. Obsah týchto jemných tmeliacich častíc spôsobuje i výrazné zmenšenie súčiniteľa filtrácie.

Nad úrovňou stredných terás sa sklon svahu Starého gruntu badateľne zvyšuje bez výraznej diferenciácie povrchu terénu. M. Mazúrová (1973) tu vyčlenila jednu terasovú úroveň a nazývala ju treťou vysokou terasou. Technické práce, ktoré sme realizovali v rámci inžinierskogeologického výskumu nám odkryli bázy troch terasových úrovní.

Najnižšia z nich má eróznu bázu vo výške 166 m n. m., t. j. 31 m od hladiny Dunaja. Akumulácia tejto terasy je malá, len pri dolnom ukončení terasy sa

nachádza trojmetrová hrúbka štrkových sedimentov, v profile je označená ako terasa IVa.

Nad touto terasou v areáli novopostavených budov Prirodovedeckej fakulty sme zistili dva výrazné erózne sokle. Nižší z nich je vo výške 173—174 m n. m (38—39 m nad hladinou Dunaja), teda ekvivalent tretej vysokej terasy V. Mazúrovej (1973). Vyšší je v nadmorskej výške 179—180 m n. m. (44—45 m nad hladinou Dunaja). Označujeme ich ako IVb a V.

Obidva stupne majú značnú hrúbku štrkových sedimentov (najviac 8 m), ktoré sú prikryté eolickými pieskami, sprašami, resp. svahovými sedimentmi. Spomínané tri terasové úrovne môžeme zaradiť k tzv. vyšším terasám Dunaja a ich tvorbu pripočítať k mindelskému erozívno-akumulačnému cyklu.

Najvyššiu terasovú úroveň, ktorá sa nachádza v areáli Prirodovedeckej fakulty na Starom grunte, sme zistili na plochom chrbte nad cintorínom. Podložie tejto terasy tvoria neogénne sedimenty v relatívnej výške približne 65 m, t. j. 200 metrov nad morom. Hrúbka štrkov stanovená vrtmi sa pohybuje okolo 4 metrov. Na terasovej plošine v nadloží štrkovej akumulácie chýba sprašový a prakticky aj deluviálno-hlinitý kryt a štrky vystupujú miestami až k povrchu. Túto terasu spomína aj V. Mazúrová (1973) a nazýva ju druhou vysokou terasou. My ju tiež zaraďujeme k vysokým terasám Dunaja. Analýza ťažkých minerálov (ktorú nám ochotne urobila D. Minaříková), a ich geomorfologická pozícia dokazuje, že ide najskôr o predmindelský vek. Skúšaný materiál sa vyznačoval prevahou nepriesvitných minerálov. Zaraďujeme ju do günzu.

Staršie pleistocénne terasové úrovne sme neštudovali, predpokladáme však možnosť ich výskytu, ako to dosvedčujú aj najnovšie výskumy R. Halouzku—D. Minaříkovej (1977).

Zloženie a vlastnosti štrkov vyšších a vysokých terás Dunaja

Petrografický charakter štrkov týchto terás sa podobne ako pri nižších terasách vyznačuje dunajským materiálom. Petrografická analýza günzkej akumulácie (frakcia 15—17 mm) nám poskytla tieto údaje: kvarcity, kremeň, kremence 76 %, kremenné pieskovce 14 %, silicity (svetlé, okrovohnedé) 5 %, kryštalické bridlice rulového typu 3 %, granitoidy 2 %. Z ťažkých minerálov sú to hlavne nepriesvitné minerály, granát a amfiboly.

Kremencové a kremenné okruhliaky sú tu často rozpukané, niekedy dierkované a niektoré okruhliaky sú inkrustované (V. Mazúrová 1973). Zrnitostne sa nelíšia od štrkov ostatných terás. Dominujú tu štrky priemeru 3—6 cm.

Eolické sedimenty

Sú zastúpené viatymi pieskami a sprašovými zeminami.

Viate piesky vystupujú najčastejšie diskordantne na fluviálnych sedimentoch tvoriac bázu spraší, ako je to na terasách IIb, III, alebo sa vyskytujú ako vložky v sprašových sedimentoch na terase staršieho mindelu (V). Je zaujímavé, že materiál pieskov nepochádza z hornín najbližšieho okolia, ale ako dokazujú analýzy ťažkých minerálov, ide o asociáciu typickú pre centrálne pásmo viatych pieskov Záhorskej nížiny. Vystupujú tu predovšetkým granáty, staurolity, nepriesvitné minerály a amfiboly. Sú to piesky prevažne jmnozrnné s prímesami strednozrnných pieskov. Eolický vývoj pieskov je zhodný s eolickým vývojom tých istých sedimentov centrálneho pásma Záhorskej nížiny. Zrná sú typicky zaokrúhlené, čo poukazuje na ich dlhší transport.

I keď morfologická dispozícia študovaného terénu bola priaznivá pre zachovanie povrchových foriem eolických pieskov (záveterné svahy Malých Karpát) usudzujeme, že vplyvom neskorších tektonických, deluviálnych a iných geodynamických procesov značná časť týchto pieskov podľahla erózii. Najstaršie viate piesky sa nachádzajú na terase staršieho mindelu, no dá sa predpokladať, že eolická činnosť tu mohla prebiehať i skôr.

Vlastnosti eolických pieskov

Určenie fyzikálnych a mechanických vlastností eolických pieskov je obtiažne. Veľmi ťažko sa z nich odoberajú neporušené vzorky pre laboratórne rozbory. Z celého areálu sa nám podarilo odobrať a odskúšať iba 5 neporušených vzoriek.

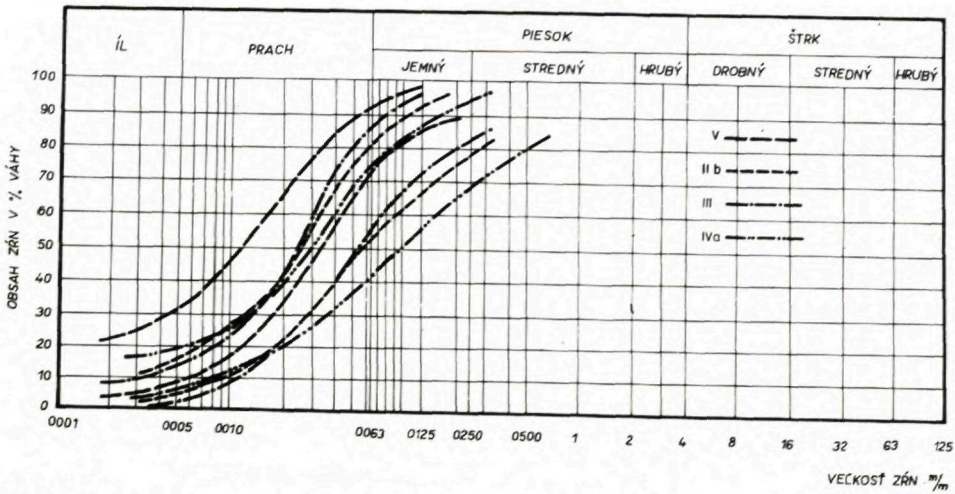
Viate piesky obsahujú priemerne 61 % piesčitých zŕn, z toho je 20 % strednozrnného piesku a zvyšok (41 %) pripadá na jemnopiesčitú zložku. Obsah aleuritickej frakcie (pri hraniciach 0,005 až 0,063 mm) je priemerne 32 % a pelitická zložka je zastúpená siedmimi percentami. Meridián zrnitosti je Md = 0,090 mm, čo zodpovedá 3,45 φ. Stredná hodnota koeficientu rozptylu podľa D. Inmana (1952) je $\sigma_\varphi = 2{,}30$. Koeficient asymetrie $\alpha_\varphi = 0{,}226$, teda zrná frakcie menšej ako meridián sú lepšie vytriedené ako zrná hrubšie. Koeficient asymetrie eolických pieskov býva v prevažnej miere pozitívny. Naproti tomu pôvodné fluviálne alebo morské piesky, z ktorých viate piesky vznikli, majú koeficient asymetrie negatívny. Je to spôsobené úbytkom aleuritovej a ílovej frakcie (Z. Kukal 1956).

Priemerná objemová hmotnosť viatych pieskov je $\varrho_n = 1{,}82$ g/cm^{-3}, priemerná objemová hmotnosť suchej zeminy (udané aritmetickým priemerom) je $\varrho_d = 1{,}58$ g/cm^3. Viate piesky obsahujú značné množstvo uhličitanov, ktorých priemerná hodnota je 20,9 %, oedometrický modul deformácie Mo=6,4 MPa. Priemerný uhol vnútorného trenia eolických pieskov v západnej časti Bratislavy je φ=30.

Sprašové zeminy

Spraše tvoria prikrývku skoro na všetkých terasách okrem terasy würmskej

a günzkej. Sú to typické spraše, piesčité spraše a „prachovice" v zmysle V. Ložeka (1973). Nie všetky terasové úrovne sú prikryté sprašovými sedimentmi rovnakých vlastností. Niektoré terasy, ako napr. terasa III, a V majú prikrývku z typických spraší, terasy IIb, IV a sú prikryté piesčitými sprašami a na terase IVb sa nachádzajú „prachovice". Prirodzene, že táto sedimentácia závisela od sily vetra, ktorý materiál prenášal, od soliflukčno-deluviálnych procesov a v neposlednom rade aj od hydrochemických litifikačných procesov.



Obr. 2 Obalové krivky súčtových kriviek zrnitosti sprašových zemín.

Vlastnosti sprašových zemín

Nad terasou V, ktorá má bázu na výške 179—180 m n. m., sa nachádza 4—5 m hrubý horizont typických spraší. Obalové krivky zrnitosti sprašových zemín sú vykreslené na obr. 2. Priemerný obsah aleuritickej zložky týchto spraší je 62 %. Obsah psamitov je priemerne 15 % a pelitickej frakcie 23 %. Priemerný meridián zrnitosti je Md = 0,020 mm, čo zodpovedá 5,56 φ. Stredná hodnota koeficientu rozptylu (vytriedenosti) je $\sigma_\varphi = 2{,}45$, čo poukazuje na pomerne nízku vytriedenosť týchto spraší. Koeficient asymetrie je $\alpha_\varphi = 0{,}355$. Teda frakcie hrubšie než meridián sú horšie vytriedené. Všetky uvedené hodnoty sú v súlade s hodnotami udávanými pre eolické spraše (Z. Kukal 1964).

Pre laboratórne spracovanie sme odobrali vždy dve neporušené vzorky (priemeru 120 mm a výšky 100 mm) nad sebou, aby bolo možné urobiť komplexné laboratórne rozbory. Priemerné hodnoty fyzikálnych a mechanických vlastností sprašových zemín sú uvedené v tabuľke 1.

Priemerná objemová hmotnosť týchto spraší je:

$\varrho_n = 1{,}86$ g/cm^3. Majú pomerne vysokú objemovú hmotnosť suchej zeminy $\varrho_d = 1{,}60$ g/cm^3 a na spraše tohoto typu nízku pórovitosť $n = 40{,}3$ %. Obsah uhličitanov je pomerne vysoký — 15,0 %. Priemerna vlhkosť zeminy je $w = 16{,}2$ %. Medza tekutosti, zisťovaná Cassagrandeho prístrojom, je $w_L = 34{,}2$ %. Vlhkosť na medzi plasticity $w_P = 20{,}7$ % a index plasticity $I_P = 13{,}5$ %. Oedometrický modul deformácie $M_o = 5{,}3$ MPa, uhol vnútorného trenia $\varphi = 23°$ a priemerná hodnota súdržnosti $c = 40$ kPa.

Nad terasou IVb sa nachádza nepravidelná, miestami 2—4 m hrubá poloha „prachovíc". Majú vysoký obsah ílových súčasti. Pelitická frakcia predstavuje 40 % objemu zeminy. Aleurická frakcia je zastúpená 48 % a psamitická 12 %. Ich priemerný meridián zrnitosti je Md = 0,009 mm, čo v jednotkách φ predstavuje hodnotu 6,76. Stredná hodnota koeficientu rozptylu je $\sigma_\varphi = 3{,}03$ a koeficientu asymetrie $\alpha_\varphi = 0{,}152$.

Priemerna hodnota objemovej hmotnosti $\varrho_n = 2{,}0$ g/cm^{-3}, objemovej hmotnosti suchej zeminy $\varrho_d = 1{,}64$ a pórovitosti $n = 38{,}8$ %. Sú to vysokoplastické zeminy s hodnotou medze tekutosti $w = 43{,}6$ %, medze plasticity 21,9 % a indexu plasticity $I_P = 23{,}2$ %. Priemerná hodnota ílovej aktivity $Ac = 1{,}23$ leží medzi hodnotami zodpovedajúcimi illitu a Ca-montnorillonitu. Zeminy sú silne odvápnené. Obsahujú priemerne 1,5 % uhličitanov. Oedometrický model deformácie u týchto prachovíc má priemernú hodnotu $M_o = 7{,}1$ MPa, uhol vnútorného trenia $\varphi = 24$ % a kohézie $c = 30$ kPa.

Tab. 1

Sprašový sediment	Nad terasou	ϱ_n g. cm^{-3}	ϱ_d g. cm^{-3}	w_n %	w_L %	w_p %	I_p —	n %	$CaCO_3$ %	M_o MPa	φ °	c kPa	% zŕn > 0,063 mm	% zŕn 0,063–0,005 mm	% zŕn < 0,005 mm	N
spraše	V	1,86	1,60	16,2	34,2	20,7	13,5	40,3	15,0	5,3	23	40	15	62	23	4
prachovice	IVb	2,00	1,64	21,9	43,6	20,4	23,2	38,8	1,5	7,1	24	30	12	48	40	6
piesčité spraše	IVa	1,61	1,41	14,1	22,3	17,5	4,8	47,6	30,0	5,4	29	12	40	46	14	4
spraše	III	1,64	1,45	13,1	23,9	18,7	5,2	46,0	26,8	5,4	29	34	28	62	10	17
piesčité spraše	II b	1,83	1,59	15,1	23,5	18,5	5,0	40,6	24,8	5,5	30	32	33	55	12	8

Nad štrkmi terasy IVa, v jej hornej časti aj nad viatymi pieskami, sa nachádza nepravidelná 1—5 m hrubá poloha piesčitých spraší. Popri 46 % aleuritickej frakcie (v rozmedzí 0,005—0,063 mm) obsahujú 40 % jemnopiesčitej zložky a 14 % pelitickej frakcie. Priemerný meridián zrnitosti týchto piesčitých spraší je Md = 0,045, čo zodpovedá hodnote 4,47 φ. Stredná hodnota koeficientu rozptylu je $\sigma_\varphi = 2{,}63$ a koeficientu asymetrie $\alpha_\varphi = 0{,}065$. Väčšinou sa pre spraše udávajú kladné hodnoty koeficientu symetrie. Piesčitejšie spraše na južnej strane Malých Karpat majú však v niektorých prípadoch frakcie menšie než meridián, horšie vytriedené (J. Šajgalík—T. Mahr 1975).

Priemerná hodnota objemovej hmotnosti $\varrho_n = 1{,}61$ g/cm^3 suchej objemovej hmotnosti $\varrho_d = 1{,}41$ a pórovitosti $n = 47{,}6$ % svedčí o relatívne nízkej uľahnutosti sedimentu. Vysoký obsah psamitickej frakcie sa odráža na nízkych hodnotách plastických vlastností. Medza tekutosti $w_L = 22{,}3$ %, medza plasticity $w_p = 17{,}5$ % a index plasticity $I_P = 4{,}8$ %. Obsah uhličitanov je vysoký, a to až 30 %. Priemerny oedometrický modul deformácie $M_o = 5{,}4$ MPa, uhol vnútorného trenia $\varphi = 29°$ a kohézia $c = 12$ kPa.

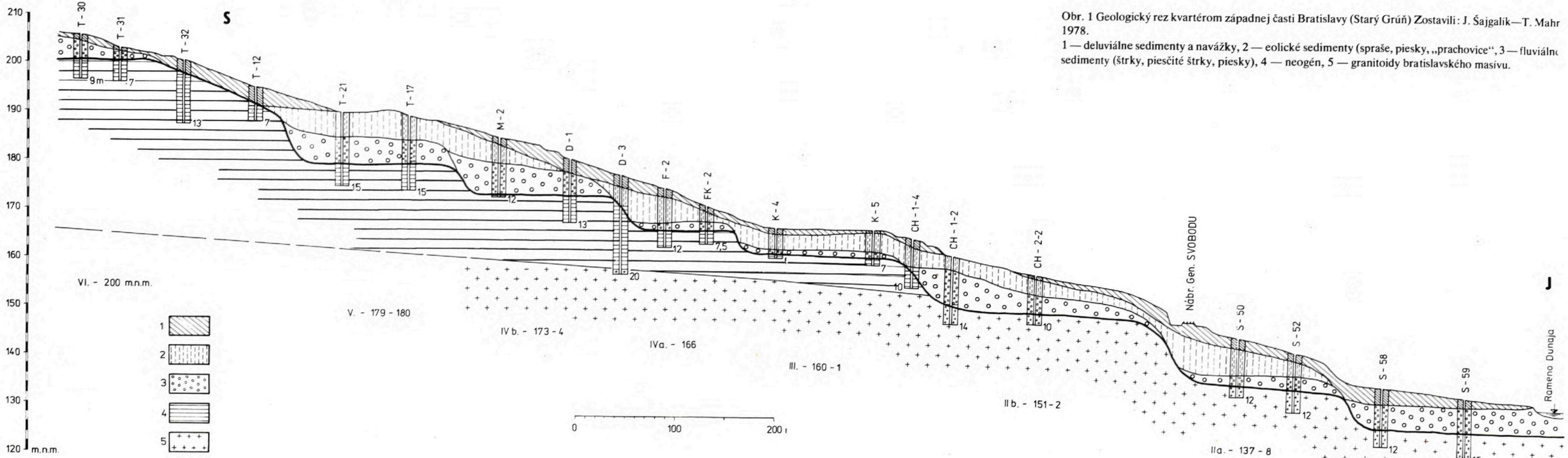
Nad terasou III je zachovaný asi 4 m hrubý pokryv typických spraší (tab. XXXVII). Tento horizont sprašových zemín má najväčšie plošné rozšírenie. Odobrali sme z neho 17 neporušených reprezentatívnych vzoriek z kopaných sond.

Aleuritická frakcia je zastúpená rovnako ako u spraší nad terasou V (62 %), no spraše sú piesčitejšie. Psamitická zložka je zastúpená 28 %, kým pelitická iba 10 %. Priemerný meridián zrnitosti Md = 0,036 mm (4,79 φ), koeficient rozptylu $\sigma_\varphi = 1{,}84$ a koeficient asymetrie $\alpha_\varphi = 0{,}120$.

Spraše nad terasou III sú oproti starším sprašiam kyprejšie. Ich menšia uľahlosť sa prejavuje v nižších hodnotách objemovej hmotnosti $\varrho_n = 1{,}64$ g/cm^3 a suchej objemovej hmotnosti $\varrho_d = 1{,}45$ g/cm^3 i vyššej priemernej pórovitosti $n = 46{,}0$ %. Majú pomerne malú plasticitu. Medza tekutosti má priemernu hodnotu $w_L = 23{,}9$ % a medza plasticity $w_p = 18{,}7$ % a index plasticity $I_P = 5{,}2$ %. Oproti sprašiam nad terasou V majú väčší obsah uhličitanov, priemerne 26,8 %. Priemerná hodnota oedometrického modulu deformácie $M_o = 5{,}4$ MPa, uhla vnútorného trenia $\varphi = 29°$ a kohézie $c = 34$ kPa.

Zo spraší nad terasou III sme urobili 4 skúšky preliačivosti. Vzorky mali prirodzenú vlhkosť 10,7—15,0 %, obsah ílových súčastí 6—15 %, suchú objemovú hmotnosť 1,37—1,57 g/cm^3 a pórovitosť 41,4—48,9 %. Priemerná hodnota preliačivosti $p = 2{,}68$ % vyšla z hodnôt s vysokým rozpätím $p = 0{,}70$—$5{,}67$ %. Veľká nerovnomernosť pórovitosti spraší je hlavnou príčinou veľkých rozdielov nameranej preliačivosti. Dokonca na vzorkách vyrezaných z jednej a tej istej neporušenej vzorky dostávame rozdielne výsledky (M. N. Goldštejn—M. A. Makarenko 1970). Pre praktické účely možno potom oprávnene vychádzať z priemernej hodnoty p %.

Nad terasou IIb sa nachádza dosť nepravidelná 1—3 m hrubá poloha piesčitých spraší. Spraše obsahujú priemerne 55 % aleuritickej, 33 % psamitickej a 12 % pelitickej frakcie. Priemerný meridián zrnitosti Md = 0,037 mm (4,76 φ), koeficient rozptylu $\sigma_\varphi = 2{,}20$ a koeficient asymetrie $\alpha_\varphi = 0{,}086$. Priemerná objemová hmotnosť $\varrho_n = 1{,}83$ g/cm^3, objemová hmotnosť suchej zeminy $\varrho_d = 1{,}59$ g/cm^3 a pórovitosť $n = 40{,}6$ %. Obsahujú priemerne 24,8 % uhličitanov. Keďže majú vysoký obsah piesčitých súčastí, ich plastické vlastnosti sú nižšie. Priemerná hodnota medze tekutosti $w_L = 23{,}5$ % medze plasticity $w_p = 15{,}1$ % a indexu plasticity $I_p = 5{,}0$ %. Priemerný oedometrický modul deformácie $M_o = 5{,}5$ MPa, uhol vnútorného trenia $\alpha = 30°$ a kohézia $c = 32$ kPa.



Obr. 1 Geologický rez kvartérom západnej časti Bratislavy (Starý Grúň) Zostavili: J. Šajgalík—T. Mahr 1978.
1 — deluviálne sedimenty a navážky, 2 — eolické sedimenty (spraše, piesky, „prachovice", 3 — fluviálne sedimenty (štrky, piesčité štrky, piesky), 4 — neogén, 5 — granitoidy bratislavského masívu.

Svahové sedimenty

Svahové sedimenty tvoria povrchovú vrstvu prevažnej časti študovaného územia. Svahoviny prekrývajú eolické a terasové sedimenty. Len na niektorých miestach terénu ležia priamo na neogénnom podklade. Tvoria ich kamenito-hlinité sedimenty. Podľa množstva zložiek ich možno rozdeliť na kamenito-hlinité delúvia a svahové hliny. Materiál kamenito-hlinitých svahovín pochádza z granitoidných hornín. Je neopracovaný, netriedený, obsahuje úlomky granitoidov a kremeňa o priemere 3—15 cm. Kamenitá zložka obyčajne presahuje 60 % objemu sedimentu.

Svahové hliny obsahujú asi 15 % úlomkov granitoidov a valúnov — väčšinou kremeňa — zvlečených z vyšších terasových stupňov. Priemerná hodnota objemovej hmotnosti svahových hlín je $\varrho_n = 1{,}95$ g/cm^3 a suchej objemovej hmotnosti $\varrho_d = 1{,}67$ g/cm^3. Deluviálne hliny majú strednú až vysokú plasticitu. Priemerná hodnota (komplexne sme spracovali 17 vzoriek) medze tekutosti $w_L = 39{,}5$ %, medze plasticity, $w_p = 21{,}9$ % a indexu plascitity $I_p = 17{,}6$ %. Stredná hodnota oedometrického modulu deformácie $M_o = 6{,}1$ MPa, uhla vnútorného trenia $\varphi = 22°$ a kohézie 50 kPa.

Záver

Západná časť Bratislavy tvorí najzachovalejšie územie na československom úseku Dunaja, kde sú vyvinuté pleistocénne riečne terasy v superpozícii. Zistili sme až osem terasových úrovní. Nadmorská výška jednotlivých terasových soklov svedčí o geomorfologickej odolnosti hornín, ale poukazuje najmä na tektonickú mobilitu Malých Karpat ako prelomového územia Dunaja. Tektonická intenzita, ako môžeme vidieť z rozpätia výšok terás, bola počas jednotlivých období pleistocénu variabilná, a to nielen medzi glaciálmi, ale aj štadiálmi. Tieto faktory, ako aj neskoršie geodynamické procesy, vtláčajú pečať aj ostatným štvrtohorným sedimentom, a to predovšetkým eolickým, ktoré sa začínajú objavovať už na terasách staršieho pleistocénu (mindelu). Zistené fyzikálne a mechanické vlastnosti štvrtohorných sedimentov študovaného územia sa môžu v plnom rozsahu aplikovať na celé územie Bratislavy. Stavební inžinieri takto dostávajú potrené podklady pre projektové zámery výstavby mesta.

Do tlače odporučil I. Vaškovský.

Literatúra

GOLDŠTEJN, M. N.—MAKARENKO, N. A. 1970: Ob opredelenii prosadočných svojstv ljosovych gruntov. Osnov. fund. mech. gruntov, 12, 6, Moskva, 10—12.

HALOUZKA, R.—MINAŘÍKOVÁ, D. 1977: Stratigraphic correlation of Pleistocene deposits of the

river Danube in the Vienna and Komárno Basin. Journal of Geological Sciences, Sborník geol. věd, antropozoikum, 11, Praha, 7—54.
HROMÁDKA, J. 1929: Průlom dunajský a půda Bratislavy. Časopis Uč. spol. Šafaříkovy, 3, Bratislava.
INMAN, D. L. 1952: Measures for describing the size distribution of sediments. Jour. Sedimentary Petrology, 22, 2, Tulsa, 125—145.
KUKAL, Z. 1956: Geológie recentních sedimentů. Naklad. ČSAV, Praha, 1—426.
LOŽEK, V. 1973: Příroda ve čtvrtohorách. Academia, Naklad. ČSAV, Praha, 1—372.
LUKNIŠ, M. 1955: Správa o geomorfologickom a kvartérno-geologickom výskume Malých Karpát (dolina Vydrice). Geogr. časopis Slov. Akad. Vied, 7, 3—4, Bratislava, 214—226.
MACH, C. 1976: Inž. geol. prieskum ubytovne vysokoškolákov pri Botanickej záhrade v Bratislave. Geofond, Bratislava, 1—12.
MAZÚR, E. 1963: Žilinská kotlina a priľahlé pohoria. Vydav. Slov. Akad. Vied, 1—185.
MAZÚROVÁ, V. 1973: Príspevok k poznaniu dunajských terás v Devínskej bráne. Geogr. časopis Slov. Akad. Vied, 25, 2, Bratislava, 112—121.
NEMČOK, A.—BALIAK, F.—HULMAN, R.—MAHR, T.—MALGOT, J.—VÁMOŠ, F. 1966a: Inž. geol. posudok pre vykonávací projekt areálu Mlynská dolina—I. stavba. Geofond, Bratislava 1—13.
NEMČOK, A.—BALIAK, F.—HULMAN, R.—MAHR, T.—MALGOT, J.—VÁMOŠ, F. 1966b: Inž. geologický posudok pre objekty vysokoškolského areálu Mlynská dolina — II, a III, stavba. Geofond, Bratislava, 1—21.
NEMČOK, A.—MAHR, T.—MALGOT, J.—VÁMOŠ, F. 1966: Inž. geol. posudok pre trasovanie komunikácií a inžinierskych sietí na stavbe vysokoškolského areálu Mlynská dolina. Geofond, Bratislava, 1—11.
ŠAJGALÍK, J.—HULMAN, R. 1976: Geologické pomery centrálnej mestskej oblasti v Bratislave. Geol. Průzk., 18, 1, Praha 5—8.
ŠAJGALÍK, J.—MAHR, T. 1975: Geotechnické vlastnosti mladowürmských spraší sv. časti Trnavskej pahorkatiny. Geotechnický zborník. Vydav. Alfa, Bratislava, 37—50.

Tibor Mahr—Ján Šajgalík

Development, composition and properties of Quaternary sediments of the Bratislava western part

Summary

The presented work sums up the results of engineering geological investigation of Quaternary sediments of the Bratislava western part. This area forms the most preserved region where the Pleistocene fluvial terraces are in superposition in the Czechoslovak Danube sector. Based on technical investigation works we succeeded to delineate bases of up to 8 terrace levels in the stratigraphique sequence from the Würmian to the Günz inclusively. The base of the lowest terrace (Würmian) is at the altitude of 130 m a.s.l. and of the highest Günz 200 m a.s.l. (older terraces of the Günz were not the object of our study). On Figure 1 they are indicated by Roman numerals from the youngest to the oldest one. The above sea levels of the individual erosion bases point to the geomorphological strength of underlying rocks, but mainly to the tectonic mobility of the Little Carpathians as the Danube area divide. The tectonic mobility, as it can be seen from the range of heights (Fig. 1) of terraces, was variable during the individual Pleistocene periods and not only in the frame of glacials, but also between the individual stadials.

These factors, as well as the later geodynamic processes imprint the seal also to the other Quaternary

sediments an above all eolian, which begin to appear well on the terraces of the early Pleistocene (Mindel). Petrographic analyses and that of grain size of the eolian sediments, either sands or loess have shown their genetic link and relationship with the eolian sediments of the Záhorská nížina central zone. Blown sands of the studied area present a similar degree of eolization, conforming petrographic composition with the sands of Záhorská nížina central zone.

The presented paper characterizes, on the basis of laboratory investigations, also the physical and mechanical properties of the Quaternary sediments (Pl. XXXVI, Fig. 2). The detected values of the soils mechanics reflect the conditions of origin of any one sediment. Of a great influence on the geotechnical properties (loess above all) is the tectonic mobility of the area, during their formation, geomorphological predisposition, subsequent geodynamic processes and the age of the sediment. In Pl. XXXVI and Fig. 2 are summed up the results of the soil mechanic tests, from which is apparent the variability of physical and mechanical properties of loess soils on various hypsometric levels of the area.

Translated by E. Bleho.

Vysvetlivky k fotografickým tabuľkám

Tab. XXXVI Štrková akumulácia terasy IIb s nadložnými piesčitými sprašami

Tab. XXXVII Typické spraše uložené nad terasou III (svetlejšia zemina). V nadloží spraší (tmavšie) svahové hliny

Geologické práce, Správy 73, s. 173—186, Geologický Ústav Dionýza Štúra, Bratislava, 1979

Miroslav Ivanov

Genéza mangánových rudných výskytov medzi Detvou a Hriňovou

1 obr. v texte, 3 fotogr. tab. (XXXVIII—XL), anglické resumé

Abstract. In the work the author presents, on the basis of paragenetic studies of Mn-ore occurrences between Detva and Hriňová, their position, petrochemical studies of the wall rock and complementary hydrogeochemical studies, a new view of their genesis.

He supposes that this specific type of Mn-mineralizations in the Carpathians originated as a result of the action of overheated vadose waters on biotite granodiorites, which are found in the neighbourhood in the time of Tertiary volcanism. Due to decomposition of dark components of granodiorites manganese was leached out from them by aggressive waters and during its migration secondary precipitation of Mn in surrounding andesite breccias took place in the form of smaller irregular ore fillings — Mn oxides and hydroxides in association with low-thermal quartz-opal.

Výskyty mangánu v okolí Detvy a Hriňovej patria k typu mangánových ložísk, ktoré nemajú v Západných Karpatoch pravej obdoby. Nejde síce o ekonomicky významné zrudnenie, ale z genetického hľadiska je to veľmi zaujímavý typ zrudnenia.

Z toho dôvodu sa chceme podrobnejšie zaoberať otázkou jeho pôvodu, mineralogicko-geochemickými pomermi, vzťahom týchto rúd k okolným horninám a načrtnúť procesy, ktoré mohli viesť k vytváraniu tohto špecifického typu zrudnenia.

Výskyty mangánu v spomínanom území študoval už V. Čechovič (1938); predpokladá, že ide o hydrotermálne nízkotermálne zrudnenie geneticky späté s mladotreťohorným vulkanizmom. V rokoch 1953—1954 popri paragenetických štúdiách som mal za úlohu zhodnotiť ich praktický význam. Vo svojich nepublikovaných prácach som v tom čase zastával názor, že ide o infliltračný typ zrudnenia. Podrobnejšie výskumy v nasledujúcich rokoch ma privieli však k odlišnému názoru na vznik týchto Mn-rúd. Práve v tomto príspevku sa snažím podať nový pohľad na ich genézu.

RNDr. M. Ivanov, CSc., Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 809 40 Bratislava

Geologicko-petrografická charakteristika hornín okolia Detvy a Hriňovej

Územie, v ktorom sa vykytujú mangánové rudy, predstavuje styk mladotreťohorných vulkanitov s veporidným kryštalinikom.

Veporidné kryštalinikum tu tvoria prevažne granitoidné horniny, menovite základný strednozrnný až hrubozrnný biotitický granodioritový typ, ktorý v karpatskej literatúre priraďujeme k prvej hercýnskej granitoidnej fáze. Kryštalické bridlice sú v tomto území len zriedkavé. Iba lokálne boli pozorované v granitoidnom masíve asimilované partie pararúl v podobe xenolitov. Myslím, že ide o hlbšie partie eróziou obnaženého granitoidného plutónu.

Biotitické granodioritové horniny sú šedé, majú paralelnú textúru, nevyrovnaný kryštalizačný ráz. Všeobecne sú postihnuté intenzívnou kataklázou alpínskeho veku, ktorá dosahuje takú intenzitu, že sa vytvárajú lokálne až horniny piesčitej konzistencie. Túto okolnosť zdôrazňujeme najmä preto, že porušená štruktúra granitoidov mala jednu z hlavných úloh pri vytváraní mangánových výskytov v predmetnom území. Z horninotvorných minerálov je v granitoidoch zastúpený hlavne kremeň, živce (prevažne plagioklas — podradne ortoklas) a biotit. Pomer plagioklasu ku kremeňu je približne 1 :1. Ako následok kinematickej metamorfózy pozorujeme na kremeňoch výrazné undulózne zhášanie, na plagioklasoch zohýbanie jednotlivých dvojčatných indivíduí. Plagioklasy svojou bázicitou zodpovedajú kyslým andezínom (30—32 % anortitovej zložky). Prevažná väčšina plagioklasov je silne sericitizovaná. Ortoklasy tvoria len podradnú súčasť. Na rozdiel od plagioklasov nebývajú spravidla zdvojčatené. Biotity, ako jediný zástupca tmavých súčiastok týchto hornín, sú zastúpené v dosť značnej miere (cca 10—15 %). Ich rozmiestnenie v granodioritoch je značne variabilné — mení sa od miesta k miestu. Nie sú zriedkavé prípady, keď sú biotity v granitoidnej hornine sústredené v podobe celých šmúh, prípadne väčších zhlukov (lom v Hukavskom údolí). Biotity prekonávajú intenzívnu baueritizáciu. Z akcesorických minerálov boli v tunajších granodioritoch zistené muskovit, zirkón a titanit.

K druhému mladšiemu geologickému komplexu patria vulkanické terciérne horniny. Budujú jeho západnú časť. Ležia bezprostredne na biotitických granodioritoch. Sú to andezity, andezitické brekcie a tufy. Vcelku tu môžeme pozorovať dva lávové andezitové príkrovy časove oddelené: prvý — starší južne a západne od Detvy, druhý — mladší severne a severovýchodne od Detvy. Prvú vulkanickú fázu zastupujú výlučne výlevy andezitov, naproti tomu s druhou vulkanickou fázou sú späté mohutné extrúzie popolovitého a aglomerátového materiálu. Čisté tufy bez aglomerátov zaberajú len podradné miesto (boli pozorované lokálne na S od k. 547 pri Detve a na Z od Kochlačky). V ostatných prípadoch tufový materiál stmeluje vulkanické brekcie.

Andezitické horniny staršej vulkanickej fázy sa vyznačujú jemnozrnným vývinom a pomerne malým percentuálnym zastúpením minerálov intratelurickej fázy. Sú tmavošedé a majú celistvý vzhľad. Porfyrické výrastlice tvoria mliečne živce zodpovedajúce kyslému labradoru a tmavé kosoštvorcové pyroxény, ktoré zodpovedajú hypersténom. Ako posledný minerál bol z porfyrických výrastlíc zistený magnetit. Základná hmota týchto andezitov prevláda nad minerálmi intratelurickej fázy. Je jemnokryštalická, sčasti až sklovitá. Pozorujeme v nej mikrolity obdobných minerálov ako v intratelurickej fáze a naviac biotit.

Pre chemickú charakteristiku týchto andezitov uvádzam nasledovnú silikátovú analýzu a jej výsledné prepočtové hodnoty v Zavarického petrochemickom systéme:

Lokalita: Andezitové teleso pri ceste Detva-sídlisko
Analytik: J. Jarkovský

SiO_2	— 57,78	CaO	— 6,32
TiO_2	— 0,82	K_2O	— 2,65
Al_2O_3	— 18,02	Na_2O	— 2,00
Fe_2O_3	— 2,63	P_2O_5	— 0,37
FeO	— 5,17	H_2O+	— 0,59
MgO	— 2,86	H_2O-	— 0,25
MnO	— 0,16		
		Celkom	99,62 %

S = 971	s = 70,8	a′ = 12,0
B = 184	b = 13,1	f′ = 50,4
C = 112	c = 8,1	m′ = 37,6
A = 110	a = 8,0	n = 58,8
1377	100,0	

Keď tieto hodnoty porovnáme s hodnotami pre magmatické typy, ako ich uvádza A. N. Zavarickij (1952), vidíme najbližšiu zhodnosť s typmi z Mont Pelée.

Andezity mladšej vulkanickej fázy, ktoré vystupujú na S a SV od Detvy v podobe mohutných lávových príkrovov, sa vyznačujú už výraznou porfyrickou štruktúrou a prevahou minerálov intratelurickej fázy (a ich značnou veľkosťou) nad základnou hmotou. Porfyrické výrastlice tvoria plagioklasy, ktoré zodpovedajú bázickému andezínu až kyslému labradoru; ďalej kosoštvorcové pyroxény — hyperstény, menej jednoklonné pyroxény — diopsidy. Posledným minerálom intratelurickej fázy býva magnetit.

Základná hmota týchto andezitov je jemnokryštalická s výraznejším obsahom diopsidu.

Pre chemickú charakteristiku andezitov mladšej fázy uvádzam nasledovnú silikátovú analýzu a jej prepočtové hodnoty v Zavarického petrochemickom systéme:

Lokalita: južné svahy Poľany
Analytik: J. Jarkovský

SiO_2	– 58,90	CaO	– 5,74
TiO_2	– 0,75	K_2O	– 2,15
Al_2O_3	– 18,92	Na_2O	– 1,40
Fe_2O_3	– 3,50	P_2O_5	– 0,26
FeO	– 4,03	H_2O+	– 1,02
MgO	– 2,99	H_2O-	– 0,52
MnO	– 0,07		
		celkom	100,19 %

S = 990	s = 69,3		a' = 29,4
B = 246	b = 17,1		f' = 40,8
C = 102	c = 7,1		m' = 29,8
A = 94	a = 6,5		n = 51,0
1432	100,0		

Na základe prepočtových hodnôt možno usúdiť, že hornina sa petrochemicky blíži k hyperstenickému andezitu taktiež vulkanologickej provincie Mont Pelée.

S druhou vulkanickou fázou sú späté vulkanické brekcie a tufy. Tvoria mohutný stredný komplex zmapovaného územia. Vo východnej časti ležia priamo na biotitických granodioritoch, v západnej časti na andezitoch staršej fázy. Hrúbka tohto pyroklastického komplexu dosahuje cca 200 m. Miestami extrúzie majú charakter lapíl, inokedy až charakter bômb (s veľkosťou blokov až do 1 m).

Po petrografickej stránke je materiál vulkanických brekcií totožný s andezitmi druhej mladšej vulkanickej fázy.

Celý tento komplex vulkanických brekcií sa vyznačuje značnou pórovitosťou, ktorá mala jednu z dôležitých hydrogeologických úloh pri vzniku mangánového zrudnenia v tejto oblasti. (Ide totiž o horninový komplex ľahko priepustný pre obeh vadóznych vôd).

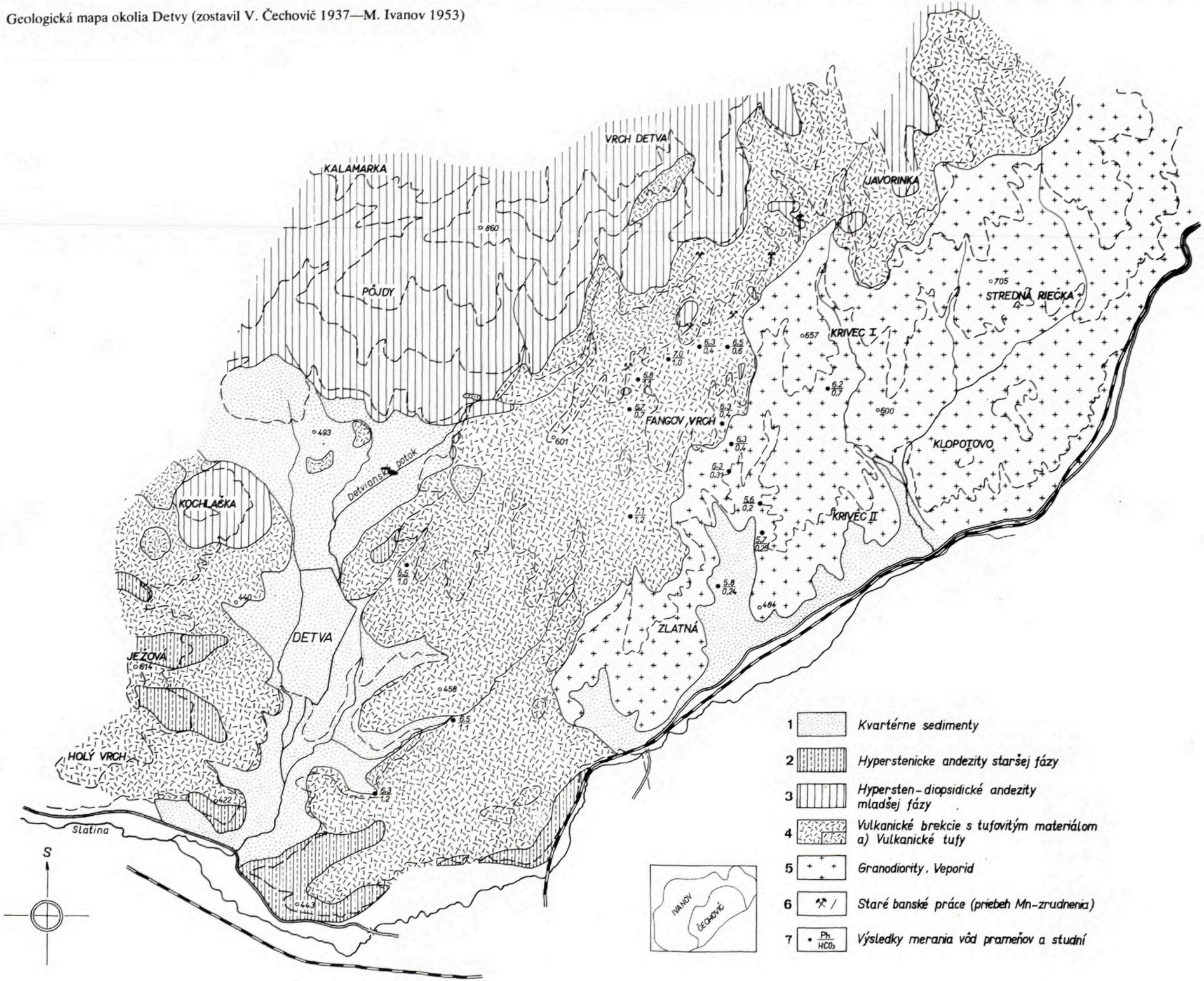
Pre názornejší geologický obraz predkladám výsek z máp 1 :25000 (V. Čechovič 1938 a M. Ivanov 1953). Na mape sú zakreslené okrem geológie študovanej oblasti s Mn-zrudnením i výsledky meraní Ph a HCO_3 z prameňov priľahlého územia mangánového zrudnenia.

Úložné a paragenetické pomery mangánového zrudnenia

Mangánové rudné výskyty sa sústreďujú v predmetonom území na komplex treťohorných vulkanických brekcií a tufov. Ide o sústavu slabých, nepravidelne prebiehajúcich žiliek, ktoré vystupujú v blízkosti hranice s podložným a susediacim kryštalinikom (biotitickými granodioritmi).

Vlastné zrudnenie má značne nejednotný ráz. Miestami nadobúda žilný charakter

Geologická mapa okolia Detvy (zostavil V. Čechovič 1937—M. Ivanov 1953)



s maximálnou hrúbkou do 40 cm (jv. od kóty 1067 — horná časť doliny Krivca), inde prechádza v žilníky menšej hrúbky a kratšieho priebehu a napokon sa stretávame len s impregnačným charakterom zrudnenia. Styk zrudnených partií s vulkanickými horninami nebýva pritom ostrý, ale vytvárajú sa široké okraje.

Mangánové výskyty sa prevažne viažu na pásmo smeru SV–JZ, ktoré je totožné so smerom tektonických línií potortónskeho veku v tejto oblasti. Len menšie mangánové koncentrácie (povlaky, Mn-dendrity, niekoľko mm žilky) boli pozorované mimo tohto pásma.

Samotnú rudnú výplň tvoria vysokopercentné oxidické Mn-rudy a sprievodný opál. Prevažne sa vytvárajú kolomorfné textúry (s početnými dutinami) ľadvinovitých tvarov (tab. XXXVIII obr. 1). Inde pozorujeme vyzrážanie mangánových oxidov v podobe paralelných vrstvičiek. Okrem týchto textúr stretávame sa i s brekciovitým charakterom zrudnenia — úlomky mangánových rúd a okolných hornín andezitických brekcií bývajú znovu stmelené mladšími Mn-oxidmi (tab. XXXVIII obr. 2), čo svedčí o tektonických pohyboch i počas samotného procesu vzniku rudných koncentrácií.

Poznámka: Charakter Mn-zrudnenia bol študovaný jednak z menších starších kutacích prác v tejto oblasti, jednak z povrchových odkryvov i na profiloch kopaných rýh.

Vysoký oxitický potenciál zóny, v ktorej vznikali mangánové rudy mal za následok vytvorenie minerálov výlučne skupiny kysličníkov. Patria k nim minerály skupiny kysličníkov mangánu, železa a kremíka.

Minerály mangánu tvoria absolútnu väčšinu rudnej výplne (90 %). Ich hlavnými zástupcami sú psilomelán a pyroluzit.

Psilomelán ako dominantný minerál rudnej výplne vystupuje v metakoloidnej forme. Predstavuje zložitú zmes kysličníkov Mn^{++} a Mn^{++++} ($n.H_2O$), má pevnú konzistenciu, alebo množstvo kavern — máva čiernu farbu s modrým nádychom. V mikroskope pozorujeme tenké vrstvičky nepravidelných tvarov — kolomorfnú textúru (tab. XXXIX obr. 2; rytmické vypadávanie gelov). Inokedy vystupuje psilomelán v zemitej až práškovitej forme („vad").

Druhým mangánovým minerálom vystupujúcim na študovaných rudných výskytoch je pyroluzit. Vytvára taktiež kolomorfné štruktúry. Oproti psilomelánu je zastúpený podradnejšie (5—8 %). Pyroluzit vystupuje skoro vždy spolu s psylomelánom, (tab. XL obr. 1). Bol pozorovaný i na povrchu psilomelánu v podobe tenučkých povlakov. V mikroskope, na rozdiel od psilomelánu, pyroluzit vykazuje nižší reliéf, nižšiu odrazovú mohutnosť a býva šedoružovkastý.

Z Fe-minerálov patria medzi rudnú paragenézu kysličníky a hydroxidy železa. Boli zistené na povrchu mangánových rúd len lokálne v podobe povlakov okrovej farby (lokalita: Za Nemeckou — cca 1 km SZ–S od k. 825). Ide o limonit a goetit. Nakoľko s uvedenými minerálmi sme sa stretli výlučne na povrchu mangánových

rúd, dá sa predpokladať, že vznik týchto kysličníkov a hydroxidov železa sa viaže na obdobie po vzniku mangánových rúd.

Z minerálov zo skupiny kysličníkov kremíka boli pozorované na študovaných rudných výskytoch žltohnedý opál a priezračný hyalín. Obe variety SiO_2 sa vylučovali v posledných štádiách vzniku mangánových rúd. Opál vypĺňuje spravidla medzipriestory kysličníkov. Číry hyalin je zastúpený sporadicky a bol pozorovaný ako povlak na opáloch. Zriedkavejšie tvorí výplň dutiniek v mangánových oxidoch. Ako u opálu, tak u hyalinu pozorujeme kolomorfné vývíny. Chemické zloženie opálu nám charakterizuje nasledujúca analýza:

Lokalita: Horný koniec doliny Krivca
Analytik: J. Jarkovský

SiO_2	– 71,66 %	P_2O_5	– 0,09 %
FeO	– 12,22 %	H_2O^+	– 3,94 %
CaO	– 1,02 %	H_2O-	– 4,56 %
MnO	– 0,38 %		

Na základe podstatného množstva železa v opáloch môžeme ich označiť ako Fe-opály.

Pre celkový obraz chemického zloženia mangánových rúd z okolia detvy a Hriňovej nám poslúži nasledujúca tabuľka technických a spektrálnych analýz. Analýzy boli robené v laboratóriu GÚDŠ.

