

GEOLOGICKÉ PRÁCE

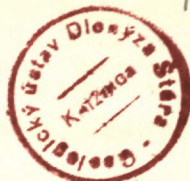
ZPRÁVY 17



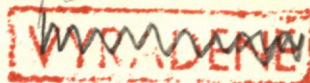
GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA

BRATISLAVA 1960

1819 *fr*



[Handwritten signature]



NÁHRADA
34 STROM

OBSAH

1. J. Bystrický: Príspevok ku geológii Slovenského krasu (územie medzi Silicou a Domicou)	5
2. B. Leško: Vývin menilitových vrstiev v slovenských Karpatoch	29
3. T. Ďurkovič: Príspevok k petrografii krosnenského a magurského flyša na východnom Slovensku	51
4. I. Pagáč: Príspevok ku geológii spodného a stredného miocénu Viedenskej panvy v oblasti Petrová Ves, Štefanov a Smolinské	81
5. D. Kubíny: Príspevok ku geológii okolia Trangošky	97
6. J. Seneš: Burdigalská fauna v slienitých sedimentoch Považia	105
7. P. Čtyroký: Fauna svrchného burdigalu z Winterbergu u Skalice na záp. Slovensku	115
8. E. Hanzlíková — E. Menčík — V. Pesl: Svrchnokřídové vrstvy flyšového vývoje v bradlovém obalu u Hanušovců n. Top.	135
9. V. Zýka — J. Vtělenský: Geochemie slovenských travertínů	147
10. B. Čičel: Halozit a montmorilonit v tufite od Sobraniec	197
11. J. Orvan: O pôvode minerálnych vôd v Šafárikove	203

INHALT

1. J. Bystrický: Beitrag zur Geologie des Slowakischen Karstes (Gebiet zwischen Silica und Domica)	5
2. B. Leško: Die Entwicklung der Menilit-Schichten in den slowakischen Karpaten	29
3. T. Ďurkovič: Beitrag zur Petrographie des Krosno- und Magura-Flysches in der Ostslowakei	51
4. I. Pagáč: Beitrag zur Geologie des Unter- und Mittelmiozäns des Wiener Beckens im Gebiet von Petrová Ves, Štefanov und Smolinské	81
5. D. Kubíny: Beitrag zur Geologie der Umgebung von Trangoška	97
6. J. Seneš: Die burdigalischen Faunen in den mergeligen Ablagerungen im Waagtal	105
7. P. Čtyroký: Die Fauna Oberburdigals am Winterberg bei Skalica in der Westslowakei	115
8. E. Hanzlíková — E. Menčík — V. Pesl: Flyschsedimente der Oberkreide in der Klippenhülle bei Hanušovce	135
9. V. Zýka — J. Vtělenský: Geochemie des slowakischen Travertins	147
10. B. Čičel: Halloysit und Montmorillonit im Tuffit bei Sobrance in der Ostslowakei	197
11. J. Orvan: Über den Ursprung der Mineralwässer in Šafárikovo	203

JÁN BYSTRICKÝ

PRÍSPEVOK KU GEOLÓGII SLOVENSKEHO KRASU

(Územie medzi Silicou a Domicou).

(*Nemecké resumé, 1 mapa.*)

Úvod

Územie medzi Silicou, Dlhou Vsou a Domicou budujú dve tektonické jednotky. Severnejšiu, tiahnucu sa z priestoru medzi Silicou a Silickou Brezovou na Z nazýva B a l o g h (1948b, 1953) „jednotka ardovsko-brezovská“ („šúpina Ladnice“ R o t h a, 1939). Jej vrstevný sled obmedzuje sa na spodný a stredný trias. Vývinom tmavých rohovcových vápencov v ladine predstavuje typ tzv. miešaného vývinu B a l o g h a (B a l o g h — P a n t ó, 1953). Južnejšia jednotka — „antiklinála Josvy“ — zasahuje z Maďarska na čs. štátne územie do priestoru medzi Silickou Brezovou, Dlhou Vsou a Domicou. Stratigrafickou náplňou tejto je spodný, stredný a vrchný trias. Vývinom ladinu predstavuje tzv. „čisto vápencový vývin“, charakterizovaný svetlými vápencami a dolomitmi a nedostatkom tmavých rohovcových vápencov v ladine.