č. vz.	Mn	Fe	Co	SiO_2	CaO	P_2O_5
378	55,7 %	1,5 %	0,22 %	1,8 %	1,7 %	0,09 %
379	52,6	1,5	0,07	5,0	3,8	0,09
383	46,7	1,7	0,10	12,6	1,5	0,20
377	53,2	0,8	0,11	2,9	2,1	0,09
381	50,6	1,9	0,15	1,9	2,9	0,17
382	51,9	0,9	0,21	6,6	0,1	0,22
425	43,5	4,8	0,17	7,1	2,3	0,06
380	53,3	2,9	0,19	3,8	1,9	0,08
385	41,8	8,7	0,16	8,1	0,5	0,19
423	53,0	4,5		4,6	1,0	0,33

Lokality:

vz. č. 378, 379 — štôlňa v doline Bystrička, sz. od Hriňovej
383, 377 — rudné výskyty v doline potoka Krivca — sv. od Detvy
381
384, 382 — rudná žila j. a jv. od k. 755 sv. od Detvy
425, 380 — vzorky z rudného pásma v doline Za Nemeckou sv. od Detvy
385, 423 — výskyt Mn-rudy jz. od k. 1067 (vrch Detva) sv. od Detvy.

Vidíme, že ide o veľmi čisté a bohaté Mn-rudy so zvýšeným obsahom kobaltu.

Niekoľko geologických javov a štúdií súvisiacich s genézou mangánového zrudnenia medzi Detvou a Hriňovou

Genetické problémy rudných procesov patria v geológii k tým najzložitejším otázkam. Viac-menej len dedukujeme z jednotlivých čiastkových faktov pozorovaných na jednej strane na mineralogicko-geochemickom charaktere zrudnenia, zo strany druhej sú to fakty získané z petrochemických a mineralogických štúdií jednotlivých magmatických (vulkanických) fáz toho-ktorého územia. I v tejto štúdii pôjde len o náčrt najpravdepodobnejšej cesty akumulácie tunajších mangánových koncentrácií.

Ponajprv by som sa chcel stručne zmieniť o niektorých geochemických vlastnostiach a formách vystupovania mangánu, ktoré mohli mať priamy súvis s genézou Mn-rúd v tomto území.

Mangán vo vyvrelých horninách primárne vystupuje prevažne ako dvojmocný v podobe izomorfných prímesí s dvojmocným Fe a čiastočne tiež v železito-horečnatých alumosilikátoch. S kyslosťou magmy klesá koncetrácia Mn v horninách, čo je práve dôsledkom nižšieho zastúpenia tmavých minerálov schopných vo svojej mriežke viazať mangán.

Na druhej strane sa však už dávnejšie zistilo (K. Rankama—T. G. Sahama 1950, P. N. Čirvinskij 1953), že tmavé minerály (biotity) kyslých diferenciátov magmatických hornín majú relatívne vyššie percentuálne zastúpenia Mn^{++} v relácii ku Fe^{++} než tmavé minerály bázických diferenciátov magmatických hornín (pyroxény, amfiboly), Táto skutočnosť svedčí teda o tom, že granity (granodiority) s hojným zastúpením biotitu môžu mať i relatívny vysoký obsah mangánu.

Primárny mangán z magmatických hornín pod vplyvom pôsobenia atmosferilií, príp. hydroterm, sa uvoľňuje — izomorfia Mn^{++} — Fe^{++} — Mg^{++} sa narušuje a mangán prechádza v rozpustnú formu (najčastejšie v $Mn(HCO_3)_2$; $Mn(OH)_4$, príp. komplexné ióny), v ktorej je schopný samostatne migrovať.

Bolo preukázané, že v kyslom prostredí je migrácia Mn-zlúčenín intenzívnejšia, naopak zvyšovaním Ph-prostredia rozpustnosť Mn-zlúčenín klesá až napokon dochádza k vypadávaniu (vyzrážaniu) mangánu z roztokov. Pritom samotná migrácia sa môže diať v podobe pravých i koloidálnych roztokov (E. J. Rode 1952).

V geologickej časti tejto práce som uviedol, že Mn-výskyty v okolí Detvy a Hriňovej sa viažu na blízky styk biotitických granodioritov a mladotreťohorných vulkanických hornín, menovite na tufovito-brekciovitý komplex geneticky spätý s mladšou vulkanickou fázou pyroxenických andezitov. Nie je myslím náhodné, že práve táto oblasť rozhrania dvoch petrograficky a geochemicky odlišných prostredí sa stala nositeľkou zrudnenia. Zhrňme si však najprv základné skutočnosti o obidvoch horninových komplexoch.

Treťohorné vulkanity tu ležia na rozsiahlom komplexe kryštalinika veporíd a susedia s dominujúcimi biotitickými granodioritmi, ktoré sú silne tektonicky

(neoidne) kataklázované (až podrvené). Granodiority majú primárny vysoký obsah biotitu 10—15 %, pričom biotity sú baueritizované.

Pre zistenie obsahu MnO v týchto granodioritoch sme dali urobiť niekoľko chemických analýz rôznych oblastí medzi Detvou a Hriňovou:

vz. 1 — 0,09 % MnO
vz. 2 — 0,08 % MnO
vz. 3 — 0,07 % MnO
vz. 4 — 0,06 % MnO
vz. 5 — 0,09 % MnO
vz. 6 — 0,08 % MnO
vz. 7 — 0,08 % MnO

Analytik: Ing. P. Lešťák

V relácii k vysokému obsahu biotitu v týchto granodioritoch, vzorky majú veľmi nízky obsah MnO.

I v separovaných biotitoch granodioritov predmetného územia sa zistil nižší obsah MnO vzhľadom ku klarkovým hodnotám MnO v biotitoch granodioritov.

P. N. Čirvinskij (1953) udáva v priemere klark 0,40 % MnO pre biotity granodioritov.

Pre analytické rozbory biotitov sme vybrali biotitické granodiority z oblasti Hriňovej z blízkosti styku s treťohornými vulkanickými brekciami — údolie Zlatná a Krivca.

Vyseparované biotity z týchto granodioritov vo vzorke 1 obsahovali 0,14 MnO, vo vzorke 2 — 0,20 % MnO a vo vzorke 3 — 0,21 % MnO.

Tieto hodnoty sú nižšie i vzhľadom k získaným výsledkom J. Ďurkovičovej (1967) z biotitov granodioritov z ostatného veporidného kryštalinika.

Pre koreláciu uvádzam niektoré výsledky:

FeO	MnO	Hornina	Lokalita
17,22 %	0,41 %	granodiorit	Zlatno
18,32 %	0,35 %	granit	České Brezovo
21,49 %	0,28 %	granit	Hrončok
17,82 %	0,50 %	granodiorit	Čierna Lehota
11,66 %	0,09 %	granodiorit	Hriňová
15,09 %	0,34 %	granodiorit	Raztočné
16,10 %	0,42 %	granodiorit	Muránska Zdychava

Spomedzi vzoriek granodioritov veporíd čo do obsahu FeO a MnO sa obzvlášť vymyká opäť vzorka z nášho územia — od Hriňovej.

V roku 1959 sme spolu s Ing. S. Gazdom merali kyslosť vody (koncentráciu Ph a HCO_3) z prameňov a studní zo styčnej a zrudnenej oblasti. Výsledky, ktoré sme

získali (poznámka: hodnoty sú vyznačené na priloženej geologickej mape 1:25 000) nám ukázali, že vody cirkulujúce v granodioritoch majú Ph nižšie (ide vyslovene o kyslé prostredie), a naopak vody cirkulujúce v prostredí treťohorných vulkanických brekcií a tufov majú Ph vyššie (neutrálne až slabo zasadité prostredie). Koncentrácie neviazaných (HCO_3) iónov sú vyššie v komplexe vulkanických brekcií a tufov.

Pri štúdiu genetických otázok tunajšieho Mn-zrudnenia nemôžeme sa nezastaviť pri probléme (ako to predpokladal V. Čechovič 1938), či Mn-výskyty tejto oblasti nemajú súvis s treťohornými metalogenetickými procesmi, ktoré sa odohrali v oblasti stredoslovenských vulkanitov.

Z podrobných parageneticko-geochemických štúdií M. Koděru (1956, 1959) zo štiavnicko-hodrušskej oblasti nám vyplýva jedna zásadná skutočnosť, totiž, že všetky rudné periódy sa vyznačujú strednou termálnosťou — naproti tomu Mn-rudy medzi Detvou a Hriňovou patria k typicky nízkotermálnemu typu zrudnenia.

Mangán na hodrušsko-štiavnických žilách sa viaže na začiatok metalogenetického procesu a sústreďuje sa na 1. a 2. rodonitovú periódu. V neskorších periódach Mn vystupuje už len ako akcesoricky geochemický element. Pritom rodonitovú periódu sprevádzajú sulfidy Fe, Pb, Zn a hydrotermálny kremeň. Naopak v Mn rudách študovaného územia sulfidy celkom chýbajú a SiO_2 vystupuje len vo forme opálu.

Z uvedeného vyplýva, že priama súvislosť s metalogenetickými procesmi hodrušsko-štiavnickej oblasti nie je pravdepodobná. Je tu však druhá otázka, či nepriamo vulkanicko-magmatické a metalogenetické procesy v stredoslovenských neovulkanitoch nedali podnet k vzniku tunajších Mn-zrudnení.

Ako je už dávnejšie všeobecne známe, samotná magma má schopnosť odštiepiť od seba len 8 % hydrotermálnej fázy juvenílneho pôvodu, ostatná časť vody sprostredkujúcej hydrotermálny proces má pôvod vadózny (prenikanie podzemných vôd až k materským magmatickým derivátom — A. G. Betechtin 1955).

Ďalej je treba vyzdvihnúť že geotermický stupeň nie je všade rovnaký. Oblasti platform a štítov majú najnižší geotermický stupeň, naopak oblasti mladých vrásových pohorí a oblasti s mladou intenzívnou magmatickou a vulkanickou činnosťou majú geotermický stupeň vyšší. Z toho možno dedukovať i pre Karpaty, že treťohorné obdobie s intenzívnou niekoľkofázovou vulkanickou činnosťou v Kremnicko-štiavnickom pohorí bolo doprevádzané značným zvýšením tepelného gradientu celého širokého okolia. Tento fakt potvrdzujú i posledné geofyzikálne štúdie L. Zbořila (1971) z oblasti stredoslovenských neovulkanitov, pri ktorých bol i v súčasnosti zistený zvýšený geotermický stupeň v tejto oblasti.

Zároveň treba zdôrazniť, že vadózne vody, ktoré prenikali do zemských hlbín, nielen že spolupôsobili s juvenílnou vodou pri vytváraní hydrotermálnych rudných žíl a metasomatických telies, ale i v širšom okolí v prehriatom stave stávali sa agresívnymi vodami pre okolné horniny, v ktorých mohlí nastať sekundárne hydrotermálne zmeny (propylitizácia, sericitizácia, baueritizácia a pod.).

Výsledky kvalitatívnych spektrálnych analýz Mn-rúd z okolia Detvy a Hriňovej

	vz.	Si	Al	Fe	Mg	Mn	Ca	Ba	Na	Ti	Sr	V
Mn — ruda	378	x	x	x	y	x	x	x	o	o	y	y
	379	x	x	x	y	x	x	x	y	o	y	y
	380	x	x	x	y	x	x	x	o	o	y	y
	381	x	x	x	y	x	x	x	o	o	y	y
	382	x	x	y	y	x	y	x	—	o	y	y
	383	x	x	x	y	x	x	x	—	y	y	y
	384	x	x	x	y	x	x	x	—	y	y	y
	385	x	x	x	y	x	y	x	—	—	y	y
	387	x	x	x	y	x	x	y	—	y	y	o
	425	x	y	x	y	x	y	x	—	o	y	—
	423	x	x	x	y	x	x	x	—	—	y	y
Fe-opal	X_2	x	x	x	y	y	x	y	y	y	y	y
hyalín	139	x	y	x	y	o	y	o	—	o	o	o

	vz.	Ga	Mo	La	Zr	Cu	Ag	Ni	Co	Cr	Y
Mn — ruda	378	—	—	—	—	o	—	—	y	—	—
	379	—	—	—	—	y	—	—	y	—	—
	380	—	—	—	—	y	—	—	y	—	—
	381	—	—	—	—	y	—	—	y	—	—
	382	—	—	—	—	y	—	o	y	—	—
	383	—	—	—	—	y	—	o	y	—	—
	384	—	—	—	—	y	—	—	y	—	—
	385	—	—	—	—	y	—	—	y	—	—
	387	—	—	—	—	o	—	—	y	—	—
	425	—	o	—	—	y	—	—	y	—	—
	423	—	o	—	—	y	—	—	y	—	—
Fe-opal	X_2	o	o	—	o	y	—	—	—	—	o
hyalín	139	—	—	o	—	o	o	o	—	o	—

x = množstvo prvku v rozmedzí 100 % — 1 %
y = množstvo prvku v rozmedzí 1 % — 0,01 %
o = množstvo prvku v rozmedzí 0,01 % — stopy

Analýzy urobil G. Kupčo

Genéza Mn-rúd medzi Detvou a Hriňovou

V tejto záverečnej kapitole sa pokúsim aspoň asymptoticky priblížiť ku genéze Mn-výskytov medzi Detvou a Hriňovou ako sa nám javí zhodnotením celého vyššie uvedeného faktického materiálu.

Mangánové zrudnenie medzi Detvou a Hriňovou patrí k nízkotermálnemu typu zrudnenia s vysokopercentným obsahom Mn. Kolomorfná štruktúra a ráz rudných minerálov poukazuje na to, že dôležitú úlohu pri ich vytváraní mali koloidy.

Asociácie sprievodných minerálov (geotit, opál), ako aj špecifické asociácie mikroelementov v Mn-rudách s pomerne zvýšeným zastúpením kobaltu tiež poukazujú na to, že adsorbčná schopnosť koloidov (gelov) sa tu uplatnila v podstatnej miere.

Absolútna neprítomnosť sulfidov i stopových elementov, ako Pb, Zn, Hg a ďalších (viď výsledky spektrálnych analýz) vylučuje priamu genetickú súvislosť tunajšieho zrudnenia so zrudnením typu hodrušsko-štiavnického.

Zdroj tunajšieho zrudnenia treba hľadať v celkom odlišných procesoch. Prvotným faktorom spolupôsobiacim pri Mn-zrudnení, sa nám predovšetkým javí špecifický hydrogeologický a termálny režim podzemných vôd, ktorý panoval v tejto oblasti ako následok rozsiahlej magmatickej (vulkanickej) činnosti v treťohorách. V dôsledku tejto dlhotrvajúcej magmatickej (vulkanickej) činnosti sa prehrialo široké okolie hornín, vadózne vody cirkulujúce v nich sa stávali agresívnymi a spôsobili sekundárne premeny horninotvorných minerálov.

Ako bolo v geologickej časti uvedené, podložné a susediace biotitické granodiority sú neoidne silne kataklázované. I to mohlo podporovať obeh agresívnych podzemných vôd (v prehriatom stave) v období treťohôr a po ňom v tomto komplexe hornín; nastala intenzívna baueritizácia biotitov, ktorú pozorujeme v granodioritoch širokého okolia a je dokumentovaná i v ich chemickom zložení. Uvoľnený Mn a Fe z biotitov z pevnej štruktúrnej väzby prechádzal v rozpustnú formu a najpravdepodobnejšie v koloidnej forme migroval v disperznom prostredí.

Rozhranie biotitických granodioritov a komplex treťohorných vulkanických brekcií i tufov, ako rozhranie dvoch petrograficky a geochemicky odlišných horninových komplexov, malo ďalší priaznivý vplyv na vznik Mn-zrudnenia v tejto oblasti. Mn-rudné koncentrácie vznikali práve v bezprostrednej blízkosti biotitických granodioritov, ale vždy v komplexe vulkanických brekcií a tufov. Podzemné vadózne vody obohatené Mn (Fe) využívali pórovitosť, priepustnosť hornín a sieť potortónskych puklín k migrácii. Pri prechode z kyslého granodioritového prostredia v neutrálne až slabé alkalické prostredie v andezitických brekciách (ako bolo dokumentované vyššie) mohli nastať chemické a fyzikálne premeny; koloidálne roztoky mangánu stavali sa v novom prostredí nestálymi a nastalo ich vypadávanie (vznik gelov). Na puklinách a vo voľných priestoroch vulkanických brekcií sa vytvárali v konečnej forme oxidy a hydroxidy Mn v doprovode kysličníkov železa

a kremíka. Tento proces postupného zrudňovania, ktorý sa odohral vo vrchných častiach litosféry, nebol jednorázový ale dlhotrvajúci, o čom svedčí postupné narastanie vrstvičiek Mn-oxidov, kolomorfné textúry rúd, brekciovitý charakter zrudnenia (rozdrvené úlomky Mn-oxidov sú opäť stmelené mladšími Mn-oxidmi).

Týmto spôsobom sa, podľa nášho názoru, mohol vytvoriť taký špecifický typ Mn-zrudnenia v centrálnych Západných Karpatoch.

Do tlače odporučil C. Varček.

Literatúra

BETECHTIN, A. G. 1945: Kurs mestorožděniji poleznych i skopajemych. (Marganec). Moskva—Leningrad, 1—591.

ČECHOVIČ, V. 1942: Geológia a genéza mangánových ložísk. Geol. Práce, Zoš. 6, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—59.

ČECHOVIČ, V. 1938: Výskyty mangánovej rudy v okolí Detvy na Slovensku. Zborn. banského múzea D. Ďtúra, 2, Banská Štiavnica, 23—30.

ČIRVINSKIJ, P. N. 1953: Srednij chimičeskij sostav glavnych mineralov izverženych, metamorfičeskich i osadočnych porod. Izd. Charkovskogo univ., Lvov, 1—95.

ČUCHROV, F. F. 1955: Koloidy v zemnoj kore. Izd. AN SSSR, Moskva, 1—670.

ĎURKOVIČOVÁ, J. 1967: Mineralogicko-geochemický výskum biotitov z granitoidných hornín Západných Karpát. Geol. Práce, Správy 39, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 53—68.

FERSMAN, A. E. 1952: Izbrannye trudy I. Koloidy i ich značenije v kore vyvetrivanija. Izd. AN SSSR, Moskva, 1—862.

HANO, V. 1950: Výskyt mangánovej rudy pri Čelovciach na južnom Slovensku. Geol. Zborn. 2—3—4, Bratislava, 185—187.

IVANOV, M. 1953: Správa o geologickom výskume medzi Detvou a Hriňovou s ohľadom na výskyty Mn-rudy. Rukopis Archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

IVANOV, M. 1962: Príspevok k otázkam metalogenézy centrálnych Západných Karpát. Geol. Práce, Správy 62, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 147—150.

KODĚRA, M. 1956: Paragenéza a chemizmus Terézia žily v Banskej Štiavnici. Geol. Práce, Zoš. 42, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 5—110.

KODĚRA, M. 1959: Paragenetický a geochemický výskum Rozália žily v Hodruši. Geol. Práce, Zošit 54, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 225—263.

RANKAMA, K.—SAKAMA, T. G. 1959: Geochemistry, Univ. of Chicago, 1—912.

RODE, E. J. 1952: Kislorodnyje sojedinenija marganca, Moskva, 397.

ZAVARICKIJ, A. N. 1952: Vvedenije v petrochimiju izveržennych gornych porod. Izd. AN SSSR, Moskva, 399.

ZBOŘIL, L. 1971: Geofyzikálny výskum stredoslovenských neovulkanitov v oblasti Štiavnické pohorie, Pohronský Inovec, Vtáčnik. Geofond, Bratislava.

Miroslav Ivanov

Genesis of manganese ore occurences between Detva and Hriňová

Summary of the Slovak text

Manganese mineralization between Detva and Hriňová belongs to the low-thermal type of mineralization with high per cent content of Mn. The colloform structure and character of ore minerals point to the important role of colloids in their formation.

The associations of accompanying minerals (goethite, opal) as well as specific associations of microelements in Mn-ores with relatively higher representation of cobalt also point to adsorption capacity of colloids (gels) playing an essential part here.

The absolute absence of sulphides and trace elements as Pb, Zn, Hg and others (see the results of spectral analyses) excludes direct genetic linking of this ore mineralization with the ore mineralization of Hodruša-Štiavnica type.

The source of this ore mineralization is necessary to search in quite different processes. The primary factor coacting in Mn-mineralization appears to us mainly to be the specific hydrogeological and thermal regime of groundwaters, which dominated in this area as a result of extensive magmatic (volcanic) activity in the Tertiary. As a consequence of this long-lasting magmatic (volcanic) activity the wide surroundings of rocks were overheated, vadose waters circulating in them became aggressive and evoked secondary alterations of rock-forming minerals.

As mentioned in the geological part, the underlying and adjacent biotite granodiorites underwent strong Neoid cataclasis. This could also have supported circulation of aggressive groundwaters in overheated state in the Tertiary and later in this complex of rocks. Intense baueritization of biotites took place, which we observe in granodiorites of the wide vicinity and is documented also in their chemical composition. Released Mn and Fe from biotites from strong structural bond passed into a soluble form and migrated most probably in colloidal form in the dispersive environment.

The boundary of biotite granodiorites and the complex of Tertiary volcanic breccias and tuffs, as the boundary of two petrographically and geochemically different rock complexes, was of further favourable influence on the origin of Mn-mineralization in this area. Mn-ore concentrations formed just in immediate vicinity of biotite granodiorites but always in the complex of volcanic breccias and tuffs. Vadose groundwaters, enriched in Mn (Fe), utilized porosity, permeability of rocks and the system of post-Tortoniam joints for migration. At transition from the acid granodiorite environment into neutral to slightly alkalic environment in andesite breccias (as documented above) chemical and physical could have occured; colloidal solutions of manganese became unstable in the new enviroment and coagulated (formation of gels). On joints and in free spaces volcanic breccias Mn oxides and hydroxides formed in their final form, accompanied by oxides of iron and silicon. This process of gradual mineralization, which took place in the upper parts of the lithosphere, was not single but long-lasting as testified by gradual accretion of Mn-oxide strata, colloform structures of ores, the brecciated character of ore mineralization (crushed fragments of Mn-oxides are cemented again with Mn-oxides).

This way, in our opinion, such a specific type of Mn-mineralization could have formed in the Central West Carpathians.

Geological map of the area of Detva (complited by V. Čechovič 1937 — M. Ivanov 1953) scale 1 :25 000. Explanations: 1 — Quaternary sediments; 2 — hyperstene andesites of earlier phase; 3 — hyperstene-diopside andesites of later phase; 4 — volcanic breccias with tuffaceous material, and volcanic tuffs; 5 — Veporide granodiorites; 6 — old mine workings (course of Mn-mineralization); 7 — results of measurements of spring and well waters.

Explanations to plates XXXVIII—XL

Plate XXXVIII
Fig. 1 Homogenous kidney-shaped manganese ore with numerous cavities
Fig. 2 Brecciated structure of mn-mineralization; fragments of andesite rocks together with fragments of Mn-ore cemented again with Mn-minerals

Plate XXXIX
Fig. 1 Impregnations of manganese minerals in andesite breccias
Fig. 2 Colloform structure of psilomelane

Plate XL
Fig. 1 Psilomelane replaces pyrolusite (the mineral with higher relief is psilomelane)
Fig. 2 Psilomelane (in the middle of the figure) replaces pyrolusite

Vysvetlivky k fotografickým tabuľkam XXXVIII—XL

Tab. XXXVIII
Obr. 1 Homogénna mangánová ruda ľadvinovitého tvaru s početnými dutinkami
Obr. 2 Brekciovitá štruktúra Mn-zrudnenia; úlomky andezitických hornín spolu s úlomkami Mn-rudy sú znovu stmelené Mn-minerálmi

Tab. XXXIX
Obr. 1 Impregnácie mangánových minerálov v andezitickej brekcii
Obr. 2 Kolomorfná štruktúra psilomelánu

Tab. XL
Obr. 1 Psilomelán zatláča pyrolusit (minerál s vyšším reliéfom je psilomelán)
Obr. 2 Psilomelán (v strede obrázku zatláča pyrolusit)

Transladed by J. Pevný.

Geologické práce, Správy 73, s. 187—202, Geologický Ústav Dionýza Štúra, Bratislava, 1979

Stanislav Gazda,—Vladimír Hanzel—Kvetoslava Hyánková—Ladislav Melioris

Hydrogeochémia kryštalinika, glacigénnych a glacifluviálnych sedimentov Vysokých a Západných Tatier

2 obr. v texte, anglické resumé

Abstract. The authors deal with processes forming chemical composition of ground waters, including antropogenic influence. They present data on chemical composition of ground waters in the rocks of the crystalline massif, in glacigenic and glacifluvial sediments of the Vysoké Tatry and the Západné Tatry, mountains.

Formovanie chemického zloženia podzemných vôd kryštalinika, glacigénnych a glacifluviálnych sedimentov Západných a Vysokých Tatier prebieha za špecifických podmienok, súvisiacich s extrémnymi klimatickými pomermi a ďalšími prírodnými zvláštnosťami tohoto územia.

Určujúcu úlohu pri tvorbe kvalitatívnych vlastností podzemnej vody má petrograficko-mineralogické zloženie hornín, kvalita zdrojových vôd a hydrodynamické, termodynamické, biologické, resp. oxidačne redukčné podmienky ich podzemného obehu. Významne ďalej spolupôsobí aj morfológia terénu a charakter pôdneho pokryvu. Sekundárne kvalitu podzemnej vody ovplyvňuje ľudská činnosť — intenzívny turistický ruch a blízkosť priemyselnej aglomerácie Svit—Poprad.

Kryštalinický masív Západných a Vysokých Tatier budujú kryštalické bridlice a granitoidné horniny. Kryštalické bridlice vystupujú v z. časti Západných Tatier zhruba po Jamnickú a Račkovú dolinu, kde sa komplex kryštalických bridlíc ponára pod granitoidné horniny a východnejšie už nevystupuje. Ostatnú časť Západných Tatier a Vysoké Tatry budujú prevažne granitoidné horniny.

Medzi najrozšírenejšie typy kryštalických bridlíc patria v oblasti západných Tatier dvojsľudové pararuly, majúce v tomto komplexe prevahu. Budujú prevažne skupinu Baranca, Ráztoky, Jamnickú dolinu a časť Jaloveckej doliny. Ďalšími typmi kryštalických bridlíc sú biotitické pararuly, biotiticko-kremenné ruly až kvarcity, biotitické až dvojsľudové pararuly so sillimanitom a granátmi, nachádzajúce sa v blízkosti

Ing. S. Gazda, CSc.—RNDr. V. Hanzel, CSc., Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 809 40 Bratislava; Ing. K. Hyánková—doc. RNDr. L. Melioris, CSc., Katedra hydrogeológie PFUK, Zadunajská 15, 811 00 Bratislava

migmatitov a najmä pri zvyšku metamorfovaného plášťa v skupine Bystrej, Kamenistej a Veľkej Kopy. Chloriticko-sillimanitické stebelnaté ruly viazané na poruchové zóny vystupujú na j. svahu Západných Tatier. Amfibolity tvoria najhrubší pruh v masíve Kamenistej a Smrečín. Hybridné horniny sú zastúpené migmatitmi, hybridnými žulami a biotitickými žulami. V mineralogickom zložení kryštalických bridlíc prevažujú plagioklasy, kremeň, biotit, muskovit, K-živce, chlorit a sillimanit. Z akcesorických minerálov sú prítomné: granát, zirkón, apatit, magnetit, hematit, pyrit, titanit. Produkty sekundárnych premien predstavujú hlavne chlorit, epidot-zoizit, sericit a limonit.

Granitoidné horniny Západných a Vysokých Tatier reprezentujú granodiority až tonality, autometamorfované granodiority, dvojsľudné granodiority až žuly a biotiticko-kremenné diority až granodiority s prechodmi do muskoviticko-biotitických granodioritov. Vo Vysokých Tatrách majú prevahu granodiority, v Západných Tatrách autometamorfované granodiority. Mineralogicky obsahujú tieto horniny hlavne plagioklasy, kremeň, biotit, K-živce a muskovit. Z akcesorických minerálov sú prítomné magnetit, illmenit, apatit, rutil a zirkón. Produkty sekundárnych premien predstavuje sericit, chlorit, epidot a niekedy i kalcit.

Granitoidný masív i komplex kryštalických bridlíc je bohatý na rudné výskyty. Napr. v oblasti Kriváňa sa nachádzajú kremenné žily, obsahujúce antimonit, pyrit, v menšom množstve chalkopyrit s prímesou PbS a ZnS, v Žiarskej doline sú amfibolity zrudnené pyritom atď. Tiež mylonity, lemujúce južný okraj granitoidného masívu a vytvárajúce aj priamo v ňom početné úzke zóny, obsahujú miestami rudné žilky s paragenézou siderit, ankerit, chalkopyrit, kalcit a kremeň.

Podzemnú vodu granitoidov a kryštalických bridlíc doplňuje infiltrácia z atmosferických zrážok. Vzhľadom na jej plytký obeh a na malý efekt mineralizačných procesov kvalita zrážkových vôd významne ovplyvňuje zloženie podzemných vôd kryštalického masívu. Zrážky v oblasti Západných a Vysokých Tatier sú primárne ovplyvňované orientáciou masívu voči prevládajúcemu sz. prúdeniu, prinášajúcemu vlahu od Atlantického oceánu. Vplyv morských aerosolov sa môže občas prejaviť v zrážkach západných a severných expozícií, ako aj na hrebeňoch Tatier. Potvrdzuje to niekedy extrémne vysoký obsah chloridov (344 $mg.l^{-1}Cl^{-}$) zistený v letných zrážkach na Lomnickom Štíte (tab. 1, zostavená na základe údajov M. Macků — J. Podzimka — L. Šrámka 1959). Zimné zrážky, ktoré sú z hľadiska doplňovania zásob podzemnej vody určujúce, vykazujú komplikované chemické zloženie (prevažne typ amonium-kalcium-chlorid-sulfátový), výrazne kyslú reakciu a celkovú mineralizáciu v rozmedzí 10—25 $mg.l^{-1}$ (tab. 2). Celkový atmosferický spád solí vypočítaný z priemernej ročnej mineralizácie (20 $mg.l^{-1}$) a z ročných úhrnov zrážok predstavuje približne 15—35 t/km^2. Časť týchto solí, zodpovedajúca podzemnému odtoku, sa priamo zúčastňuje pri tvorbe chemického zloženia študovaných podzemných vôd, časť vstupuje do rôznych interakcií s pôdnym pokryvom a ovplyvňuje jeho fyzikálno-chemické vlastnosti. Podiel atmosferických solí v celkovej mineralizácii

podzemných vôd môže dosiahnuť až 50 % (porovnaj tab. 1, 2 a 5). Takmer výhradne atmosferického pôvodu sú chloridy, značný je tiež podiel atmosferických síranov, dusičnanov i niektorých ďalších zložiek. Nízka hodnota pH indikuje prítomnosť voľných silných kyselín, hlavne kyseliny sírovej.

Tab. 1 Zmeny chemického zloženia letných zrážok v čase

Zrážkomerná stanica		Cl^-	NO_3^-	NO_2^-	NH_4^+	Ca^{+2}	Mg^{+2}	pH
Poprad	1	0,7—7,1	0,0—18,1	0,0—0,22	0,0—2,4	0,0—7,6	0,0—2,0	4,0—5,9
(703 m)	2	1,7	1,0	0,04	0,6	0,7	0,1	4,9
	3	20—254	2—53	0—2	8—45	0—93	0—16	—
L. štít	1	0,8—344,0	0,0—13,2	0,0—0,49	0,0—12,3	0,0—23,6	0,0—1,9	4,6—7,5
(2634 m)	2	8,8	0,7	0,07	2,2	2,1	0,4	6,0
	3	24—2900	0—78	0—6	81—538	55—579	5—116	—

Poznámka: 1 — extrémne hodnoty $-mg.l^{-1}$; 2 — priemer — $mg.l^{-1}$; 3 — mesačný spád — $mg.m^{-2}$. Údaje sú prevzaté z práce M. Macků—J. Podzimka—L. Šrámka (1959), predstavujú obdobie 1957—1958.

Tab. 2 Chemické zloženie zimných zrážok vo Vysokých Tatrách

Lokalita		M $mg.l^{-1}$	pH	CHSK $mg.l^{-1}$	NH_4^+ $mg.l^{-1}$	Ca^{+2} $mg.l^{-1}$	Cl^- $mg.l^{-1}$	NO_3^- $mg.l^{-1}$	SO_4^{-2} $mg.l^{-1}$	HCO_3^- $mg.l^{-1}$
Lomnický štít	1	14,3	3,8	1,4	1,05	0,45	5,3	0,2	3,3	3,05
(pri meteoro-	2	9,4	4,1	0,4	0,2	0,7	1,8	2,3	1,35	1,85
log. stanici)	3	10,3	4,9	1,45	0,65	1,85	4,45	0,15	0,4	1,85
Skalnaté pleso	1	15,75	3,9	1,4	1,25	0,6	5,3	0,55	4,1	3,05
(hotel Encián)	2	10,5	4,1	0,6	0,35	0,55	1,8	2,65	1,85	1,85
	3	18,35	4,8	1,2	0,65	3,4	3,6	3,15	4,85	1,2
Štrbské pleso	1	14,0	3,7	3,3	0,9	0,25	3,55	1,4	4,1	3,05
(hotel FIS)	2	11,25	4,25	1,4	0,5	0,55	2,0	2,7	0,7	3,05
Tatranská Lomnica	1	19,15	3,9	4,1	1,4	0,5	5,65	1,45	3,7	4,25
(stanica sedač.	2	10,35	4,2	1,65	0,4	0,8	2,4	st	3,3	1,85
lanovky)	3	23,65	4,6	1,3	1,1	4,9	4,95	3,3	6,95	0,6

Poznámka: 1 — odber vzoriek snehu v januári 1976; 2 — v januári 1977; 3 — vo februári 1978
Odber (vrátane terénnych stanovení a fixácií) a analýzy: K. Lopašovský, GÚDŠ.

Tab. 3. Extrémne hodnoty a aritmetické priemery vypočítaných indexov nerovnovážnosti niektorých parciálnych silikátových systémov

Systém	albit — kaolinit	mikroklín — kaolinit	anartit — kaolinit
granitoidy Vysoké Tatry	(–8,657)–(–5,902) (–6,952)	(–6,109)–(–3,307) (–4,625)	(–11,271)–(–9,342) (–10,237)
granitoidy Západné Tatry	(–9,809)–(–5,219) (–8,434)	(–7,370)–(–2,832) (–5,961)	(–11,679)–(–9,464) (–10,425)
kryštalické bridlice Západné Tatry	(–9,463)–(–6,642) (–7,676)	(–7,051)–(4,380) (–5,279)	(–10,747)–(–8,751) (–9,644)
glacigénne, glacifluviálne sedimenty	(–9,162)–(–2,471) (–5,802)	(–6,953)–(–2,016) (–3,892)	(–14,141)–(–7,838) (–10,090)

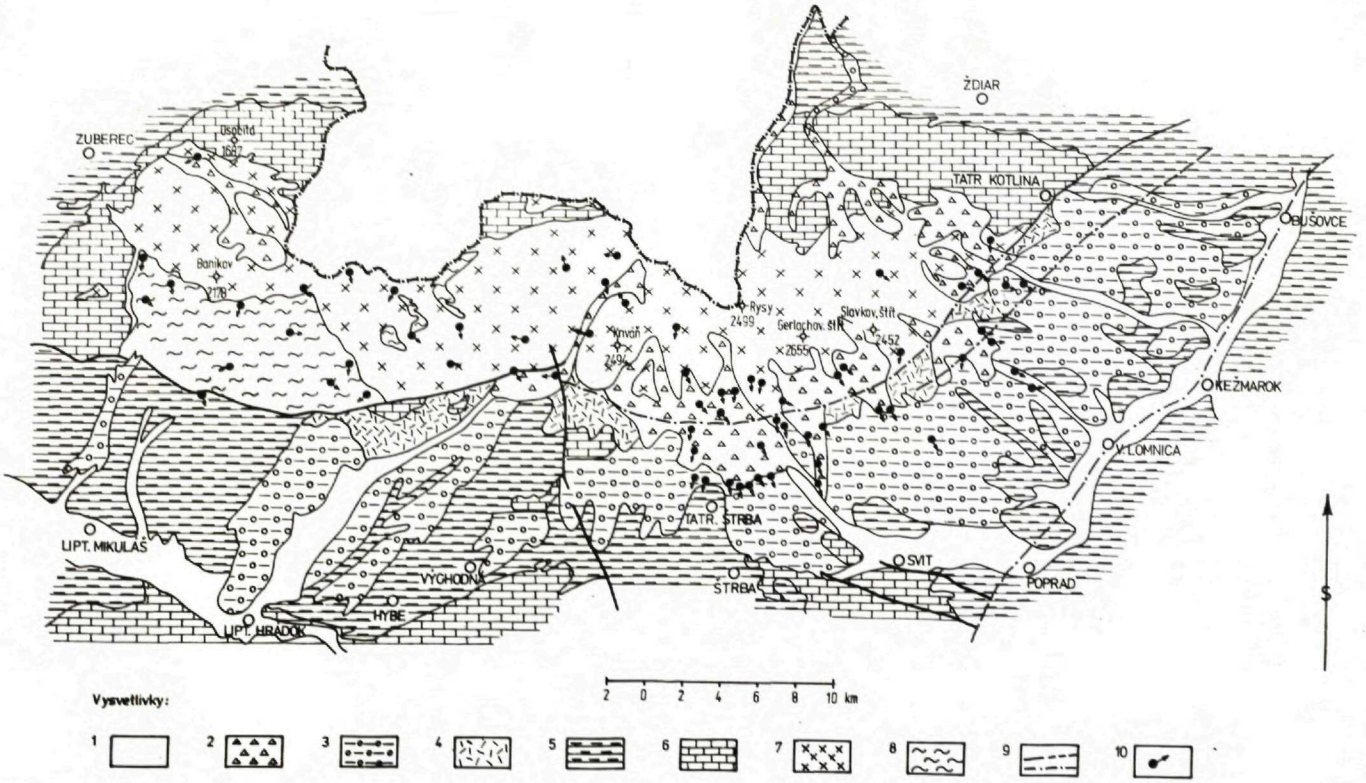
Systém	illit — kaolinit	Ca-montmorillonit kaolinit	kaolinit — gibbsit
granitoidy Vysoké Tatry	(–5,102)–(–3,666) (–4,519)	(–2,460)–(–1,453) (–1,862)	1,653–3,346 2,557
granitoidy Západné Tatry	(–5,891)–(–3,275) (–5,134)	(–3,813)–(–0,483) (–2,655)	0,137—4,652 1,678
kryštalické bridlice Západné Tatry	(–5,604)–(–4,214) (–4,607)	(–3,387)–(—1,634) (–2,241)	0,148–2,725 1,857
glacigénne, glacifluviálne sedimenty	(–5,759)–(–2,174) (–3,746)	(–3,232)–(–0,236) (–1,234)	0,496–4,595 3,422

Dôležitú úlohu pri formovaní chemického zloženia podzemných vôd študovaného územia má pôdny pokryv — hlavne hnedá lesná pôda, prevažne nenasýtená (t. j. s prevahou iónov H^+ vo výmenných komplexoch) a počnúc nadmorskou výškou 900—1000 m rôzne výrazne podzolovaná. V najvyšších nadmorských výškach popri humusovo-železitých podzoloch sú vyvinuté hlavne rankery (od nadmorskej výšky 1900—2000 m), striedajúce sa s malými plochami alpínskych surových pôd (v nadmorskej výške nad 2300 m), kamennými moriami a holými skalami (Ľ. Mičian in M. Lukniš, et al 1972). Pôdny pokryv je významným zdrojom CO_2, ktorý v ňom vzniká hlavne biochemickým rozkladom organických látok. Kyselina uhličitá, vznikajúca reakciou CO_2 s vodou, disociáciou uvoľňuje ióny H^+, ktoré zvyšujú hydrolytickú kapacitu infiltrujúcej zrážkovej vody. Časť tejto kapacity sa uplatňuje

ešte počas prestupu vody pôdnym pokryvom voči jeho minerálnej zložke. O. P. Bricker et al. (1968) experimentálne zistil, že v pedogeologických a klimatických pomeroch, zodpovedajúcich študovanému územiu, pri prestupe zrážkovej vody cez nehrubý pôdny pokryv vyvinutý na kryštalických bridliciach, nastalo dvojnásobné až štvornásobné zvýšenie koncentrácie vápnika, horčíka, sodíka a draslíka. Parciálny tlak CO_2, spätne vypočítany z chemického zloženia študovaných vôd, sa pohybuje v rozmedzí $6{,}8.10^{-5}$ až $7{,}5.10^{-3}$ MPa (tab. 4) a dokumentuje ich výrazné sýtenie pôdnym CO_2. Nižšie hodnoty P_{CO_2} v porovnaní s inými oblasťami Slovenska sú podmienené slabšie vyvinutým pôdnym pokryvom a nízkou priemernou teplotou vzduchu.

Hlavným mineralizačným procesom pri formovaní chemického zloženia podzemnej vody granitoidných hornín, kryštalických bridlíc, glacigénnych a glacifluviálnych sedimentov je hydrolytický rozklad silikátov, najmä plagioklasov, menej i muskovitu, biotitu a K-živcov. Hlavným činiteľom tohoto procesu sú H^+ ióny, ktoré prostredníctvom hydratačného obalu vstupujú do mriežok silikátov a vytesňujú ich väzbové katióny (hlavne Ca^{2+}, resp. Na^+, menej Mg^{2+} a K^+), pričom vznikajú sekundárne minerály a časť SiO_2 prechádza do kvapalnej fázy. Hliník uvoľnený v priebehu tohoto procesu je imobilný a prakticky sa úplne fixuje vo vznikajúcich sekundárnych mineráloch. Rovnako aj železo uvoľňované pri rozklade biotitu (v biotitoch granitoidov Vysokých Tatier obsah FeO dosahuje až 24,5 %).

Z fázového diagramu systému $Na_2O—H_2O—Al_2O_3—SiO_2$, zostaveného pre teplotu 5 °C a tlak 101,3 Pa (obr. 2), je zrejmé, že všetky študované podzemné vody sa nachádzajú v stabilitnom poli kaolinitu, ktorý je v daných termodynamických podmienkach relatívne najstabilnejšou fázou. Analogický záver vyplýva aj z vypočítaných hodnôt indexov nerovnovážnosti niektorých parciálnych silikátových systémov (tab. 3). V počiatočnej fáze hydrolytického rozkladu primárnych silikátových minerálov sa síce tvorí gibbsit, rýchlosť tohoto rozkladu, a tým aj uvoľnené množstvá väzbových katiónov a SiO_2 sú však tak veľké, že sa gibbsit stáva nestabilným a tvorí sa kaolinit. Ak hydrolytický rozklad pokračuje ďalej, pH sa posúva do alkalickej oblasti a koncentrácia väzbových katiónov a SiO_2 v kvapalnej fáze postupne natoľko vzrastá, že sa stáva nestabilným aj kaolinit a začína sa tvoriť montomorillonit. Fázovému rozhraniu kaolinitu s Na^+ montmorillonitom sa najviac približujú podzemné vody glacigénnych a glacifluviálnych sedimentov. To spolu s ich v priemere najvyššou mineralizáciou (tab. 5), dokumentuje ich relatívne dlhodobejší styk s horninovým prostredím. Pokles hodnôt indexov nerovnovážnosti v rade parciálnych systémov anortit-kaolinit, albit-kaolinit a mikroklín-kaolinit súvisí s rozdielnou stabilitou živcov voči hydrolytickému účinku vody (anortit najnestálejší, mikroklín najstálejší). V súlade s tým sa zrážkové vody pri styku s horninovým prostredím prednostne obohacujú o ióny Ca^{2+}, menej o ióny Na^+ a najmenej o ióny K^+ (tab. 5). Zdrojom iónov Mg^{+2} je hydrolytický rozklad tmavých silikátových minerálov (biotit, amfibol). Rozklad týchto minerálov významne ovplyvňuje prítomnosť rozpusteného



Obr. 1 Schematická geologická mapa Tatier a ich predpolia. Zostavil V. Hanzel 1978 (podľa hydrogeologických máp Geol. Úst. D. Štúra 1 : 200 000). 1 — fluviálne sedimenty, 2 — glacigénne sedimenty — morény, 3 — glacifluviálne sedimenty, 4 — polygenetické sutiny, 5 — sedimenty paleogénu vcelku, 6 — sedimenty mezozoika vcelku, 7 — granitoidy, 8 — kryštalické bridlice, 9 — zlomy zistené, predpokladané, prekryté, 10 — pramene s chemickým rozborom vody.

kyslíka v kvapalnej fáze, ktorý prostredníctvom exotermickej oxidácie $Fe^{+2} \longrightarrow Fe^{+3}$ značne znižuje stabilitu ich mriežok. Parciálny tlak kyslíka v podzemnej atmosfére vykazuje značnú priestorovú i časovú variabilitu, ktorá v konečných dôsledkoch podmieňuje i veľký rozptyl koncentrácie Mg^{+2} pozorovaný v študovaných podzemných vodách (variačný koeficient až 90 % v porovnaní s ostatnými hlavnými iónovými zložkami, u ktorých sa prevažne pohybuje okolo 30 %).

V plytko podpovrchových podmienkach, v ktorých obieha prevažná väčšina podzemných vôd kryštalinika, je intenzita hydrolytického rozkladu silikátov funkciou troch základných faktorov: hydrolytickej kapacity zrážkovej vody (viď vyššie), štruktúrneho typu mriežky silikátových minerálov (podmieňuje stupeň ich stability voči hydrolytickému pôsobeniu vody, napr. muskovit, resp. K-živce sú podstatne stabilnejšie než plagioklasy, resp. biotit; v izomorfnom rade plagioklasov klesá stabilita so vzrastom anortitovej zložky atď.) a celkovej doby kontaktu prestupujúcej zrážkovej vody s horninovým prostredím (závisí od dĺžky obehových ciest, zvodnených puklinových systémov a rýchlosti prúdenia). Vzhľadom na silne členitý reliéf Tatier je podzemný odtok zrážkovej vody smerom k miestnym eróznym bázam veľmi rýchly. Táto skutočnosť, spolu so všeobecne nízkou chemickou aktivitou silikátových minerálov, podmieňuje veľmi nízku mineralizáciu (prevažne do 0,06 $g.l^{-1}$, ojedinele do 0,1 $g.l^{-1}$) podzemných vôd kryštalinika.

Druhým základným mineralizačným procesom, ktorý spolupôsobí pri formovaní chemického zloženia podzemných vôd kryštalinika, je oxidačná degradácia sulfidov, hlavne pyritu. Tento proces je zložitým komplexom chemických a biochemických reakcií (za spoluúčasti *Thiobacillus ferrooxidans*, resp. *thioxidans*), z ktorých posledné majú určujúci význam pre jeho konečný kvantitatívny efekt (bližšie S. Gazda 1969). V nadmorských výškach, v ktorých sa podzemné vody kryštalinika formujú, je celková intenzita tohoto procesu veľmi slabá, a to aj vtedy, keď sú podzemné vody v styku s významnejším sulfidickým zrudnením. Hlavnou príčinou je slabá aktivita tiónových baktérii podmienená nedostatkom živín (nevyvinutý, resp. slabovyvinutý pôdny pokryv) a nízkou priemernou i absolútnou teplotou vzduchu a pôdy.

V závislosti od pomeru, v akom sa uvedené procesy podieľajú na tvorbe mineralizácie podzemných vôd kryštalinika, kolíše ich chemické zloženie od výrazného kalcium-bikarbonátového typu cez prechodný typ kalcium-sulfát-bikarbonátový až k nevýraznému kalcium-sulfátovému, resp. zmiešanému typu.

Podzemné vody granitoidov Vysokých Tatier vykazujú prevažne nevýrazný kalcium-bikarbonátový typ (výskyt asi 58 %). Podzemná voda prechodného typu kalcium-sulfát-bikarbonátového je zastúpená asi 21 %, podzemná voda zmiešaného typu, resp. nevýrazného kalcium-sulfátového typu približne s rovnakou četnosťou 10,5 %.

Podzemná voda, vyvierajúca vo vyšších nadmorských výškach, je prevažne nižšie mineralizovaná (M=0,02 až 0,04 $g.l^{-1}$) a vykazuje obvykle i výraznejšie zastúpenie

kalcium-sulfatovej zložky, lokálne sa prejavujúcej i typove. Vo vyššie mineralizovaných vodách (0,03 až 0,06 $g.l^{-1}$), vyvierajúcich v nižších nadmorských výškach je výskyt výraznej kalcium-sulfátovej zložky iba ojedinelý. Lokálne pozorované anomálne vysoké hodnoty koeficientu Mg/Ca sú pravdepodobne dôsledkom styku vôd s biotitickými paralulami (obsah biotitu 29—42 %) a amfibolitmi, útržkovite vystupujúcimi v okolí Gerlachovského štítu, vo Velickej doline, z. od Sliezkeho domu atď. Príkladom výrazne kalcium-bikarbonátových vôd, ktoré sa formujú v podmienkach relatívne hlbšieho obehu za obmedzenej spoluúčasti rozpúšťania kalcitu (styk s mylonitmi bez sulfidického zrudnenia), je bariérový prameň „Päť prameňov" v Starom Smokovci s výdatnosťou 14,6—48,5 l/s a s mineralizáciou asi 0,1 $g.l^{-1}$.

Vody granitoidov Západných Tatier sú z hľadiska zastúpenia rôznych typov oveľa jednotvárnejšie, s výrazným posunom chemického zloženia ku kalcium-bikarbonátovému typu. V Palmerových charakteristikách vôd granitoidov Západných Tatier vidno pri ich porovnávaní s vodami granitoidov Vysokých Tatier (tab. 4) zvýšenie druhej alkalinity a naopak — pokles druhej salinity. Prakticky všetky vody sú základného kalcium-bikarbonátového typu, 65 % pripadá na výrazný typ, zvyšok na typ nevýrazný. Rozdiely medzi vodami granitoidov Vysokých a Západných Tatier zapríčiňuje určitá rozdielnosť geologickej stavby (Vysoké Tatry sú budované prevažne granodioritmi, Západné Tatry autometamorfovanými granodioritmi),

Tab. 4. Extrémne hodnoty a aritmetické priemery parciálneho tlaku CO_2 (P_{CO_2}) a Palmerových charakteristík podzemných vôd (pramene)

	P_{CO_2} (MPa)	S_1	S_2	A_2	(mval %)
Granitoidy—Vysoké Tatry (n = 19)					
minimum	$2,3.10^{-4}$	6,16	2,74	26,48	
priemer	$8,0.10^{-4}$	19,49	30,03	50,80	
maximum	$3,10.10^{-3}$	36,74	65,30	63,86	
Granitoidy—Západné Tatry (n = 17)					
minimu	$5,7.10^{-4}$	6,49	6,33	55,58	
priemer	$2,0.10^{-3}$	12,17	19,71	68,10	
maximum	$4,5.10^{-3}$	17,0	32,35	80,44	
Kryštalické bridlice—Západné Tatry (n = 10)					
minimum	$1,9.10^{-4}$	9,46	12,89	45,88	
priemer	$8,0.10^{-4}$	15,95	22,98	61,05	
maximum	$2,8.10^{-3}$	21,56	32,55	72,89	
Glacigénne a glacifluviálne sedimenty (n = 40)					
minimum	$6,8 . 10^{-5}$	8,28	0	24,68	
priemer	$1,56.10^{-3}$	22,79	18,06	58,51	
maximum	$7,50.10^{-3}$	35,60	61,90	85,82	

Tab. 5. Extrémne hodnoty, aritmetické priemery a smerodajné odchylky mineralizácie a hlavných iónových zložiek ($mg.l^{-1}$) študovaných podzemných vôd

	Na^+	K^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Cl^{2-}	SO_4^{2-}	HCO_3^-	M
Granodiority—Vysoké Tatry (n = 19)								
minimum	0,30	0,20	3,01	0,15	1,49	3,90	7,93	21,85
priemer	1,51	0,76	5,78	0,78	2,42	8,34	15,42	36,62
maximum	3,10	1,60	8,98	1,85	4,96	13,99	22,15	47,23
smerodajná odchýlka	0,81	0,51	1,89	0,55	0,95	2,71	4,34	7,15
Granodiority—Západné Tatry (n = 17)								
minimum	0,94	0,39	5,15	0,47	1,06	3,31	13,11	30,00
priemer	1,10	0,76	8,21	1,23	1,53	6,06	23,66	44,56
maximum	1,63	1,13	14,76	3,11	2,69	10,61	40,08	62,71
smerodajná odchýlka	0,19	0,17	2,44	0,69	0,49	2,06	7,48	9,49
Kryštalické bridlice—Západné Tatry (n = 10)								
minimum	0,98	0,50	3,34	0,06	1,06	4,94	11,10	26,61
priemer	1,27	0,64	6,92	0,78	1,47	6,87	19,28	38,92
maximum	2,45	0,86	12,42	2,21	1,77	11,76	34,77	64,99
smerodajná odchýlka	0,45	0,13	2,96	0,69	0,24	1,98	7,41	11,61
Glacigénne a glacifluviálne sedimenty (n = 40)								
minimum	0,40	0,20	2,00	0,40	0,71	2,05	4,88	18,57
priemer	3,75	0,61	7,19	1,61	2,51	8,93	25,67	54,67
maximum	4,50	1,60	14,03	4,01	4,89	18,30	57,97	90,81
smerodajná odchýlka	1,61	0,34	3,23	0,77	39,9	34,30	12,52	16,84

Poznámka: M—mineralizácia

rozdielna členitosť reliéfu a v neposlednom rade aj rôzne vyvinutý pôdny pokryv. Tomuto nasvedčujú aj rozdielne hodnoty parciálneho tlaku CO_2, ktoré sa v oblasti granitoidov Vysokých Tatier pohybujú v rozmedzí $2{,}3.10^{-4}$ až 3.10^{-3} MPa a v oblasti granitoidov Západných Tatier v rozmedzí $5{,}7.10^{-4}$ až $4{,}5.10^{-3}$ MPa (tab. 4) Mineralizácia vôd sa pohybuje v rozmedzí 0,03—0,06 $g.l^{-1}$ a v priemere je o niečo vyššia než u podzemných vôd granitoidov Vysokých Tatier.

Vody kryštalických bridlíc Západných Tatier sú tiež prevažne základného kalcium-bikarbonátového typu, 40 % výrazneho a 50 % nevýrazného ale určitá časť (10 %) je i zmiešaného typu (L. Melioris 1977). Mineralizácia je približne rovnaká ako u podzemných vôd granitoidov Západných Tatier (tab. 5).

Z hľadiska tvorby chemického zloženia sú podzemné vody glacigénnych a glacifluviálnych sedimentov prakticky úplným analogom podzemných vôd kryštalinika Vysokých Tatier. Predurčuje ich k tomu niekoľko skutočností, medzi nimi najmä:

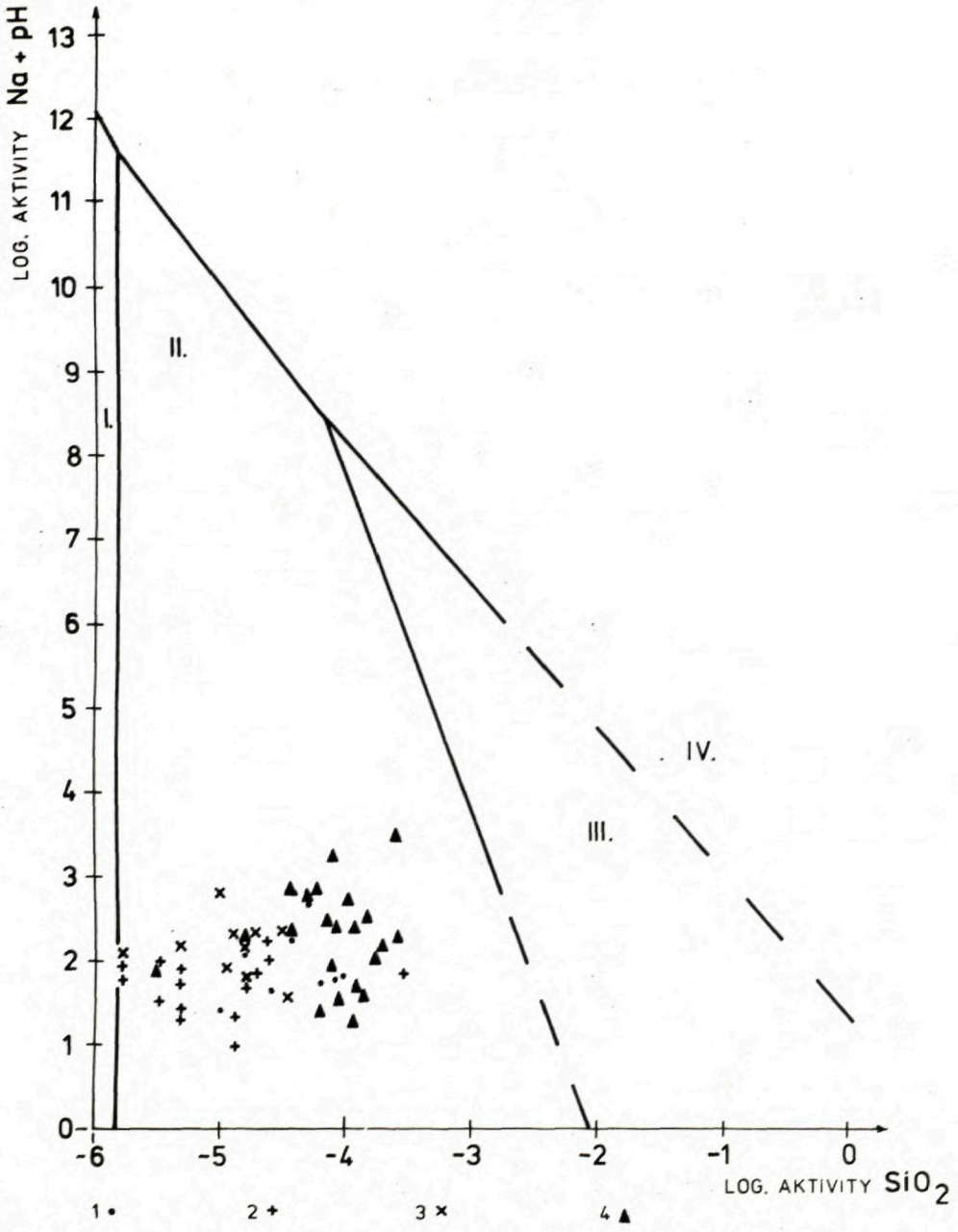
a) Petrografický charakter ich klastického materiálu a piesčito-hlinitého tmelu,

Tab. 6. Celkový režim prameňa „Štrba" v Tatranskej Štrbe

Dátum	°C vody vzduchu	Q $l.s^{-1}$	pH	CO_2 $mg.l^{-1}$	M $mg.l^{-1}$	S_1	S_2	A_1	A_2	A_3	Na/K	Mg/Ca	SO_4/M
17. 3. 70	4,8 0,9	2,32	6,9	3,5	73,3	19,75	—	8,55	71,7	stopy	–	0,38	0,06
21. 4. 70	— 3,6	2,28	7,8	2,2	69,1	23,55	—	8,70	67,65	0,12	25,2	0,38	0,088
19. 5. 70	7,1 14,2	1,02	6,9	2,25	78,6	28,1	0,5	—	69,4	2,0	23,1	0,33	0,08
26. 6. 70	7,6 18,0	1,03	7,0	2,25	77,55	26,3	1,0	—	72,70	stopy	45,2	0,44	0,078
23. 7. 70	7,6 20,8	1,16	6,8	6,7	85,85	28,55	3,9	—	67,1	0,45	31,5	0,44	0,11
27. 8. 70	7,0 17,3	1,15	6,9	4,45	79,0	39,9	1,5	—	66,6	—	33,75	0,50	0,116
24. 9. 70	7,0 9,5	1,03	7,0	5,3	76,05	18,95	—	16,25	64,8	stopy	26,1	0,25	0,053
23. 10. 70	6,8 4,2	2,66	7,0	2,65	73,07	27,3	—	6,8	65,9	stopy	13,95	0,38	
21. 11. 70	6,8 6,9	2,54	6,7	6,6	72,05	19,45	—	14,75	65,0	0,8	25,2	0,43	0,056
20. 12. 70	5,2 −2,2	2,2	6,8	6,35	75,6	21,6	—	5,95	72,25	0,2	29,9	1,17	0,06
29. 1. 71	5,8 −3,1	2,45	6,8	4,2	79,0	19,6	—	11,5	68,9	stopy	8,5	0,50	0,05
25. 2. 71	4,3 −3,7	2,163	6,9	4,75	64,5	17,15	—	14,1	68,60	0,15	43,4	0,43	0,06

25. 3. 71	6,7 2,3	2,07	6,9	4,65	80,05	24,55	—	6,75	68,65	0,05	18,4	0,38	0,08
29. 4. 71	6,6 7,3	2,57	7,0	3,95	59,95	16,2	—	17,2	66,05	0,55	29,9	0,26	0,03
28. 5. 71	6,5 12,8	2,76	6,9	3,95	66,1	17,5	—	13,05	69,45	—	61,0	0,62	0,04
22. 6. 71	6,5 14,8	2,54	6,8	3,95	73,1	25,45	—	0,35	60,5	13,7	29,9	0,50	0,06
21. 7. 71	6,8 15,2	2,54	6,8	3,95	59,15	25,45	—	6,1	68,45	—	27,1	0,44	0,07
19. 8. 71	7,1 21,0	2,25	6,9	3,95	79,35	14,65	—	13,4	71,95	—	51,4	0,74	0,04
26. 9. 71	7,2 12,7	2,53	7,0	3,95	81,55	18,55	—	12,9	68,55	—	79,3	0,43	0,06
23. 10. 71	7,0 10,2	2,34	7,0	6,6	96,4	22,55	0,9	—	71,85	5,0	18,1	0,23	0,076
25. 11. 71	6,3 −4,3	2,45	6,9	2,2	81,85	27,35	—	6,3	66,35	stopy	35,4	0,57	0,08
19. 12. 71	6,4 3,5	2,51	6,8	4,85	80,0	15,6	—	20,65	63,25	0,5	23,6	0,44	0,03
25. 1. 72	5,6 −0,7	2,42	6,8	4,45	80,9	16,25	—	15,7	64,2	3,85	26,55	0,67	0,04
22. 2. 72	5,5 1,5	2,25	6,8	2,25	82,9	27,25	—	0,5	72,25	—	41,8	0,60	0,09
27. 3. 72	5,8 6,5	2,47	6,8	2,25	86,8	24,2	—	4,25	71,0	0,55	25,2	0,29	0,050

Poznámka: Charakterizačné koeficienty Na/K, Mg/Ca a SO_4/M sú vypočítané z milivalových hodnôt.



Obr. 2 Stabilitný diagram systému Na_2O—SiO_2—Al_2O_3—H_2O pri 5,0 °C a 101,3 Pa.
1 — granitoidy Vysokých Tatier, 2 — granitoidy Západných Tatier, 3 — kryštalické bridlice Západných Tatier, 4 — glacigénne a glacifluviálne sedimenty, I — gibbsit, II — kaolinit, III — Na-montmorillonit, IV — albit.

ktorý v úseku od Tatranských Matliarov na Z pochádza výlučne z kryštalinika Vysokých Tatier.

b) V dôsledku svojej geologickej pozície vytvárajú s kryštalinikom Vysokých Tatier jediný hydrogeologický celok, v ktorom povrchový i podzemný odtok z kryštalinika tvorí jeden z dvoch hlavných zdrojov ich napájania.

Rozdiel voči kryštaliniku spočíva hlavne v tom, že obeh zdrojových vôd v týchto sedimentoch sa realizuje v podstatne odlišných hydrodynamických podmienkach. Veľmi dobrá pórová priepustnosť najmä glacigénnych sedimentov (menej i glacifluviálnych sedimentov s väčším podielom prachovo-ílovej zložky) podmieňuje rýchly podzemný odtok prestupujúcich podzemných vôd kryštalinika, resp. infiltrujúcej zrážkovej vody v smere sklonu nepriepustného prevažne paleogénneho podložia (V. Hanzel—S. Gazda 1974). Tieto sedimenty majú veľký celkový špecifický povrch horninového materiálu (podstatne väčší než u puklinových systémov kryštalinika). Napriek negatívnemu vplyvu miestami značného stupňa jeho zvetrania (t. j. odnosu jeho najľahšie rozložiteľných zložiek), resp. veľkej rýchlosti prúdenia, sa preto prestupujúce zdrojové vody stykom s týmto materiálom pomerne intenzívne mineralizujú. Dôsledkom súhrnného pôsobenia uvedených faktorov je v priemere podstatne vyššia mineralizácia podzemných vôd glacigénnych a glacifluviálnych sedimentov v porovnaní s podzemnými vodami kryštalinika (tab. 5).

Chemické zloženie podzemných vôd glacigénnych a glacifluvialnych sedimentov je veľmi pestré. Okrem prevažujúceho výrazného (30 %), resp. nevýrazného (40 %) kalcium-bikarbonátového typu je zastúpený hlavne zmiešaný typ (17,5 %) a lokálne aj prechodný typ kalcium-sulfát-bikarbonátový (7,5 %), resp. nevýrazný kalcium-sulfátový typ (5 %). Výrazné zastúpenie zmiešaného typu je dôsledkom intenzívnejšieho ovplyvňovania týchto vôd ľudskou činnosťou. Charakteristickým rysom podzemných vôd glacigénnych a glacifluviálnych sedimentov je častá prítomnosť natrium-bikarbonátovej zložky miestami i pomerne výraznej. Jej prítomnosť súvisí hlavne s priestorove variabilným odnosom sulfidickej síry počas transportu, sedimentácie a post-sedimentárneho vývoja týchto sedimentov, resp. s určitým mineralizačným (hlavne iónovo-výmenným) vplyvom podložných flyšových sedimentov paleogénu a miestami i s hlbším obehom týchto vôd (napr. v tektonickej depresii zistenej vrtom VTH-8 hrúbka glacigénnych sedimentov dosahuje až 380 m). Predstavu o celkovom režime podzemných vôd glacigénných sedimentov poskytuje tab. 6, zhrňujúca údaje pre prameň „Štrba", vyvierajúci z čela mlynicko-mengušovského morénového komplexu v okolí Tatranskej Štrby. Zrejmá je nezávislosť pomerne výrazných zmien základných hydrochemických parametrov týchto vôd na zmenách výdatnosti. Z hľadiska časových zmien sa v letných mesiacoch charakteristický prevažne znižuje až úplne mizne nátrium-bikarbonátová zložka; súvisí to s intenzifikáciou biochemickej aktivity tiónových baktérií.

V území v. od Tatranských Matliarov sa chemické zloženie podzemných vôd glacigénnych a glacifluviálnych sedimentov výrazne mení. Ich mineralizácia sa

pohybuje v rozmedzí 0,2—0,3 $g.l^{-1}$ a chemické zloženie je prevažne výrazne kalcium-bikarbonátové. Súvisí to jednak s výrazným podielom mezozoického materiálu v týchto sedimentoch, jednak s odlišným chemickým zložením časti ich zdrojových vôd (podzemné vody mezozoika Belanských Tatier). Výsledky z vrtu VTH-4 situovaného s. od Tatranských Matliarov dokazujú (M 39,5 mg/l; A_2 57,8 mval %), že významnejší prestup týchto vôd nastáva až v. od potoka Biela Voda.

Hlavným zdrojom znečisťovania študovaných podzemných vôd sú pevné a kvapalné odpady produkované intenzívne sa rozvíjajúcim cestovným ruchom. Významne sa tiež uplatňujú aj pevné a plynné exahálaty, vznikajúce priamo v študovanom území i v jeho širšom okolí. Jedným z hlavných negatívnych dôsledkov cestovného ruchu je znečisťovanie podzemných vôd skládkami pevných odpadov. Súčasná produkcia pevných odpadov v jednotlivých vysokohorských objektoch sa pohybuje v rozmedzí 60 až 800 m^3/rok a v oblasti Vysokých Tatier celkove predstavuje približne 2700 m^3/rok (J. Baller 1975). V hlavnom rekreačnom pásme Vysokých Tatier sa nachádzajú dve skládky pevných odpadov—čiastočne riadená skládka jv. od obce Smokovce, rozprestierajúca sa na ploche 400×200 m a menšia neorganizovaná skládka j. od Štrbského plesa pri ceste do Tatranskej Štrby. Počas letnej sezóny sú tieto skládky denne zaťažované cca 30 t a v ročnom priemere cca 3500 t pevných odpadov (P. Jech 1973, J. Baller 1975). Zrážková voda z týchto skládok vyluhuje veľké množstvo rôznych organických i anorganických látok, ktoré intenzívne kontaminujú ako povrchové, tak i podzemné vody okolia.

Stručnú zmienku si zasluhuje aj kal z čistiarní odpadovej vody, ktorého celková produkcia je asi 15 000 m^3/rok (O. Pišoft—M. Gambatý 1974). Tieto vzhľadom na svoje vysoké mikrobiálne oživenie pôsobia ako intenzívne zdroje hlavne bakteriologickej kontaminácie podzemných vôd.

Veľmi závažným hygienickým a hydrochemickým problémom je neuspokojivý stav čistenia odpadovej vody z rekreačných, turistických a liečebných zariadení. Čistenie odpadovej vody je tu prevažne nedostatočné (asi 85 % prípadov), resp. odpadová voda nie je vôbec čistená. Vplyv nečistených, resp. nedostatočne vyčistených odpadových vôd na kvalitu povrchových a podzemných vôd je lokálne značný. Napr. Belanský potok pod vyústením odpadovej vody z liečebne TBC v Tatranskej Kotline vykazuje mineralizáciu až 820 $mg.l^{-1}$, BSK_5 až 230 mg O_2/l, obsah NH_4^+ až 27 $mg.l^{-1}$ a obsah B. coli až 3,75 mil. jed./ml. Okrem koncentrovaných zdrojov odpadovej vody významne sa uplatňuje aj rozptýlená fekálna kontaminácia súvisiaca s pohybom návštevníkov vo vysokohorskom prostredí. V ročnom priemere ide o cca 4000 m^3 fekálií s obsahom cca 14 t dusíka, 9 t chlóru, 3,5 t sodíka, 3 t draslíka, 2 t fosforu a 1,5 t síry (S. Gazda—V. Hanzel 1978).

Z negatívnych dôsledkov motorizmu, ktorý súvisí s rozvojom cestovného ruchu, si zasluhuje pozornosť hlavne intenzívne akumulovanie olova, kadmia a chlóru v pôde

a vegetácii pozdĺž cestných komunikácií, prejavujúce sa až do vzdialenosti cca 200 m (B. Maňkovská 1977, S. Gazda—V. Hanzel 1978).

Stupňom kontaminácie ovzdušia patrí študované územie medzi relatívne málo znečistené oblasti. Priamo v študovanom území pôsobia iba malé, pritom však početné zdroje exhalátov s ročnou produkciou popolčeka do cca 50 t a SO_2 do cca 100 t. Hlavným znečisťovateľom ovzdušia v bezprostrednom okolí študovaného územia je n. p. Chemosvit vo Svite, produkujúci ročne asi 8000 t plynných a pevných exhalátov, z toho približne 1000 t popolčeka 4000 t SO_2, 2500 t CS a 500 t H_2S (J. Jasovský 1975). Vzhľadom na časté bezvetrie (25—35 %), resp. j., jv. a jz. vetry v Popradskej kotline možno očakávať pomerne intenzívny vplyv tohto zdroja na značnú časť študovaného územia. Znečistenie atmosféry ľudskou činnosťou sa prejavuje v chemickom zložení zrážkovej vody výrazným zastúpením charakteristických zložiek (SO_4^{-2}, NH_4^+, NO_3^-, CHSK—tab. 1,2), okrem iného i niektorých stopových prvkov (napr. zinku, ktorého obsah v zimných zrážkach dosahuje až 0,3 $mg.l^{-1}$ i viac).

Do tlače odporučil M. Michalíček.

Literatúra

BALLER, J. 1975: Výskum optimálneho riešenia likvidácie kalov a pevných odpadov v rekreačných oblastiach Vysokých Tatier. Manuskript — archív VÚVH, Bratislava, 1—58.

BRICKER, O. P.—GODFREY, E. E.—CLEVES, E. T. 1968: Mineral water interaction during the chemical weathering of silicates. In: Trace Inorganic in Water. Advances in Chemistry Series 73, Am. Chem. Society, Washington, 128—142.

GAZDA, S. 1969: Hydrogeochémia Juhoslovenskej uhoľnej panvy. Manuskript — archív Geol. Úst. D. Štúra, 1—521.

GAZDA, S.—HANZEL, V. 1978: Problematika ochrany podzemných vôd TANAP-u z hľadiska súčasných hydrogeologických a geochemických poznatkov. Zborník prác o TANAP-e, 20, Tatranská Lomnica (v tlači).

HANZEL, V.—GAZDA, S. et al. 1974: Hydrogeologická mapa 1:200 000, list Poprad. Geofond, Bratislava, 1—296.

JASOVSKÝ, J. 1975: Informatívna správa uplatňovania právnych predpisov na úseku ochrany čistoty ovzdušia a o využití a likvidacii tuhých odpadov. Manuskript — archív ONV, Poprad, 1—6.

JECH, P. 1973: Analýza znečisťovania v Tatranskom národnom parku. Manuskript — archív ŠVI, Košice, 1—63.

LUKNIŠ, M. et al. 1972: Slovensko-2. Príroda. Obzor, Bratislava, 1—916.

MACKŮ, M.—PODZIMEK, J.—ŠRÁMEK, L. 1959: Results of chemical analysis of precipitation colected on territory of Czechoslovak republic in IGY. Práce Geofyz. ústavu ČSAV, 124, Praha.

MAŇKOVSKÁ, B. 1977: Les a automobil. Smena, 13. 4. 1977.

MELIORIS, L. 1977: Hydrogeochémia podzemnej vody kryštalických hornín Západných Tatier. Mineralia Slovaca, 9, 5, Vydav. Alfa, Bratislava, 367—373.

PIŠOFT, O.—GAMBATÝ, M. 1974: Výskum produkcie a manipulácie s kalmi v regione Vysokých Tatier. Manuskript — archív VÚVH, Bratislava, 1—70.

Stanislav Gazda—Vladimír Hanzel—Kvetoslava Hyánková—
—Ladislav Melioris

Hydrogeochemical study of crystalline complex glacigenic and glacifluvial sediments in Vysoké Tatry and Západné Tatry Mts.

Summary

On the grounds of a detailed analysis of conditions of the formation of chemical composition of ground waters in the crystalline complex of the Vysoké Tatry and the Západné Tatry mountains, the decisive factors are discussed. Atmospheric precipitation participate by 50 % on salt content of ground waters. Chlorides, for instance, are excludingly of atmosperic origin.

Differences in chemical composition of ground waters in granites of the Vysoké Tatry, of the Západné Tatry, in crystalline schists, in glacigenic and in glacifluvial sediments are due to different mineralogical-petrographical composition of rocks, to variably dissected terrain and to different hydrodynamic conditions.

Ground waters in granitic rocks of the Vysoké Tatry, with T.D.S.=21—47 mgl^{-1} mostly represent the vague calcium-bicarbonate type; ground waters in granitic rocks of the Západné Tatry, with T.D.S.=30—60 $mg.l^{-1}$ are dominantly distinct calcium-bicarbonate type, and ground waters in crystalline schists, with T.D.S.=27—65 $mg.l^{-1}$ are almost equally of both the distinct and the vague calcium-bicarbonate type. Waters of glacigenic and glacifluvial sediments are most variable in types and show the highest T.D.S.

Explanations of text-figures

Fig. 1 Schematic geological map of the Tatry mountains and of their foreland. Compiled by V. Hanzel 1978 (based on hydrogeological maps, Geol. úst. D. Štúra, 1:200 000).
Explanatory matter: 1 — fluvial sediments, 2 — glacigenic sediments — moraines, 3 — glacifluvial sediments, 4 — polygenetic talus, 5 — Paleogene sediments undivided, 6 — Mesozoic sediments undivided, 7 — granatic rocks, 8 — crystalline schists, 9 — faults inferred, presumable, covered, 10 — springs with chemically analysed water

Fig. 2 Stability diagram of system $Na_2O—SiO_2—Al_2O_3—H_2O$ at 5,0 °C and 101,3 Pa.
Explanatory matter: 1 — granatic rocks of Vysoké Tatry, 2 — granatic rocks of Západné Tatry, 3 — crystalline schists of Západné Tatry, 4 — glacigenic and glacifluvial sediments, I — gibbsite, II — kaolinite, III — Na — montmorillonite, IV — albite

Translated by E. Jassingerová.

Geologické práce, Správy 73, s. 203—212, Geologický Ústav Dionýza Štúra, Bratislava, 1979

Ondrej Franko—Michal Zakovič

Minerálne vody vo Zvolene

2 obr. v texte, anglické resumé

Abstract. The authors present data on mineral waters, resulting from the bore hole ZVM-1 at the western periphery of the town Zvolen. The data are interpreted and confronted with data known on mineral waters at the localities Sliač and Kováčová.

Okolie Zvolena, vďaka priaznivej geologicko-tektonickej stavbe a hydrogeologickým pomerom, je veľmi bohaté na výskyt studených uhličitých minerálnych vôd. Jednou z prognóznych lokalít takého výskytu je oblasť na z. okraji Zvolena. Minerálne vody tu vystupujú vo forme prirodzených prameňov; koncom minulého storočia boli v rámci uhoľného prieskumu navŕtané. Pre overenie geologických a hydrogeologických pomerov tejto lokality bol na nej v rámci výskumu minerálnych vôd Pohronia situovaný hydrogeologický vrt ZVM-1 (M. Zakovič—O. Franko 1977; obr. 1). Cieľom bolo zistiť rozšírenie minerálnych vôd vo vertikálnom profile vrtu, získať údaje o výdatnosti a o fyzikálno-chemických vlastnostiach jednotlivých prítokov vody, overiť predneogénne podložie (pokiaľ bude v hĺbke do 650 m) a poskytnúť podklady pre vyhľadávací hydrogeologický prieskum stolových uhličitých vôd.

Hydrogeologická charakteristika vrtu

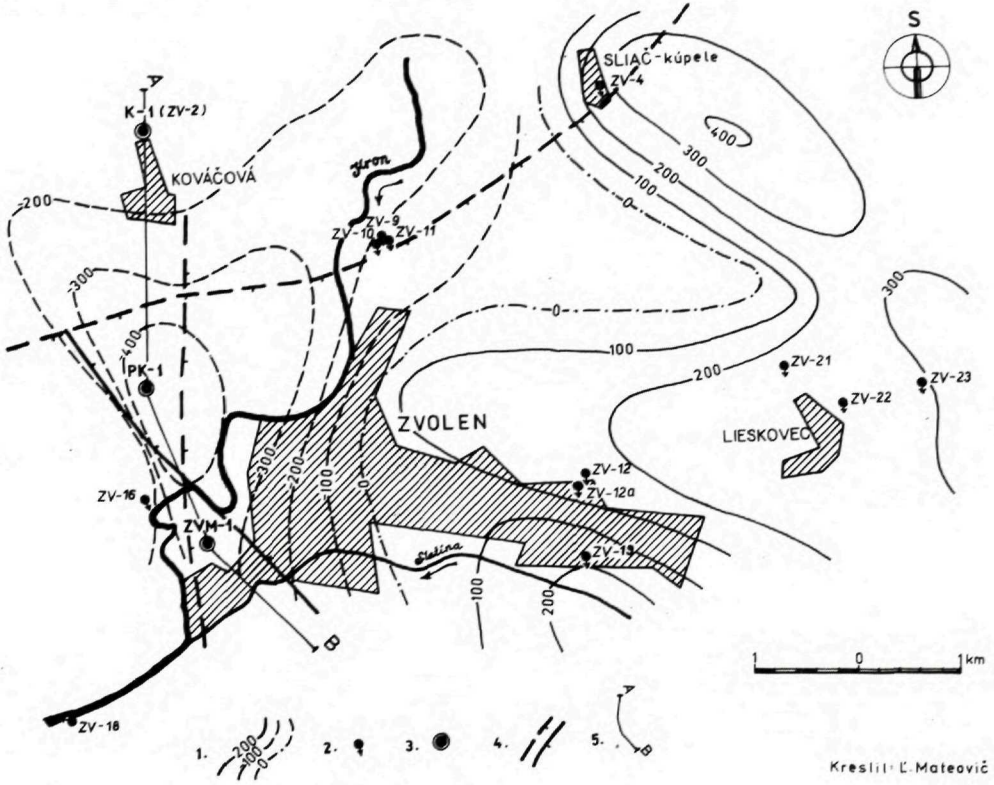
V prevŕtanom horninovom komplexe sme zistili celkove 7 významnejších prítokov minerálnych vôd. Prvý prítok o výdatnosti 1,92 $l.s^{-1}$ pri znížení hladiny o 3 m bol navŕtaný v štvrtohorných štrkopiesčitých náplavoch, v hĺbke 6,0—8,0 m. Ostatné prítoky sú z neogénneho vulkanicko-sedimentárneho komplexu, ktorý tvoria tufy, tufity, epiklastické brekcie a polohy andezitov. Hĺbku jednotlivých prítokov a vý-

RNDr. O. Franko, CSc.—RNDr. M. Zakovič, Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 809 40 Bratislava

Tab. 1 Údaje z orientačných čerpacích skúšok

Hĺbka prítokov m	Litologický opis úseku	Hladina vody (max. zníž.) + nad ter. − pod ter. m	Výdatnosť $l.s^{-1}$	Teplota vody °C	Celková minerali-zácia $mg.l^{-1}$	Obsah CO_2 $mg.l^{-1}$	Chemický typ vody 20 mval % iónov
6,00—8,70	Piesčité riečne aluviálne štrky	−3,0	1,91	14,5	3115,5	1645,16	HCO_3—Na—Ca—(Mg^3)
17,00—28,0	pelitické až piesčité tufy	+2,05	16,6	16,0	3237,16	1495,12	HCO_3—Na—Ca—(Mg)
101,3—195,0	epiklastické brekcie, pyroxenické andezity	+2,45	7,9	22,0	3496,63	1281,28	HCO_3—Na—Ca—(Mg)
220,0—230,0	epiklastické brekcie	+3,2	37,3	23,0	3773,23	1053,8	HCO_3—Na—Ca—(Mg)
322,0—324,5	epiklastické brekcie	+2,0	12,0	23,7	3568,37	1060,4	HCO_3—Na—Ca—(Mg)
455,0—466,0	epiklastické brekcie	+2,0	21,1	23,7	3675,17	1213,08	HCO_3—Na—Ca—(Mg)
618,5—625,0	epiklastické brekcie	+2,0	44,4	26,5	3559,1	974,16	HCO_3—Na—Ca—(Mg)

sledky orientačných čerpacích skúšok uvádzame v tabuľke 1. Výdatnosť jednotlivých prítokov z neogénneho komplexu sa pohybovala medzi 8—44 $l.s^{-1}$ na prelive. Povrchová teplota vôd s hĺbkou mierne stúpa (zo 14,5 °C na 26,5 °C). Voda z prvých dvoch prítokov má nižšiu teplotu (14,5° a 16 °C) i mineralizáciu (3,12 a 3,24 $g.l^{-1}$) a vyšší obsah CO_2 (1,65 a 1,50 $g.l^{-1}$) než voda zo spodnejších prítokov. U týchto sa teplota pohybuje od 22,0 do 26,5 °C, mineralizácia od 3,50 do 3,77 $g.l^{-1}$ a obsah CO_2 od 1,28 do 0,97 $g.l^{-1}$. Všetky zistené prítoky majú vodu typu HCO_3—Na-—Ca(Mg) (tab. 1). Minerálne vody v prevŕtanom komplexe sú podľa vyššie uvedeného rozboru do hĺbky cca 50 m nepatrne ovplyvnené plytkými studenými podzemnými vodami.



Obr. 1 Mapa izohyps reliéfu podložia podľa VES (R. Bárta 1977).
1 — izohypsy v nadmorských výškach: 2 — minerálne pramene; 3 — vrty; 4 — zlomy predpokladané a zistené; 5 — línia geologického rezu.

Po odvŕtaní a informatívnom hydrogeologickom odskúšaní vrtu vybrali sme na dlhodobú čerpaciu skúšku prítok z hĺbky 618,5—625,0 m. Vrt sa definitívne zabudoval plnými pažnicami ∅ 152 mm do hĺbky 600 m, perforovanými pažnicami ∅ 133 mm v hĺbke 600—633 m a plnými pažnicami ∅ 108 mm v hĺbke 633—650 m

s pozapažnicovou cementáciou v úseku 0—220 m. Čerpacia skúška sa počas dvoch mesiacov robila pomocou „fujary". Dokumentovala maximálnu výdatnosť 19,7 $l.s^{-1}$ cez otvor 3,45 m nad terénom; teplota vody bola 27 °C, celková mineralizácia 3552,28 $mg.l^{-1}$ a obsah CO_2 931,92 $mg.l^{-1}$. Tlak vody na ústí vrtu bol pred čerpacou skúškou 0,5 kp/cm^2.

Interpretácia získaných údajov

Ako vidno z celkového opisu prítokov minerálnych vôd, všetky, až na prvý prítok, nastali z vulkanicko-sedimentárneho komplexu. Vrt je situovaný v tektonicky silne exponovanom mieste — v poklesnutej poruchovej zóne s.-j. smeru. Prítoky vôd sú viazané tak na tufity a tufy, ako aj na vulkanické epiklastické brekcie a andezity. Výdatnosť prítokov (8—44 $l.s^{-1}$) je vzhľadom na zistené horninové prostredie pomerne značná. Možno to vysvetliť tým, že poruchová zóna vytvára drén vode rozšírenej v puklinách a póroch vulkanických hornín, najmä v pohoriach na J od Zvolena. Predpokladáme analogickú situáciu, aká je známa z oblasti Podzámčoka a Dobrej Nivy (L. Škvarka 1974).

Minerálne vody sú pomerne silne preplynené CO_2. Vo vode z dlhodobej čerpacej skúšky sa zistilo 0,93 $g.l^{-1}$ voľného CO_2. Tento údaj nie je smerodajný, pretože vzorka vody sa odobrala na prelive. Smerodajné údaje sme získali z povrchovej a hlbinnej separácie — zistilo sa 5,2, resp. 6,8 $g.l^{-1}$ CO_2. Plyny obsahujú až 99,5856 obj. % CO_2 (0,0006 % He, 0,001 % H_2, 0,0167 % O_2 a 0,3961 % N_2). CO_2 je sotva privádzaný z hĺbky po spomínanej severojužnej poruchovej zóne, pretože bohaté zdroje vody v oblasti Podzámčoka a Dobrej Nivy, viazané na to isté poruchové pásmo, nie sú CO_2 preplynené. Ako sme už uviedli, oblasť z. od Zvolena je zvlášť tektonicky exponovaná, a to preto, lebo okrem uvádzaného najmladšieho severojužného zlomu tu prebiehajú ešte dva staršie zlomy (O. Fusán et al. 1971). Medzi Zvolenom a Kováčovou je to starší pozdĺžny zlom smeru JZ–SV. Tento prebieha ďalej cez Borovú Horu, Sliač, Lukavicu smerom na Čerín a oddeľuje od seba ľubietovskú a kraklovskú zónu. Druhý, mladší zlom má smer SZ–JV a pokračuje do oblasti Lučenca, kde oddeľuje neovulkanity Krupinskej vrchoviny od Lučenskej doliny. Tieto dva zlomy, hlavne však zlom prvý, predstavujú hlbinnú prívodovú cestu pre CO_2. Prvý zlom predstavuje hlavnú pohronskú žriedlovú líniu kyseliek s vývermi (na križovaní s priečnymi zlomami) na prv uvedených lokalitách (O. Hynie 1963, str. 643).

Pri dlhodobej čerpacej skúške mala teplota vody 27 °C. Karotážnym meraním sa v ústi vrtu zistila teplota 28,9 °C a v hĺbke 639 m 29 °C. Na prvý pohľad by sa mohlo zdať, že rezervoárová teplota je nízka (vzhľadom na hĺbku, v ktorej bola zistená). Teplota 29 °C však zodpovedá teplotnému poľu v tejto hĺbke v stredoslovenských neovulkanitoch. Na toto pole v tejto oblasti silne vplýva členitosť povrchového reliéfu (I. Marušiak—I. Lizoň 1975). Rezervoárová teplota, odčítaná z teplot-

Tab. 2 Porovnanie chemického zloženia vôd z vrtu ZVM-1 s minerálnymi vodami bližšieho a širšieho okolia

Zložka mg.l^{-1} resp. mval %/1	Oblasť A			
	Zvolen ZVM-1	Zvolen Č. mädokýš ZV-18	Zvolen Gustávka ZV-16	Zvolen ZV-19
Na+	460,0	255,0	89,10	44,10
Ca^{+2}	293,6	118,65	97,39	65,73
SO_4^{-2}	355,1	231,3	78,18	25,10
SiO_2	79,0	144,65	112,0	119,68
M	3622,2	2188,8	1119,52	744,73
$S_1(SO_4)$	16,4	18,2	12,60	6,52
$S_2(SO_4)$	—	—	—	—
A_1	26,3	27,65	18,98	12,60

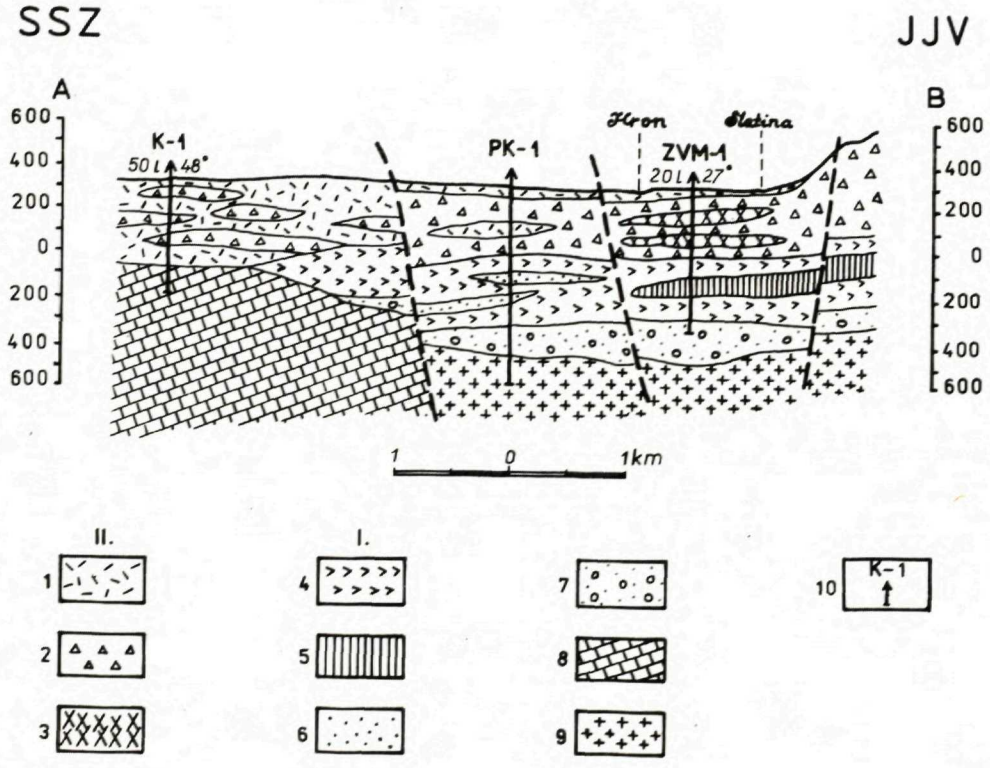
Zložka mg.l^{-1} resp. mval %/1	Oblasť B			
	Lieskovec ZV-23	Borová Hora Jazierko ZV-9	Sliač kúpeľný prameň ZV-4	Kováčová kúpeľný prameň
Na+	236,8	37,4	57,0	35,6
Ca^{+2}	205,41	565,15	709,4	521,0
SO_4^{-2}	138,67	1302,0	1630,8	1320,0
SiO_2	101,44	27,2	17,3	76,6
M	2101,28	3065,5	3888,2	2781,7
$S_1(SO_4)$	11,24	5,0	3,65	5,0
$S_2(SO_4)$	—	58,15	57,95	64,2
A_1	20,36	—	—	—

ného nomogramu (I. Marušiak—I. Lizoň 1975) pre nadmorskú výšku terénu 280 m a hĺbku prítoku vody 640 m, je okolo 27 °C, čo je vo veľmi dobrej zhode s nameranou teplotou.

Podložie neogénneho vulkanicko-sedimentárneho komplexu nebolo vrtom zistené. Najbližšie vystupuje na povrch v oblasti Lieskovca. Tvorí ho biotitický granodio-

rit, ktorý nezreteľne prechádza do porfýrovitých variet (M. Kuthan et al. 1963).

Tie isté horniny boli zistené aj vrtom PK-1 (M. Pulec 1966), vzdialeným cca 750 m sz. od vrtu ZVM-1 (obr. 2). Podľa geofyzikálnych meraní (VES, R. Bárta 1974) tvorí predneogénne podložie v priestore Lieskovec—Zvolen pretiahnutý chrbát smeru V–Z s miernym sklonom na Z (obr. 1). V oblasti Lieskovca je toto podložie v hĺbke cca 30 m, v oblasti Zvolena cca 180 m. Na vzdialenosť 4 km sa ponorilo cca o 150 m so sklonom cca 5°. Potom prudko klesá — na vzdialenosť cca 350 m o 100 m, takže sa sklon zvýšil na cca 3,5 násobok (17—18°). Od predpokladaného priebehu izohypsy podložia 300 m n. m. smerom na Z nie je priebeh podložia



Obr. 2 Geologický rez medzi Kováčovou a Zvolenom (J. Forgáč—M. Zakovič 1977).
II. vývojové obdobie — sarmat:
1 — andezitové tufy a tufity; 2 — andezitové epiklastické brekcie; 3 — biotiticko-amfibolické andezity;
I. vývojové obdobie — báden:
4 — andezitové epiklastické brekcie; 5 — pyroxenické andezity; 6 — andezitové tufy a tufity; 7 — bazálne súvrstvie; predneogénne útvary: 8 — mezozoikum vcelku; 9 — kryštalinikum-granitoidy; 10 — vrty s označením.

známy. Nepoznáme ho ani v mieste vrtu. Podľa vývoja vulkanogénnej neogénnej výplne v mieste vrtu predpokladáme podložie v hĺbke cca 850—1000 m. Táto neveľká hĺbka predneogénneho podložia, resp. malá hrúbka neogénneho pokryvu je príčinou (zlomy nie sú utesnené) prirodzených výverov studených uhličitých vôd na „zvolenskom chrbte". Predpokladáme, že kolektory v rozsahu uvedeného chrbta obsahujú uhličité vody, takže ide o väčšie „ložisko" týchto vôd.

Na základe týchto údajov a rozdielneho chemického zloženia minerálnych vôd z oblasti Zvolen—Lieskovec a Borová Hora—Sliač—Kováčová predpokladáme, že aj v oblasti Zvolena sú v podloží neogénu granodiority. Z porovnania chemického zloženia minerálnych vôd v obidvoch oblastiach vyplývajú niektoré podstatné rozdiely (tab. 2).

Vody oblasti A, do ktorej patria i vody vrtu ZVM-1, vykazujú v porovnaní s vodami oblasti B podstatne vyšší obsah alkálií, hlavne sodíka a kyseliny kremičitej, na druhej strane však podstatne nižší obsah alkalických zemín (hlavne vápnika) a síranov. Tieto rozdiely, ktoré sa prejavujú v celkovom zložení minerálnych vôd oblasti B výrazným zastúpením S_2 (SO_4) a neprítomnosťou A_1, sú odrazom odlišných genetických podmienok. Vody oblasti A sú viazané na vulkanogénno-sedimentárny komplex v j. časti Zvolenskej kotliny a utvárajú svoje zloženie hlavne hydrolytickým rozkladom silikátov a menej i rozpúšťaním karbonátov, resp. oxidačnou degradáciou sulfidickej síry. Z hľadiska genetickej klasifikácie (O. Franko—S. Gazda—M. Michalíček 1975) potom patria hlavne k silikátogénnemu, prípadne karbonáto-silikátogénnemu podtypu pretrogénnych vôd. Naproti tomu vody oblasti B sa formujú v mezozoickom podloží neogénnej výplne strednej a s. časti Zvolenskej kotliny. Geneticky patria prevažne k sulfátogénnemu, resp. sulfáto-karbonátogénnemu podtypu petrogénnych vôd. Keď porovnáme tieto oblasti, vidíme, že minerálna voda navŕtaná vrtom ZVM-1 nie je v genetickej spojitosti s vodami triasových karbonátov v oblasti Borová Hora—Sliač—Kováčová. Preto sa dva rôzne typy vôd viažu na samostatné, spolu nesúvisiace hydrogeologické štruktúry. Obe štruktúry — lepšie povedané vývery minerálnych vôd na z. okraji Zvolena, v Borovej Hore, na Sliači, v Lukavici a Čeríne sú však v kombinácii s priečnymi zlomami sz.–jv. smeru predisponované spomínanou zlomovou líniou smeru JZ–SV. V oboch druhoch vôd je ten istý CO_2 privádzaný uvedeným zlomom (V. Myslil—O. Franko et al. 1968), pričom je juvenílneho, chemického a termometamorfného pôvodu. Vody týchto dvoch štruktúr sa navzájom môžu ovplyvniť predovšetkým keď nastane nadmerné odplynenie. Domnievame sa však, že novonavŕtané uhličité vody to spôsobiť nemôžu, pretože v celej kotline existuje skryté odvodňovanie a odplyňovanie, ktoré zabezpečuje rovnováhu medzi nimi a novými zdrojmi. Príkladom môžu byť vývery existujúce do r. 1899 len na Sliači, v Borovej hore atď. a po roku 1899 aj navŕtané vody v Kováčovej.

Zhrnutie

Výskumný hydrogeologický vrt ZVM-1 na uhličité minerálne vody na z. okraji Zvolena bol ukončený v hĺbke 650 m. Vrtom boli overené štvrtohorné riečne náplavy Hrona a čiastočne vulkanicko-sedimentárny komplex, ktorý nebol prevŕtaný.