I. Antiklinála Josvy

Na naše územie zasahuje hlavne svojím severným ramenom. Južné rameno pokrývajú zväčša pliocénne štrky, preto je známe len z malého krasového územia medzi Kečovom a Domicou (Čertova diera, Poroňa).

S p o d n ý a n i s (h y d a s p). Najspodnejší člen — spodný trias —, ktorý tvorí jadro antiklinály Josvy, nie je z československého územia známy. Najstarším útvarom u nás sú až guttensteinské vápence a šedé dolomity spodného anisu (hydaspu), vystupujúce v nepočetných odkryvoch pri juhovýchodnom okraji obce Dlhá Ves (v údolí kóty 346,5 a v poľnostiach rázsochy kóty 386,2 východne od Dlhej Vsi). Vývinom sa nelíšia od typických guttensteinských vápencov a dolomitov iných oblastí Slovenského krasu. Pretože ide o územie pokryté mocnou pokrývkou hĺn, ďalšie ich sledovanie smerom na východ do oblasti Kečova nie

je bez umelých odkryvov možné. Ich styk so svetlými vápencami Červenej stráne, patriacimi už k južnému ramenu antiklinály, je asi tektonický.

Prítomnosť vrchného anisu vo vývine svetlých vápencov mohol som zistiť len pomocou diplopór. Okrem šošovky svetlých vápencov, ktorá vystupuje v mase svetlých cukrovitých dolomitov na pravom brehu údolia Szarosz-szoba [*Physoporella pauciforata simplex*, *Physoporella pauciforata undulata*, *Diplopora hexaster* (Balogh, 1953; Bystrický, 1957b)] možno k pelsonu zahrnúť aj svetlé vápence ľavého brehu tohto údolia (kóty 347* a SV od nej) silne prestúpené bielymi žilkami druhotného kalcitu, ktoré vystupujú v styku so svetlými cukrovitými dolomitmi rázsochy kóty 434,5. Z diplopór som v nich zistil *Oligoporella pilosa intusannulata* Pia.

Pelsonu a ilýru patria svetlé vápence rázsochy Kamenec obsahujúce (východne od kóty 357,4) *Physoporella pauciforata simplex* Pia.

Na rozdiel od severnejších jednotiek (ardovsko-brezovskej a silickej) aj najvyšší anis — vrchný ilýr — je tu iba vo vývine svetlých vápencov, ktoré sa nelíšia od vápencov pelsonu a ladinu. Jediný rozdiel je v obsahu diplopór. Na prítomnosť vrchného ilýru poukazuje výskyt rias *Diplopora annulatissima* Pia, nachádzajúca sa hojne a veľmi dobre zachovaná vo svetlých vápencoch južného úpätia Maloldalalu (kóty 492,5), najmä pozdĺž východného okraja obce Kečova a po ľavom brehu Kečovského potoka takmer do polovičnej vzdialenosti medzi Kečovom a štátnou hranicou. Západnejšie som ju zistil aj vo svetlých vápencoch kóty 422,4. Mocnosť vrchného ilýru nepresahuje 50 m. Vo svetlých vápencoch v nadloží horizontu s *Diplopora annulatissima* nenašiel som totiž žiadne fosílie. Je však veľmi pravdepodobné, že hlavná masa svetlých vápencov Maloldalalu patrí už ladinu.

Na základe pozície možno k vrchnému anisu pričleniť i svetlé vápence preplnené dobre zachovanými stonkovými článkami krinoidov, vystupujúce západne od Kečova a v podloží vápencov s *Diplopora annulatissima*.