Vrt je situovaný v tektonicky silne exponovanom mieste, v poklesnutej poruchovej zóne, silne pôsobiacej na vulkanicko-sedimentárny komplex prevŕtaných hornín. Prítoky vôd sú viazané na tufy, tufity, epiklastické brekcie a andezity, ich výdatnosť sa pohybovala v rozmedzí 1,29—44,4 $l.s^{-1}$, teplota vody 14,5—26,5 °C, celková mineralizácia 3,11—3,77 $g.l^{-1}$ a obsah CO_2 0,97—1,49 $g.l^{-1}$. Uvedené hodnoty boli namerané na prelive. Povrchovou a hlbinnou separáciou plynov sme zistili obsah CO_2 5,2, resp. 6,8 $g.l^{-1}$. Ložisková teplota v hĺbke 639,0 m je 29 °C. Dvojmesačná čerpacia skúška preverila prítok z hĺbky 618,5—625,0 m. Dokumentovaná bola maximálna výdatnosť 19,7 $l.s^{-1}$.

Podložie neogénneho vulkanicko-sedimentárneho komplexu nebolo prevŕtané. Podľa geologickej stavby širšieho okolia a chemického zloženia navŕtaných vôd predpokladáme, že ho tvorí biotitický granodiorit, ktorý vystupuje na povrch v oblasti Lieskovca a bol tiež zasiahnutý vrtom PK-1. V mieste vrtu ho predpokladáme v hĺbke 850—1000 m.

Navŕtaná minerálna voda, ako aj ostatné pramene oblasti A, geneticky patrí hlavne k silikátogénnemu, prípadne karbonáto-silikátogénnemu podtypu petrogénnych vôd. Viažu sa na vulkanicko-sedimentárny komplex. Naproti tomu minerálne vody oblasti B geneticky patria k sulfátogénnemu, resp. sulfáto-karbonátogénnemu podtypu petrogénnych vôd. Formujú sa v mezozoickom podloží Zvolenskej kotliny. Tieto dva typy vôd sa viažu na samostatné hydrogeologické štruktúry. Obe obsahujú CO_2 privádzaný z hĺbky tou istou zlomovou líniou smeru JZ–SV.

Získané poznatky, okrem vedeckého prínosu, majú aj praktický význam. Tvoria podklad pre vypracovanie projektov vyhľadávacieho prieskumu stolových minerálnych vôd v Zvolenskej kotline a podklad pre vymedzenie ochranných rajónov kúpeľov Sliač a Kováčová.

Do tlače odporučil A. Porubský.

Literatúra

BÁRTA, R. 1977: Geofyzikálny výskum minerálnych vôd v Pohroní. Geofond, Bratislava.

FUSÁN, O. et al. 1971: Geologická stavba podložia zakrytých oblastí južnej časti vnútorných Západných Karpát. Západné Karpaty, 15, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

HYNIE, O. 1963: Hydrogeológie ČSSR 2. Minerální vody. ČSAV, Praha.

KUTHAN, M. et al. 1963: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1:200 000 M-34-XXXII Zvolen. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
MARUŠIAK, I.—LIZOŇ, I. 1975: Záverečná správa za etapu 1971—1974 „Základný výskum priestorového rozloženia zemského tepla v Západných Karpatoch". Geofond, Bratislava.
MYSLIL, V.—FRANKO, O. et al. 1968: Ground Water and Mineral Waters of Czechoslovakia. International geol. cong., XXIII session quide to Excursion 21 AC, Ústř. Úst. geol., Praha.
PULEC, M. 1966: Záverečná správa z vrtu PK-1 Kováčová.
ŠKVARKA, L. 1974: Zvodnené zlomové línie v oblasti neovulkanitov Slovenska. Západné Karpaty, sér. Hydrogeológia a inž. geológia 1, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
ZAKOVIČ, M.—FRANKO, O. et. al. 1977: Komplexné vyhodnotenie vrtu ZVM-1 Zvolen. Geofond, Bratislava.

Ondrej Franko—Michal Zakovič

Mineral waters at the town Zvolen

Summary

The exploratory hydrogeological bore hole ZVM-1 for carbon dioxide mineral waters on the western periphery of the town Zvolen extended down to 650 m (Fig. 1). The bore hole revealed Quaternary fluvial deposits, and partially a volcano-sedimentary complex. This has not been bored through.

The bore hole is situated in a tectonically very exposed place crossed by three fault zones, NE-SW; NW-SE an N-S striking. They markedly affected the volcano-sedimentary complex bored. Bored were seven tributaries of mineral water, associated with tuffs, tuffites, epiclastic breccias and andesites. Their yield varied between 1,29 and 44,4 $l.s^{-1}$, water temperature 14,5—26,5 °C, T.D.S. 3,11—3,77 $g.l^{-1}$ and CO_2 content 0,97—1,49 $g.l^{-1}$ (Tab. 1). The values were measured on outflow. Surficial and deep separation of gases showed the 5,2 value for the CO_2 content and/or 6,8 $g.l^{-1}$. Aquifer temperature at the depth of 639,0 m is 29 °C. A two months pumping test was made for an afflux from the depth of 618,5—625,0 m. Documented maximum yield was 19,7 $l.s^{-1}$.

The bore did not characterize the basement of the Neogene volcano-sedimentary complex. Chemical composition of waters revealed by the bore hole, and geological structure of their surroundings show that the basement consists of biotitic granite cropping out at Lieskovec and bored by the drill hole PK-1 (Fig. 2).

Geophysical measurements (R. Bárta 1977) show that in the area of Lieskovec—Zvolen the basement forms prolonged ridge, E-W striking, gently dipping westward (Fig. 1). In the place of the bore hole it is presumed to be at the depth of 850—1000 m.

Mineral waters in the bore hole and in other springs in the area A (Table No. 2) are genetically ranged dominantly to silicatogenic, and/or carbonate-silicatogenic subtype of petrogenic waters. They exhibit higher alkali and SiO_2 acid and lower contents of alkaline earths. Their composition results dominantly from hydrolytic decomposition of silicates. The waters are associated with the volcano-sedimentary complex. Mineral waters of the area B are genetically ranged to waters of sulphatogenic and/or sulphato-carbonatogenic subtype of petrogenic waters. They are characterized by higher $S_2(SO_4)$ content and by the absence of A_1. They formed in the Mesozoic carbonatic basement of the Neogene filling of the Zvolenská kotlina (depression). The two different types of waters are associated with independent hydrogeological structures. They have in common CO_2 supplied by a SW-NE striking fault line. The two structures may mutually influence each other first of all by extreme degasification. We still regard it

impossible for the new-bored carbon-dioxide waters, since there exist hidden drainage and degasification in the whole depression, and these control the balance between them and the new sources.

The data obtained are also significant for practical purposes. They represent a basis for projects of prospection for potable mineral waters in the Zvolenská kotlina (depression), and for determination of protective areas around the spa Sliač and Kováčová.

Explanations of text-fig. 1, 2

Fig. 1 Map of isohypses of the relief of basement according to VES (R. Bárta 1977): 1 — isohypses in levels above sea; 2 — mineral springs; 3 — bore holes; 4 — faults: presumable and inferred; 5 — line of geological profile.

Fig. 2 Geological profile between Kováčová and Zvolen (Forgáč J.—Zakovič M. 1977). IInd evolutionary stage — Sarmatian: 1 — andesite tuffs and tuffites; 2 — andesite epiclastic breccias; 3 — biotitic-hornblende andesites; Ist evolutionary stage — Badenian; 4 — andesite epiclastic breccias; 5 — pyroxenic andesites; 6 — andesite tuffs and tuffites; 7 — basal beds;
pre-Neogene formations; 8 — Mesozoic — undivided; 9 — crystalline complex-granitoids; 10 — bore holes — marked.

Translated by E. Jassingerová.

Geologické práce, Správy 73, s. 213—234, Geologický Ústav Dionýza Štúra, Bratislava, 1979

Ján Kantor—Martin Rybár

Rádiometrické veky granitov zo Spišsko-gemerského rudohoria a priľahlej časti veporíd

6 obr. v texte

Abstract. For the emplacement of gemeride granites alpine ages were indicated by geochronological investigations. New radiometric dating revealed a more complex picture. Granites from the small intrusive bodies of Betliar, Čučma, Poproč and Zlatá Idka — all belonging to the southern granite belt — yielded alpine ages. For granites of the northern belt from Hnilec and the boring PSS-1 in the Podsúľová valley also late variscan ages were obtained. New aspects regarding the metallogeny and the relations of the gemeride granites to the volcanism of permian quartz-porphyries result. Potassium argon ages reflect the complex evolution of the intrusions, the metasomatic, postmagmatic as well as later, superimposed, hydrothermal and tectonic processes.

Všeobecný prehľad

Hoci východy gemeridných granitov zaberajú iba nepatrnú časť Spišsko-gemerského rudohoria, patria k významným stavebným prvkom tohoto pohoria.

Od ich objavenia L. Zeuschnerom v roku 1844 nachádzame o nich údaje v geologickej literatúre, ktoré sú spočiatku celkom sporadické. Častejšie sa začínajú objavovať až začiatkom tohoto storočia v rokoch 1903—1905 v prácach V. Uhliga, B. Baumgärtla, J. Böckha, V. Ackera, E. Regulyho a i. a neskôr u J. Vachtla (1937), B. Kordiuka (1941), P. Schönenberga (1949).

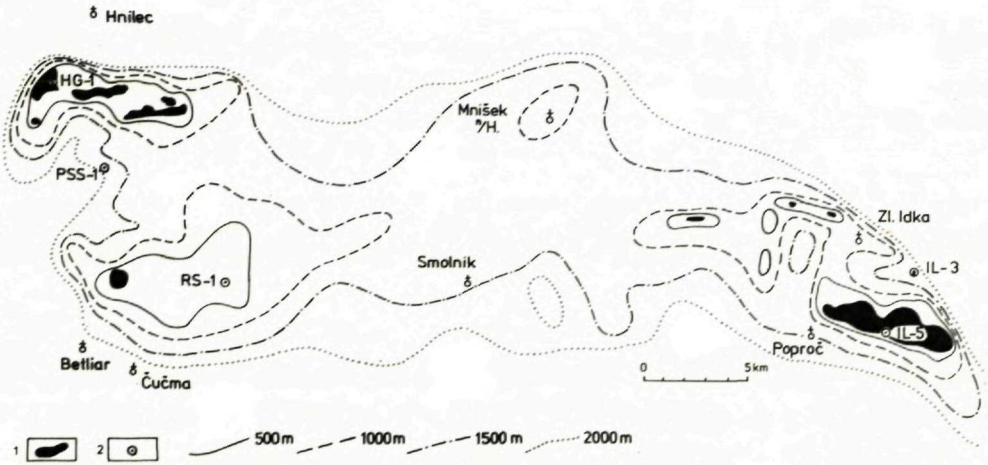
S novým rozmachom systematického výskumu, ktorý trvá od 50-tych rokov, pribúdajú neustále nové poznatky, týkajúce sa rôznych aspektov geologického vývoja Spišsko-gemerského rudohoria, problematiku gemeridných granitov nevynímajúc. Sú obsiahnuté v početných publikáciách, ktoré sa otázok tunajších granitoidov buď len zbežne dotýkajú, alebo sa nimi zaoberajú súbornejšie.

Ing. RNDr. J. Kantor, CSc.—Ing. M. Rybár, Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 809 40 Bratislava.

K posledným treba, okrem spomenutých prác B. Kordiuka (l. c.), P. Schönenberga (l.c.) a J. Vachtla (l.c.) uviesť aspoň publikácie Nytko—Bochénskej (1951), P. Ončákovej (1954), J. Kamenického—L. Kamenického (1955), J. Kantora (1957), J. Gubača (1962, 1977), J. Barana et al. (1970, 1971, 1974), E. Drnzíka et al. (1973), M. Trégera (1972), L. V. Tausona et al. (1974), A. Bojku et al. (1974), J. Vargu (1975), L. Snopku et al. (1977), J. Plančára et al. (1977), J. Pechu (1978) a i.

Z množstva uvedených prác vyplýva význam, ktorý geológovia objasneniu úlohy gemeridných granitov pri geologickom vývoji a metalogenéze Spišsko-gemerského rudohoria pripisujú, súčasne však i určitá rozpornosť v názoroch na túto problematiku.

Gemeridné granity sú známe z povrchových východov vo forme viacerých, neveľkých telies (obr. 1).



Obr. 1 Hĺbkový reliéf gemeridných granitov podľa gravimetrických meraní (J. Bárta et al. 1969, J. Plančár et al. 1978).
1 — východy granitov na povrch, 2 — vrty, 500 m — isohypsy v m.

Najväčšie z nich, o rozlohe asi 8 km^2, vytvára popročský granit v severnom a severovýchodnom okolí obce Poproč pri tamojších antimonitových baniach.

Z neďalekej Zlatej Idky boli donedávna granity známe hlavne z banských prác na Au-Ag-polymetalické žily (P. Rozlozsnik 1912). Drobné povrchové výskyty uvádzajú J. Kamenický—L. Kamenický (l.c.). Najnovšie boli tiež zastihnuté početnými vrtmi vykonanými Geologickým prieskumom (O. Rozložník 1977) a Geologickým ústavom D. Štúra.

Severne od Vyšného Medzeva v závere doliny Hummel vystupuje silne pretiahnuté, asi 1 km dlhé a 100 m široké teleso granitu. (J. Kamenický—L. Kamenický l.c.).

Výskyt gemeridného granitu bol zistený tiež severne od Čučmy, a to tak v banských dielach (štôlňa Gabriela) na antimonit, ako aj v neďalekom povrchovom východe nepatrných rozmerov (C. Varček 1954).

Ďalší masívček o rozmeroch cca 700 × 700 m je obnažený v okolí Betliarského potoka, severne od obce Betliar. Je uvádzaný už E. Regulym (1905).

Južne od Hnilca sa nachádzajú povrchové východy troch väčších granitoidných telies — súľovského, delavského a surovského, dosahujúcich dĺžku 2—3,5 km, širokých do 0,7 km ako i niekoľko drobných telies.

Granitoidné telesá vystupujú i pri Železníku a Turčoku (H. Böckh 1905, M. Maheľ 1951 a i.). Bývajú priraďované taktiež ku gemeridným granitom z ostatných lokalít, hoci sa vyznačujú aj určitými odlišnými znakmi.

Dajkovité telesá malých rozmerov sú uvádzané i z jz. okolia Smolníka (J. Gubač—A. Klinec 1959). Geologická, mineralogicko-petrografická i geochemická spracovanosť uvedených troch lokalít nie je však dostatočná. Najpreskúmanejšie sú gemeridné granitoidy od Hnilca, Poproča—Zlatej Idky a Betliara.

Po petrografickej stránke predstavujú gemeridné granity veľmi kyslé diferenciáty, ktoré sa vyznačujú menlivým zastúpením jednotlivých minerálnych komponentov, textúr atď. Zastúpené sú granity biotitické, biotiticko-muskovitické, dvojsľudné, muskovitické, aplitické ako i greiseny s hojnými, avšak premenlivými obsahmi turmalínu, strednozrnné i porfyrické typy atď. Variabilita je značná i v rámci jedného a toho istého telesa — ako to vyplýva napr. z profilu vrtu HG-1 pri Hnilci (J. Gubač 1977).

Biotitické a biotiticko-muskovitické granity obvykle zaberajú hlbšie časti nad nimi sa vyskytujú dvojsľudné variety a v apikálnych častiach muskovitické, lokálne viac alebo menej greisenizované a aplitoidné typy. Intenzívna turmalinizácia sprevádza najmä najkyslejšie variety bohaté na kremeň, nechýba však celkom ani v ostatných.

Najnovšie vztástol opäť záujem o gemeridné granity v súvislosti so zistením hojnejšieho výskytu kasiteritu najmä na hnileckej lokalite (J. Baran 1962, J. Baran et al. 1970, 1971 atď).

Jej nádejnosť na výskyt Sn-mineralizácií vyplynula už z predchádzajúcich výskumov. Bolo to predovšetkým upozornenie J. Vachtla (1937) na vystupovanie greisenov v oblasti Medvedieho potoka a Súľovej pri Hnilci, údaje Schönenberga (1949) o zastúpení topásu a fluoritu v autometamorfne premenených partiách granitu, hojný výskyt turmalínu uvádzaný od nájdenia gemeridných granitov rôznymi autormi atď.

Na určitú úlohu Sn v metalogenéze Spišsko-gemerského rudohoria upozornil aj jeden z autorov (J. Kantor 1952, 1953) prvými nálezmi kasiteritu v Západných Karpatoch. Bol zistený na pyritovo-polymetalickom ložisku Alžbeta v Bystrom Potoku pri Švedlári, kde koncentrácia Sn dosahovala miestami 1 % a sporadicky bol sprevádzaný i cinvalditom. Ďalej bol pri Starej Vode tiež nájdený SnO_2 na kremeň-chalkopyrit-sulfidickej rudnej žile s hojným turmalínom. Autor uvádza

genetické vzťahy medzi B a Sn a stálu zvýšenú prítomnosť posledného v gemeridných granitoch podľa orientačných spektrálnych analýz G. Kupču.

Detailné výskumy gemeridných granitov viedli taktiež k objaveniu akcesorického kasiteritu v greisenoch (J. Kamenický—L. Kamenický 1955) a neskôr i jeho pozoruhodnejších koncentrácií (J. Baran l.c. atď).

Genetické vzťahy medzi gemeridnými granitmi a Sn prípadne Sn-W zrudnením sú evidentné. Predpokladajú sa i k mnohým hydrotermálnym mineralizáciám Spišsko-gemerského rudohoria. Avšak názory na úlohu granitov pri metalogenetických procesoch nie sú doteraz dosť jednotné. Najčastejšie sa predpokladá spoločný zdroj zrudnenia i gemeridných granitov v značných hĺbkach pod terajšími východmi granitových telies i rudných ložísk. Pravda, jednotnosť hydrotermálnych mineralizácií ani zďaleka neprijímajú všetci geológovia. Uvedená problematika presahuje rámec tohoto stručného článku.

Rozporné je i vekové začleňovanie gemeridných granitov. Na základe geologických kritérií sú považované za hercýnske alebo alpínske. Za dolnú možnú vekovú hranicu sa považuje karbón alebo skôr perm, nakoľko ich intrúzie sú sprevádzané intenzívnou kontaktnou metamorfózou už epimetamorfovanej gelnickej série kambro-silúrskeho veku, ako i fylitovo-diabázovej série devónskeho veku.

Určité tektonické postihnutia, ktoré granity miestami vykazujú, je zástancami hercýnskeho veku interpretované ako dôkaz takéhoto začlenenia. Iní v ňom vidia potvrdenie alpínskeho veku s tým, že granitoidy boli sčasti počas intrúzivných procesov alebo po ich ukončení vystavené doznievajúcim tektonickým pohybom kriedového orogénu, sú však v podstate postkinematické. V prospech tohoto názoru sa uvádza slabá tektonická porušenosť granitov, ich väzba na alpínske štruktúry, podobne ako u ložísk viazaných na tieto intrúzie atď. V ojedinelých prípadoch (B. Kordiuk l.c., R. Schönenberg l.c.) sa pripúšťa až miocénny vek gemeridných granitov.

Rádiometrické datovanie gemeridných granitov

Rádiometrické datovanie argónovou metódou na živcoch z betliarskeho masívčeka, vykonané najprv autorom (J. Kantorom 1957), poskytlo vek 98 miliónov rokov — v súlade s názorom na alpínsku intrúziu.

Novšie geochronologické analýzy urobili pracovníci Akadémie vied ZSSR na vzorkovom materiáli akademika B. Cambela a jeho spolupracovníkov.

Pre popročský autometamorfovaný granit bol v Inštitúte geochémie sibírskeho oddelenia Akadémie vied ZSSR v Irkutsku určený argónovou metódou vek 70 miliónov rokov (A. Bojko et al. 1974).

Vzorky granitov od akad. B. Cambela boli skúmané i v Inštitúte geologických vied

Akadémie vied Arménskej SSR v Jerevane. Pre granit od Zlatej Idky určili vek 87 mil. rokov a pre čučmiansky granit 141 miliónov rokov (G. P. Bagdasarjan-et al. 1977); v oboch prípadoch opäť alpínske veky.

G. P. Bagdasarjan et al. (1977) datovali tiež mikroklín z rudnej žily od Čučmy na 94 mil. rokov. Pre podobnú mineralizáciu v Čiernej doline pri Čučme obdržal J. Kantor (1959) už dávnejšie vek 93 mil. rokov.

Najnovšími geochronologickými výskumami vykonanými v laboratóriách ZSSR bol teda potvrdený alpínsky vek granitov i niektorých mineralizácií.

Hodnoty rádiometrických vekov sa na základe doterajších datovaní pohybujú v rozpätí od 70 do 141 mil. rokov, t. j. siahajú zhruba od hranice medzi vrchnou jurou a spodnou kriedou až do vrchnej kriedy.

V posledných rokoch sa v Geologickom ústave D. Štúra zaoberáme taktiež geochronológiou západokarpatskej sústavy. Snažíme sa pritom sústrediť na objekty, o ktorých predpokladáme, že neboli poslané na spracovanie do zahraničných laboratórií, aby sme sa vyhli prípadným duplicitným prácam. Žiaľ, prehľad o takýchto vzorkách sa nám zatiaľ nepodarilo získať. Napriek tomu sa domnievame, že napríklad gemeridné granity nie sú už t. č. predmetom geochronologických výskumov v zahraničí.

Práve preto, a tiež, že sme rádiometrickým datovaním týchto granitov získali rad nových údajov, ktoré dopĺňajú a sčasti korigujú doterajšie náhľady na ich postavenie a dobu vzniku, uvedieme v ďalšom časť doteraz dosiahnutých výsledkov. Veríme, že budú podnetom pre ďalšie výskumy zamerané na metalogenézu a geologický vývoj tohoto pohoria.

Systematickejšie sme skúmali vzorky granitov z vrtu HG-1 pri Hnilci, prenikajúceho súľovskou kopulkou do hĺbky takmer 1000 m. (obr. 1). Ďalší materiál pochádzal z vrtu PSS-1, lokalizovaného v údolí Podsúľová medzi hnileckým a betliarskym masívčekom gemeridných granitov.

Z východného pokračovania betliarskej lokality sme mali k dispozícii vzorky z banských prác antimonitového ložiska „Gabriela", ako i z vrtu RS-1, ktorým bolo cca 3 km odtiaľ prevŕtané teleso granitu v hĺbke 565 až 1380 m.

Z najvýchodnejších výskytov gemeridných granitov od Poproča a Zlatej Idky boli skúmané vzorky z povrchových východov i z vrtov IL-5 a IL-3 (obr. 1). Výsledky datovaní sú zhrnuté v tab. 1.

Hnilec

Vďaka lokálne vystupujúcim bohatším koncentráciám kasiteritu patria hnilecké granity k najlepšie preskúmaným lokalitám gemeridných granitov.

Podobne ako iné telesá granitov prenikajú gelnickou sériou kambro-silúrskeho veku, ktorú výrazne kontaktne metamorfujú. Zásah tejto metamorfózy je zrejmý i v horninách mladšej fylitovo-diabázovej série devónskeho veku.

Tabuľka 1

No	Lokalita	Minerál	K (%)	$^{40}A/10^{-6}$ Nccm.g^{-1}	t
73	Hnilec HG-1	muskovit	8,157 ± 0,16	74,96 ± 0,27	222 ± 5
70	Hnilec HG-1	muskovit	8,241 ± 0,14	78,23 ± 0,21	229 ± 4
76	Hnilec HG-1	muskovit	8,134 ± 0,13	80,15 ± 0,43	237 ± 5
68	Hnilec HG-1	muskovit	8,444 ± 0,05	84,47 ± 1,44	241 ± 5
72	Hnilec HG-1	biotit	7,195 ± 0,09	49,58 ± 1,05	169 ± 5
71	Hnilec HG-1	biotit	7,142 ± 0,16	57,51 ± 0,19	196 ± 5
75	Hnilec HG-1	živec	8,433 ± 0,15	34,39 ± 0,36	102 ± 3
74	Hnilec HG-1	živec	8,128 ± 0,12	41,85 ± 0,74	128 ± 4
78	Podsúľová PSS-1	muskovit	7,005 ± 0,07	57,17 ± 0,05	199 ± 2
79	Podsúľová PSS-1	muskovit	7,047 ± 0,05	67,37 ± 1,02	231 ± 5
84	Betliar	biotit	6,570	34,31	130
77	Čučma RS-1	biotit	6,29 ± 0,05	33,41 ± 0,78	132 ± 4
85	Čučma RS-1	muskovit	8,56	48,73 ± 1,02	141
81	Poproč	biotit	5,501 ± 0,03	32,74 ± 0,22	125 ± 1
80	Poproč IL-5	biotit	6,314 ± 0,04	26,81 ± 0,28	106 ± 2
82	Zl. Idka-Mexiko	biotit	5,54	23,30	105 ± 2
86	Zl. Idka IL-3	biotit	6,59 ± 0,09	37,2 ± 1,4	140 ± 7
44	Rochovce KV-3	biotit	6,295 ± 0,05	22,03 ± 0,20	88 ± 1
47	Rochovce KV-3	biotit	9,365 ± 0,04	27,89 ± 0,005	75
48	Rochovce KV-3	amfibol	0,80 ± 0,004	2,616 ± 0,015	82 ± 1

Vyznačujú sa veľkou variabilnosťou petrografických typov, ako aj petrochemického zloženia (J. Vachtl l.c., R. Schönenberg l.c., P. Ončáková l.c., J. Kamenický—L. Kamenický l.c., J. Gubáč 1962, 1977 atď).

Najúplnejší profil poskytol vrt HG-1, v ktorom nachádzame smerom od povrchu do hĺbky: muskovitické granity, miestami aplitické alebo porfyrické s lokálnym vývojom greisenov, dvojsľudné granity s vložkami dvojsľudného žulového porfýru, muskoviticko-biotitické a biotitické granity, s lokálnym zastúpením malých množstiev muskovitu. Medzi jednotlivými varietami nejestvujú ostré hranice, sú späté pozvoľnými prechodmi.

Z ľahko prchavých prvkov je typickým zástupcom B, ktorý sa prejavuje intenzív-

nou turmalinizáciou vo vrchných, najacidnejších, na kremeň bohatých partiách intruzívnych telies.

Rovnakým trendom sa vyznačujú Li, F, sčasti aj Sn. Pre gemeridné granity sú ďalej typické nízke obsahy Ba, Sr, Zr. Rubídium je v nich však podstatne viac zastúpené ako v hercýnskych granitoidoch jaderných pohorí. Niektoré základné kvantitatívne údaje o stopových prvkoch nachádzame hlavne v publikáciách M. Ivanova—G. Kupču (1965), J. Ďurkovičovej (1968) a J. Gubača (1971, 1977), ktoré boli doplnené početnými analýzami od L. Tausona a spolupracovníkov (1974).

Obsahy stopových prvkov vo vrtbe HG-1, štatisticky vyhodnotené J. Gubačom (1977) na základe vlastných výskumov a údajov iných autorov (L. Tauson et al. 1974, M. Tréger l.c. atď) sú v upravenej, zjednodušenej forme uvedené v tab. 2.

V grafickej forme sú niektoré zo zákonitostí v distribúcii stopových elementov reprodukované na profile vrtom HG-1 (obr. 2).

Štyri vzorky muskovitov z hnileckých granitov poskytli rádiometrické veky 241, 237, 229 a 222 miliónov rokov. Zodpovedajú vrchnému permu a zasahujú do spodného triasu.

Pre dve vzorky biotitov sme obdržali veky 196 a 169 mil. rokov, pre 2 vzorky živcov 128 a 102 mil. rokov.

Prejavuje sa tu zreteľná tendencia k zonárnemu usporiadaniu vekov v rámci granitovej kopule: najacidnejšie defirenciáty, muskovitické granity, viac alebo menej greisenizované, s hojnejšími prejavmi účinkov ľahkoprchavých zložiek, predovšetkým bóru vo vorme turmalinizácie, vykazujú najnižšie rádiometrické veky. Najvyššími sa vyznačujú biotitické granity zastihnuté vrtmi vo väčších hĺbkach.

Takýto trend je v súlade so zonárnosťou petrografických fácií pozorovaných v kopuliach cínonosných granitov nielen u nás, ale aj v mimokarpatských oblastiach.

Súčasne svedčí v prospech neskoršieho vzniku najacidnejších fácií a metasomatitov — muskovitických a aplitoidných granitov a greisenov.

Pomery zistené vo vrte HG-1 svedčia nielen o zložitosti vlastného magmatizmu, ale i bezprostredne naň nadväzujúcej postmagmatickej činnosti a neskorších naložených hydrotermálnych a tektonických procesov. Začiatok magmatickej činnosti spadá do neskorých štádií variského orogénu, zatiaľ čo procesy naň nadväzujúce pretrvávajú do kriedy.

Podsúľová

Z tejto lokality nie sú známe východy granitov na povrch. Boli však zastihnuté vrtom PSS-1, (lokalizovanom L. Snopkom) na overenie gravimetrických anomálií indikujúcich hĺbkové pokračovanie gemeridných granitov.

Vrt sa nachádza asi 3 km južne od hnileckých granitov a zhruba 5 km severne od východov betliarskeho telesa (obr. 1).

Vo vrchných častiach prenikol horninami gelnickej série zastúpenými piesčitými

Tabuľka 2

	p.p.m					
	1	2	3	4	5	6
F	1100 2200					
Li	94					
Rb	338					
Cs	21,4					
Be	4,4					
Sr	h	40	12 18 24	29	32	
Ba	30 92	64 204	73	41 123	30 92	
B	189					
Sn	23,5	h	28	20 31	20	
W	6,8					
Zn	33					
Pb	15	h	19	h	25	
Cu		32	16	18	21	
Cr		31	7	7 44	33	
Ga		57	27	22	24	
Zr		62	35 67	74	101	
Th						8,9
U						13,7

1. Tauson et al. (in Gubač 1977), nerozčlenené podľa typov hornín.
2. (2—7), Gubač 1977. Endokontakt
3. (2—7.), Gubač 1977. Muskovit. turmalin. granit
4. (2—7.), Gubač 1977. Dvojsľudný granit
5. (2—7.), Gubač 1977. Musk.-biotit. a biotit. granit
6. Tréger 1972, Batošek 1972, nerozčlenené podľa typov hornín.

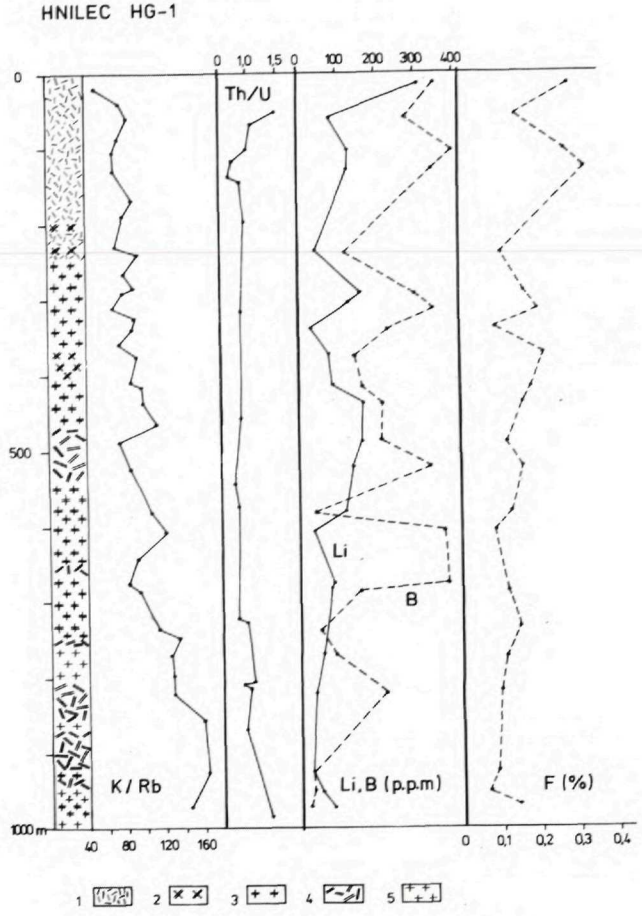
h — heterogénna distribúcia; (viac čísiel v kolonke: bi.-trimodálna distribúcia)

Obsahy stopových prvkov v granitoidoch vrtu HG-1 (Hnilec). Štatistické vyhodnotenie J. Gubača 1977 — upravené.

fylitmi (0—132 m), kvarcitmi (132—311 m), tufitoporfyroidmi (311—320 m), grafitickými a sericitickými fylitmi (320—374 m).

Granitmi prechádzal od 381 m až do konečnej hĺbky 1806 m. Podľa ústneho oznámenia L. Snopku sú granity prevažne svetlé, bohaté na živce, strednozrnné, miestami jemnozrnné, aplitické, tiež porfyrické. Obsahujú hojný turmalín, miestami porfyrické draselné živce, zo sľúd prevláda muskovit nad biotitom, ktorý sa častejšie vyskytuje v hlbších častiach vrtu. Pozvoľné prechody a vzájomné striedanie jednotlivých typov granitov pozorovať v celom vrte.

Granity z vrtu PSS-1 sú miestami pomerne intenzívne tektonizované, viac ako na iných lokalitách gemeridných granitov, pričom zvlášť biotit a živce podľahli dodatočným premenám chloritizácii, baueritizácii a sericitizácii.



Obr. 2 Profil vrtom HG-1 pri Hnilci. Obsahy Li, B, F; pomery K/Rb, Th/U (podľa údajov J. Gubača 1977, M. Trégera 1972, L. Tausona et al. 1974). 1 — muskovitický granit, 2 — dvojsľudný granit-porfýr, 3 — dvosľudný granit, 4 — muskovitícko-bioticko-biotitický granit, 5 — biotitický granit.

Geológia, mineralogicko-petrografický charakter, ako i makrochemizmus a mikrochemizmus granitov z tohto vrtu t. č. spracováva L. Snopko a spolupracovníci. Výsledky budú v dohľadnom čase publikované.

Z vrtu PSS-1 sme rádiometricky datovali dve vzorky muskovitov na 199×10^6 rokov a 231×10^6 rokov.

Rozdiel medzi oboma údajmi je pomerne veľký. Sú však porovnateľné s vekmi zistenými u hnileckých muskovitov. Svedčia taktiež v prospech podobného, viac-menej súčasného vzniku, ktorého začiatok treba klásť veľmi zhruba k rozhraniu medzi vrchným permom a spodným triasom. Zodpovedá mladohercýnskemu magmatizmu s mladšími, naloženými procesmi, ako bolo uvedené v súvislosti s hnileckými granitmi.

Granity z Podsúľovej (PSS-1) a od Hnilca patria k tzv. severnému pruhu granitoidov, ktorý sleduje oslabenú zónu v severnej časti pásma Volovca.

Betliar

Malá intrúzia obnažená asi 3 km ssv. od obce Betliar patrí k tzv. južnému pruhu granitov. Geologické a mineralogicko-petrografické údaje nájdeme v už citovanej literatúre.

Východy sú tvorené leukokrátnymi, turmalinizovanými miestami prekremenenými porfyrickými granitmi, granitporfýrmi, prípadne aplitickými varietami. Na styku s porfyroidmi gelnickej série sa nachádza prekremenená zóna, miestami sa vyskytujú greisenizované horniny. Stopové prvky sú podobne zastúpené ako v iných granitoch Spišsko-gemerského rudohoria (L. Tauson et al., l.c. a i.).

V týchto granitoch, ani v ich bezprostrednom okolí, nebol ešte urobený nijaký hlbinný vrt. Geochronologickému výskumu sme preto podrobili vzorku porfyrického granitu s biotitom z povrchového východu. Rádiometrický vek biotitu: 130×10^6 rokov. Živec z granitporfýru z tej istej lokality bol datovaný (J. Kantor 1957) na 98×10^6 rokov.

Oba tieto údaje sú podstatne nižšie ako rádiometrické veky určené pre hnilecké granity a spadajú do kriedy.

Čučma

Ako sme už uviedli, gemeridný granit bol zastihnutý banskými dielami pri sledovaní tunajších antimonitových žíl v oblasti štôlne Gabriela, asi 2,5 km východne od betliarskeho masívčeka.

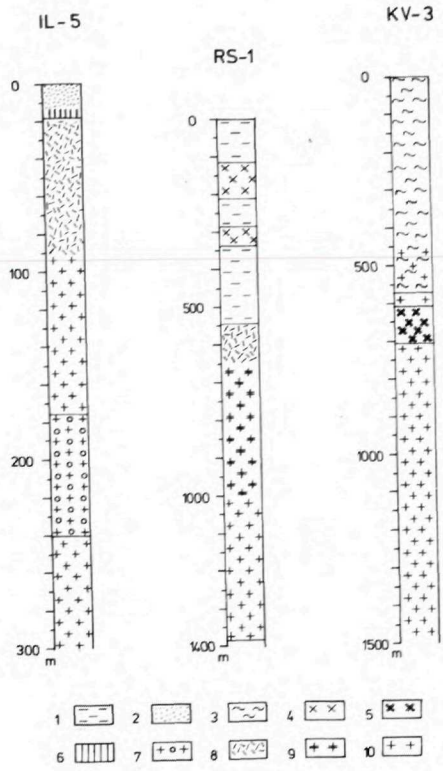
Podľa gravimetrických meraní (J. Plančár et al. l.c.) oba výskyty sa nachádzajú v tej istej anomálnej oblasti. Na jej hĺbkové pokračovanie bol lokalizovaný vrt RS-1 vo vzdialenosti asi 5 km východne od betliarskeho granitu (obr. 1).

Do hĺbky 565 m prechádzal gelnickou sériou (kambro-silúrskeho veku), a to prevažne vulkanogénnym komplexom kyslých efuzívnych hornín a ich pyroklastikami — porfyroidmi, v ktorých sa nachádzajú vložky metadiabázov a ich tufov, tufitov. Od 565 m do končenej hĺbky cca 1380 m sa vyskytujú gemeridné granity: vo vrchnej časti veľmi acidné, porfyrické až aplitické variety s muskovitom a hojným turmalínom, lokálne greisenizované, tieto prechádzajú cez dvojsľudné granity do typov s hojne zastúpeným biotitom (L. Snopko et al. 1977 — manuskript; obr. 3).

Biotitický granit z vrtu RS-1 bol nami datovaný na 132×10^6 rokov.

Vzhľadom na geologický vývoj granitového magmatizmu, postmagmatickú činnosť, následné procesy ide o praktickú zhodu v rádiometrických vekoch medzi betliarskym granitom a granitom od Čučmy z vrtu RS-1.

Pre muskovit z muskoviticko-biotitického granitu toho istého vrtu je rádiometrický vek $t = 141 \times 10^6$ rokov.



Obr. 3 Profily vrtmi.
1 — porfyroidy, 2 — kremence, 3 — biotitické fylity, 4 — diabázy, 5 — gabrodiority, 6 — kontaktné aureoly, 7 — mikrogranity — feldspatitizované porfýry, 8 — muskovitické granity ± aplitické, 9 — muskovitické granity, hrubozrnné, porfyrické, 10 — biotitické granity. 1, 2, 4 — gelnická séria, 3 — séria Hladomornej doliny.

Poproč

Najrozsiahlejšie teleso gemeridných granitov je na povrchu obnažené v sv. okolí obce Poproč, vo východnej časti Spišsko-gemerského rudohoria (obr. 1).

Granit je zastúpený podobnými varietami ako na iných lokalitách. Prevládajú však dvojsľudné a biotitické granity, hrubozrnnejšie, prípadne porfyrické.

Pri západnom ukončení granitového telesa sa nachádza v blízkosti antimonitových baní starý, opustený kameňolom.

Biotit, z biotitického porfyrického granitu tejto lokality poskytol rádiometrický vek $t = 125 \times 10^6$ rokov.

Pri južnom okraji uvedenej intrúzie bol lokalizovaný s. od Rudníka plytký vrt IL-5, ktorý zastihol rôzne typy granitov (obr. 3), ako i polohu mikrogranitov feldšpatitizovaných porfyroidov.

Biotit z biotitického granitu tejto vrtby bol argónovou metódou datovaný na $t = 106 \times 10^6$ rokov.

Vyššie veky popročských granitov zodpovedajú veľmi približne vekom určeným pre analogické horniny od Betliara a Čučmy.

Tabuľka 3

	%			p.p.m.										
	Na_2O	K_2O	F	Li	Rb	Cs	Be	Sr	Ba	B	Sn	W	Zn	Pb
Západné Karpaty														
1. Gemeridné granity	3,6	3,4	0,2	84	201	27	2,4	44	164	364	39	11	43	13
2. Gemeridné granity	2,39	3,32	0,18	84	595	49	2,7	39	136	570	120	14	40	9
3. Granity jadrových pohorí	2,9	2,6	0,04	44	89	9,5		504	1217	25	5,7	6,3	70	29
4. Kyslé diferenciáty granitov z jadrových pohorí							4,4	336	640	15	11			
Krušné hory, Čechy														
5. Granity krušnohorské	2,2	3,8	0,34	340	570			40	150		35	14	28	14
6. Granity horské	2,3	3,3	0,08	50	150			300	2000		2,8	1,3	48	34
Zabajkalsko, ZSSR														
7. Kukulbej-Charalgské granity	2,8	4,1	0,26	80	350			100	200		11,2	4,7	37	26
8. Kirinské granity	2,9	3,4	0,05	56	140		2,4	200	650		5,7	1,0	52	20

1, 3, 5—8 Zoubek et al. 1972; 2, 4 Tauson et al. 1974;

Zlatá Idka

Tesne pod terajším povrchom vystupujú v oblasti zlatoidských baní na mnohých miestach vrcholky drobných intruzívnych telies gemeridných granitov (P. Rozlozsnik 1912), ktoré tvoria len zriedka drobné východy na povrch. Hojnejšie ich nachádzame ako materiál na opustených haldách. Novšie boli tiež zistené hlbinnými vrtmi.

Po petrografickej stránke sú podobné granitom od Poproča. Prejavujú však výraznejšiu tendenciu k leukokrátnym, drobnozrnnejším, miestami aplitickým varietám.

V jv. okolí Zlatej Idky, na lokalite Mexiko, sa nachádza malý východ granitu v tesnej blízkosti popročského telesa, za ktorého časť býva niekedy považovaný.

Z tejto lokality sme mali k dispozícii biotitický strednozrnitý granit. Pre biotit z neho bol určený rádiometrický vek $t = 105 \times 10^6$ rokov.

Uvedená hodnota je v podstate rovnaká ako u granitu z vrtu IL-5, z južnej časti popročského masívčeka.

Diskusia o výsledkoch

Rádiometrické datovanie gemeridných granitov poskytlo pomerne heterogénne výsledky. Najvyššia hodnota 244 mil. rokov zodpovedá variskému cyklu (permu), kým najmladšie granity patria do vrchnej kriedy. Treba však zdôrazniť i závislosť obdržaných vekov od skúmaného minerálu.

V súvislosti so značným rozptylom vekov sa vynára predovšetkým otázka jednofázovitosti alebo viacfázovitosti magmatického intruzívneho procesu, ako i konsanguinity jednotlivých masívčekov gemeridných granitov.

Napriek značnej variabilite petrografického zloženia, štruktúrnych a textúrnych znakov v rámci jedného a toho istého masívčeka majú všetky výskyty gemeridných granitov spoločné črty. Na ich základe ich odvodzoval od spoločného, hlbinného, magmatického zdroja už R. Schönenberg (1949) a všetci ďalší pracovníci, ktorí sa dodnes problémami gemeridných granitov zaoberali.

Pritom sa zväčša pripúšťa, že dnešné masívčeky, vychádzajúce na povrch, predstavujú najmladšie, hypoabysálne intruzívne telesá, ktorým v hlbších častiach zemskej kôry zodpovedajú o niečo staršie a bázickejšie intrúzie.

Všetky výskyty sa vyznačujú taktiež podobným makrochemizmom i mikrochemizmom, ktorým sa dosť odlišujú od variských granitoidov jaderných pohorí (tab. 2, 3).

Hoci niektoré základné zákonitosti v distribúcii stopových prvkov boli podané už prv (J. Baran l.c., J. Ďurkovičová l.c., M. Ivanov—G. Kupčo l.c., J. Gubač 1962, 1972 a iní), poskytli nové doplňujúce údaje predovšetkým práce L. Tausona et al. 1974 a J. Gubača (1972, 1977).

Tabuľka 4 Obsahy K, U, Th v západokarpatských granitoidoch (Ľ. Kucharič 1978).

	N	K (%)	U (p.p.m.)	Th (p.p.m.)	Th /U
+ Magura Suchý	22	3,38	3,09	8,05	2,61
Žiar	27	3,00	2,95	9,02	3,05
M. Fatra	23	2,75	4,91	14,39	2,93
V. Fatra	46	3,18	3,82	8,49	2,22
N. Tatry:					
Záp. Prašivá	38	2,88	3,38	14,12	4,17
Hrončok	54	3,91	3,35	12,12	3,62
N. Tatry:					
V. Hráľ. hoľa	52	2,50	3,87	14,98	3,87
Kohút	141	2,90	3,48	19,08	5,48
Hnilec	148	2,76	7,17	8,98	1,25
Poproč	88	3,75	3,60	14,82	4,23
Betliar	17	3,26	3,44	12,82	3,72

Prehľad o priemerných obsahoch rádioaktívnych prvkov a draslíka v granitoidoch Západných Karpát podľa Ľ. Kuchariča (1978) je uvedený v tab. 4.

Z doterajších petrografických ani petrochemických výskumov nevyplynuli žiadne výraznejšie rozdiely medzi jednotlivými masívčekmi gemeridných granitov. Najzreteľnejšie sa zdajú jestvovať medzi popročsko-zlatoidskými a hnileckými, avšak údaje nie sú zatiaľ postačujúce.

Nápadný je však rozdiel v obsahoch Th a U medzi hnileckými granitmi na jednej strane a popročskými a betliarskymi na strane druhej (tab. 4).

Určitá príbuznosť gemeridných granitov po mineralogickej a petrochemickej stránke s cínonosnými granitmi iných oblastí bola konštatovaná už J. Kamenickým—L. Kamenickým l.c.). Je zdôrazňovaná i na základe najnovších geochemických výskumov (J. Baran, J. Gubač, L. Drnzíková, L. Tauson a i.; pozri tiež tab. 3).

Gemeridné granity sú v Spišsko-gemerskom rudohorí viazané na dve zóny: 1. severnú s výskytmi v južnom okolí Hnilca; k nej býva niektorými autormi priraďovaný i granit z údolia Hummel, severne od Medzeva. 2. južnú, ktorá sa tiahne od Betliara cez Čučmu ku Poproču k Zlatej Idke.

Zonárne usporiadanie vykazujú i rádiometrické veky. Najvyššie boli zistené pre hnilecké granity: 241 až 222 miliónov rokov na muskovitoch, 196—169 miliónov rokov na menej rezistentných biotitoch a na živcoch dokonca iba 128—102 miliónov rokov. K hnileckým granitom sa v tomto ohľade pridružujú granity z vrtu PSS-1 z Podsúľovej, ktorých muskovity poskytli veky 231 až 199 miliónov rokov. Na základe uvedených údajov musíme začiatok intruzívnej činnosti hnilecko-podsúľovských granitov klásť do permu.

Rádiometrickými vekmi je naznačená určitá zonárnosť i v rámci vlastného intruzívneho telesa navŕtaného vrtom HG-1. Prebieha zhruba konformne s petro-

grafickými typmi granitických hornín. Najvyššie veky vykazujú najhlbšie časti s biotitickými granitmi. Najmladšími sa javia najvyššie časti intrúzií, tvorené svetlými prekremenenými granitmi, lokálne greisenizovanými, ako i muskovitickými, prípadne dvojsľudnými typmi s intenzívnymi prejavmi turmalinizácie.

Granity južného pruhu medzi Betliarom a Poprečom—Zlatou Idkou vykazujú nižšie rádiometrické veky: pre biotity v rozpätí 132—105 miliónov rokov. Oproti hnilecko-podsúľovským robí tento rozdiel cca 60 miliónov rokov.

Pre muskovit z vrtu RS-1 bol stanovený rádiometrický vek 141 miliónov rokov.

Na interpretáciu uvedených rozdielov v rádiometrických vekoch medzi oboma pruhmi granitov sa núkajú dve možnosti:

1. Považovať všetky gemeridné granity za mladovariské, viac-menej súčasné intrúzie. Pritom však treba pripustiť aj časovú následnosť medzi vznikom biotitických granitov v hĺbke intruzívnych telies a najleukokrátnejšími, turmalinizovanými, greisenizovanými a prekremenenými varietami apikálnych častí, ako sme už uviedli. V danom prípade treba pripustiť, že granity južného pruhu boli vystavené pôsobeniu oveľa intenzívnejších následných procesov kriedového veku, ktoré podstatne ovplyvnili retentivitu argónu v mineráloch. To platí aj o rezistentných muskovitoch, ktoré si však v hnilecko-podsúľovských granitoch zachovali variské veky.

2. Intrúzie gemeridných granitov považovať za viacfázový proces so staršími granitmi v oblasti severného pruhu (Hnilec—Podsúľová) a mladšími granitmi viazanými na južnú zónu.

Hnilecké granity javia miestami značné tektonické postihnutie J. Kamenický—L. Kamenický l.c.), čo platí podľa L. Snopku (ústne oznámenie) v ešte oveľa väčšej miere o granitoch z vrtu PSS-1 z Podsúľovej. Táto skutočnosť, novšie zdôraznená J. Pechom (1968), je v súlade s ich neskorohercýnskymi rádioaktívnymi vekmi.

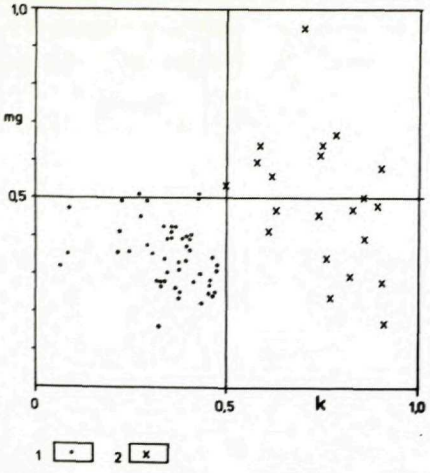
Doterajšie datovania granitov južného pruhu nie sú v protiklade s názormi na paleoalpínske veky intrúzií (krieda až vrchná jůra?).

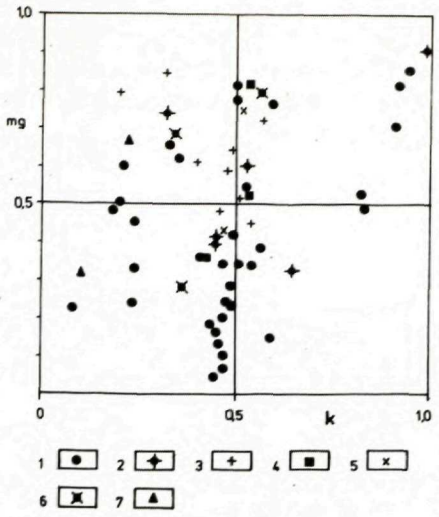
O zložitosti magmatických, postmagmatických i následných hydrotermálnych a tektonických procesov a možných rozdieloch v termálnej histórii sme sa už zmienili. U gemeridných granitov zohrali významnú úlohu. Detailne sa touto problematikou budeme zaoberať na inom mieste.

V nadväznosti na mladovariské rádiometrické veky zistené u hnilecko-podsúľovských granitov a zrejmej spätosti metalogenetických procesov s nimi sa ukazuje i potreba určitej revízie a najmä detailnejších výskumov mineralizácií Spišsko-gemerského rudohoria s ohľadom na ich vekové zaradenie.

Súčasne sa vynára i otázka vzájomného vzťahu medzi hnileckými granitmi a vulkanizmom kremitých porfýrov. Doteraz pre ne nepoznáme hlbinné ekvivalenty.

Tento vulkanizmus sa zvlášť intenzívne prejavil v strednom perme severogemeridnej synklinály. V južnej časti Spišsko-gemerského rudohoria je zastúpený len rudimentárne.





Obr. 4 Niggliho k-mg diagram.
1 — variské granity jaderných pohorí, 2 — kremenné porfýry severogemeridnej synklinály (Na základe údajov L. Tausona et al. 1974 a I. Rojkoviča 1969).

Obr. 5 Niggliho k-mg diagram gemeridných granitov. (I. Varga 1975 — doplnené).
1 — Hnilec, 2 — Betliar, 3 — Čučma, 4 — Hummel. 5 — Poproč. 6 — Zlatá Idka, 7 — Železník.

Permské vulkanity chočského príkrovu sú veľmi mohutne vyvinuté. Na rozdiel od severogemeridnej synklinály dominujú v ňom však bázické efuzíva — melafýry. Kyslejšie diferenciáty — kremité porfyrity sú vcelku zriedkavé (I. Rojkovič—J. Vozár 1972).

Detailnejšie údaje o petrochémii a stopových prvkoch v permských kremitých porfýroch nachádzame v práci I. Rojkoviča (1968), pozri pripojený graf k-mg hodnôt na obr. 4. Priemerné obsahy mikroelementov v kremitých porfýroch severogemeridného permu podľa toho istého autora:

Sr	26 p.p.m	Ni	14 p.p.m
Ba	279	Co	8
Sn	24	Cr	9
Zn	11	V	18
Pb	1(?)	Y	29
Cu	105	Zr	255
Mo	4	Ga	17
U	15,9		

Vzhľadom na cínonosnosť gemeridných granitov si všimneme distribúciu tohoto prvku. Zo 62 analyzovaných vzoriek bolo v 34 (= 55 %) zistená prítomnosť Sn. Obsahy sú veľmi kolísavé od 14,5 do 145 ppm. U 28 vzoriek sa obsahy pohybovali medzi 10—60 ppm, zvyšok sa vyznačoval ešte vyššími koncentráciami. Tretina pozitívnych vzoriek vykázala rozpätie 21—30 ppm. Obsahy 15—19 ppm boli zistené i v niektorých bázickejších diferenciátoch — v porfyritoch z permu od Košickej Belej a Nižného Klátova (I. Rojkovič—J. Vozár 1972).

Staršie semikvalitatívne odhady podľa spektrálnych analýz G. Kupču nachádzame v článku M. Ivanova (1957):

Sn až	X0 (desiatky) ppm; takmer vždy prítomné (85 % vzoriek)
Li	X0 až X00 ppm; zistené v cca 90 % vzoriek, v tufitoch vždy prítomné
B	do X00 ppm; kolísavý obsah zistený u 2/3 vzoriek
Rb	X0 až X00 ppm; konštantne prítomné
Be	do X0 ppm; v asi 20 % vzoriek zo staršej eruptívnej fázy.

Bór je koncentrovaný v turmalíne, ktorý je bežným akcesorickým minerálom. Vytvára drobné ihličky alebo zhluky ihličiek. Je považovaný za primárny (I. generácia, podradne zastúpená) alebo za produkt hydrotermálnych procesov (II. generácia). Najviac je koncentrovaný v strednej časti severogemeridnej synklinály (M. Ivanov l.c.).

Obsahy Sn majú od variských granitov cez ich kyslé diferenciáty, kremité porfýry až po gemeridné granity stúpajúci trend:

5,7 ppm Sn	variské granitoidy jadrových pohorí
11	kyslé diferenciáty variských granitoidov
24	kremité porfýry zo severogemeridného permu
39	gemeridné granity.

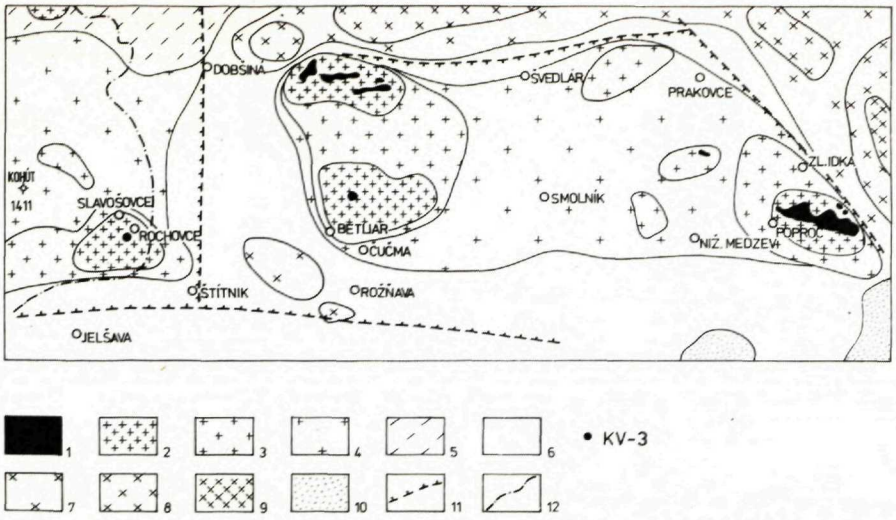
Spoločným znakom gemeridných granitov a severogemerských kremitých porfýrov permského veku sú okrem iného pomerne vysoké obsahy Sn a U. Údaje o stopových prvkoch v kremitých porfýroch sú však zatiaľ málo početné a pre paralelizáciu s granitmi pomerne medzerovité.

Geochemická charakteristika granitoidných hornín Západných Karpát podľa stopových prvkov je uvedená v tab. 3. Vzťah medzi variskými granitoidmi jadrových pohorí, gemeridnými granitmi a kremitými porfýrmi v k-mg diagramoch (obr. 4.5).

Rádiometrické veky granitu od Rochoviec

Pre oblasť styku gemeríd s veporidmi pri Rochovciach (obr. 6) je na základe geofyzikálnych meraní charakteristická vysoká pozitívna magnetická a slabšia negatívna gravimetrická anomália (J. Plančár et al. l.c.).

Táto lokalita leží zhruba v západnom pokračovaní južného granitového pásma zo



Obr. 6 Hlavné štruktúry gravitačného poľa v Slovenskom rudohorí. (J. Plančár et al. 1978 — upravené). 1 — východy granitov, 2—4 anomálie vyvolané granitmi, 5 — anomálie vyvolané ľahšími hmotami vo väčších hĺbkach, 6 — anomálie vyvolané prevažne karbonatickými horninami, 7—9 anomálie vyvolané prevažne bázickými horninami, 10 — anomálie vyvolané neogénnymi sedimentmi, 11 — zóny maximálnych gradientov, 12 — styk gemerid s veporidmi.

Spišsko-gemerského rudohoria. Vrtom KV-3 bola v anomálnej oblasti navŕtaná granitoidná intrúzia v prevažne biotitických fylitoch patriacich k sérii Hladomornej doliny, ktorej vek je podľa peľových analýz staropaleozoický (E. Planderová 1977).

Biotitické fylity sú miestami granitizované. V nich sa nachádza i teleso metamorfovaného gabrodioritu (ústne oznámenie A. Klinca). Od jeho spodnej časti v hĺbke 700 m až do konečnej hĺbky 1560 m prechádzal vrt granitom, ktorý je mladší ako gabrodiorit.

Granit je zastúpený prevažne hrubozrnnejším porfyrickým typom, obsahujúcim spravidla veľké výrastlice ružového ortoklasu. Z najvrchnejšej časti je uvádzaný i greisen a polohy svetlejších, aplitoidných granitov, ako i žilky aplitov.

Miestami obsahuje vo forme žilôčiek drobné indície sulfidickej mineralizácie a fluoritu.

Na materiáli posyktnutom A. Klincom boli určené pre biotitický granit s veľkými porfyrickými výrastlicami ortoklasu rádiometrické veky: biotit — $t = 88 \times 10^6$ rokov, živec — $t = 75 \times 10^6$ rokov.

Amfibol z gabrodioritu, ktorý leží v bezprostrednom kontakte s granitom a javí známky intenzívnej metamorfózy (biotitizácie), poskytol vek $t = 82 \times 10^6$ rokov.

Zrejme ide o rádiometrický vek ovplyvnený granitom. Pritom časový rozdiel medzi oboma intrúziami môže, avšak nemusí byť veľký.

Distribúcia izotopov síry v mineralizáciách okolia svedčí o prítomnosti hĺbinnej intrúzie v tejto oblasti, ako sme poukázali pred začatím vrtu KV-3 (J. Kantor—J. Ďurkovičová 1974, 1977).

Prejavy alpínskej metamorfózy v tejto časti veporidného kryštalinika boli po petrografickej stránke študované St. Vránom (1964). Rádiometrickými metódami boli preukázané nielen v tejto oblasti, ale i ďalej na západ v širšom okolí Hnúšte a to i na horninách, ktoré nejavia známky retrográdnej metamorfózy (J. Kantor 1961). Boli potvrdené i novšími výskumami G. P. Bagdasarjana et al. (1977).

Záver

Gemeridné granity Spišsko-gemerského rudohoria sú acidné, bohaté na ľahkoprchavé komponenty, predovšetkým na komponent B. V posledných rokoch bola preukázaná ich Sn-nosnosť. Na základe doterajších výskumov sú všetky masívčeky považované za monoaktnú intrúziu, ktorej sa pripisuje variský, alpínsky (kriedový) alebo až neoidný vek.

Rádiometrické veky $^{40}A/^{40}K$-metódou sa vyznačujú značným rozptylom hodnôt. Ten je sčasti daný dobou, ktorá uplynula medzi začiatkom tvorby granitov, vývojom jednotlivých typov granitov, ich metasomatitov, greisenov a iných produktov postmagmatických procesov, nadväzujúcich na intrúzie. Spôsobujú ho tiež neskoršie, naložené hydrotermálne a tektonické procesy, hlavne u menej rezistentných minerálov.

Granity od Hnilca a Podsúľovej, patriace k severnému pruhu, treba na základe rádiometrických datovaní považovať za neskorovariské so začiatkom tvorby v rozpätí cca 241—222 miliónov rokov.

Tým sa naznačujú vzťahy k permskému vulkanizmu kremitých porfýrov — významne zastúpenému v severogemeridnej synklinále.

Pre masívčeky granitov južného pruhu — Betliar, Čučma, Poproč, Zlatá Idka — sa najvyššie rádiometrické veky stanovené na sľudách pohybujú medzi 141—130 miliónov rokov. Do tohoto obdobia by sme mohli klásť nástup druhej fázy v tvorbe granitov. Doznievanie týchto procesov s následnými vplyvmi pretrváva až do vrchnej kriedy. K podobným výsledkom by mohlo viesť i termické prepracovanie starších granitoidných intrúzií v kriede. K tejto problematike sa ešte vrátime.

V roku 1966 sme na konferencii o globálnej tektonike v Smoleniciach poukázali na veľký význam podobných vekov v exotických valúnoch bradlového pásma.

Granit z vrtu KV-3 od Rochoviec, ležiaci v západnom pokračovaní južného pruhu granitov pri styku veporíd s gemeridmi, sa nám na základe rádiometrického datovania javí ako kriedový.

V súvislosti s uvedeným bude treba venovať zvýšenú pozornosť stratigrafickému zaraďovaniu metalogenetických procesov v Spišsko-gemerskom rudohorí a Západných Karpatoch vôbec.

Novšie rádiometrické datovania nie sú v rozpore s viacfázovým ponímaním intrúzií gemeridných granitov.

Do tlače odporučil L. Snopko.

Literatúra

BAGDASARJAN, G. P. et al. 1977: Kalij-argonovyje opredelenija vozrasta porod kristalličeskich komplexov Zapadnych Karpat i predvariteľnaja interpretácija rezuľtatov. Geol. Zborn. Geologica carpath., 28, 2, Bratislava, 219—242.

BARAN, J. 1962: Ročná správa o ložiskovom výskume rudného rajónu Hirschkoche medzi Rakovcom a Hnilcom. Geofond, Bratislava.

BARAN, J. et al. 1970: Sn-W zrudnenie viazané na hnilecké granity. Mineralia slov., 2, 6, Spišská Nová Ves.

BARTOŠEK, J. et al. 1972: Výskum přirozené radioaktivity slabě aktivních hornín. Geofond, Bratislava.

BOJKO, A. et al. 1974: Časť rezuľtatov opredelenija absolutnogo vozrasta gornych porod kristalličeskogo massiva Zapadnych Karpat i sovremennoje sostojanije znanij. Geol. Zbor. Geologica carpth., 25, 1, Bratislava.

BÖCKH, H. 1905: Die geologischen Verhältnisse des Vashegyi und Hradek. Mitt. Jb. Ung. geol. Anst., 14, Budapest.

DRNZÍK, E.—DRNZÍKOVÁ, L.—MANDÁKOVÁ, K. 1973: Geologické predpoklady, kritéria a perspektívy vyhľadávania Sn-W-Mo mineralizácie v Spišsko-gemerskom rudohorí (Slovensko). Mineralia slov., 5, 2, Spišská Nová Ves, 157—164,

ĎURKOVIČOVÁ, J. 1968: Mineralogicko-geochemický výskum biotitov z granitoidných hornín Západných Karpát. Geofond, Bratislava.

FUSÁN, O.—KANTOR, J. 1953: Chalkografické pozorovania na sulfidickom ložisku „Alžbeta" v Bystrom Potoku. Geol. Zbor. Slov. Akad. Vied, 4, Bratislava, 623—665.

GUBAČ, J. 1962: Niekoľko poznámok ku genéze gemeridných granitov. Geol. Práce, Správy 25—26, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 79—104.

GUBAČ, J. et al. 1971: Správo o štruktúrnon vrte HG-1. Geofond, Bratislava.

GUBAČ, J. 1977: Premeny okolných hornín na ložiskách Spišsko-gemerského rudohoria. Záp. Karpaty, ser. min., petr., geoch., metalogen., 4, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—279.

GUBAČ, J.—KLINEC, A. 1959: Nové výskyty gemeridných granitov a granitizovaných hornín v centrálnej časti gemerid. Geol. Práce, Zošit 56, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

IVANOV, M. 1957: Permské vulkanity v Spišsko-gemerskom rudohorí. Geol. Práce, Zošit 45, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 215—240.

IVANOV, M.—KUPČO, G. 1965: Distribúcia a asociácie stopových elementov v magmatických a sedimentárnych horninách Spišsko-gemerského rudohoria. Západné Karpaty 3, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 3, 1—123.

KAMENICKÝ, J.—KAMENICKÝ, L. 1955: Gemeridné granity a zrudnenia Spišsko-gemerského rudohoria. Geol. Práce, Zošit 41, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 5—73.

KANTOR, J. 1953: O wolframe na antimonitovom ložisku v Spišskej Bani JZ od Mníška nad Hnilcom. Geol. Zbor. Slov. Akad. Vied, 4, Bratislava, 83—103.

KANTOR, J. 1957: A^{40}/K^{40} metóda určovania absolútneho veku hornín a jej aplikácia na betliarsky gemeridný granit. Geol. Práce, Správy 11, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

KANTOR, J. 1958: Príspevok poznaniu veku niektorých granitov a s nimi spätých ložísk Západných Karpát. Acta geol. geogr. Univ. Comen., 2, Bratislava.

KONTOR, J.—ĎURKOVIČOVÁ, J. 1974: Štruktúrne modifikácie pyrhotínov zo sulfidických ložísk rôznych genetických typov. Manuskript — archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

KANTOR, J.—ĎURKOVIČOVÁ, J. 1977: Izotopové zloženie síry a štruktúrne modifikácie pyrhotínov zo sulfidických ložísk rôznych genetických typov. Západné Karpaty, ser. min., petr., geochémia, lož. 3, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 7—56.

KORDIUK, B. 1941: Junge Granite und Vererzung des slowakischen Erzgebirges. Zbl. Mineral. Geol. Paläont., Struttgart.

KUCHARIČ, Ľ. 1978: Príspevok terénnej gamaspektrometrie k poznaniu niektorých granitoidov Západných Karpát. Mineralia slovaca, 10, 6, Bratislava, 527—538.

MAHEĽ, M. 1951: Geologická mapa okolie Železníka. Geofond, Bratislava.

NYTKO—NOCHEŇSKA, J. 1951: Przyczynki do petrografii Gór Hnileckich (Spisko-Gemerskich). Rocz. Pol. Tow. geol., 20, 4, Krakow.

ONČÁKOVÁ, P. 1954: Petrografia a petrochémia gemeridných žúl. Geol. Práce, Zošit 39, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 3—54.

PECHO, J. 1978: Niektoré problémy metalogenézy antimonitových ložísk v Spišsko-gemerskom rudohorí. Geol. Práce, Správy 71, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 13—38.

PLANČÁR, J. et al. 1977: Geofyzikálna a geologická interpretácia tiažových a magnetických anomálií v Slovenskom rudohorí. Západné Karpaty, ser. geológia 2, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 7—144.

PLANDEROVÁ, E.—MIKO, O. 1977: Nové poznatky o veku kryštalinika veporíd na základe peľovej analýzy. Mineralia slovaca, 9, Bratislava, 275—292.

REGULY, E. 1905: Der Südabhang des Nagykö (Volovecz) zwischen Betler und Rozsnyó. Jber. Kön. ung. geol. Reichsanst, Budapest.

ROJKOVIČ, I. 1969: Petrography and geochemistry of permian quartz porphyres in relation to U-Mo-Cu mineralization. Geol. Zbor. Slov. Akad. Vied, 20, 1, Bratislava, 87—114.

ROJKOVIČ, I.—VOZÁR, J. 1972: Contribution to the relationship of the Permian volcanism in the Nothern Gemerides and Choč unit. Geol. Zbor. Geologica carpath., 23, 1, Veda, vydav. Slov. Akad. Vied, Bratislava, 87—98.

ROZLOZSNIK, P. 1912: Die montangeologischen Verhältnisse von Aranyida. Mitt. Jb. Ung. geol. Anst., 19, 6, Budapest, 1—278.

ROZLOŽNÍK, O. 1977: Perspektívy overenia zásob SB — rúd v oblasti rudného rajónu Zlatá Idka—Poproč. Zbor. referátov z konferencie „Ložiskovotvorné procesy Západných Karpát", Bratislava.

SCHÖNENBERG, R. 1949: Plutonismus und Metallisation in der Zipser Zone. Zeitschr. deutsch. Geol. Gesell., 99, Stuttgart.

SNOPKO, L. et al. 1977: Vrt RS-1 (Rožňava—Čučma). Geofond Bratislava.

TAUSON, L. V. et al. 1974: Predvaritelnoje sravnenije olovonosnych granitov vostočnogo Zbajkalja, Krušnych Gor (Českij massiv) i Spišsko-Gemerskogo Rudogorja (Zapadnyje Karpaty). Geol. Zbor. Geologica carpath., 25, 1, Veda, vydav. Slov. Akad. Vied, Bratislava, 1—38.

TRÉGER, M. 1972: Rádiogeochemická charakteristika niektorých gemeridných granitov. Mineralia slovaca, 4, 16, Spišská Nová Ves, 267—277.

VACHTL, J. 1937: Žula od Hnilca ve Slovenském rudohoří. Sbor. Štát. ban. Múz. Dionýza Štúra, Banská Štiavnica.

VARČEK, C. 1954: Predbežná správa o výskume metalogenetických pomerov okolia Rožňavy. Geol. Práce, Správy 1, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

VARGA, I. 1975: Petrochemická a petrometalogenetická charakteristika gemeridných žúl. Mineralia slovaca, 7, 1—2, Spišska Nová Ves, 35—52.

VRÁNA, S. 1964: Petrogenéza veporidného kryštalinika v okolí Slovošoviec. Geol. Práce, Správy 33, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 5—29.

ZOUBEK, V. et al. 1972: Prestaviteľnyje rezuľtaty geochimičeskogo sopostavlenija olovonosnych granitov Rudnych gor (ČSSR) i Vost. Zabajkaľja (SSSR) in Tauson L. V. et al. 1974.

ZOUBEK, V. et al. 1973: Pervyje rezuľtaty geochimičeskogo sopostavlenija olovonosnych granitoidov Rudnych gor (ČSSR) i Vostočnogo Zabajkaľja (ZSSR). Izv. Akad. Nauk. SSSR, ser. geol., 5, Moskva.

Geologické práce, Správy 73, s. 235—236, Geologický Ústav Dionýza Štúra, Bratislava, 1979

Anna Kullmanová

O výskyte úlomkov vápencov s tentakulitmi v silickom príkrove

2 obr. v texte, 1 fotogr. tab. (XLI)

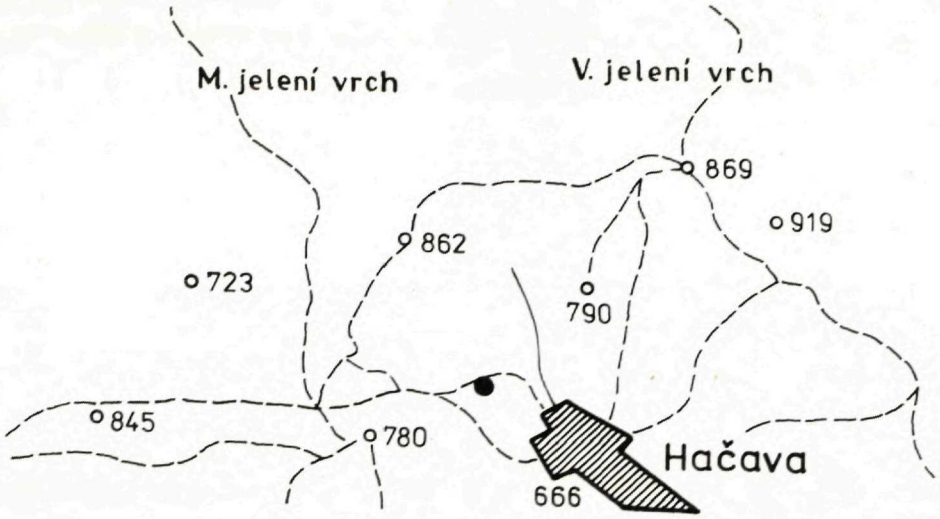
Najspodnejšiu časť silického príkrovu obyčajne tvoria spodnotriasové zeis-kampilské vrstvy. V oblasti Hačavy chýbajú a na báze silického príkrovu sa vyskytujú červené brekciovité vápence, ktoré J. Mello—P. Reichwalder (1978) zaradili do anisu. Vyznačujú sa červenou základnou karbonatickou hmotou, v ktorej sú umiestnené úlomky starších vápencov. Mikroskopicky som preštudovala vzorku, ktorá pochádza z profilu sz. od obce Hačava. V základnej červeno sfarbenej mikrokryštalickej hmote sa vyskytujú foraminifery. Patria rodu *Glomospirella* a sú podobné druhu *Gl. sinensis* Ho, ktorý Brönniman et al. (1973) považujú za spodnotriasový. Foraminifery z nášho materiálu sú sčasti rekryštalizované (tab. XLI obr. 1—3), a preto ich druhové určenie by mohlo byť chybné. Na základe veľkosti

Obr. 1a Situačná mapa lokalizácie vrtu

foraminifer a hrúbky ich schránky však možno vylúčiť, že brekciovité vápence sú vrchnotriasové. Možný je strednotriasový, ale pravdepodobný je spodnotriasový vek.

Medzi fragmentmi vápencov uzatvorených v základnej hmote sa vyskytujú sivohnedé kalové, slabo slienité vápence. Vo výbruse zhotovenom z tohoto vápencového úlomku sa vyskytujú prierezy tentakulitov (tab. XLI obr. 3—4). Stupeň

RNDr. Anna Kullmanová, Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 809 40 Bratislava



Obr. 1b. Geografická situácia skúmanej oblasti.

zachovanosti schránok nie je vhodný ani na rodové určenie. Nepochybne však ide o prierezy tentakulitov, čo znamená, že skúmaný fragment pochádza z paleozoických (ordovik—devón) vápencov.

Ide o prvé zistenie tentakulitov v Spišsko-gemerskom rudohorí. Vápenec s tentakulitmi je prítomný ako úlomok v spodnotriasových alebo strednotriasových vápencoch silického príkrovu. Je to dôkaz, že v dobe sedimentácie vápencov uvedeného príkrovu boli obnažené v ich blízkosti aj komplexy paleozoických vápencov.

Do tlače odporučil O. Samuel.

Literatúra

BRÖNNIMANN, O.—ZANINETTI, L.—MOSHTAGHIAN, A. and HUBER, H. 1973: Foraminifera from the Sorkh shale formation of the Tabas area, east-central Iran. Rivista Italiana di Paleontologia e stratigrafia, 79, 1, Milano (1—32, tab. 1—4).

MELLO, J.—REICHWALDER, P. 1978: Geologická stavba Jasovskej planiny. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Tab. XLI

Obr. 1, 2 *Glomospirella* cf. *sinensis* Ho; výbrus 708/75; 180×

Obr. 3, 4 *Tentaculita* (gen. et spec. indet.); výbrus 5441/76; 80×

Geologické práce, Správy 73, s. 237—240, Geologický Ústav Dionýza Štúra, Bratislava, 1979

Paulína Snopková

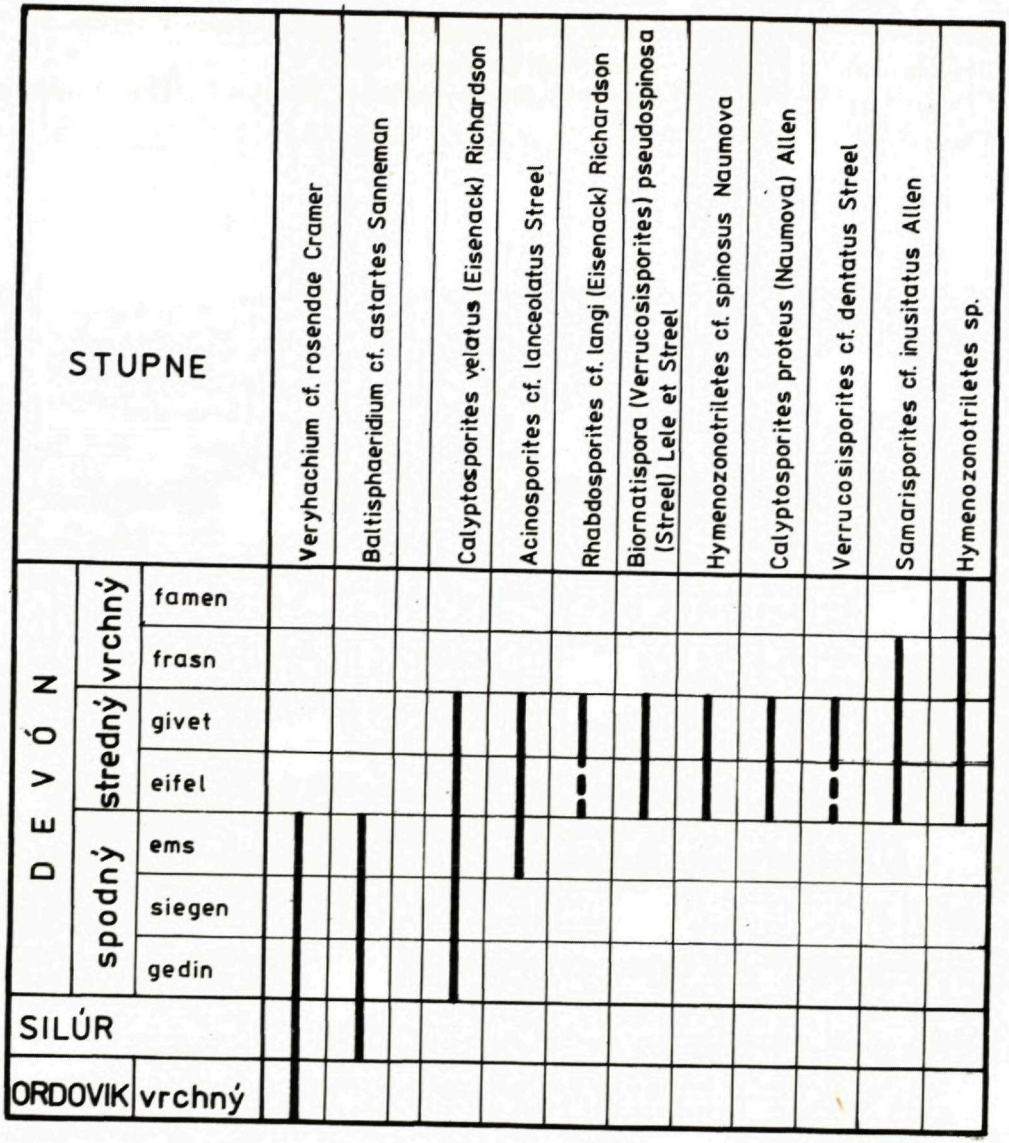
Výskyt strednodevónskych palinomorf vo vrte Zelený Háj-1

1 obr. v texte, 3 fotogr. tab. (XLII—XLIV)

Vo vrte ZH-1, lokalizovanom j. od obce Zelený Háj (jadro 23a), boli v hĺbke 1676—1678 n navŕtané tmavé lydity, ktoré mi RNDr. A. Biely a RNDr. A. Kullmanová poskytli na palinoligické spracovanie. Z lyditov som dala robiť jednak výbrusy a jednak boli spracované chemicky (macerovali sa kyselinou fluorovodíkovou). Tak vo výbrusoch, ako i v preparátoch som našla relatívne dobre zachované palinomorfy (tab. XLII—XLIV). Z akritarch som zistila len dva druhy rodov *Veryhachium* a *Baltisphaeridium*. Prevládajú spóry, z ktorých som určila 8 druhov rodov *Calyptosporites Acinosporites, Biornatispora, Verrucosisporites* a *Hymenozonotriletes* (obr. 1). Ako vidno zo stratigrafického rozšírenia určených druhov, prevládajú tie, ktorých výskyt sa obmedzuje na stredný devón. Sú to: *Samarisporites* cf. *inusitatus* Allen, *Biornatispora (Verrucosisporites) pseudospinosa* (Streel) Lele—Streel, *Hymenozonotriletes* cf. *spinosus* Naumova, *Calyptosporites proteus* (Naumova) Allen, *Verrucosisporites dentatus* Streel a *Rhabdosporites* cf. *langi* (Eisenack) Richardson. Druh *Calyptosporites velatus* (Eisenack) Richardson sa začína objavovať už v spodnom devóne, ale maximálny výskyt má v strednom devóne (J. B. Richardson 1966). Druhy zo skupiny *Acritarcha (Veryhachium* cf. *rosandae* Cramer, *Baltisphaeridium* cf. astartes Sanneman) sa vyskytujú už vo vrchnom ordoviku a silúre a končia sa v devóne (F. H. Cramer 1964). Určené druhy spór jednoznačne poukazujú na to, že tmavé lydity v skúmanom vrte sú strednodevónskeho veku. Strednodevónsky vek dokázala aj A. Kullmanová (in A. Biely—A. Kullmanová 1979) z podložných vápencov zistením tentakulitov vo výbrusoch.

Doteraz spracované lydity z gelnickej série Spišsko-gemerského rudohoria obsahujú staršie, prevažne silúrske mikrofosílie. Prevládajú akritarchy a len ojedinele sa objavujú spóry, ktorých stratigrafické rozpätie je vrchný silúr až spodný devón (P. Snopková—L. Snopko, v tlači). Tie isté druhy, aké som určila v skúmaných lyditoch, obsahovali sericiticko-chloritické fylity z vrtu FV-1 (lokalita Blhovce,

RNDr. P. Snopková, CSc., Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 809 40 Bratislava



južné Slovensko, oblasť Šafárikovo) v hĺbke 1248 m [*Biornatispóra (Verrucosisporites) pseudospinosa* (Streel) Lele—Streel], 1059 m (*Samarisporites* cf. *inusitatus* Allen), 1148 m, 1281 m (*Calyptosporites velatus* (Eisenack) Richardson, 1203 m (*Hymenozonotriletes spinosus* Naumova), ktorých vek, na základe určených spór, predpokladáme stredný až vrchný devón (P. Snopková—Š. Bajaník 1979).

Asociácie palinomorf boli oveľa bohatšie než v skúmaných lyditoch (vyhodnotili

sme 12 vzoriek). Výskyt strednodevónskych spór v lyditoch skúmaného vrtu patrí doteraz medzi prvé nálezy v Západných Karpatoch.

Podrobnou geologickou interpretáciou sa zaoberajú A. Biely—A. Kullmanová (1979).

Do tlače odporučil O. Samuel.

Literatúra

BIELY, A.—KULLMANOVÁ, A. 1979: Výskyt devónskych sedimentov v podloží Podunajskej panvy. Geol. Práce, Správy 73, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

CRAMER, F. H. 1964: Microplancton from three paleozoic formations in the province of Leon N. W—Spain. Leidse geologische Mededelingen, 30, Leiden, 253—361.

RICHARDSON, J. B. 1964: Middle old red sandstone spore assemblages from the arcadian basin North-East Scotland. Paleontology, 7, London, 559—605.

SNOPKOVÁ, P.—BAJANÍK, Š. 1979: Preukázanie devónu (givetien-frasnien) vo vrte FV-1 (Blhovce). Geol. Práce Správy 72, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 7—18.

SNOPKOVÁ, P.—SNOPKO, L. 1979: Biostratigrafia gelnickej série v Spišsko-gemerskom Rudohorí na základe palinologických výsledkov (Západné Karpaty, paleozoikum). Západné Karpaty, sér. Geológia 5, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Vysvetlivky k tabuľkám

Všetky mikrofotografie palinomorf sú zväčšené 1000 ×

Tabuľka XLII
Obr. 1—2 *Veryhachium* cf. *rosendae* Cramer
Obr. 3 *Baltisphaeridium* cf. *astartes* Sanneman
Obr. 4 *Acinosporites lanceolatus* Streel
Obr. 5 *Hymenozonotriletes* sp.
Obr. 6 *Verrucosisporites* cf. *dentatus* Streel
Obr. 7 *Samarisporites inusitatus* Allen

Tabuľka LXIII
Obr. 1 *Calyptosporites velatus* (Eisenack) Richardson

Tabuľka XLIV
Obr. 1 *Samarisporites* cf. *inusitatus* Allen (korózia)
Obr. 2 *Calyptosporites* cf. *proteus* (Naumova) Allen (korózia)
Obr. 3 cf. *Hymenozonotriletes* (korózia)
Obr. 4 *Biornatispora (Verrucosisporites) pseudospinosa* (Steel) Lele et Streel
Obr. 5 *Hymenozonotriletes spinosus* Naumova.

Geologické práce, Správy 73, s. 241—264, Geologický Ústav Dionýza Štúra, Bratislava, 1979

Slovenské názvoslovie chronostratigrafických jednotiek

V posledných rokoch sa do popredia záujmu autorov geologickej literatúry čoraz viac dostáva nielen potreba presne definovať jednotlivé geologické kategórie, ale zvyšuje sa aj záujem o ďalšie terminologické otázky, ktoré sa na rozdiel od všeobecne stanovených zásad napr. v paleontológii (medzinárodné pravidlá zoologickej nomenklatúry*), v stratigrafii (International Stratigraphic Guide — Ed. H. D. Hedberg 1976; Zásady československé stratigrafické klasifikace — Ed. I. Chlupač 1978) a i. riadia pravopisom príslušného jazyka. Vzhľadom na tento fakt, ako aj vzhľadom na značnú nejednotnosť v písaní chronostratigrafických jednotiek v rôznych odborných časopisoch** bolo potrebné zjednotiť a ustáliť ich slovenskú terminológiu. Naliehavosť tejto požiadavky vystupňovalo aj vydávanie Encyklopedického slovníka Slovenska, Stratigrafického lexikónu československých Karpát, monografických diel a neustále sa zväčšujúci tok informácií v odborných časopisoch vydávaných rôznymi vydavateľstvami. V neposlednom rade k tomuto kroku prispela aj nevyhnutnosť kultivovania jazyka. So zreteľom na tieto požiadavky navrhla Komisia pre geológiu, geografiu a baníctvo pri Vedeckom kolégiu Slovenskej akadémie vied pre vedy o Zemi a vesmíre terminologickú komisiu, ktorá pracovala v tomto zložení: RNDr. J. Bystrický, DrSc., prof. RNDr. M. Mišík, DrSc., člen korešpondent O. Fusán, DrSc., RNDr. O. Samuel, DrSc., doc. RNDr. J. Seneš, DrSc., RNDr. R. Halouzka, prom. fil. I. Bročková, prom. geol. J. Hudíková. Návrhy na písanie chronostratigrafických jednotiek boli rozoslané na pripomienky popredným geológom a prekonzultované s PhDr. I. Masárom, pracovníkom Jazykovedného ústavu Ľ. Štúra Slovenskej akadémie vied.

V tejto súvislosti treba poznamenať, že v anglosaských i románskych jazykoch sa pri nižších chronostratigrafických jednotkách (stupeň, podstupeň, resp. superstupeň) používajú prípony -ien (francúzština, nemčina) alebo -ian (angličtina) a píšu sa s veľkým začiatočným písmenom. Táto tendencia sa prejavila v niektorých predchádzajúcich návrhoch na stratigrafický kód. V slovenčine a podobne aj v celej

* International Code of Zoological Nomenclature adopted by the XV International Congress of Zoology 1958. České vydanie 1962.

** Niektoré termíny sa vyskytujú v dvoch i viacerých variantoch: verfén, werfen; nor, nór, norik; raet, ret; bajos, bajós, bažos, bajok; kimmeridge, kimmeridž, kimeridž; maastricht, mástricht, maestricht; biarritz, biaritz; conow, konov; chat, šat a i.

slovanskej i početnej mimoslovanskej jazykovej sfére nemožno túto tendenciu prijať zo zásadných pravopisných dôvodov. V slovanských jazykoch sa prípona -ien, -ian nepoužíva, hoci to u nás „Zásady československé stratigrafické klasifikace" jednoznačne nevylučujú. Pripúšťajú ich používať v prípadoch, kde chronostratigrafická jednotka je málo známa a jej názov bez uvedenej prípony by nebol dosť jednoznačný (napr. bithynian, spileccien, parisien, asschien atď.), prípadne ak ide o špecifické práce týkajúce sa chronostratigrafických problémov. V snahe po zjednotení terminológie aj v takýchto prípadoch odporúčame uvádzať pri prvom použití názvu (termínu) popri slovenskej podobe v zátvorke medzinárodný variant s náležitou príponou (-ian, -ien). Vyskytujú sa však aj také termíny, ktoré nemajú francúzsku alebo anglickú príponu, napr. chideru, basleo, sosio, aegean, visé a i.

Z uvedeného vyplýva, že aj v najrozšírenejšej terminológii vo svete (angličtina, francúzština) jestvujú výnimky majúce jazykové príčiny.

V slovanských jazykoch sa postupom času bez náležitého usmerňovania všeobecne upustilo oď používania koncoviek a termíny sa v prevládajúcej miere fonetizujú (porov. poľskú* a ruskú** chronostratigrafickú terminológiu).

V hovorenej reči nielen v slovenčine, ale aj v ostatných slovanských jazykoch zdvojené spoluhlásky (najmä na začiatku slova) strácajú funkčnosť (napr. llanvirn = lanvirn, llandover = landover) a vyslovujú sa bez náznaku zdvojenia resp. predĺženia. Preto pri preberaní cudzích názvov zdvojené hlásky na začiatku, v strede i na konci slova redukujeme na jednu hlásku, napr. seiss = seis; dogger = doger; barrém = barém, biarritz = biaritz; ottnang = otnang atď. Zdvojené samohlásky sa v hovorovej reči spravidla vyslovujú ako dlhé (aalen — álen, saal — sál).

Vychádzajúc z niektorých kodifikovaných a ustálených termínov (turón, devón, karbón, titón, panón a i.), termíny, ktoré sa končia na -ón odporúčame písať s dlhým -ó (titón, neokóm, turón, santón, priabón, tortón atď.). Z obdobných dôvodov sa predlžuje aj samohláska na konci tých výrazov, ktoré sa končia na -én (verfén, paleogén, paleocén, eocén, miocén, pliocén atď.; porov. Pravidlá slovenského pravopisu a Slovník slovenského jazyka).

V posledných desaťročiach môžeme v slovenčine pozorovať tendenciu preberať slová z cudzích jazykov so zreteľom na ich výslovnosť. Tento trend sa považuje za progresívny, pretože sa tak odstraňujú rozdiely medzi hovorenou a písanou podobou slova. Osobitne výrazné rozdiely medzi hovorenou a písanou rečou jestvujú v anglosaských jazykoch. Zrejme to je dôvod, že sa prevažná časť názvov chronostratigrafických jednotiek píše v slovanských jazykoch foneticky. V súlade s touto tendenciou, avšak s osobitným prihliadnutím na zachovanie jednoty hovorenej

---

* napr. Llanvirnian — lanvirn; Llandoverian — landower; Givetian — živet; Oxfordian — oksford; Coniacian — koniak; Maastrichtian — mastricht.

** Llandoverian — landoverskij jarus; Bathonian — bat; Cenozoic — kajnozoj; Ypresian — ipreskij jarus; Coniacian — koňak.

a písanej podoby termínov (napr. givet — vysl. živet; gedin — vysl. žedin; zechstein — vysl. cechštajn atď.) uplatnila terminologická komisia zásady, na základe ktorých sa -th mení na -t (thüring — türing; lotharing = lotaring; bath = bat; thanet = tanet atď.), -ck sa mení na -k (wenlock=venlok).

Poznámka: V pripojenom zozname názvov chronostratigrafických jednotiek sú zahrnuté aj tie stupne, ktoré sú historicky už prekonané a v súčasnej stratigrafii sa buď vôbec nepoužívajú, buď sa používajú v obmedzenej miere, prípadne niektoré majú len charakter názvov regionálnych alebo neformálnych chronostratigrafických jednotiek.

Kvôli lepšiemu praktickému použitiu sú názvy chronostratigrafických jednotiek usporiadané aj abecedne s paralelným anglickým a francúzskym ekvivalentom, s tvarmi genitívu a s koncovkami prídavných mien.

Sukcesívny sled chronostratigrafických jednotiek aplikovateľných na Západné Karpaty (okrem paleozoika, kde podľa doterajších stratigrafických poznatkov je možné spravidla vymedziť len chronostratigrafické jednotky vyššieho rádu — oddiel, útvar) je uvedený v tabuľkách 3—6; vzťahy niektorých regionálnych stupňov sú uvedené v súhrnnej tabuľke 7. Pri členení jednotlivých útvarov na stupne, resp. podstupne sme vychádzali z najnovších poznatkov o stratigrafii chronostratigrafických jednotiek a jednotlivých odporúčaní z kolokvií o triase, jure, kriede, paleogéne, neogéne a kvartéri.

Údaje o absolútnom veku sú modifikované podľa prác D. Vassa (neogén), W. A. Berggrena (paleogén), J. E. Van Hinteho (krieda, jura) a i. (in Contributions to The Geologic Time Scale) a podľa stratigrafickej tabuľky „Geological Time Table" (compled. F. W. B. Van Eysinga 1975).

Za slovenskú terminologickú komisiu spracovali:
O. Samuel a I. Bročková.