K vrchnému anisu patrí aj bližšie nevymedziteľná časť svetlých, na organické zvyšky neobyčajne chudobných vápencov Kamenného kopca (Kövesbercu), v ktorých som zistil ojedinelé úlomky bližšie neurčiteľných foriem *Physoporella* (južný okraj veľkého závrhu JV od salaša).

Vo svetlých vápencoch anisu antiklinály Josvy vystupujú teda dva diplopórové horizonty: spodnejší s *Physoporella pauciforata undulata* Pia, *Diplopora hexaster* Pia a *Oligoporella pilosa intusannulata* Pia, a vyšší s *Diplopora annulatissima* Pia. Prvý v zmysle Piovh o členenia anisu patrí pelsonu, druhý vrchnému ilýru (Pia 1930). Pretože *Physoporella pauciforata simplex* Pia sa vyskytuje v oboch tu vystupujúcich diplopórových horizontoch (Bystrický 1957b, 1959), nemožno ju pre podrobnejšie členenie anisu použiť.

* označené kóty vzťahujú sa na staršiu, reambulovanú sériu top. listov 1:25.000.

Do akej miery sa uvedené diplopórové horizonty kryjú s brachiopódovými zónami, nie je zatiaľ jasné. Schréter (1935) počíta svetlé vápence od Aggteleku (Maďarsko) podľa výskytu *Rhynchonella decurtata* Gir. za strednoaniské (zóna *decurtata*), kým Balogh (1948b, Balogh — Pantó 1953) ich kladie do nadložia diplopórových vápencov pelsonu. Pretože sám som vo svetlých vápencoch antiklinály Josvy nikde brachiopódy nenašiel, nechávam túto otázku zatiaľ otvorenú. Vrátim sa k nej po spracovaní brachiopódov a diplopór severnej časti Plešiveckej planiny, odkiaľ poznáme obe brachiopódové zóny anisu (zónu *decurtata* i *trinodosi*) i diplopóry pelsonu a amonitov vrchného ilýru (Bystrický 1955, 1957a).

Kartografické vymedzenie svetlých vápencov anisu v antiklinále Josvy je pre nedostatok litologicky odlišného horizontu veľmi obťažné. Šošovka svetlých vápencov pelsonu v cukrovitých dolomitoch (údolie Szarosz-szoba) poukazuje, že hranica anis—ladin prebieha asi v mase svetlých dolomitov. Pri Kečove prechádzajú svetlé vápence vrchného ilýru plynule do svetlých vápencov ladinu, obsahujúcich na severnom svahu Mušinky a pri kóte 479,9 na južnom úpätí Husieho vrchu *Teutloporella herculea* (Stopp). Horná hranica anisu je výrazná len severne od Dlhej Vsi (rázsocha Kamenec), kde v nadloží svetlých vápencov anisu vystupujú tmavé lavicovité vápence spodného ladinu.

Ladin

Hlavná masa svetlých vápencov a dolomitov severného ramena antiklinály Josvy patrí ladinu. I keď pre nedostatok skamenelín nemožno ladin v tomto vývine detailnejšie stratigraficky rozčleniť, dajú sa tu odlíšiť dva litologicky odlišné oddiely. Spodný je zastúpený tmavými lavicovitými vápencami a šedými i svetlými cukrovitými dolomitmi, vrchný svetlými vápencami wettersteinského typu. V oblasti severne od Kečova, kde svetlé vápence anisu prechádzajú do svetlých vápencov ladinu, nie je možné ani takéto hrubé rozdelenie.

a) Tmavé lavicovité vápence sa vývinom i pozíciou zhodujú s tmavými vápencami spodného ladinu severnejšej jednotky ardovsko-brezovskej s tým rozdielom, že neobsahujú (alebo len celkom sporadicky) tmavé rohovce. Tvoria ca 50 m mocné súvrstvie, ktoré prebieha severne od Dlhej Vsi z hrebeňa rázsochy Kamenec (kóta 423,2) po pravom brehu údolíčka ústiaceho z pravej strany do údolia Borzút až po južný cíp rázsochy kóty 434,5. Sú lavicovité s hladkým povrchom lavíc, čím sa líšia od tmavých až čiernych vápencov s tmavými rohovcami so zreteľne hľuznatým povrchom lavíc, ktoré miestami (Silická planina) vystupujú na báze červenkastých hľuznatých vápencov vrchného ilýru.