Tab. 1. Chronologický prehľad geologických stupňov

Slovenské názvy chronostratigrafických jednotiek	Autor stupňa resp. podstupňa	Pôvod slova
AZOIKUM	Ch. Murchison 1845	a = gréc. predpona, vyjadrujúca zápor; adzoon=bezfaunistický, bez života
PREKAMBRIUM — PREDKAMBRIUM		prae (lat.) = predponová časť slova s významom pred, vopred
ARCHAIKUM — PRAHOHY	J. D. Dana 1872	gréc. archaios = starý, prastarý
PROTEROZOIKUM — STAROHORY	E. Emmons — Ch. de Walcott 1887	gréc. proteros = prvotný
ALGONKIUM	Ch. de Walcott 1889	podľa indiánskeho kmeňa Algonkov (s. Kanada)
PALEOZOIKUM — PRVOHORY	A. Sedgwick 1838	gréc. palaiós = starožitný, staroveký; dzóon = fauna (živočíšstvo)
KAMBRIUM	K. Lyell 1833, resp. A. Sedgwick 1836 (opis)	rímska provincia Cambria v s. Walese
vrchné — postdam		m. Postdam v štáte New York (USA)
stredné — akád		Akadia — starý názov Nového Škótska (Kanada)
spodné — georg		m. Georgia nad jazer. Champlain (USA)
ORDOVIK	Ch. Lapworth 1879	podľa keltského kmeňa Ordovikov v dnešnom Walese (Anglicko)
kosov	J. Havlíček—L. Marek 1973	hora Kosov (ČSSR)
královodvor	J. Havlíček—L. Marek 1973	m. Králův Dvůr (ČSSR)
beroun	J. Havlíček—L. Marek 1973	m. Beroun (ČSSR)
dobrotiv	J. Havlíček—L. Marek 1973	o. Svatá Dobrotiva (ČSSR)
lanvirn	H. Hicks 1881	m. Llanvirn (Wales)
arenig	A. Sedgwick 1852	pohor. Arenig (Wales)
tremadok	J. E. Davis 1846	m. Tremadoc (Anglicko)

Vysvetlivky: angl.=anglicky; fran.=francúzsky; gréc.=grécky; lat.=latinsky; prov.=provincia
m = mesto; o. = obec resp. osada; pohor. = pohorie; r. = rieka; rím. = rímsky.

ašgil	J. Marr 1905	m. Ashgil (Anglicko)
karadok	R. I. Murchison 1835	m. Caradoc (Anglicko)
landeil	R. I. Murchison 1839	m. Llandeilo (Anglicko)
SILÚR	R. I. Murchison 1835	kmeň Silúrov obývajúci v rím. dobe dnešný Wales
dovnton	Ch. Lapworth 1879	zámok Downton (Anglicko)
přidol	W. B. U. Berry—A. J. Boucot 1970	o. Přídolí (ČSSR)
ludlov	R. I. Murchison 1833	m. Ludlow (Anglicko)
venlok	R. I. Murchison 1839	m. Wenlock (Anglicko)
landover	R. I. Murchison	m. Llandovery (Anglicko)
budňan	1960 in Prager Arbeitstagung etc. 1958 — Beschluss.	o. Budňany pri Prahe (ČSSR)
DEVÓN	R. I. Murchison—A. Sedgwick 1839	grófstvo Devonshire (jz. anglicko)
famen	A. Dumont 1855	m. Famenne (Belgicko)
frasn	J. B. D'Amalius D'Halloy 1862	m. Frasne (Belgicko)
givet	J. B. D'Amalius D'Halloy 1839	m. Givet (Francúzsko)
eifel (ajfel)	A. Dumont 1848	pohorie Eifel (Nemecko)
dalej	I. Chlupáč 1976	Daleje — jz. časť Prahy (ČSSR)
zlíchov	1960 in Prager Arbeitstagung etc. — Beschluss.	Zlíchov — súčasť Prahy (ČSSR)
prag	1960 in Prager Arbeitstagung etc. — Beschluss.	m. Praha (ČSSR)
lochkov	1960 in Prager Arbeitstagung. etc. — Beschluss.	Lochkov — z. časť Prahy (ČSSR)
ems	H. Dorlodot 1900	m. Ems (Nemecko)
siegen	E. Kayser 1885	m. Siegen (Nemecko)
gedin	A. Dumont 1848	m. Gedinne (Belgicko)
KARBÓN	W. D. Conybeare—W. Phillips 1822	lat. carbo = uhlie

Pokračovanie tab. 1. Chronologický prehľad geologických stupňov

stefan	C. Mayer-Eymar 1878	lat. náz. m. St. Etiene=Stephanus (Francúzsko)
vestfál	E. Munier-Chalmas-A. de Lapparent 1893	Westfálsko(Nemecko)
namúr	J. C. Purves 1883	m. Namur (Belgicko)
visén	Du Pont 1882	m. Visé (Belgicko)
turnén	Du Pont 1882	m. Tournai (Belgicko)
kulm	E. Kayser 1923	od lokál. názvu juhoangl. „Culm Measures"
dinant	A. de Lapparent 1893	m. Dinant (Belgicko)
silés	1958 4. Congr. Avauem etc.	lat. názov Sliezska=Silesia
ural	A. de Lapparent 1892	pohorie Ural (ZSSR)
moskov	S. Nikitin 1890	m. Moskva (ZSSR)
baškir	S. V. Semichatova 1934	Baškiria (Baškirská SSR; ZSSR)
PERM	R. I. Murchison 1841	m. Perm (ZSSR)
türing	E. Renevier-A. de Lapparent 1874	od pohor. Thüringen Wald (Nemecko)
zechstein		od miestneho litologického názvu horniny (zäh = húževnatý, nepoddajný; Stein = hornina)
saxón	A. de Lapparent 1892	podľa lat. názvu Saska = Saksonia (Nemecko)
autun	Ch. Mayer-Eymar 1881	m. Autun (Francúzsko)
tatár	S. Nikitin 1887	podľa obl. obývanej Tatármi (ZSSR)
kazaň	A. Nečajev 1915	m. Kazaň (ZSSR)
ufim	A. Nečajev 1915	m. Ufa (ZSSR)
kungur	A. Štukenberg 1890	obl. Kungursko jv. od m. Perm (ZSSR)
artinsk	A. Karpiński 1874	m. Artinsk na Urale (ZSSR)
sakmar	W. E. Ružencev 1936	r. Sakmara (ZSSR)
chideru	W. Waagen 1891	m. Chideru v Salt Range (Pakistan)
basleo	J. Wanner 1926	Taliansko
sosio	G. Gemmellaro 1888	r. Sosio v provin. Palermo na Sicílii (Taliansko)
MEZOZOIKUM—DRUHOHORY	J. Phillips 1841	gréc. mésos = stredná; dzoón = fauna (živočíšstvo)
TRIAS	F. v. Alberti 1834	gréc. triás = trojdielnosť, trojdielny

verfén*	E. Renevier 1874	o. Werfen (Rakúsko)
skýt	E. Mojsisovics—W. Waagen — C. Diener 1895	podľa starého kmeňa Skýtov žijúcich v Rusku (ZSSR)
seis**	F. Richthofen 1860	o. Seis (Suisi) — Rakúsko
kampil**	F. Richthofen 1859	m. Campil (v j. Tirolsku)
anis	W. Waagen—C. Diener 1885	lat. názov rieky Enns = Anisus (Rakúsko)
ilýr	J. Pia 1930	podľa starovekého slovanského kmeňa Ilýrov (Ilýria) sídliacich na Balkáne
pelsón	J. Pia 1930	lat. názov Blatenského jazera = lacus Pelso (Maďarsko)
egej	A. Assereto 1974	podľa Egejského mora
bityn	A. Assereto 1974	provin. Bitýnia v dnešnom Turecku
anatol	A. Assereto 1974	provin. Anatolia v dnešnom Turecku
ladin	A. Bittner 1893	podľa kmeňa Ladinov žijúcich v Tirolsku v rím. dobe
longobard	E. Mojsisovics 1895	podľa kmeňa Longobardov
fasan	E. Mojsisovics 1895	údolie Fassa (Taliansko)
karn	E. Mojsisovics 1896	pohorie Karnické Alpy (Rakúsko)
tuval	E. Mojsisovics 1895	lat. Názov poh. Rapolstein
jul	E. Mojsisovics 1895	pohorie Julské Alpy (Rakúsko)
kordevol	E. Mojsisovics 1895	r. Cordevole (Taliansko)
norik	E. Mojsisovics 1869	rím. provincia Noricum v Rakúsku
sevat	E. Mojsisovics 1895	podľa keltského kmeňa Sevatov (Rakúsko)
alaun	E. Mojsisovics 1895	podľa kmeňa Alaunov obývajúcich v rímskej dobe kraj pri dnešnom Halleine (Rakúsko)
lák	E. Mojsisovics 1895	„in laciacis" lat. náz. Salzkammergutu (NSR)
rét	C. W. Gümbel 1861	pohorie (Rétske) Alpy (Rakúsko)
JURA	A. Brongniart 1829	pohorie Jura

* V karpatskej literatúre sa termín verfén často používa ako pomenovanie litostratigrafickej jednotky. Tento aspekt treba mať na zreteli najmä pri prekladoch do cudzej reči, pretože verfén ako litostratigrafická jednotka sa nemusí časove kryť s chronostratigrafickou jednotkou.

** V súčasnom období sa začínajú prejavovať tendencie, podľa ktorých podstupeň seis a kampil nepredstavujú chronostratigrafické, ale litostratigrafické jednotky (porov. tab. 4)

Pokračovanie tab. 1. Chronologický prehľad geologických stupňov

lias	J. Towsend 1813	lokálny angl. názov (z keltského slova Leai) označujúci tvrdý kameň (vápenec), pravidelne lavicovitý
hetanž	E. Renevier 1864	m. Hettange la Grande (Francúzsko)
sinemúr	A. d'Orbigny 1849	lat. názov m. Sémur-en-Auxois (=Sinemurum)
lotaring	E. Haug 1911	prov. Lotharingia=Lotrinsko (Francúzsko)
pliensbach	A. Oppel 1858	o. Pliensbach vo Würtenbersku (NSR)
karix	W. D. Lang 1913	lat. náz. m. Charmouth = Carixia (Francúzsko)
domér	G. Bonarelli 1894	m. Monte Domero (Dnes Domaro) v Lombardských Alpách (Taliansko)
toark	A. d'Orbigny 1842	lat. názov m. Thouars = Toarcium (Francúzsko)
doger	A. Oppel 1858	ľudový angl. názov morských pieskovcov obsahujúcich piesčité konkrécie (= doggers)
álen	Ch. Mayer-Eymar 1864	m. Aalen vo Würtenbersku (NSR)
bajok	A. d'Orbigny 1842	lat. názov m. Bayeus = Baiocium (Francúzsko)
bat	A. d'Orbigny 1850	m. Bath (Anglicko)
kelovej	A. d'Orbigny 1846	m. Kelloway (Anglicko)
málm	A. Oppel 1856	od miestneho angl. názvu odvodeného od typu horniny (mäkké vápence)
oxford	A. Brongniart 1829	m. Oxford (Anglicko)
kimeridž	A. d'Orbigny 1850—1852	m. Kimeridge; dnes Kimmeridge (Anglicko)
portland	A. d'Orbigny 1850	m. Portland (Anglicko)
purbek	A. Brongniart 1829	hor. hrebeň Purbeck Hills na polostrove Purbeck (j. Anglicko)
titón	A. Oppel 1865	mytologický boh Tython
KRIEDA		lat. názov kriedy = creta
neokóm*	B. Omalius d'Halloy 1822 resp. J. Thurmann 1836	lat. názov m. Neuchatel = Neocomum (Švajčiarsko)
urgón*	A. d'Orbigny 1847	m. Orgon (Francúzsko)
berias	H. Coquand 1871	m. Berrias (Francúzsko)
valangin	M. E. Desor 1853	m. Valangin (Švajčiarsko)

hoteriv	E. Renevier 1874	o. Hauterive (Švajčiarsko)
barém	H. Coquand 1862	o. Barême (Francúzsko)
apt	A. d'Orbigny 1840	o. Apt (jv. Francúzsko)
bedul	A. Toucas 1888	o. La Bédoule (Francúzsko)
gargas	W. Kilian 1887	o. Gargas (Francúzsko)
klansej	M. Breistroffer 1947	o. Clansayes (Francúzsko)
alb	A. d'Orbigny 1842	lat. názov r. Aube = Alba (Francúzsko)
vrakón	E. Renevier 1896	m. Vraconne (Švajčiarsko)
golt	W. H. Fitton 1824—1836	podľa miestneho pomenovania pevných modrých ílov (Anglicko)
cenoman	A. d'Orbigny 1847	lat. názov r. Le Mans = Cenomanum (Francúzsko)
turón	A. d'Orbigny 1842	lat. názov m. Tour = Turones (Francúzsko)
senón	A. d'Orbigny 1842	od lat. názvu starého kmeňa Senonov (Francúzsko)
koňak	H. Coquand 1857	m. Cognac (Francúzsko)
emšer	C. Schlützer 1874	r. Emscher — prítok Rýna (NSR)
santón	H. Coquand 1857	m. Saitogne (Francúzsko)
kampán	H. Coquand 1857	rímska provincia Campania (Francúzsko)
mástricht	A. Dumont 1849	m. Maastricht (Holandsko)
KENOZOIKUM	J. Phillips 1841	gréc. kainos (latinizovaná forma caenos)= nový; dzoón = fauna, živočíšstvo
TERCIÉR—TREŤOHORY	A. Brongniart 1810, resp. Ch. Layell 1833	fran. tertiaire = treťohory
PALEOGÉN	C. Naumann 1866	gréc. palaiós = starý; genos = rod
paleocén	W. P. Schimper 1874	gréc. palaiós= starý; kainos (latinizovaná forma caenos) = nový
dán	E. Desor 1847	podľa Dánska
mont	A. Davalque 1868	lat. názov m. Mons = Montium (Belgicko)
tanet	E. Renevier 1873	polostrov Thanet (Anglicko)
ilerd	L. Hottinger—H. Schaub 1860	lat. názov provincie Lerida = Ilerda (sev. Španielsko)
landén	A. Dumont 1839	m. Landen (Belgicko)

* Termíny neokóm a urgón sa v karpatskej literatúre veľmi často používajú ako pomenovania chronostratigrafických jednotiek. Podľa súčasných trendov sa odporúča používať ich iba v litofaciálnom zmysle (porov. v lit. K. Borza—E. Köhler—O. Samuel 1978).

Pokračovanie tab. 1. Chronologický prehľad geologických stupňov

sparnak	G. F. Dollfus 1880	lat. názov m. Epernay = Sparnacum (Francúzsko)
eocén	Ch. Lyell 1833	z gréc. slova eos = zora; kainos (latinizovaná forma caenos) = nový
ypres	A. Dumont 1849	m. Ypres (Belgicko)
kuis	G. F. Dollfus 1880	podľa m. Cuise-la Motte pri Compiègne (Francúzsko)
lutét	A. de Lapparent 1883	lat. názov Paríža=Lutetia (Francúzsko)
biaritz	L. Hottinger—H. Schaub 1960	m. Biarritz (Francúzsko)
overs	G. F. Dollfus 1880	m. Auvers-sur-Vise (Francúzsko)
léd	M. Mourlon 1887	o. Lède (Belgicko)
lud	E. Munier—Chalmas—A. de Lapparent 1893	m. Ludes (Francúzsko)
bartón	K. Mayer—Eymar 1857	m. Barton Cliff (angl. útesy Barton — Anglicko)
priabón	E. Munier—Chalmas—A. de Lapparent 1893	o. Priabona (Taliansko)
oligocén	E. Beyrich 1854	z gréc. slova oligos = málo, menej; kainos (latinizovaná forma caenos) = nový
latorf	K. Mayer—Eymar 1893	o. Lattorf, resp. Latdorf v Sasku (Nemecko)
tongr	A. Dumont	m. Tongres (Belgicko)
sanois	A. de Lapparent—E. Munier—Chalmas 1893	podľa vrchu Sannois pri Paríži (Francúzsko)
stamp	A. d'Orbigny 1852	m. Stampes (Francúzsko)
rupel	A. Dumont 1849	r. Rupel (Belgicko)
chat	T. Fuchs 1894	podľa kmeňa Chattov v dnešnom Hesensku (NSR)
akvitán	Ch. Mayer—Eymar 1958	lat. názov Gaskonska = Aquitania (Francúzsko)
NEOGÉN	M. Hoernes 1853	z gréc. slova neos = nový; genezis = pôvod, vznik
MIOCÉN	Ch. Leyll 1833	z gréc. slova mèios = málo, menej; kainos (latinizovaná forma caenos) = nový, recentný, súčasný
eger	T. Baldi—J. Seneš 1968	m. Eger (Maďarsko)

egenburg	F. Steininger—J. Seneš 1968	m. Eggenburg (Rakúsko)
burdigal	C. Depéret 1892	lat. názov m. Bordeaux = Burdigalia (Francúzsko)
otnang	A. Papp—F. Nögl 1968	m. Ottnang (Rakúsko)
helvét	Ch. Mayer—Eymar 1858	lat. názov Švajčiarska = Helvetia
karpat	I. Cicha—J. Tejkal 1959	podľa pohoria Karpát (ČSSR)
báden	A. Papp—I. Cicha 1968	m. Baden (Rakúsko)
kosov*	L. S. Pišvanova (in A. Papp et al. 1978)	o. Kosov (ZSSR)
vieličkan	E. Luczkowska (in A. Papp et al. 1978)	m. Wieliczka (Poľsko)
moravan	I. Cicha (in A. Pap et al. 1978)	kraj Morava (ČSSR)
buglov	V. Laskarev 1887	r. Buglovka v Povolží (ZSSR)
lang	L. Pareto 1865	oblasť Langhe (Taliansko)
seraval	L. Pareto 1865	m. Serravalle Scrinia (s. Taliansko)
salomak	E. Fallot 1893	antické meno m. Salles = Sallomac (Francúzsko)
tortón	Ch. Mayer—Eymar 1857	m. Tortona (Taliansko)
besaráb	J. Simonescu 1903	oblasť Besarábia v okolí r. Dnepra (ZSSR)
sarmat	E. Suess 1866	podľa nár. Sarmatov obývajúcich dnešnú Ukrajinu
PLIOCÉN	Ch. Leyell 1832	gréc. pleion=viacej a kainos=nový
panón	L. Roth-Tegeldi 1879	lat. názov Maďarska=Pannonia
pont	Le Play 1842	lat. názov Čierneho mora=Pontus Euxinus
dák	W. Teisseyre—L. Mrazec 1907	lat. názov Dácie v Rumunsku a Moldavskej SSR
ruman	K. Krejci-Graf 1932	podľa typ. vývoja v Rumunsku (Romania)
levant	F. Chochsteter 1870	kraj Levant (levante=východ) na Blíz. východe
KVARTÉR – ŠTVRTOHORY	J. Desnoyers 1829, resp. Marcel de Senes 1832	lat. quater=štyrikrát, štyri razy
PLEISTOCÉN	Ch. Leyell 1839	gréc. pleistos=najskôr; kainos (latinizovaná forma caenos)=nový
vilafrank	L. Pareto 1865	o. Villafranca d'Asti (Taliansko)
kalabrén	M. Gignoux 1910	kraj Calabria (Taliansko)
biber	I. Schaefer 1956	r. Biber (Nemecko)
donau	B. Ebert 1930	lat. názov r. Dunaj=Danube
günz	A. Penck 1901; in A. Penck — E. Brückner 1901	alpská r. Günz (Nemecko)

* Homonymný názov kosovského stupňa vyčleneného v ordoviku v Českom masíve (porov. J. Havlíček—L. Marek 1973)

Pokračovanie tab. 1. Chronologický prehľad geologických stupňov

mindel	A. Penck 1901; in A. Penck — E. Brückner 1901	alpská r. Mindel (Nemecko)
ris	A. Penck 1901; in A. Penck — E. Brückner 1901	alpská r. Riss (Nemecko)
würm	A. Penck 1882 sensu A. Penck — E. Brückner 1901	r. Würm (Nemecko)
brügen	P. Woldstedt 1958	m. Brügen (Nemecko)
tegelén	E. Dubois	m. Tegelen (Holandsko)
eburón	W. H. Zagwijn 1957	podľa keltského kmeňa Eboronov žijúcich v dnešnom j. Holandsku
vejborn	C. Reid 1882	m. Weybourne
kromer	C. Reid 1882	m. Cromer (Anglicko)
artern	K. Erd 1965	m. Artern (NDR)
helme	A. G. Cepek 1965	r. Helme (NDR)
voigtstedt	K. Erd 1965	o. Voigtstedt (NDR)
elster	K. Keihack 1927 (in P. Woldstedt 1927)	r. Elster (NDR)
holstein	A. Penck 1922	obl. Holstein v okolí Hamburgu (NSR)
fuhne	W. Knoth—G. Lenk 1962	r. Fuhne (NDR)
dömnitz	W. Knoth—G. Lenk 1962	o. Dömnitz (NDR)
sál	K. Keilhack 1977 (in P. Woldstedt 1927)	r. Saal (NDR)
tréne	K. Picard 1962	r. Treene (NSR)
vartan	P. Woldstedt 1927	r. Warta (Poľsko)
ém	V. Madsen—V. Nordmann—N. Hartz 1908	r. Eem (Holandsko)
vislan	K. Keilhack 1927 (in P. Woldstedt 1927)	r. Wisla (Poľsko)
HOLOCÉN	I. Medzinár. geol. Kongres v Londýne 1885	gréc. holos = plný; kainos (latinizovaná forma caenos) = nový
flandr	A. Rutot—J. van der Broek 1885	kraj Flandria (z. Belgicko)
alúvium	W. Buckland 1823	lat. alluvies = náplav, nános
dilúvium	W. Buckland 1823	lat. dilluvies = potopa, povodeň

Tab. 2. Abecedný zoznam geologických stupňov

slov.	gen. sg.	príd. m.	angl. tvar	franc. tvar
akád	-u	-sky	Acadian	Acadien
akvitán	-u	-sky	Aquitanian	Aquitanien
alaun	-u	-ský	Alaunian	Alaunien
alb	-u	-ský	Albian	Albien
álen	-u	-ský	Aalenian	Aalénien
algonkium	-kia	-kijský	Algonkian	Algonkien
alúvium	-via	-viálny	Aluvian	Aluvien
anatol	-a	-ský	Anatolian	Anatolien
anis	-u	-ský	Anissian	Anissien
apt	-u	-ský	Aptian	Aptien
arenig	-u	-ský	Arenigian	Arenigien
archaikum	-ka	-ický	Archean	Archéen
artern	-u	-ský	Arternian	Arternien
artinsk	-a	-ký	Artinskian	Artinskien
ašgil	-u	-ský	Ashgillian	Ashgillien
autun (*otün*)*	-u	-ský	Autunian	Autunien
azoik	-a	-ický	Azoic	Azoique
B				
báden	-u	-ský	Badenian	Badenien
bajok	-u	-ocký	Bajocian	Bajocien
barém	-u	-sky	Barremian	Barrémien
bartón	-u	-sky	Bartonian	Bartonien
basleo	-a	baslejský	Basleoan	Basleoen
baškir	-u	-ský	Bashkirian	Bashkirien
bat	-u	-ský	Bathonian	Bathonien
bedul	-u	-ský	Bedoulian	Bédoulien
berias	-u	-ský	Berriasian	Berriasien
beroun	-a	-ský	Berounian	Berounien
besaráb	-u	-sky	Besarabian	Besarabien
biaritz	-u	-ský	Biarritzian	Biarritzien
biber	-u	-ský	Biberian	Biberien
bityn	-u	-ský	Bithynian	Bithynien
brügen	-u	-ský	Brüggenian	Brüggenien
budňan	-a	-ský	Budňanian	Budňanien
buglov	-a	-ský	Buglovian	Buglovien
burdigal	-a	-ský	Burdigalian	Burdigalien
C				
cenoman	-a	-ský	Cenomanian	Cénomanien
D				
dák	-a	dácky	Dacian	Dacien
dalej	-a	-ský	Dalejian	Dalejien
dán	-a	-sky	Danian	Danien
devón	-u	-sky	Devonian	Dévonien

* v zátvorke je uvedená výslovnosť

dilúvium	-via	-iálny	Diluvian	Diluvien
dinant	-u	-ský	Dinantian	Dinantien
diener	-u	-ský	Dienerian	Dienerien
dobrotiv	-u	-ský	Dobrotivian	Dobrotivien
doger	-u	-ský	Dogger	Dogger
domér	-u	-sky	Domerian	Domérien
dömnitz	-u	-ský	Dömnitzian	Dömnitzien
donau	-a	-ský	Danube	Danubien
dovnton (*davnton*)	-u	-ský	Downtonian	Downtonien
drent	-u	-ský	Drenthian	Drenthien
E				
eburón	-u	-sky	Eburonian	Eburonien
egej	-a	-ský	Aegean	Aegenien
egenburg	-u	-rský	Eggenburgian	Eggenburgien
eger	-a	-ský	Egerian	Egerien
eifel (*ajfel*)	-u	-ský	Eifelian	Eifélien
elsner	-u	-ský	Elesnerian	Elesnerien
elster	-u	-ský	Elsterian	Elsterien
ém	-u	-sky	Eemian	Eemien
ems	-u	-ký	Emsian	Emsien
emšer	-a	-ský	Emscherian	Emscherien
eocén	-u	-énny	Eocene	Éocène
F				
famen	-u	-ský	Famennian	Famennien
fasan	-u	-ský	Fasanian	Fasanien
frasn (*fran*)	-u	-ský	Frasnian	Frasnien
fuhne	neskl.	-nský	Fuhnean	Fuhnien
G				
ganget	-u	-ský	Gangetian	Gangetien
gargas	-u	-ský	Gargasian	Gargasien
gedin (*žedin*)	-u	-ský	Gedinnian	Gédinnien
georg	-u	-ský	Georgian	Georgien
givet (*živet*)	-u	-ský	Givetian	Givétien
golt	-u	-ský	Gaultian	Gaultien
gotland	-u	-ský	Gothlandian	Gothlandien
günz (*günc*)	-u	-ský	Günz	Günzien
griesbach (*grisbach*)	-u	-ský	Griesbachian	Griesbachien
H				
helmén	-u	-énsky	Helmean	Helmien
helvét	-u	-sky	Helvetian	Helvetien
hetanž (*etanž*)	-u	-nžský	Hettangian	Hettangien
holocén	-u	-énny	Holocene	Holocène
holstein (*holštajn*)	-u	-ský	Holsteinian	Holsteinien
hoteriv (*oteriv*)	-u	-ský	Hauterivian	Hauterivien
hurón	-u	-sky	Huronian	Huronien
hydasp	-u	-ský	Hydaspian	Hydaspien

CH				
chat (*šat*)	-u	-ský	Chattian	Chattien
chideru	—	-rský	Chideruan	Chiderien
I				
ilerd	-u	-ský	Ilerdian	Ilerdien
ilýr	-u	-sky	Ilyrian	Ilyrien
J				
jul	-u	-ský	Julian	Julien
jura	-y	-ský	Jurassic	Jurassique
K				
kalabrén	kalabra	-ijský	Calabrian	Calabrien
kambrium	-ria	-rijský/-iový	Cambrian	Cambrien
kampán	-u	-sky	Campanian	Campanien
kampil	-u	-ský	Campilian	Campilien
karadok	-u	-ocký	Caradocian	Caradocien
karbón	-u	-sky	Carboniferous	Carbonifère
karix	-u	-ský	Carixian	Carixien
karn	-u	-ský	Carnian	Carnien
karpat	-u	-ský	Karpathian	Karpathien
kazaň	-a	-nský	Kazanian	Kazanien
kelovej	-a	-ský	Callovian	Callovien
kenozoikum	-a	-ický	Cenezoic	Cénozoique
kevatin	-a	-ský	Keewatinian	Keewatien
kevenav	-a	-ský	Keweenawan	Keweenavien
kimeridž	-u	-ský	Kimmeridgian	Kimméridgien
klansej	-a	-ský	Clansayesian	Clansayésien
koblenz	-a	-ský	Coblencian	Coblencien
koňak	-u	-cký	Coniacian	Coniacien
konov	-a	-ský	Conovian	Conovien
kordevol	-a	-ský	Cordevolian	Cordevolien
kosov	-a	-ský	Kosovian	Kosovien
královodvor	-a	-ský	Kralovodvorian	Kralovodvorien
krieda	-y	-ový	Cretaceous	Grétacé
kromér	-a	-ský	Cromerian	Cromerien
kuis (*küis*)	-u	-ský	Cuisian	Cuisien
kulm	-u	-ský	Culm	Culm
kungur	-a	-ský	Kungurian	Koungourien
kvartér	-u	-ny	Quaternary	Quaternaire
L				
ladin (*ladyn*)	-u	-ský	Ladinian	Ladinien
lák	-u	-láksky	Lacian	Lacien
landeil	-u	-ský	Landeilian	Landeilien
landén	-u	-sky	Landenian	Landénien
landover	-u	-ský	Llandoverian	Llandoverien
lang	-u	langský	Langhian	Langhien
lanvirn	-u	-ský	Llanvirnian	Lanvirnien
latorf	-u	-ský	Lattorfian	Lattorfien

Pokračovanie tab. 2. Abecedný zoznam geologických stupňov

léd	-u	-sky	Ledian	Lédien
levant	-u	-ský	Levantian	Levantien
lias	-u	-sky	Lias	Lias
lochkov	-a	-ský	Lochkovian	Lochkovien
longobard	-u	-ský	Longobardian	Longobardien
lotaring	-u	-nský	Lotharingian	Lotharingien
lúd (lüd)	-u	-sky	Ludian	Ludien
ludlov	-a	-ský	Ludlovian	Ludlovien
lutét	-u	-sky	Lutetian	Lutétien
M				
malm	-u	-ský	Malm	Malm
mástricht	-u	-ský	Maestrichtian	Maestrichtien
menap	-u	-sky	Menapian	Menapien
mezozoikum	-ka	-ický	Mezozoic	Mézozoïque
mindel	-a	-ský	Mindel	Mindelien
miocén	-u	-sky	Miocene	Miocène
mont	-u	-ský	Montian	Montien
moravan	-u	-ský	Moravian	Moravien
moskov	-a	-ský	Moscovian	Moscovien
N				
namal	-u	-ský	Nammalian	Nammalien
namúr	-a	-sky	Namurian	Namurien
neogén	-u	-nny	Neogene	Neogène
neokóm	-u	-sky	Neocomian	Néocomien
norik	-a	-ický	Norian	Norien
O				
oligocén	-u	-énny	Oligocene	Oligocène
ordovik	-a	-ický	Ordovician	Ordovicien
otnang	-u	-nský	Ottnangian	Ottnangien
overs (over)	-u	-ský	Auversian	Auversien
oxford	-u	-ský	Oxfordian	Oxfordien
P				
paleocén	-u	-énny	Paleocene	Paléocène
paleogén	-u	-énny	Paleogene	Paléogène
paleozoikum	-a	-ický	Paleozoic	Paléozoïque
panón	-u	-sky	Pannonian	Pannonien
pelsón	-u	-sky	Pelsonian	Pelsonien
perm	-u	-ský	Permian	Permien
pliensbach	-u	-ský	Pliensbachian	Pliensbachien
pleistocén	-u	-énny	Pleistocene	Pleistocène
pliocén	-u	-énny	Pliocene	Pliocène
pont	-u	-ský	Pontian	Pontien
portland	-u	-ský	Portlandian	Portlandien
postdam	-u	-ský	Postdamian	Postdamien
prekambrium	-ia	-jský/-iový	Precambrian	Précambrien
prag	-u	pražský	Pragian	Pragien
priabón	-u	-sky	Priabonian	Priabonien
přidol	-u	-ský	Pridolian	Pridolien

proterozoikum	-ka	-ický	Proterozoic	Proterozïque
purbek	-u	-ecký	Purbeckian	Purbeckien
R				
rét	-u	-sky	Rhetian	Rhétien
ris	-u	-ský	Riss	Rissien
ruman	-u	-ský	Romanian/Rumanian	Romanien/Rumanien
rupel	-a/u	-ský	Rupelian	Rupélien
S				
sakmar	-a/u	-ský	Sakmarian	Sakmarien
sál	-u	-sky	Saalian	Saalien
salomak	-u	-ácký	Sallomacian	Sallomacien
sanois	-u	-ský	Sannoisian	Sannoisien
santón	-a	-sky	Santonian	Santonien
sarmat	-u	-ský	Sarmatian	Sarmatien
saxón	-u	-sky	Saxonian	Saxonien
seis (*zajs*)	-u	-ský	Seisian	Seisien
seland	-u	-ský	Selandian	Selandien
senón	-u	-sky	Senonian	Senonien
seraval	-u	-ský	Serravallian	Serravallien
siegen (*zigen*)	-u	-ský	Siegenian	Siegenien
silés	-u	-sky	Silesian	Silesien
silúr	-u	-sky	Silurian	Silurien
sinemúr	-u	-rsky	Sinemurian	Sinémurien
skýt	-u/a	-sky	Scythian	Scythien
smit	-u	-ský	Smithian	Smithien
sosio	-ia	sosijský	Sosioan	Sosien
sparnak	-a	-ácký	Sparnacian	Sparnacien
spat	-u	-ský	Spathian	Spathien
spilet	-u	-ský	Spiletian	Spiletien
stamp	-u	-ský	Stampian	Stampien
stefan	-u	-ský	Stephanian	Stéphanien
T				
tanet	-u	-ský	Thanetian	Thanétien
tatár	-u	-sky	Tatarian	Tatarien
tegelén	-u	-sky	Tegelenian	Tegelenien
terciér	-u	-ny	Tertiary	Tertiare
titón	-u	-sky	Tithonian	Tithonien
toark	-u	toarkský	Toarcian	Toarcien
tortón	-u	-sky	Tortonian	Tortonien
tongr	-a/u	-gerský	Tongrian	Tongrien
tremadok	-u	-ocký	Tremadocian	Tremadocien
tréne	neskl.	-nsky	Treenian	Treenien
trias	-u	-ový	Triassic	Trias
türing	-u	-nský	Thuringian	Thuringien
turnén	-u	-sky	Tournaisian	Tournaisien
turón	-u	-sky	Turonian	Turonien
tuval (*tüval*)	-u	-ský	Tuvalian	Tuvalien

Pokračovanie tab. 2. Abecedný zoznam geologických stupňov

U				
ufim	-u	-ský	Ufimian	Ufimien
ural	-u	-ský	Uralian	Ouralien
urgón	-u	-sky	Urgonian	Urgonien
V				
vál	-u	-sky	Waalian	Waalien
valangin (*valanžín*)	-u	-ský	Valanginian	Valanginien
vartan	-u	-ský	Warthian	Warthien
vejborn	-u	-ský	Weybournian	Weybournien
vemel	-u	-ský	Wemmelian	Wemmelien
venlok	-u	-ocký	Wenlockian	Wenlockien
verfén	-u	-sky	Werfenian	Werfénien
vestfál	-u	-sky	Westphalian	Westphalien
vieličkan	-u	-ský	Wielician	Wielicien
vilafrank	-u	-ský	Villafranchian	Villafranchien
vindobón	-u	-sky	Vindobonian	Vindobonien
virglór	-u	-sky	Virglorian	Virglorien
visén (*vizén*)	-u	-sky	Visean	Viséen
vislan	-u	-ský	Wislan	Wislien
voigtstedt (*fojgtštedt*)	-u	-ský	Voigtstedtian	Voigstedtien
vrakón	-u	-sky	Vraconian	Vraconien
W				
würm	-u	-ský	Würm	Würm (ien)
yprés	-u	-sky	Ypresian	Yprésien
zechstein (*cechštajn*)	-a/u	-sky	Zechstein	Zechstein
zlíchov	-a/u	-ský	Zlíchovian	Zlíchovien

Tab. 3 Chronostratigrafická tabuľka paleozoika

eratém	útvar	oddiel	stupeň			
			záp. a stred. —Európa—		východná	
PALEOZOIKUM	PERM	vrchný	TÜRING		TATÁR	
					KAZAŇ	
					UFIM	
		spodný	SAXÓN		KUNGUR	
					ARTINSK	
			AUTUN		SAKMAR	
	KARBÓN	vrchý (produktívny)	silés	STEFAN	URAL	C_3
				VESTFÁL	MOSKOV	C_2
				NAMÚR	BAŠKIR	
		spodný	kulm — dinant	VISÉN		C_1
				TURNÉN		
	DEVÓN	vrchný	FAMEN		FAMEN	Český masív (Barrandien)
			FRASN		FRASN	
		stredný	GIVET		GIVET	
			EIFEL		EIFEL	
					DALEJ	
		spodný	EMS		ZLÍCHOV	
			SIEGEN		PRAG	
			GEDIN	dovnton	LOCHKOV	
	SILÚR	vrchný	LUDLOV		PŘIDOL	
					LUDLOV	
		stredný	VENLOK		VENLOK	
		spodný	LANDOVER		LANDOVER	
	ORDOVIK	vrchný	AŠGIL		KOSOV	
					KRÁLOVODVOR	
			KARADOK		BEROUN	
		stredný	LANDEIL		DOBROTIVA	
			LANVIRN		LANVIRN	
		spodný	ARENIG		ARENIG	
			TREMADOK		TREMADOK	
	KAMBRIUM	vrchné	(postdam, olenový st.)			
		stredné	(akád, paradoxidový st.)			
		spodné	(georg, olenellový st.)			

Tab. 4 Chronostratigrafická tabuľka mezozoika

eratém	útvar	oddiel	stupeň	podstupeň	absol. vek
MEZOZOIKUM	JURA	lias	TOARK	vrchný	
				stredný	
				spodný	178
			PLIENSBACH	domér	
				karix	183
			SINEMÚR	lotaring	
				spodný	189
			HETANŽ		192
	TRIAS	vrchný	NORIK	rét (=sevat)	
				alaun	
				lák	200
			KARN	tuval	
				jul (=kordevol)	210
		stredný	LADIN	longobard	
				fasan	220
			ANIS	pelsón	
				bityn	
				egej	
		spodný	SPAT	vrchný	
				spodný	
			NAMAL	smit	
				diener	
			GRIESBACH	elesmer	
				ganget	230

Pokračovanie tab. 4

eratem	útvar	oddiel	stupeň		podstupeň	absol. vek
MEZOZOIKUM	KRIEDA	vrchná	MÁSTRICHT	senón	vrchný	65
					spodný	70
			KAMPÁN		vrchný	
					stredný	
					spodný	78
			SANTÓN		vrchný	
					stredný	
					spodný	82
			KOŇAK		vrchný	
					stredný	
					spodný	86
			TURÓN		vrchný	
					stredný	
					spodný	98
			CENOMAN		vrchný	
					stredný	
					spodný	100
		spodná	ALB		vrchný	
					stredný	
					spodný	108
			APT		klansej	
					gargas	
					bedul	115
			BARÉM		vrchný	
					spodný	121
			HOTERIV		vrchný	
					spodný	126
			VALANGIN		vrchný	
					spodný	131
			BERIAS		vrchný	
					stredný	
					spodný	135
	JURA	malm	TITÓN			141
			KIMERIDŽ			143
			OXFORD			149
		doger	KELOVEJ		vrchný	
					stredný	
					spodný	156
			BAT		vrchný	
					stredný	
					spodný	165
			BAJOK		vrchný	
					stredný	
					spodný	171
			ÁLEN			174

Tab. 5 Chronostratigrafická tabuľka terciéru

eratem	útvar	oddiel	stupeň			podstupeň	absol. vek
TERCIÉR	neogén	pliocén	RUMAN (LEVANT)				1,8
			DÁK				5,2
			PONT				7
			PANÓN				10,5—11
		miocén	SARMAT				13,4
			BÁDEN			kosov	
						vieličkan	15
						moravan	16,5
			KARPAT				19
			OTNANG				
			EGENBURG				23
			EGER				27
	paleocén	oligocén	RUPEL (KISCEL)				33
			SANOIS resp. „STAMP“				35
		eocén	vrch.	PRIABÓN		vrchný	
						stredný	
						spodný	40
			str.	LUTÉT		vrchný	
						spodný	45,5
			sp.	KUIS			
		paleogén	vrch.	ILERD		vrchný	
						stredný	
						spodný	51
			str.	TANET			54
			sp.	MONT s.s.	dán s.l.		62
				DÁN s.s.			65

Tab. 6 Chronostratigrafická tabuľka pleistocénu

1	2	2a	3	a 4 b
	HOLOCÉN		FLANDR	
PLEISTOCÉN	WÜRM	$W2_1^3$	VISLAN	
	ris/würm	R/W	ÉM	
	RIS: ris ml.	R 2	SÁL s.l.: wartan	
	RIS: interris		SÁL s.l.: tréne	
	RIS: ris st.	R 1	SÁL s.l.: sál (s.s.) = drent	
	mindel/ris: preris/ris st.	pR/Rst.	HOLSTEIN s.l.: dömnitz	
	mindel/ris: preris	pR	HOLSTEIN s.l.: fuhne	
	mindel/ris: mindel/preris	M/pR	HOLSTEIN s.l.: holstein (s.s.)	
	MINDEL: mindel ml.	M2	ELSTER s.l.: elster (s.s.)	
	MINDEL: intermindel		ELSTER s.l.: voigtstedt	KROMER
	MINDEL: mindel st.	M1	ELSTER s.l.: helme	KROMER
	günz/mindel		ARTERN	KROMER
	GÜNZ	G_1^2	KROMER (s.s.)	
			VEJBORN (menap)	
	donau/günz	D/G	WÁL	
	DONAU	$D2_1^3$	EBURÓN	
	biber/donau	B/D	TEGELÉN: tegelén C	
	BIBER: biber ml.	B 2	TEGELÉN: tegelén B	VILAFRANK stred. vrchný
	BIBER: interbiber		TEGELÉN: tegelén A	VILAFRANK stred. vrchný
	BIBER: biber st.	B 1	BRÜGEN (pretegelén)	VILAFRANK stred. vrchný
	preglaciál		reuver	

Vysvetlivky: 1 — oddiel; 2 — „stupne" prevažne klimatostratigrafické (pre výkyvy 1. stupňa) — alpský systém; 2a — pôvodné označenia rozdelenia; zaradenie (chladných období) v alpskom systéme; 3 — „stupne" prevažne klimatostratigrafické (pre výkyvy 1. stupňa) — nordický (severský) systém; 4 — stupne biostratigrafické: a — kontinentálne, b — morské. (Zostavil R. Halouzka)

Literatúra

ANDRUSOV, D. — SCHEIBNER, E. 1964: Návrh slovenskej stratigrafickej klasifikácie a terminológie. Geol. Sborník, 15, 1, Bratislava, 167—172.

CONTRIBUTIONS to The Geologic Time Scale. Pap. given at the Geol. Time Scal Sym. 106.6, 25th Internat. Geol. Cong. Sydney, Australia, August 1976.

COHEE, G. V. — GLASSNER, M. F. — HEDBERG, H. D. Edit. 1978: Publ. by the Amer. Assoc. of Petr. Geol. Tulsa, Aklahoma, U.S.A.

GEOLOGICAL TIME TABLE (compled. F. W. B. VAN EYSINGA, 3. vyd., 1975).

GEOLOGIČESKIJ SLOVAR, 1, 2. Vyd. NEDRA. Moskva, 1973.

HEDBERG, H. D. Edit. 1976: International stratigraphic Guide. — International Subcommission on stratigraphic classification of IUGS Commission on stratigraphy, 1—200.

A. WILLEY — INTERCI. Publ. New York, London, Sydney, Toronto.

CHLUPÁČ, I. 1978: Některé otázky stratigrafické klasifikace. Věst. Ústř. Úst. geol., 53, 2, Praha, 65—73.

CHLUPÁČ, I. 1978: Zásady československé stratigrafické klasifikace. Věst. Ústř. Úst. geol., 53, 6, Praha, 321—331.

LEXIQUE STRATIGRAPHIQUE INTERNATIONAL I. — Europe, Fasc. 3. Angleterre, Pays de Galles, Ecosse — 3ax — Jurassique (red. D. T. Dorouans — J. E. Hemingway), Paris, 1963; 1—394.

LEXIQUE STRATIGRAPHIQUE INTERNATIONAL I — Europe, Fasc. 4. France, Belgique, Pays Bas, Luxembourg 4a IV lias. (red. R. Mouterde), Paris, 1956; 1—107.

LEXIQUE STRATIGRAPHIQUE INTERNATIONAL I. — Europe, Fasc. 4. V France, Belgique, Pays Bas, Luxembourg; 4a V Jurassique s.s. (red. M. Dreyfuss), Paris, 1956; 1—169.

LEXIQUE STRATIGRAPHIQUE INTERNATIONAL I. — Europe, Fasc. 4a VI Crétacé (red. J. Sornay 1957). Paris, 1957; 1—403.

LEXIQUE STRATIGRAPHIQUE INTERNATIONAL I — Europe, Fasc. 4a VII France, Belgique, Pays-Bas, Luxembourg, Tertiare (red. P. Denizot). Paris, 1957; 1—217.

LEXIQUE STRATIGRAPHIQUE INTERNATIONAL I — Europe, 6b, 1 Tchécoslovaquie. Massif de Bohème (red. I. Chlupáč). Paris, 1968; 1—455.

LEXIQUE STRATIGRAPHIQUE INTERNATIONAL I — Europe, Fasc. 6b, 2 Rég. Carpatique (red. D. Andrusov). Paris, 1968; 1—371.

LEXIQUE STRATIGRAPHIQUE INTERNATIONAL I — Europe, Fasc. 8 Autriche (red. O. Kühn). Paris, 1962; 1—624.

LEXIQUE STRATIGRAPHIQUE INTERNATIONAL I — Europe, Fasc. 11. Italia (red. P. dal Piaz — L. Trevison). Paris, 1956; 1—186.

LEXIQUE STRATIGRAPHIQUE INTERNATIONAL II — U.R.S.S., Fasc. 2, Paris, 1958; 1–1212.

NAUČNÝ GEOLOGICKÝ SLOVNÍK I, II. Ústř. Úst. geol., Praha 1960 (I), 1961 (II).

PRAVIDLÁ SLOVENSKÉHO PRAVOPISU, Vyd. Slov. Akad. Vied, Bratislava, 1973.

SLOVNÍK SLOVENSKÉHO JAZYKA I—VI. Vyd. Slov. Akad. Vied, Bratislava 1959—1968.

SLOWNIK STRATIGRAFICZNY. Vyd. Geol. Warszawa, 1968.

Geologické práce, Správy 73, s. 265—266, Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava, 1979

РЕЦЕНЗИЯ

на монографию И. Вашковского »Квартер Словакии«. Геологический институт им. Д. Штура, Братислава, 1977.

(I. Vaškovsky, Kvarter Slovenska, Geol. Ústav D. Štúra, Bratislava, 1977)

В послевоенные годы в Чехословакии, Польше, Венгрии, Румынии и Советском Союзе широким фронтом ведутся исследования геологии четвертичного покрова Карпат. Результаты этих исследований публикуются в виде отдельных статей в различных периодических изданиях. Накоплен огромный обьем информации. Остро встал вопрос об ее систематизации и обобщении. Однако крупных обобщающих работ пока еще не появлялось. В этой связи рецензируемая монография, написанная известным словацким исследователем Др. И. Вашковским, представляет значительный интерес.

Все четыре главы монографии, введение и заключение написаны сжато, содержательно и интересно. После краткого изложения истории изучения четвертичных отложений Словакии (гл. I), И. Вашковский рассмотрел основные черты квартера страны (гл. II), обратив главное внимание на широкое распространение, пестрый генетический состав, изменчивую мощность четвертичной толщи и влияние неотектоники на ее формирование. В следующей главе автор обосновал деление территории Словакии на три области: высокогорную, среднегорную и низменную. В этой же главе привел описание квартера согласно выделенным областям. В четвертой заключительной главе рассмотрел стратиграфическое расчленение квартера Словакии и указал на некоторые проблемные вопросы его дальнейшего изучения.

Центральное место в монографии занимает глава III. В ней содержится много ценного материала. Так, например, при характеристике высокогорной области, где определяющим фактором четвертичного седиментогенеза было оледенение, найбольший интерес представляет характеристика гляциогенных образований (морен, озор, кам и флювиогляциала). Здесь приведено описание уникального для всей высокогорной области (и не только ее словацкой части) обнажения — Велькой Желтой стены, которое по своей полноте разреза и детальности расчленения относится к опорным. Заслуживает пристального внимания и сам подход к расчленению этото разреза, а также и квартера всей высокогорной области. Ввиду почти полной стерильности осадков, расчленение разрезов базируется на анализе характера сохранности поверхностных форм, степении выветрелости материала и особенностях механического распада определенных петрографических типов пород (гранодиоритов, кварцитов и др.). Это позволило И. Вашковскому довольно обоснованно и детально расчленить четвертичную толщу высокогорной области, выделив нижне-средний плейстоцен, рисс, рисс-вюрм, вюрм, вюрм и голоцен.

Хотя в среднегорной области, как и высокогорной, преобладающими процессами в антропогене, были денудационные, аккумуляция осадков происходила здесь также довольно интенсивно, в частности на склонах котловин (Жилинской, Турчанской и др.). Особенно хорошо в пределах этой области изучены флювиальные (аллювиальные и пролювиальные) образования и известковые туфы (травертины). Оправдано аллювиальным отложениям отводится важная роль при междуобластной корреляции, так как речные террасы в строении которых принимает участие аллювий, являются связующим звеном между высокогорной, среднегорной и низменной областя-

ми. Огромный интерес представляют собой травертины Словакии. Они широко распространены, перенасыщены ископаемыми остатками животных и растений, хорошо изучены, поэтому вполне резонно используются многими словацкими исследователями, в том числе и автором монографии, при детальном расчленении квартера.

Третья область, включающая Загорскую, Подунайскую и Восточнословацкую низменности, описана наиболее обстоятельно. Здесь, в отличие от двух первых областей, на протяжении всего квартера преобладали процессы аккумуляции и геологический разрез наубóлле полный. Широкое распространение на этой территории имеют флювиальные, эоловые, элювиальные и др. породы. Очень хорошо, можно сказать даже образцово, охарактеризованы в низменностях эоловые пески, лессы и ископаемые почвы. Фактический материал здесь настолько богатый, что позволил исследователям установить целый ряд закономерностей формирования четвертичного покрова, которые заслуживают самого пристального внимания и изучения. Следует особо подчеркнуть, что эта глава содержит щенный материал не только чисто теоритического плана, каждый параграф главы заканчивается описанием полезных ископаемых. Это очень важно, так как придает всей книге практическую направленность.

Логическим завершением описательной части монографии является стратиграфическая схема квартера Словакии, обоснование которой приведено в главе IУ. Здесь же указаны те узловые вопросы (нижняя граница квартера, возраст красноземных почв, возраст древных оледенений и др.), которые необходимо решить в первую очередь при дальнейших исследованиях квартера.

Оценивая рецензируемую работу в целом, необходимо отметить следующее: а) это первая крупная многоплановая сводка об четвертичных отложениях обширной территории Западных Карпат, в которой не только систематизирован и обобщен громадный фактический материал, накопленный ранее, но изложены также очень интересные результаты новейших исследований автора и руководимого им коллектива. б) фактический материал, используемый для обобщений и выводов, получен главным образом в результате комплексных исследований с применением самых современных методов и привязан к хорошей картографической основе, поэтому внушает доверие к содержащимся в работе выводам, в) несмотря на то, что монография имеет описательный региональный характер, в ней также затронуты и некоторые проблемные вопросы) не стандартное выделение отдельных генетических типов, корреляция местных стратиграфических схем и др.), г) излагаемый в книге материал хорошо иллюстрирует геологическая карта кваетера Словакии в масштабе I :500 000, а также рисунки, графики, таблицы и фотографии. Учитывая это, с полным основанием можно утверждать, что монография Др-а И. Вашковского является удачным научным синтезом результатов работы многих поколений высококвалифицированных словацких геологов-четвертичников и поэтому заслуживает самой высокой оценки. Геологический институт им. Д. Штура поступил очень правильно, выпустив в свет эту книгу, которая окажет большую помощь исследователям, изучающим четвертичный покров Карпат не только в Словакии, но и за ее пределами.

Львов, 14. XII. 1978 г.

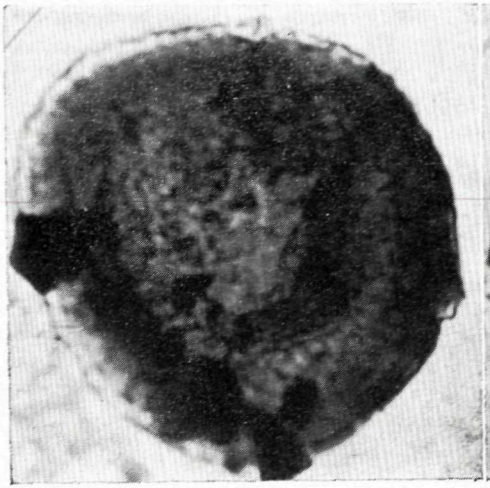
Доцент
Львовского политехнического института
кандидат геол.-мин наук
Н. С. Демедюк

GEOLOGICKÉ PRÁCE
SPRÁVY 73

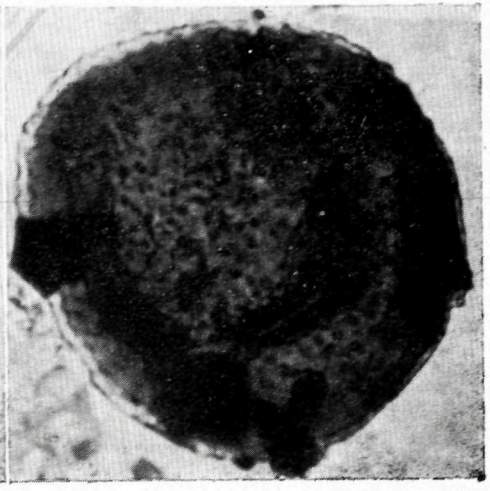
Vydal Geologický ústav Dionýza Štúra vo vydavateľskom oprávnení Vedy, vydavateľstva Slovenskej akadémie vied v Bratislave roku 1979.

Vedecký redaktor: RNDr. Ondrej Samuel, DrSc.
Zodpovedná redaktorka: Irena Bročková.

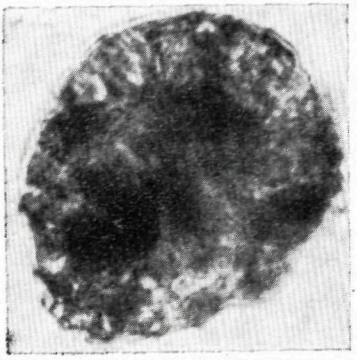
Vytlačili ZT, n. p., závod Svornosť, Bratislava, písmom Times roku 1979. Náklad 700 kusov, povolenie SÚKK 1197/1978. Tem. skup. 03/9. Rozsah AH 23,998, VH 24,533. Cena brož. výtl. Kčs 40,—.



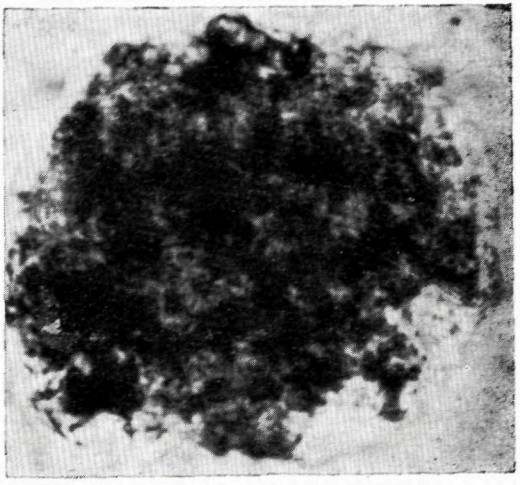
1



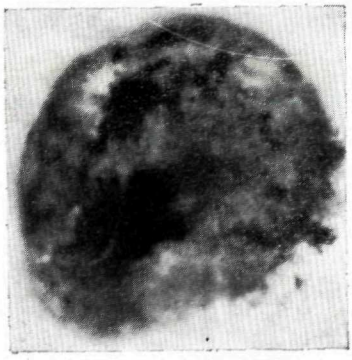
2



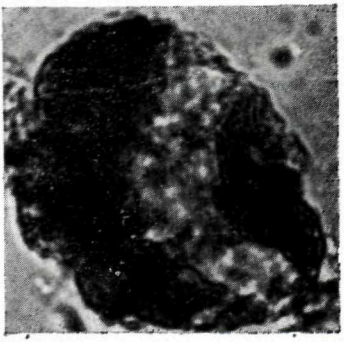
3



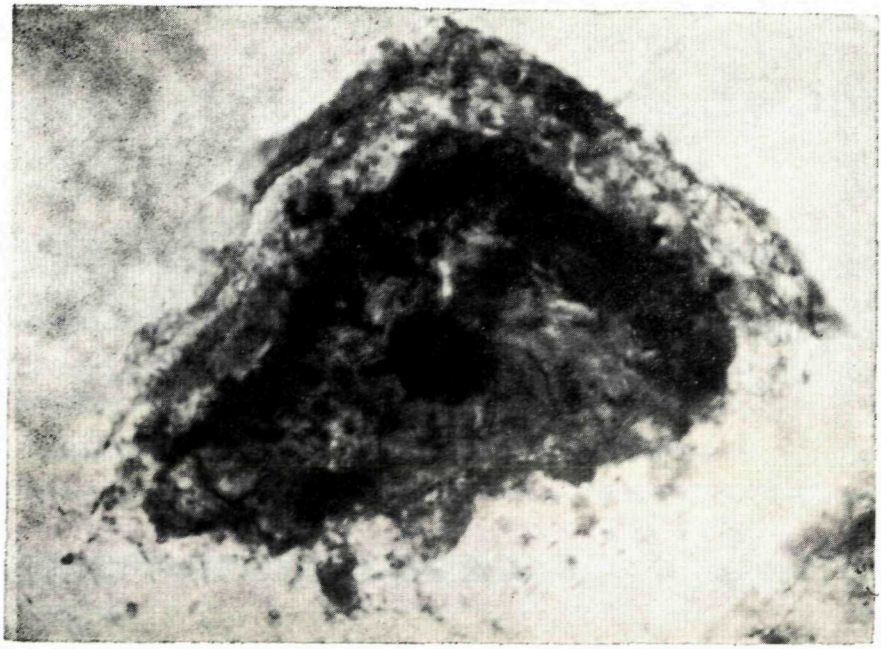
5



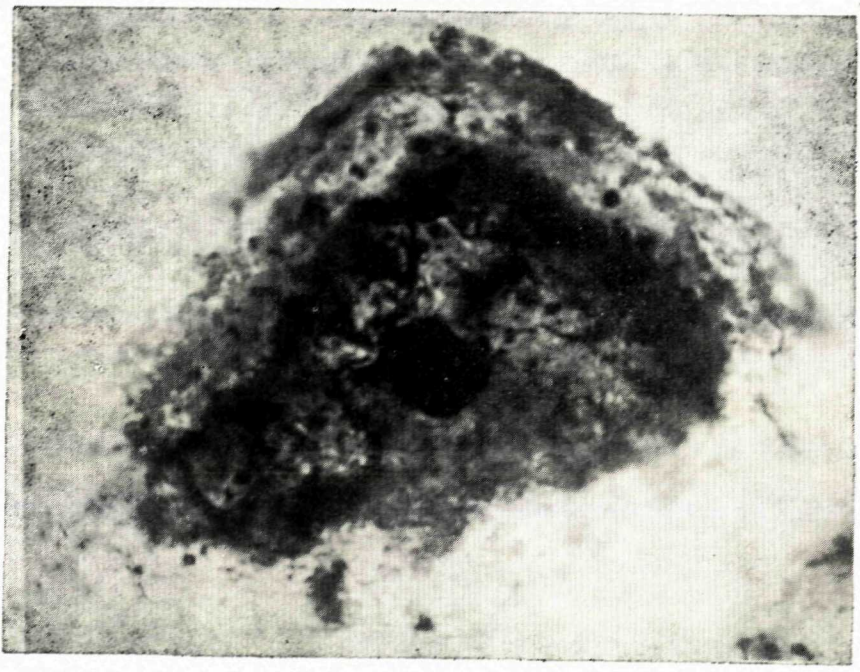
4



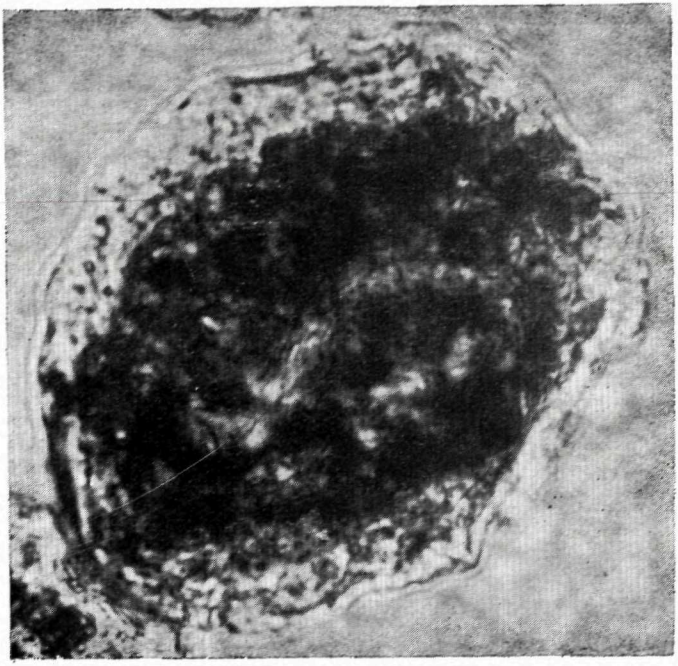
6



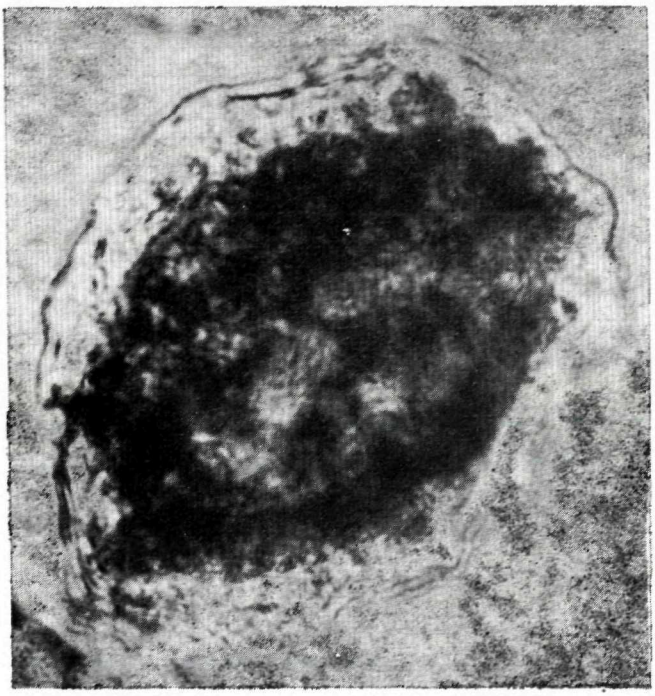
1



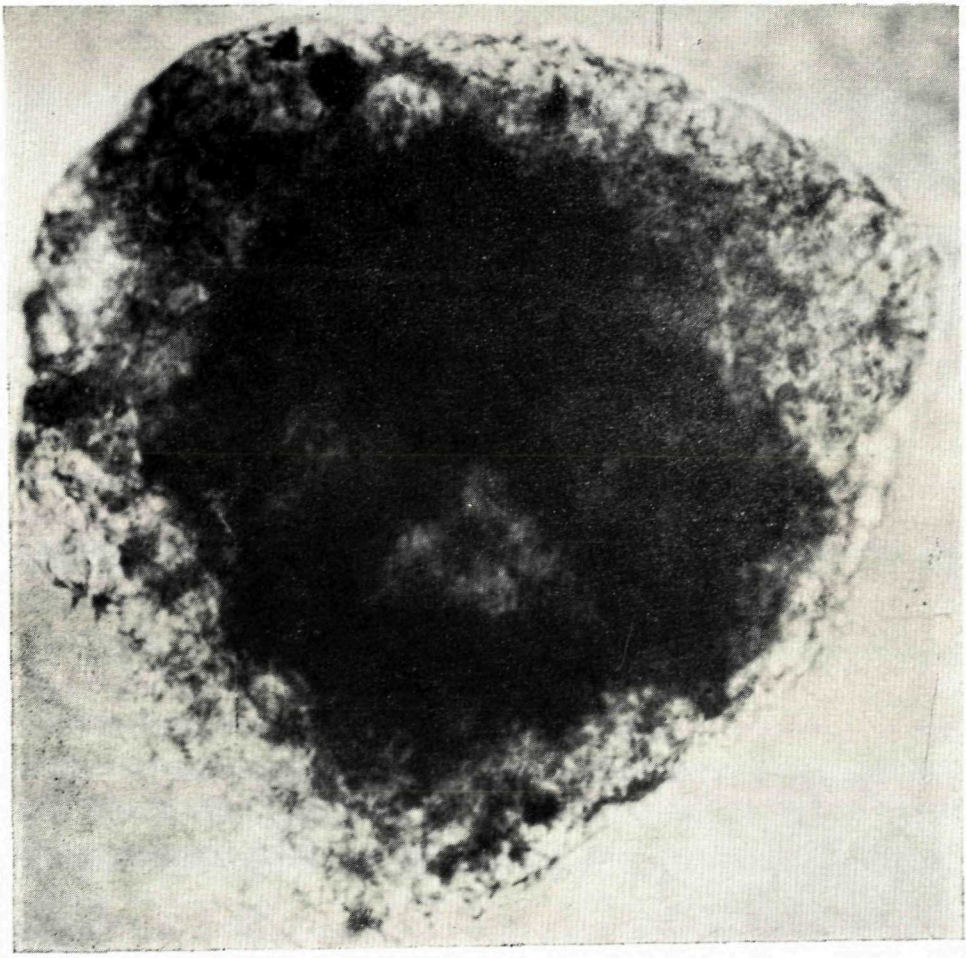
2



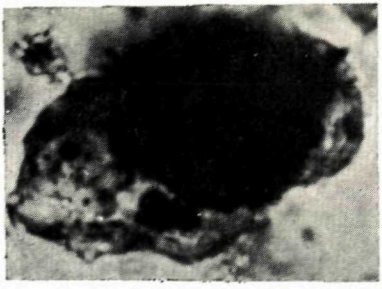
1



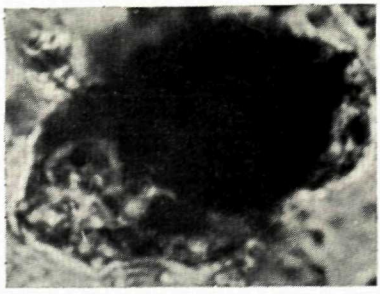
2



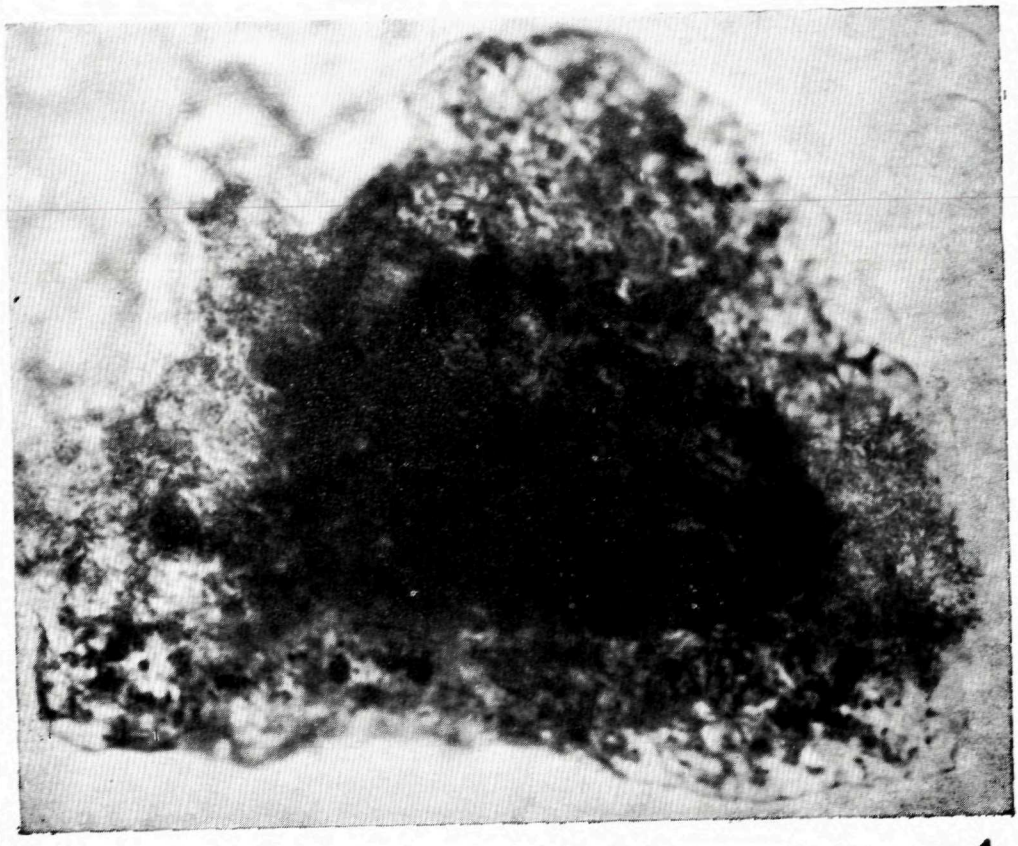
1



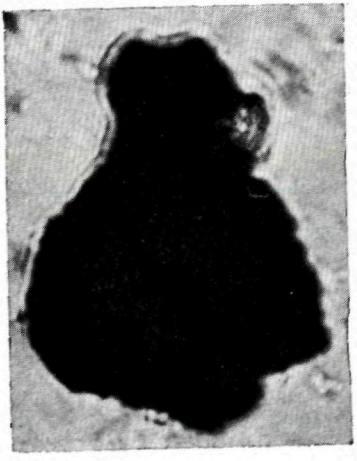
2



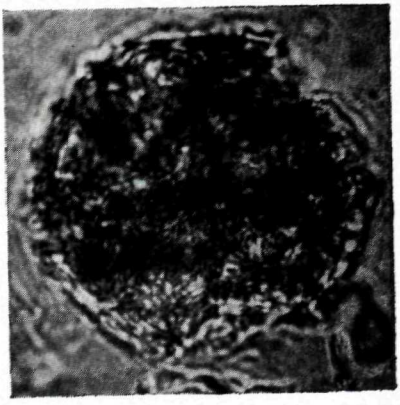
4



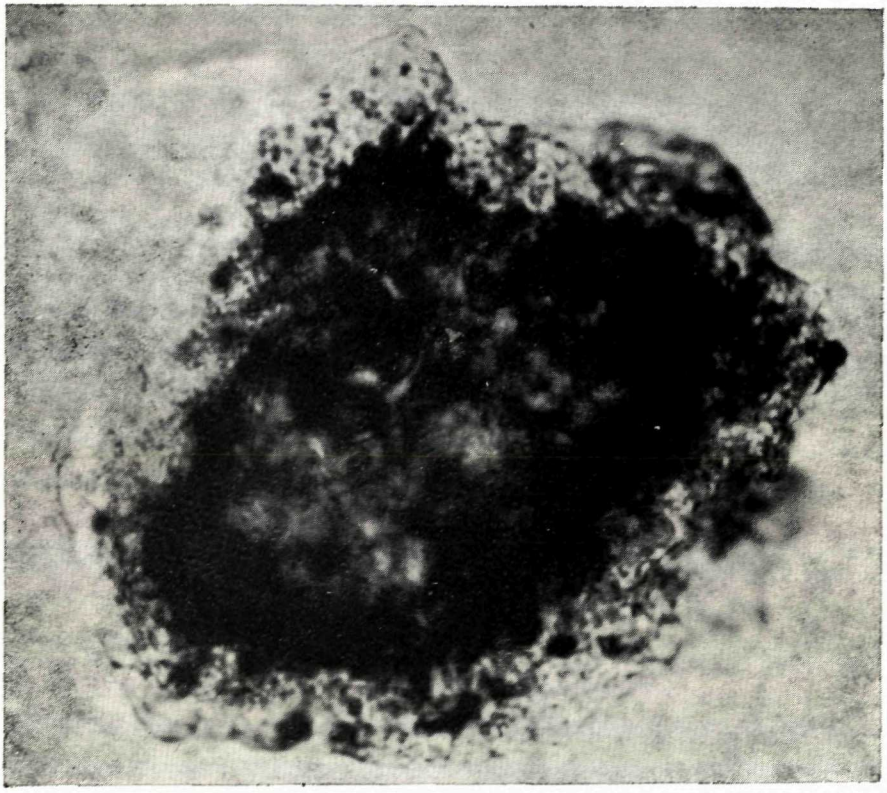
1



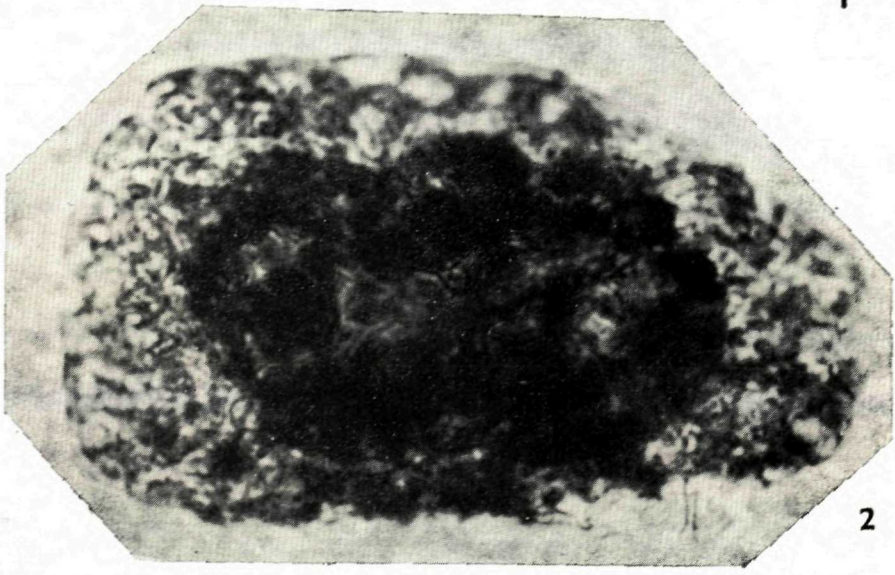
2



3



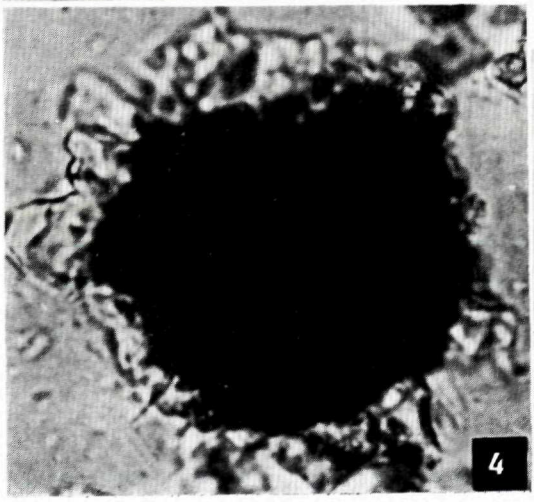
1



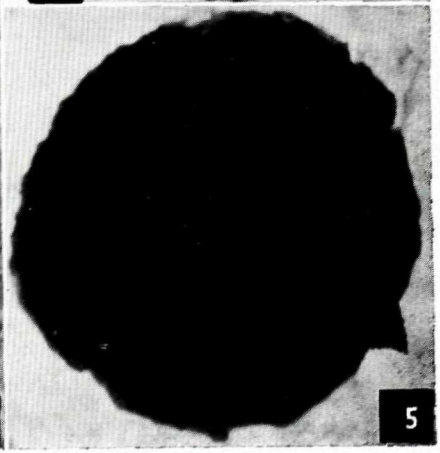
2

1

2

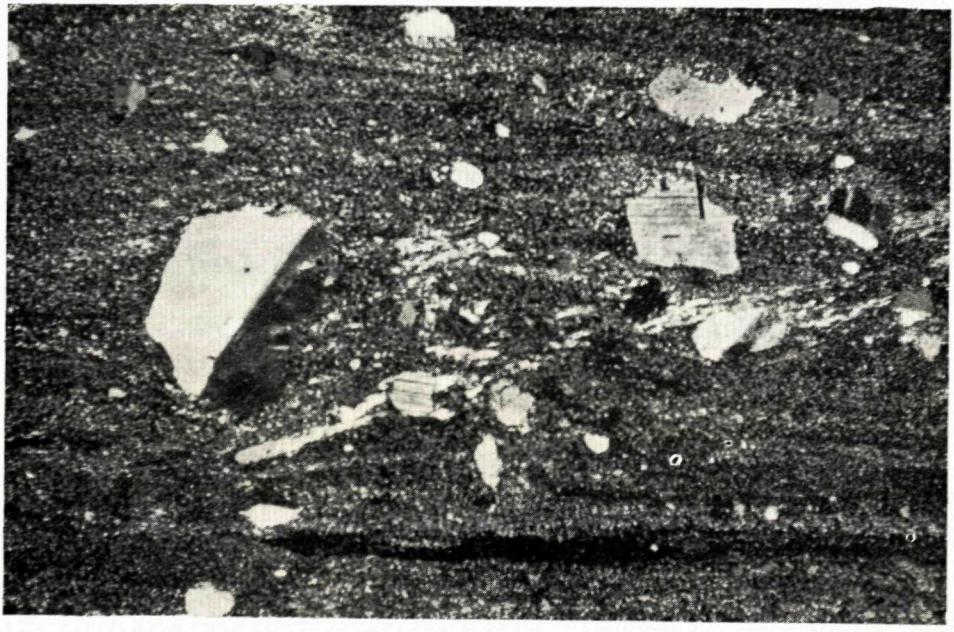


4

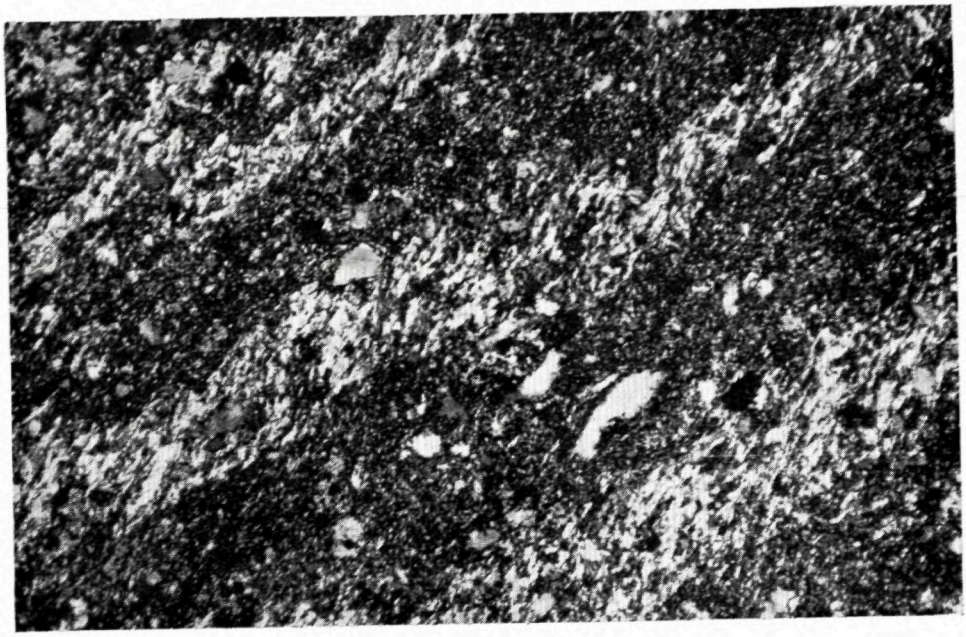


5

1

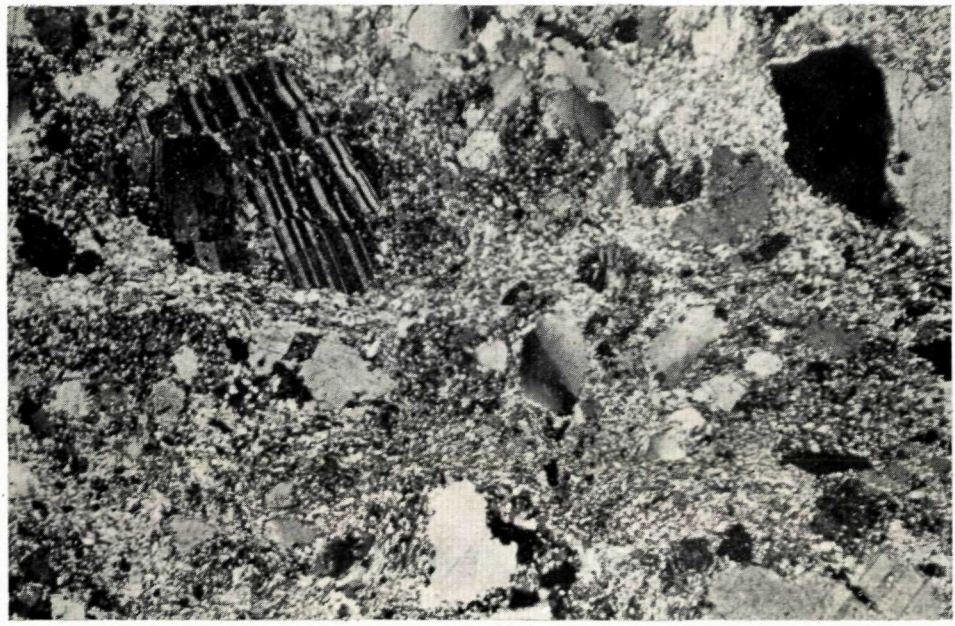


2



1

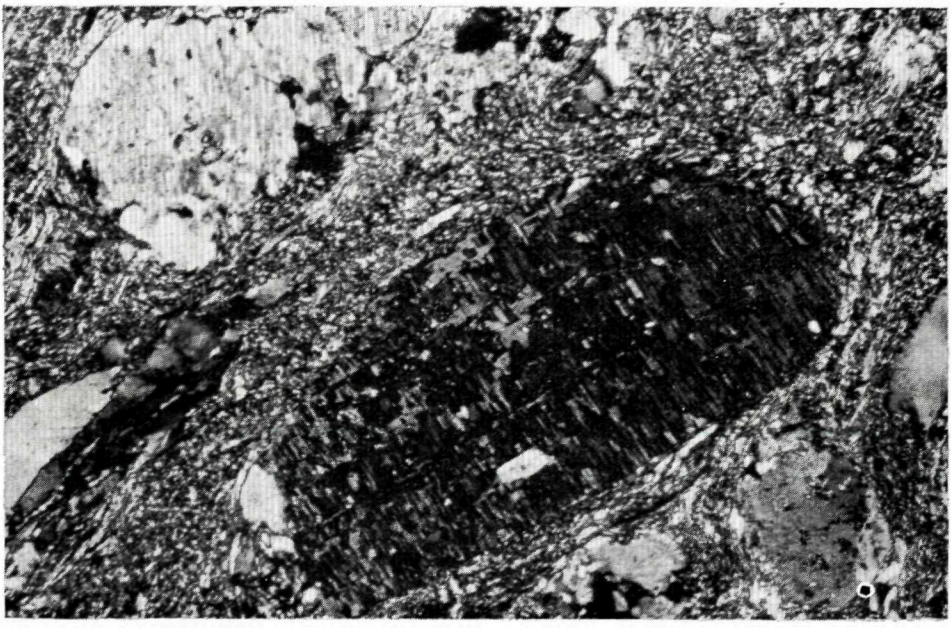
2



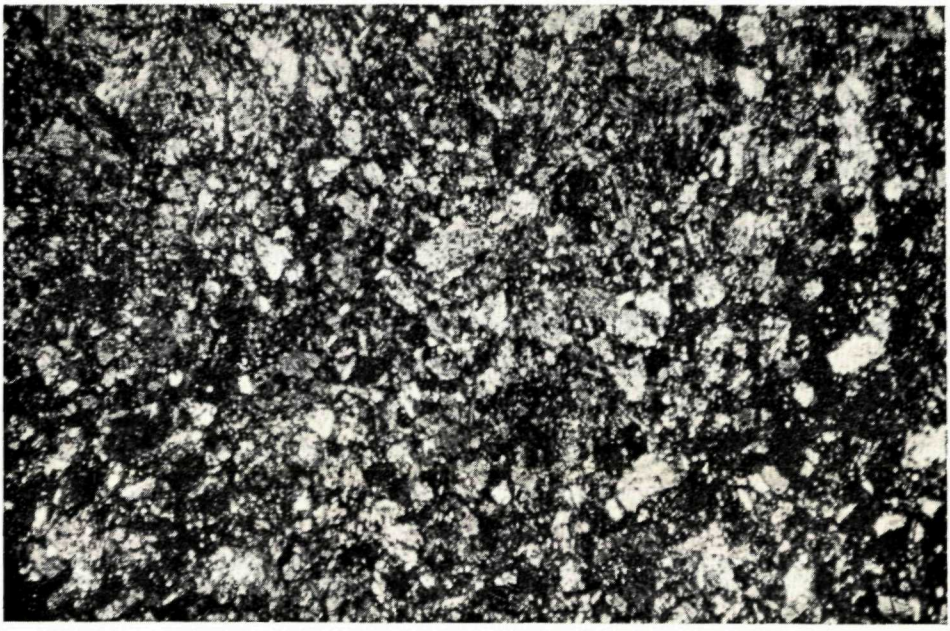
1

2

1

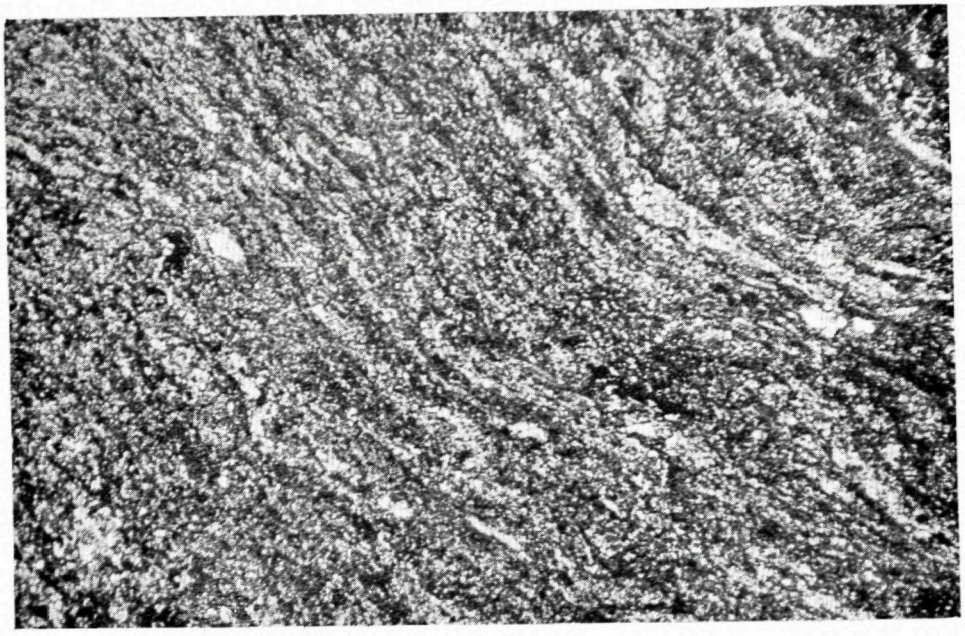


2

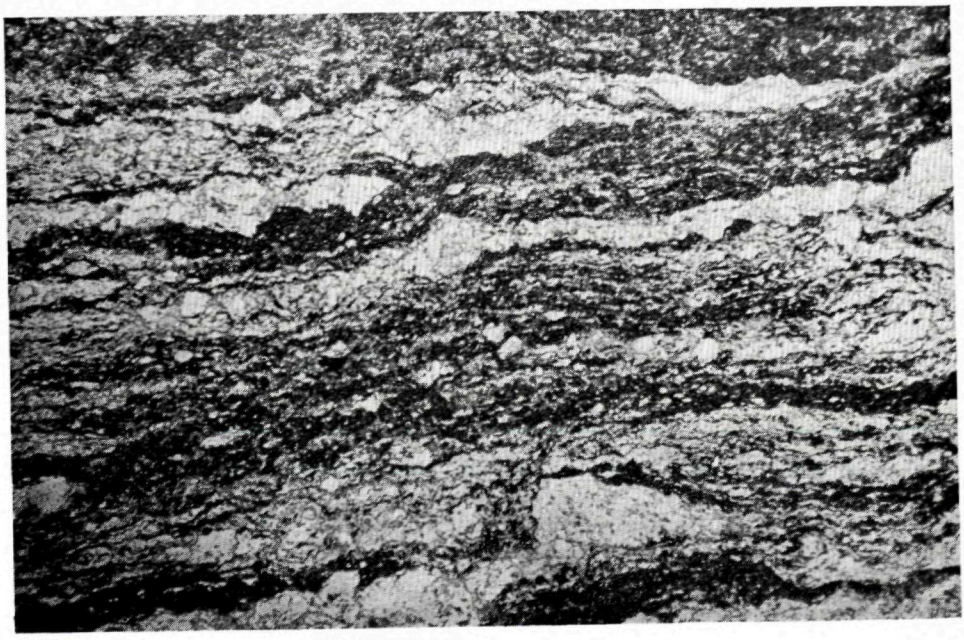


1

2



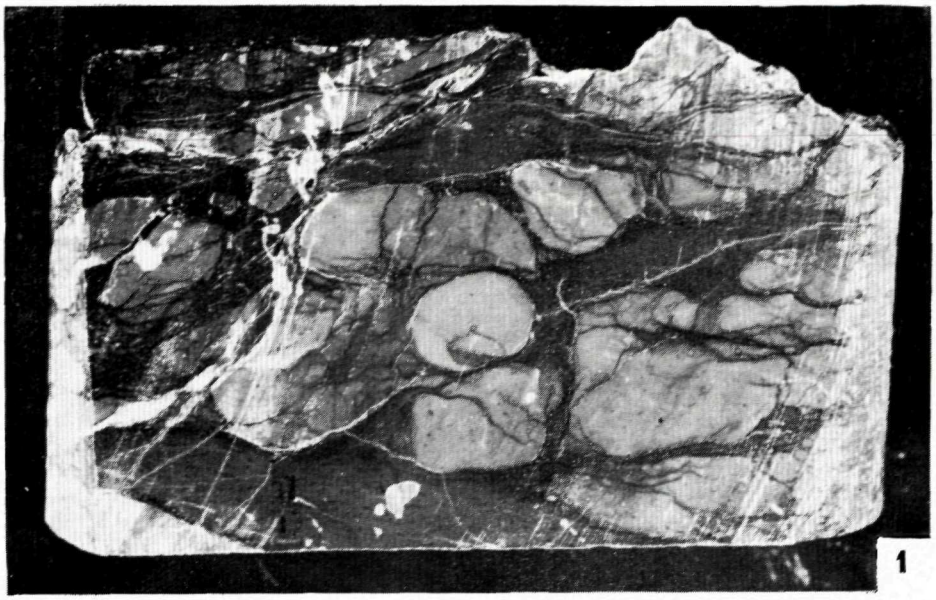
1



2

1

2



1

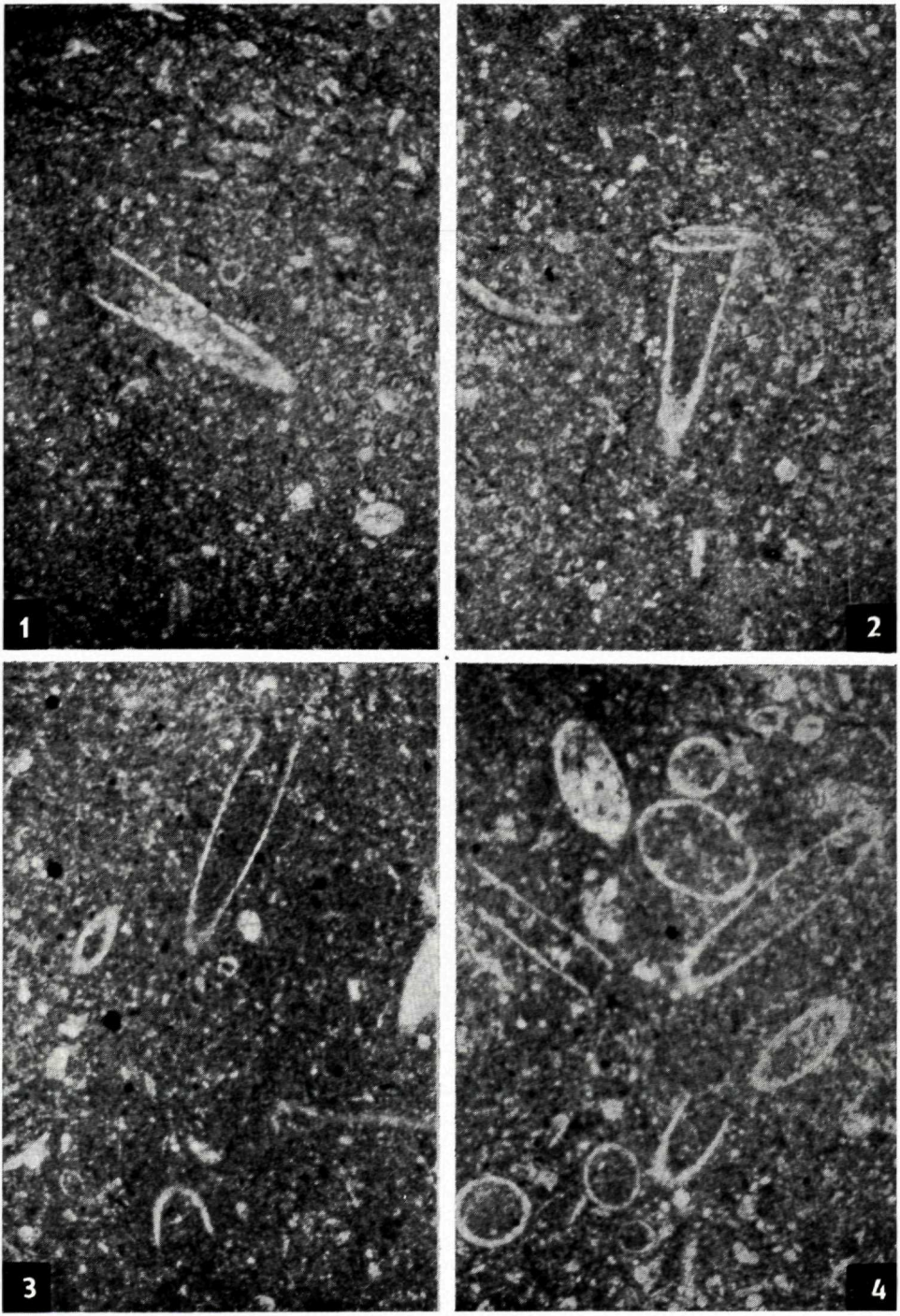
2

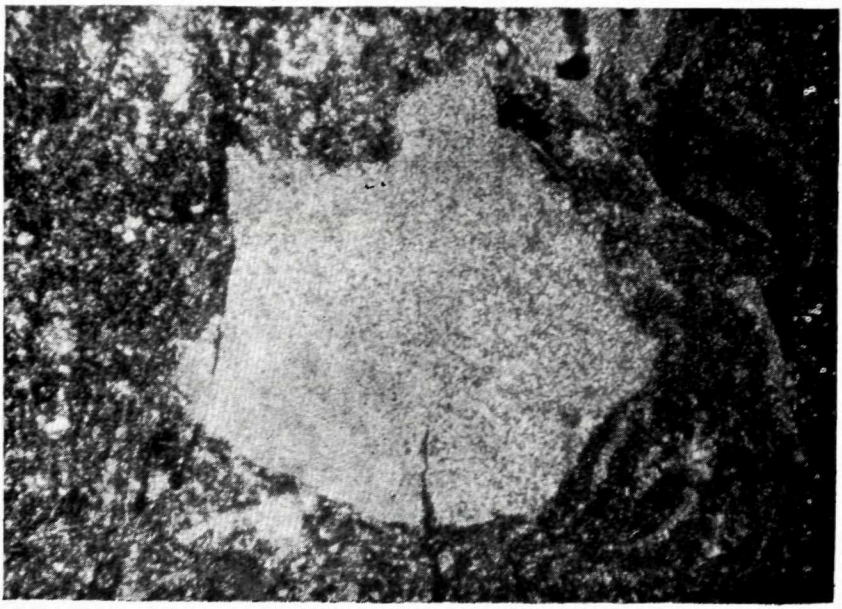