VSV od Kamenného kopca vystupujú vo forme dvoch nad sebou ležiacich šošoviek a obsahujú sem tam aj tmavé rohovce. Obe šošovky sú pretiahnuté v severo-južnom smere. Vápence západnejšej šošovky, na báze s polohou tmavých oolitic-

kých vápencov, prechádzajú smerom na juh do šedých i svetlých cukrovitých dolomitov, s ktorými sa prstovite prelínajú a stávajú sa tak ich laterálnym ekvivalentom. V mase dolomitov vystupujú tiež ako menšie šošovky a nevymedziteľné polohy v rozličnej stratigrafickej výške (hrebeň severnejšie od kóty 482,6; oba svahy údolíčka severo-južného smeru východne od kóty 456,0). Východnejšia šošovka tmavých lavicovitých vápencov (na západnej časti hrebeňa kóty 539,2) nachádza sa naproti tomu vo svetlých vápencoch ladinu, do ktorých jej tmavé vápence prechádzajú tiež laterálne. Obe šošovky, zdá sa, predstavujú dve samostatné a nad sebou ležiace súvrstvia a nie tektonické opakovanie sa toho istého horizontu.

Z tmavých vápencov uvedených lokalít nemáme žiadne fosílie.

b) **D o l o m i t y** budujú rozsiahlejšiu oblasť severne od Dlhej Vsi (z východných svahov Nyistron bercu po Kečovské lúky). Sú svetlé, šedé, miestami skoro biele, ale i tmavošedé. Poväčšine majú cukrovitú textúru, ktorou sa líšia od dolomitov spodného anisu. Sú lavicovité (hlavne v bazálnych partiách) i masívne, resp. pre silnejšie tektonické rozdrvenie bez zreteľnej vrstvitosti. Okrem už uvedených šošoviek a polôh tmavých lavicovitých vápencov vyskytujú sa v nich i polohy a šošovky svetlých vápencov, tiež v rozličnej stratigrafickej výške.

Šošovku v najvyššej časti údolia Szarosz-szoba, patrnú len z voľných kusov (južne od kóty 482,6 v lesnej ceste) tvoria podľa Mišikovho rozboru výbrusového materiálu „svetlé vápence s drobnými foraminiferami (*miliolidy*, *textulárie*, *frondikulárie*) a drobnými ostnami ježoviek“. Väčšie úlomky patria brachiopódom, lamelibranchiátom a malým gastropódom. Zriedkavejšie sú články echinodermov. Časté sú oolity (priemeru 0,8–2,5 mm) i úlomky opracovaného oolitického vápenca. Oolity sú miestami vytriedené a tvoria vrstvičky. Veľkosť oolitov, ich častý nepravidelný obrys (niekedy aj nedokonalá koncentrickosť vrstvičiek) dáva tušiť, že aspoň časť z nich sú onkolity — hluzy, tvorené sinnými riasami. *Girvanelly* sa nachádzajú v nepravidelných úlomkoch (niekedy aj v jadre spomenutých oolitov); okrem nich sa vyskytujú aj riasy skupiny *Solenoporella*.

Dolomity sú úplne bez fosílií. Preto aj ich stratigrafický rozsah nie je nám známy. Podľa pomerov v údolí Szarosz-szoba začínajú asi v najvyššom anise. Podľa B a l o g h a (1948b) presahujú hornú hranicu ladinu a zasahujú do vrchného triasu. H o m o l a (1951) v tektonickej skici ich zahrňuje k anisu (stredný a vrchný anis), hoci v texte uvádza, že z časti patria aj ladinu.