1

2

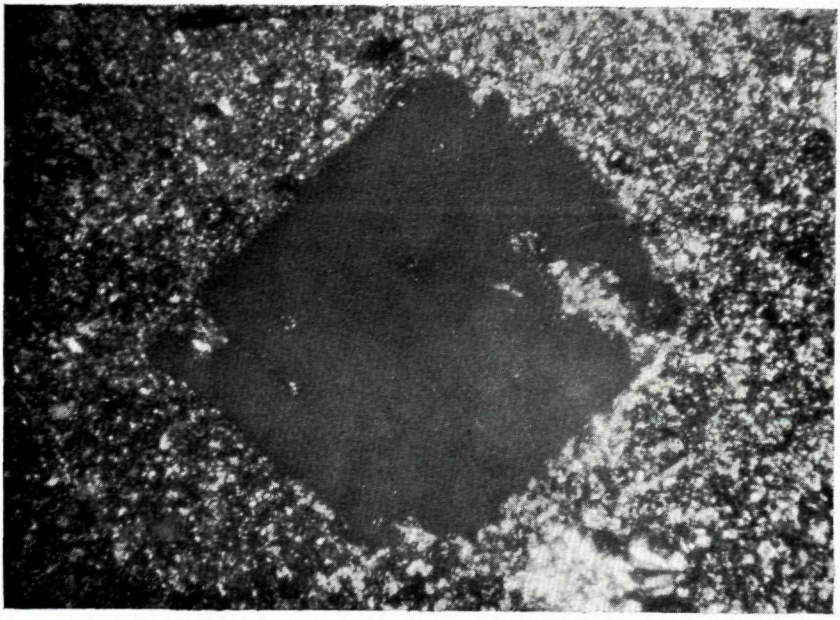
3

4

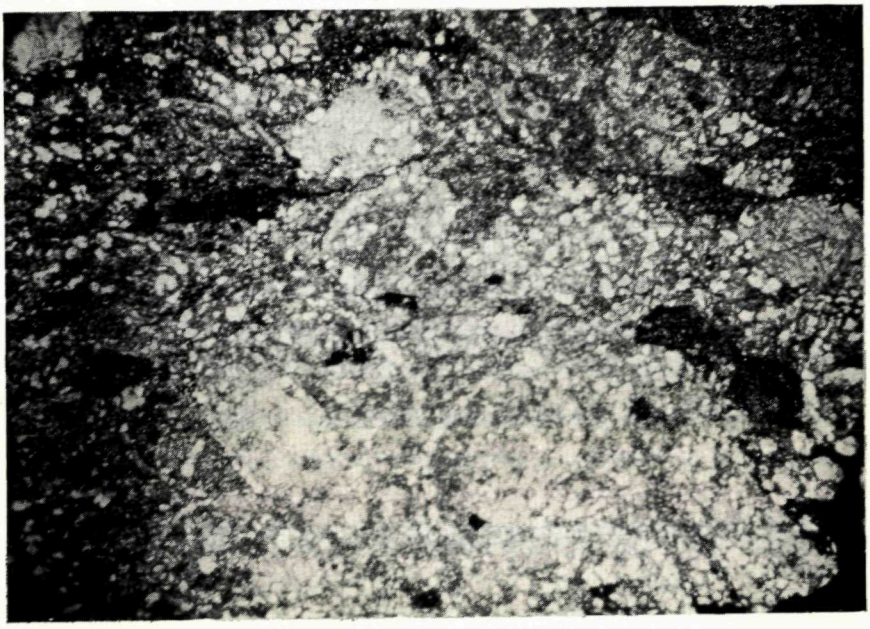

1
2
3
4



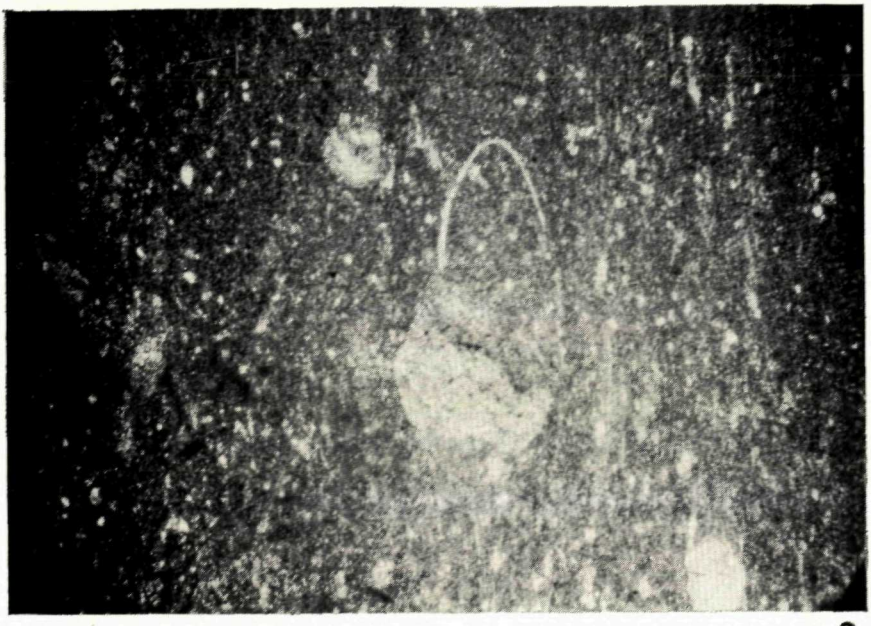
1



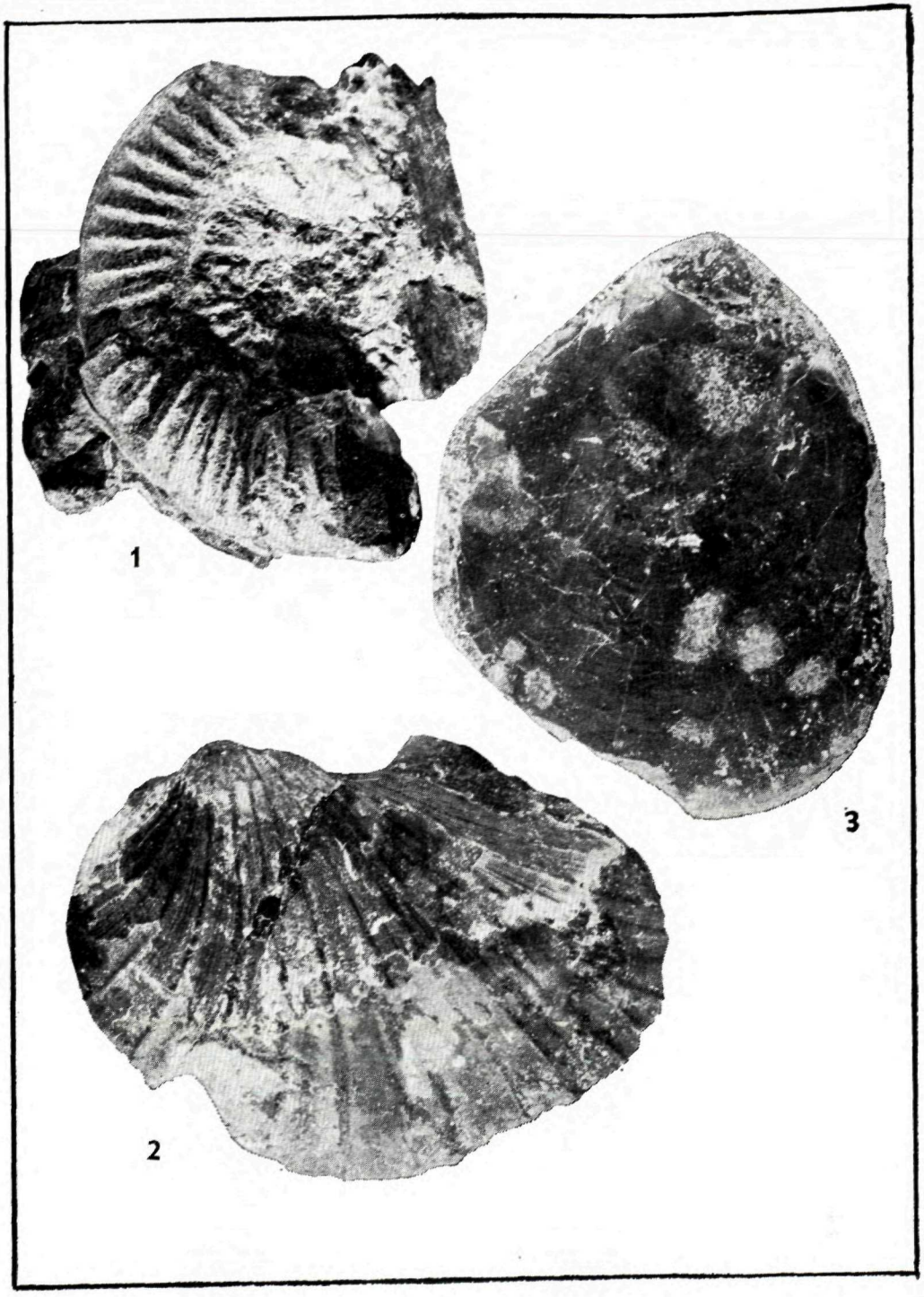
2

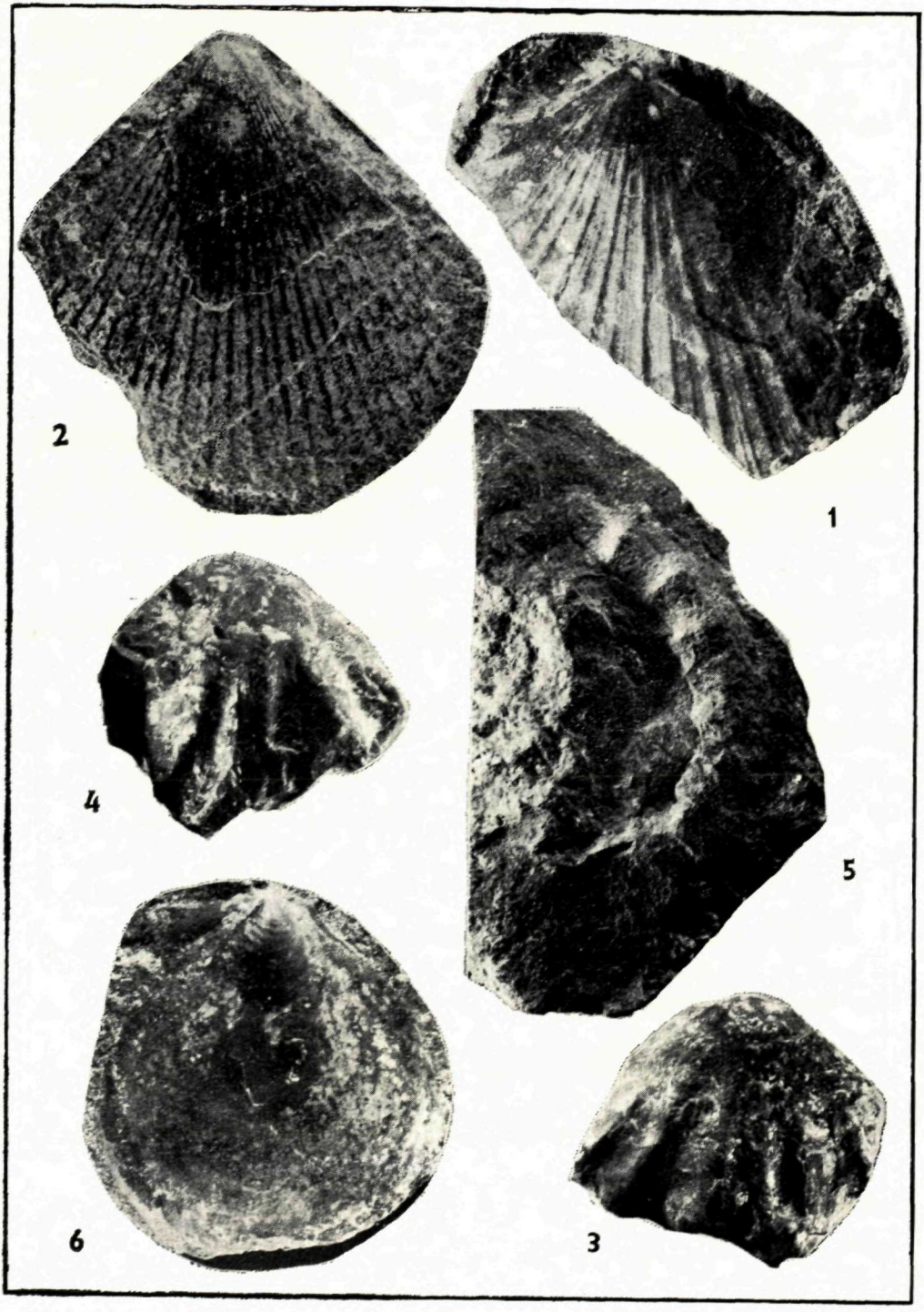


1



2

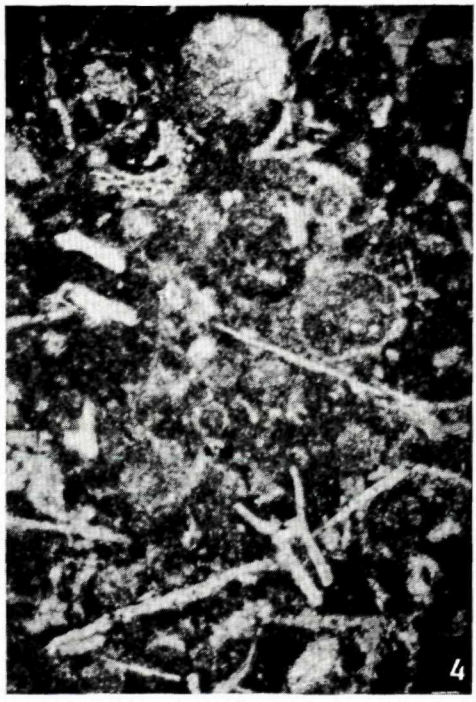

1
2
3

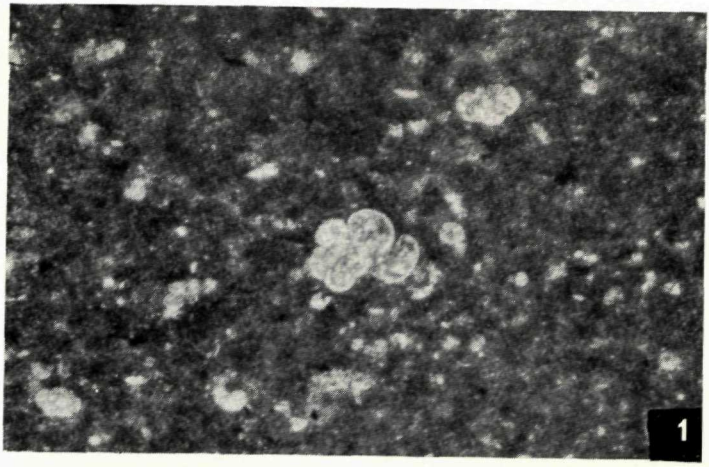

2
1
4
5
6
3

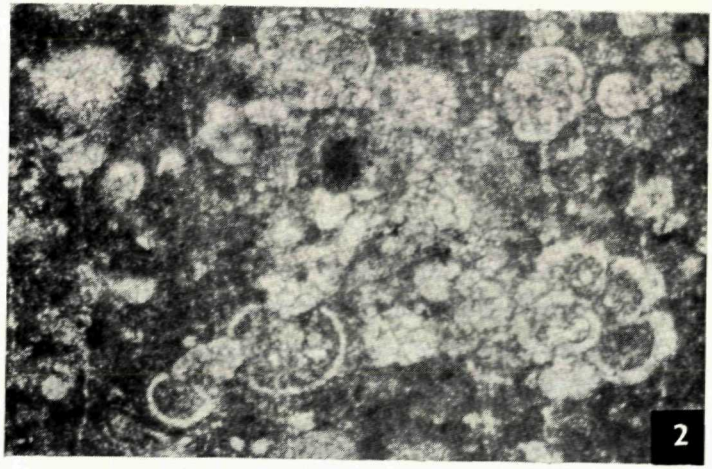
1

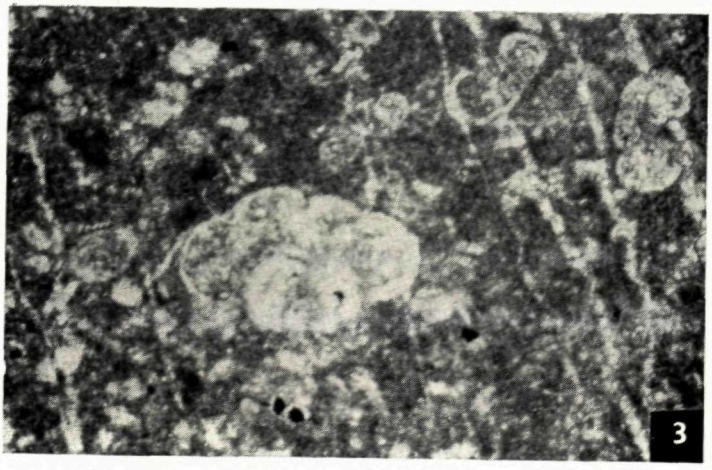
2

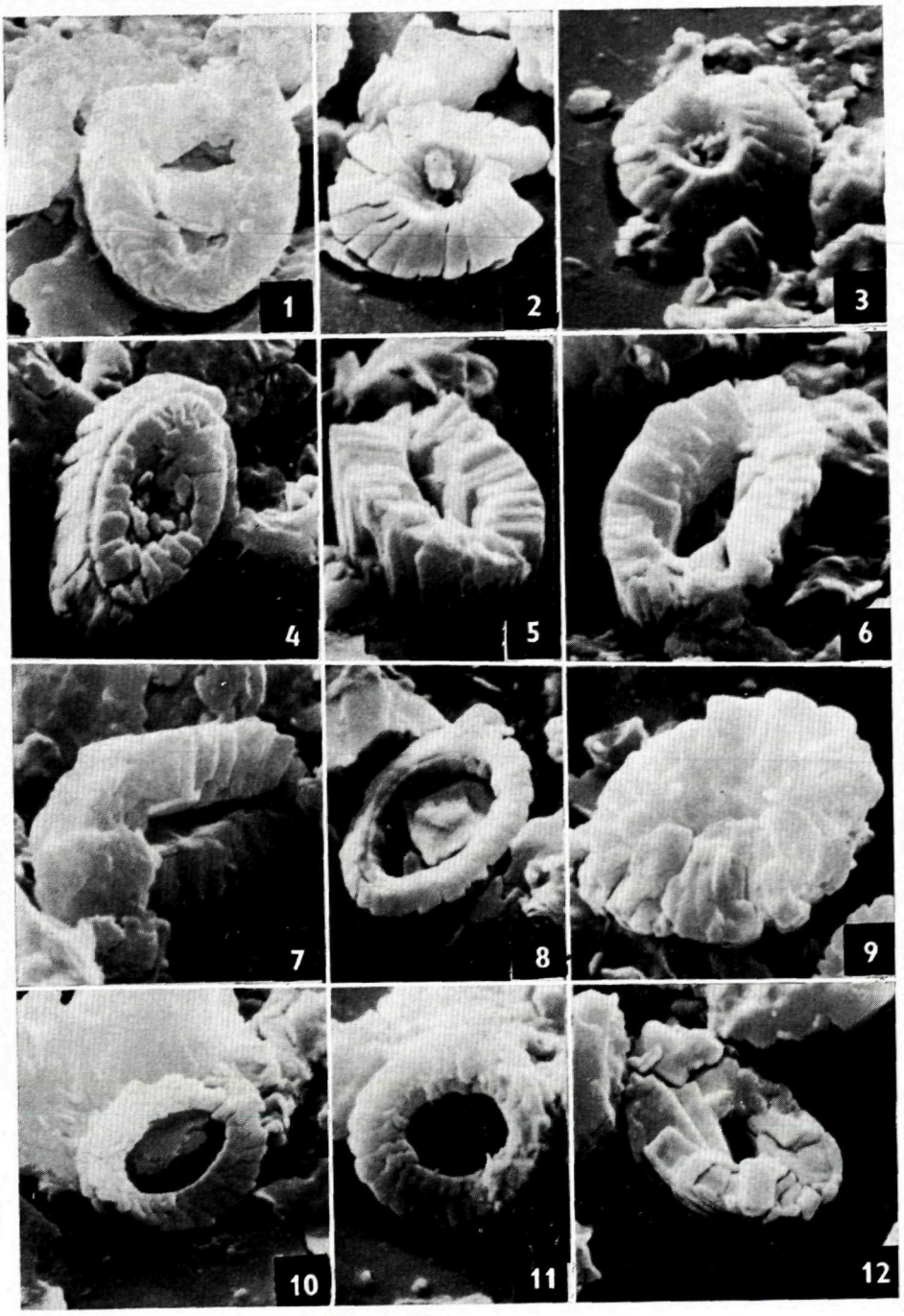
3

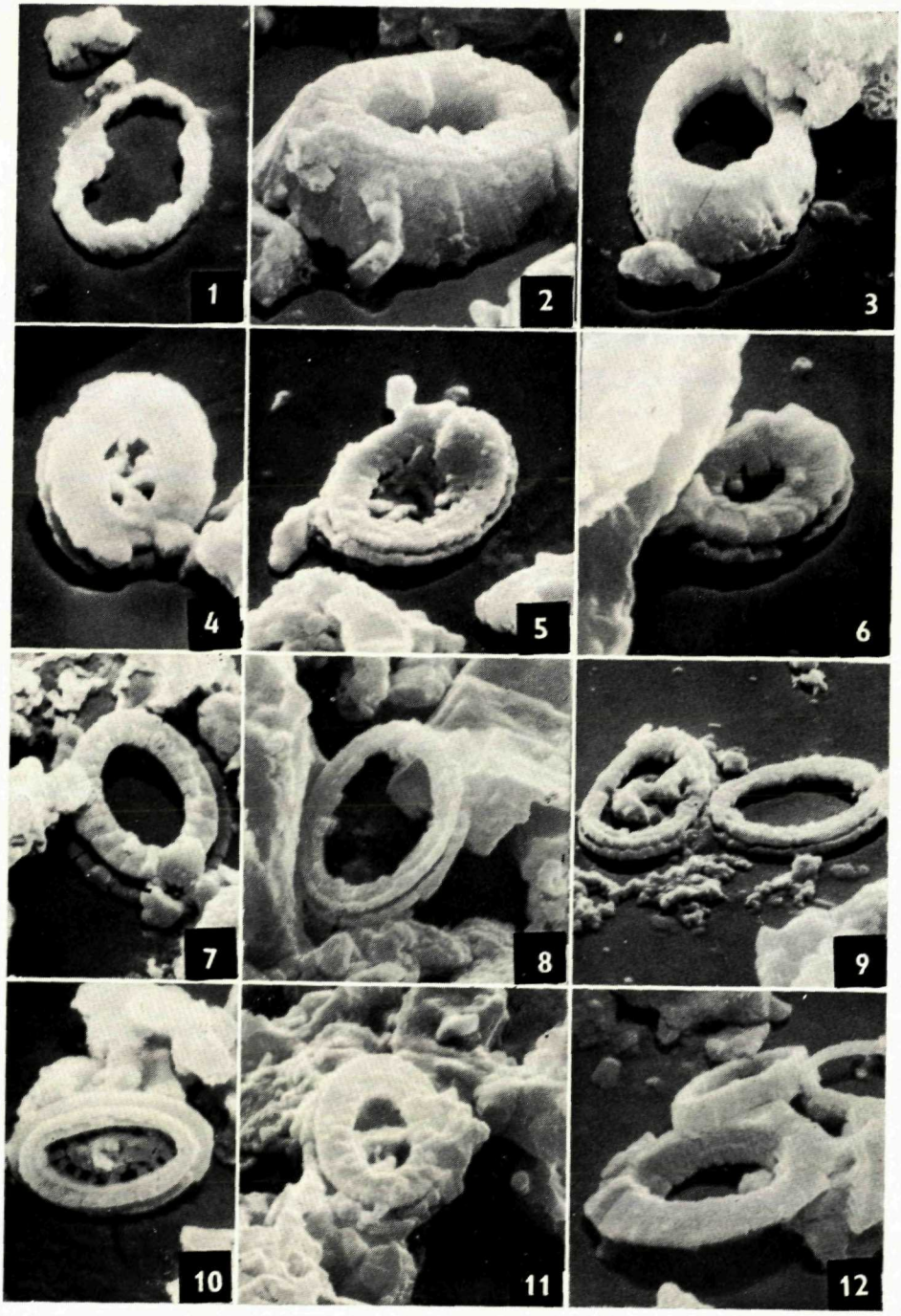

4

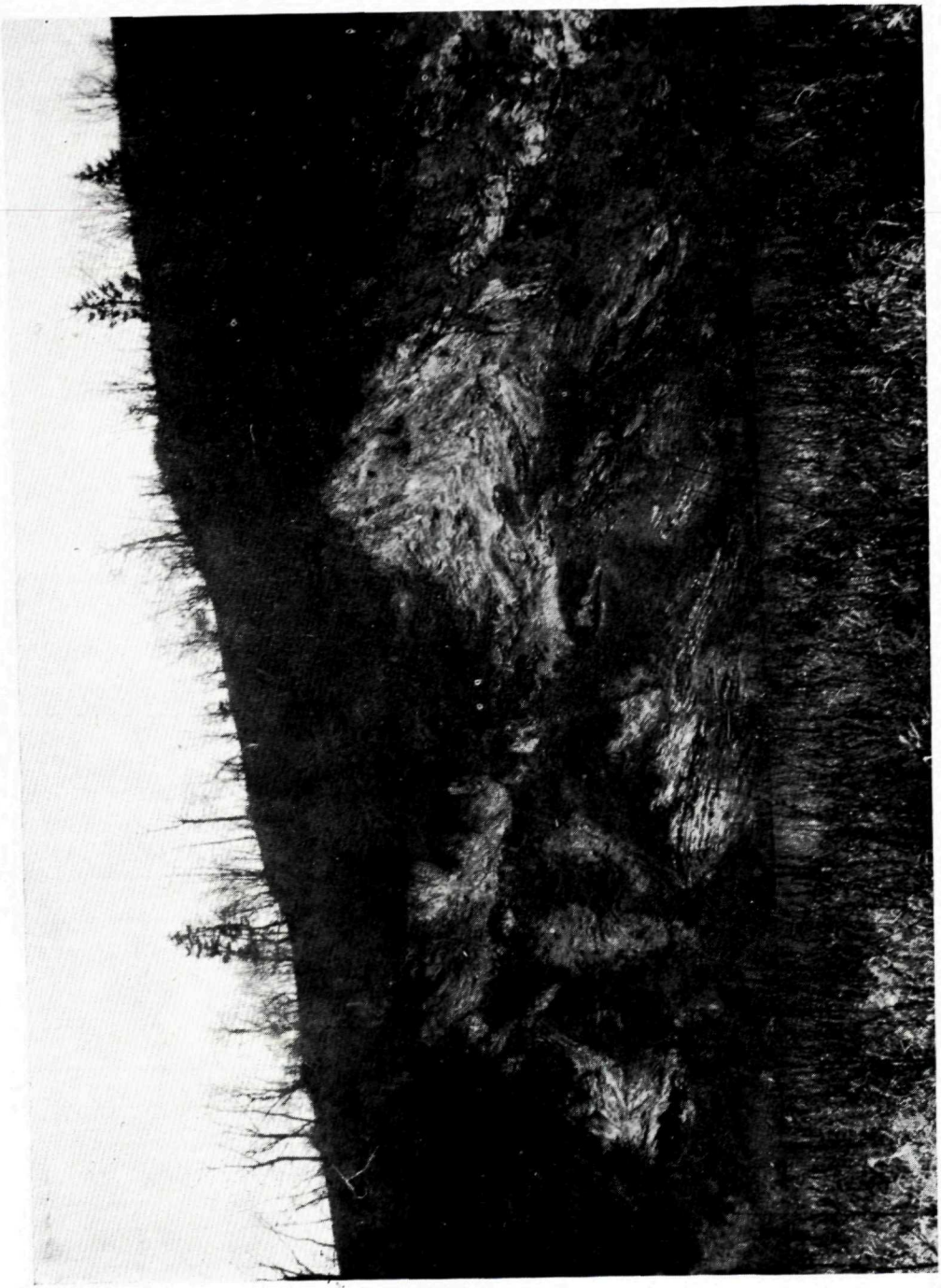

1

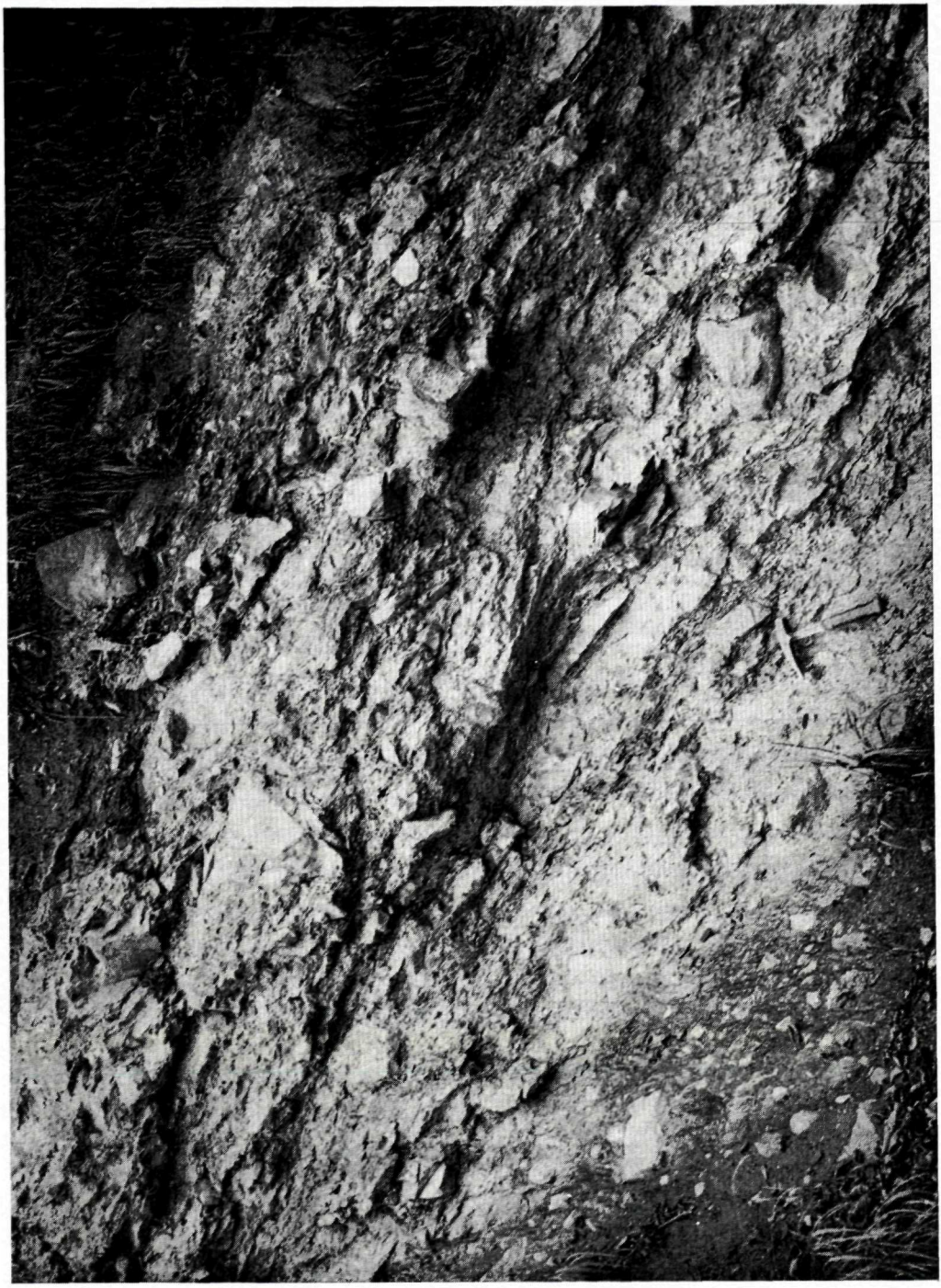

2

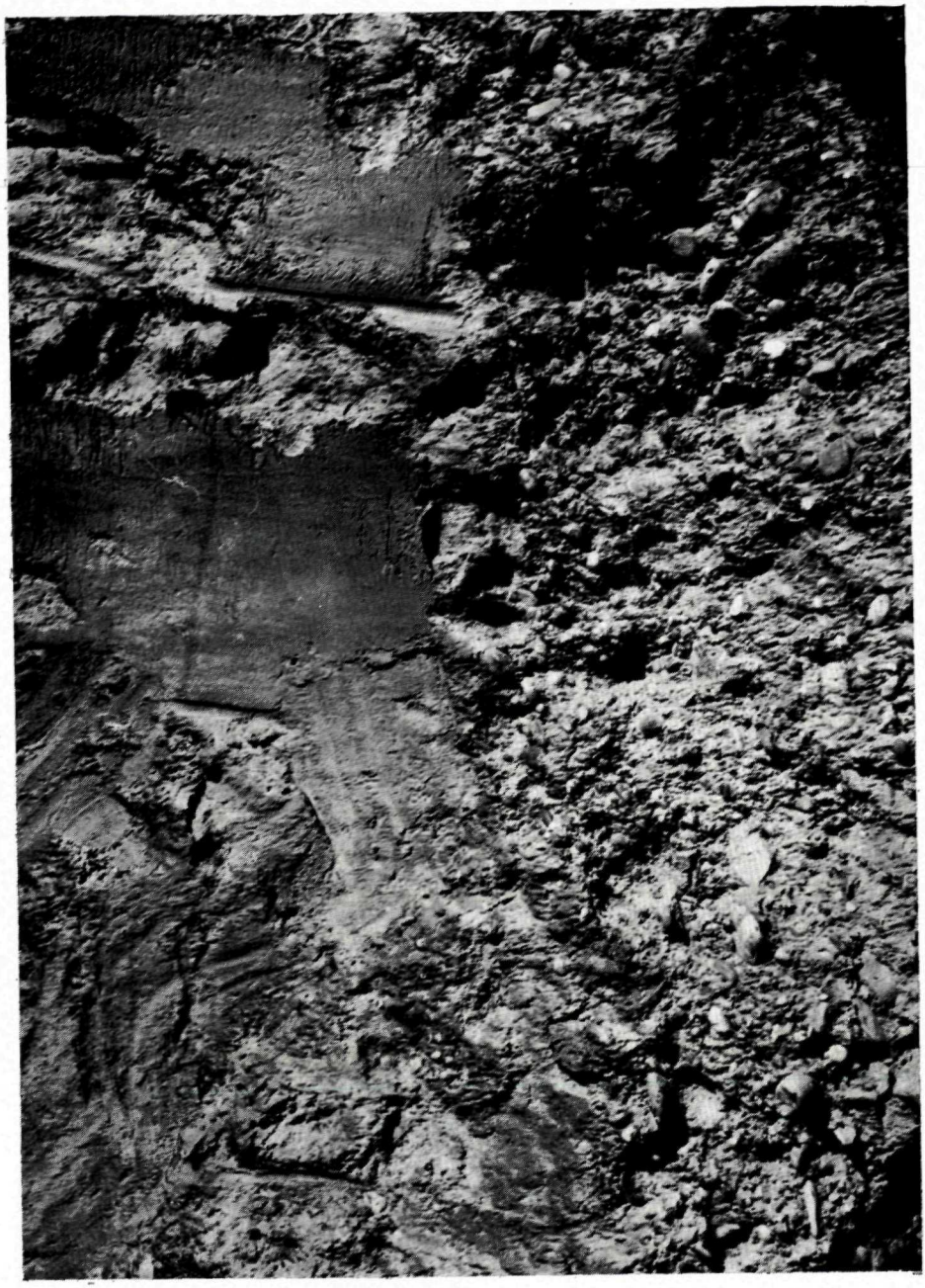

3

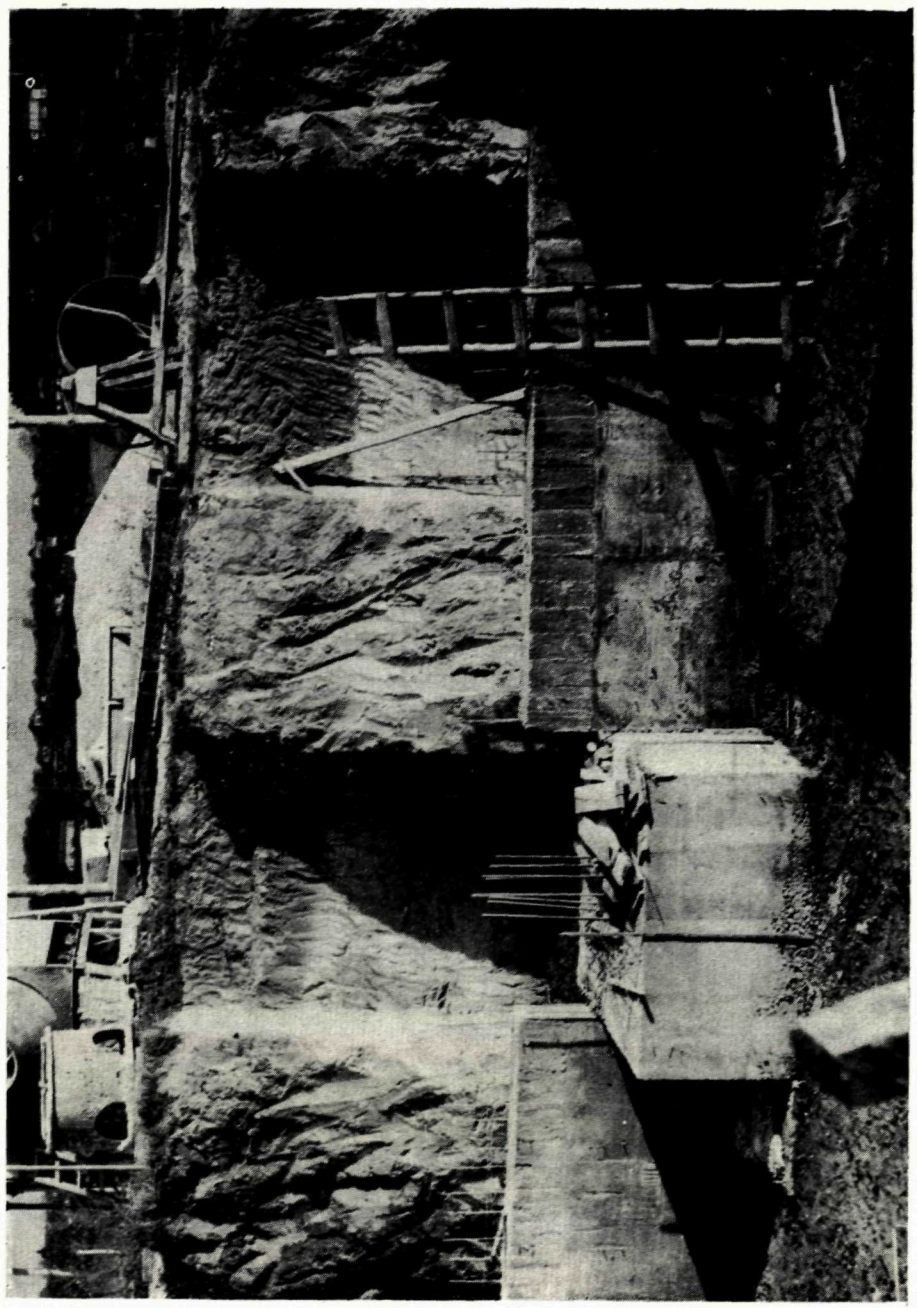

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12

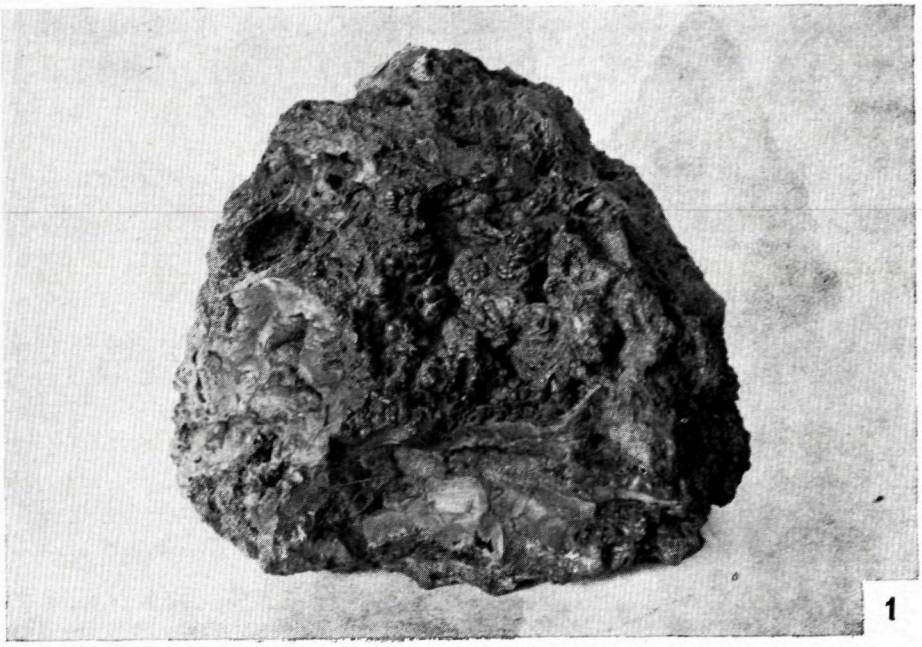

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12



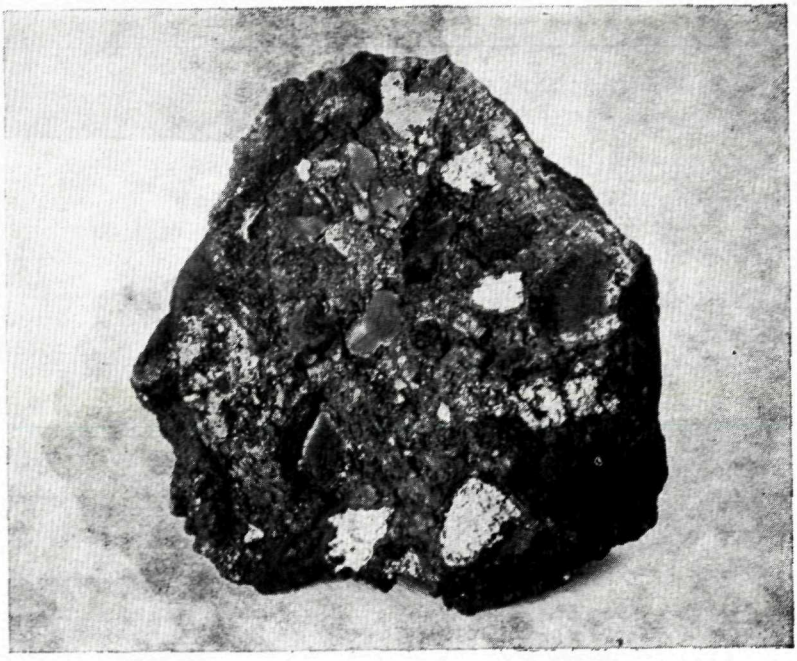




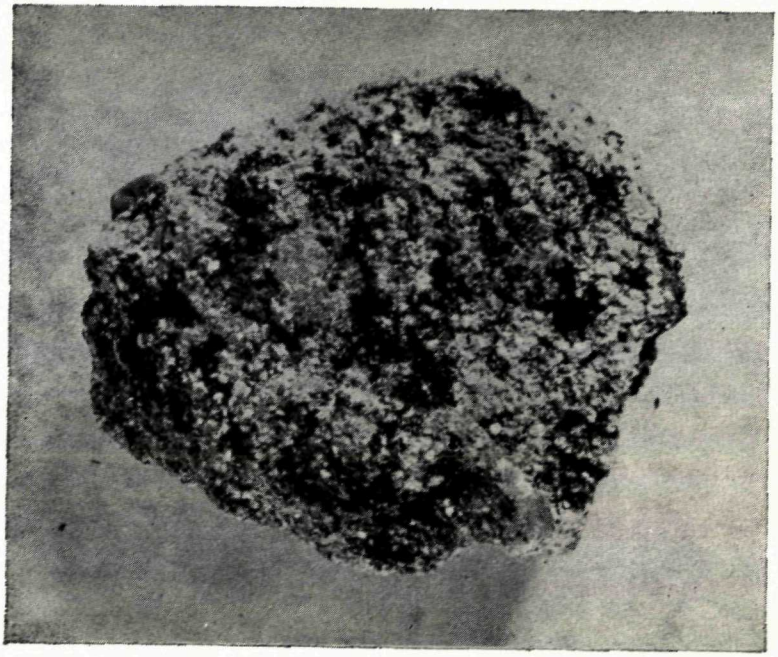




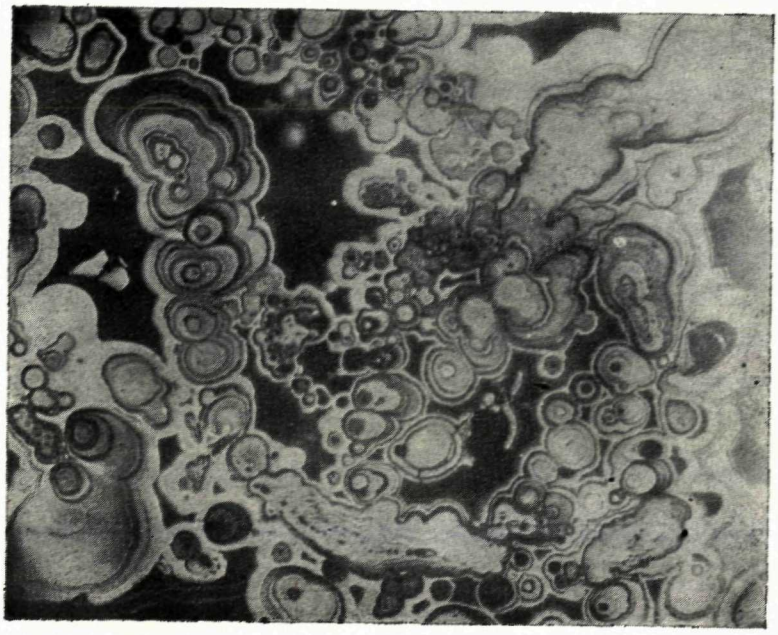
1



2

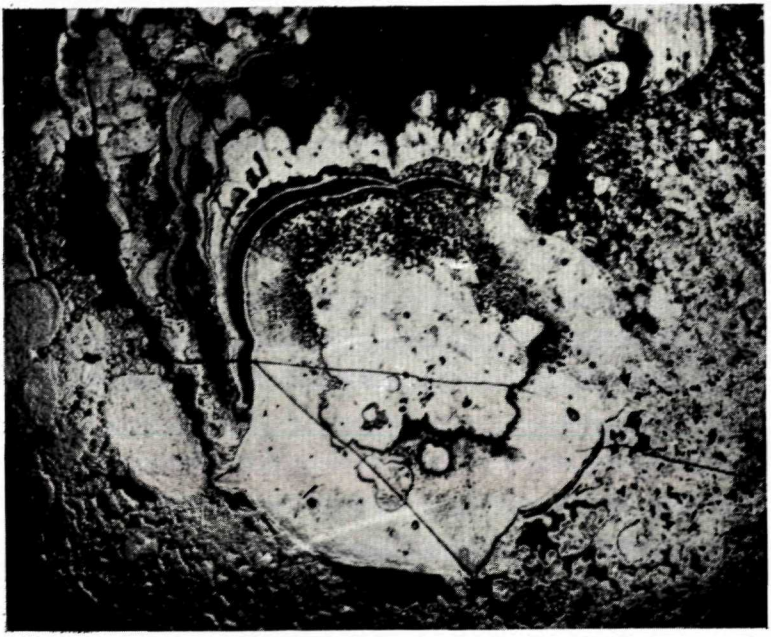


1

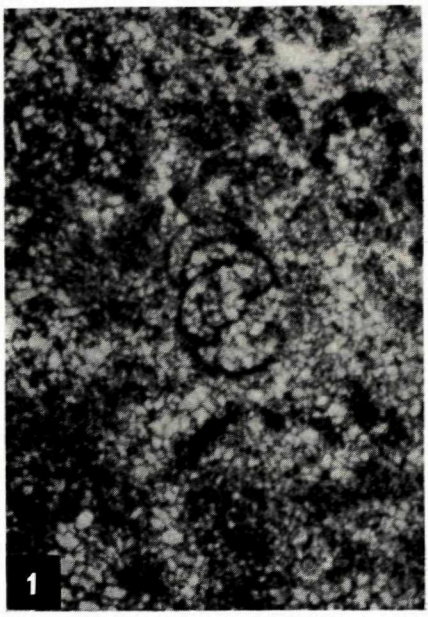


2

1



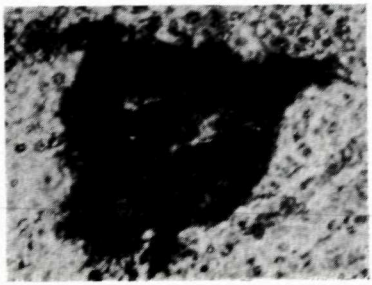
2


1

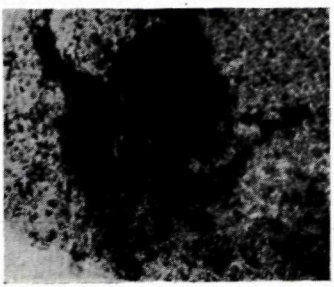
2

3

4

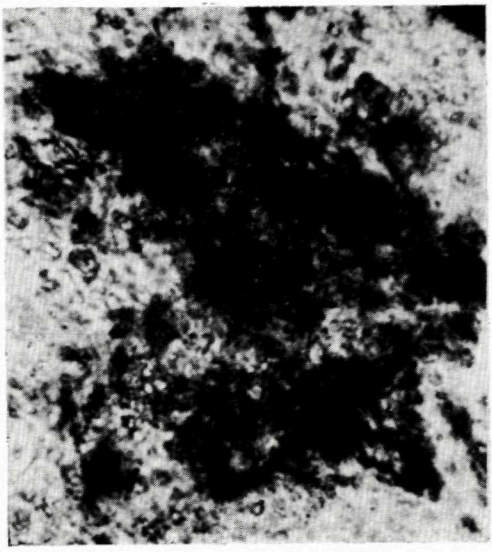


1



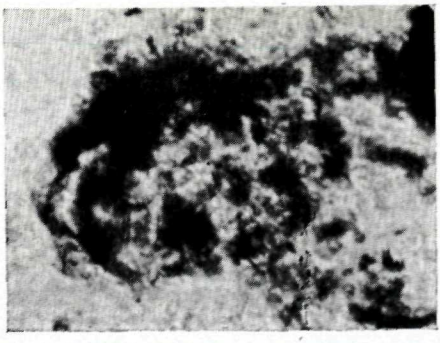
2

3

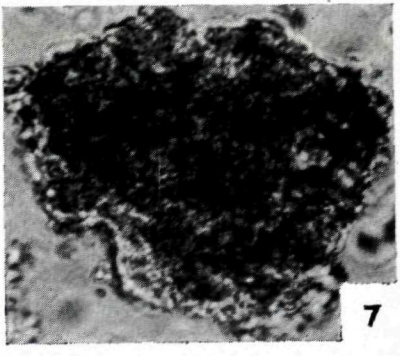


4

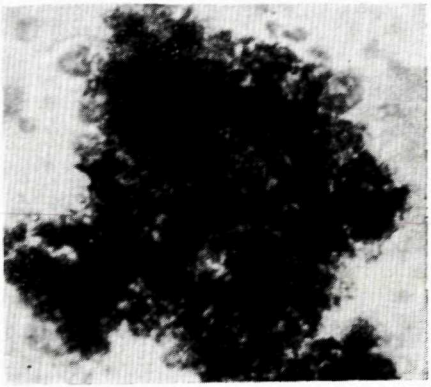
5



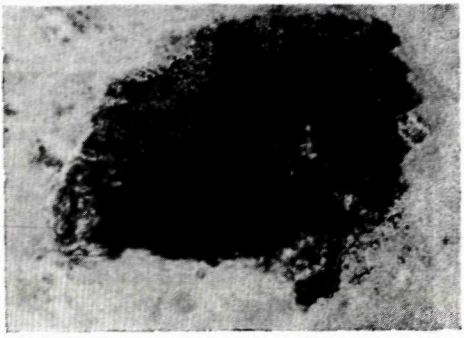
6



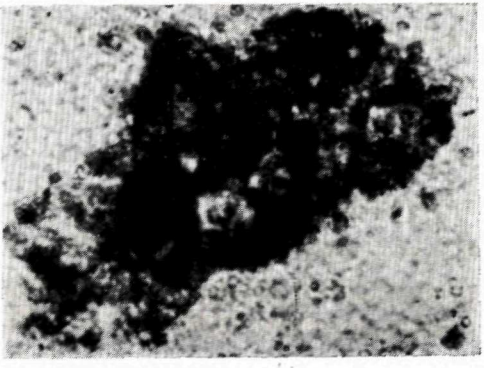
7



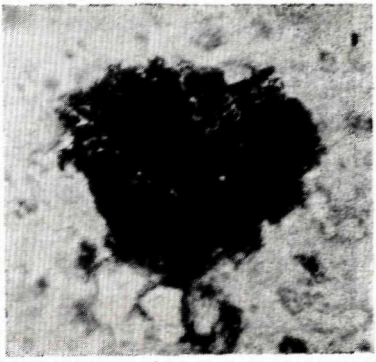
1



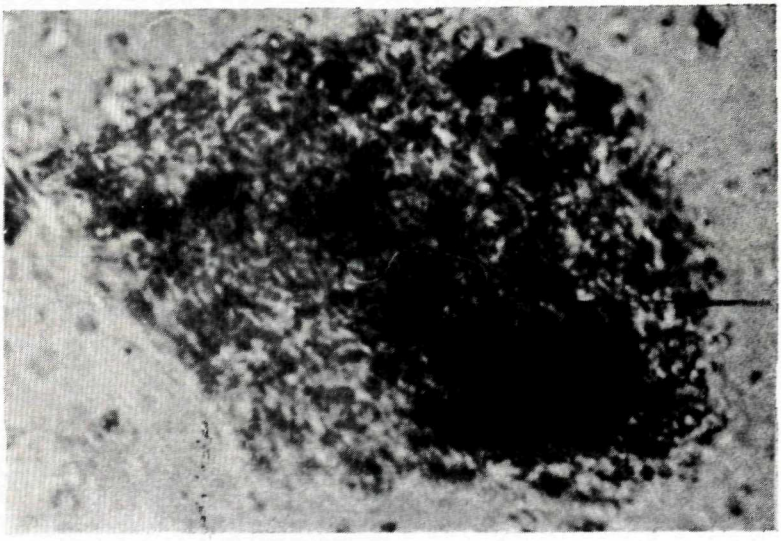
2



3



4



5