Výskyt diplopór v nadložných svetlých vápencoch však úplne vylučuje stratigrafický rozsah dolomitov, ktorý uvádza B a l o g h. V oblasti severne od Dlhej Vsi obmedzujú sa dolomity len na spodnejšiu časť ladinu. Ich detailnejšie členenie podľa farebného odtieňa navrhované H o m o l o m (l. c.; svetlejšie = anis, tmavšie = ladin) treba považovať za iluzórne. Dolomity ako laterálny ekvivalent tmavých i svetlých vápencov majú tmavšie i svetlejšie odtiene veľmi nepravidelne rozložené, takže sa pri členení nemôžu použiť.

c) Svetlé vápence („wettersteinského“ typu). Ako laterálny ekvivalent tmavých vápencov i dolomitov majú v rôznych oblastiach rôzny stratigrafický rozsah. V západnejšej časti (severne od Dlhej Vsi) zastupujú len vyššiu časť ladinu, vo východnejšej (severne od Kečova) zase celý ladin.

Svetlé vápence ladinu predstavujú bežný organogénno-detritický typ svetlých vápencov Slovenského krasu. Obsahujú úlomky rias, diplopór a solenopór, húb, gastropódov a „evinospongie“. Z hľadiska stratigrafického členenia pripadá najväčší význam diplopóram, ktoré sú hlavne vo vyšších častiach pomerne hojne zastúpené, a tým umožňujú viesť hranicu oproti svetlým vápencom karnu. Iba miestami vyskytujú sa v nich polohy svetlých i ružovkastých oolitických vápencov (cesta z kóty 463,6 smerom na juh na kótu 585,5).

Okrem oblasti severne od Dlhej Vsi a Kečova patrí ladinu aj masa svetlých vápencov pozdĺž čs.-maďarských štátnych hraníc v oblasti Trnia (kóta 558,9), v ktorých sa na početných miestach vyskytuje *Teutloporella herculea* (Stopp.) (hlavne pri hraničnom kameni 19/4, 18/15 a na severnom svahu kóty 534).

V najvyššej časti svetlých vápencov, ktoré na základe uvedených nálezov diplopór patria bezpečne ladinu, vystupuje južne od Ardočky na rázsoche kóty 487,6 niekoľko metrov mocná poloha tmavých lavicovitých vápencov a červených krinoidových vápencov. Tmavošedé vápence sa litologicky zhodujú s vápencami z bázy ladinu. Červené vápence obsahujú veľké stonkové články krinoidov a chuchvalce girvanel (Schaleková 1959).

V r c h n ý t r i a s

Stratigrafia vrchného triasu nie je v Slovenskom krase ešte stále dostatočne preskúmaná. Roth (1939) zahrnul k nemu (karn — nor) len svetlošedé až biele organogénne vápence obsahujúce v najvyššej časti *Gyroporella vesiculifera* Gumb. Podľa Balogha (1940, geol. mapa) z vrchného triasu je zastúpený len nor a až neskôršie (1950) počíta ku karnu i najvyššiu časť svetlých masívnych vápencov bez fosílií, vystupujúcu v podloží svetlých vápencov, ktoré pričleňoval už predtým na základe výskytu brachiopódov (*Halorella plicatifrons*) k noru. Tohto členenia sa pridrižiava aj Homola (1951).

Rôzne ponímanie veku svetlých vápencov v podloží svetlých vápencov s *Halorella plicatifrons* ako aj svetlých vápencov s brachiopódovou faunou (Balogh, 1940) vyplývalo z nedostatočných poznatkov o rozšírení ladinských diplopór a amonitov. Už v predchádzajúcej kapitole som spomenul, že najvyššia časť svetlých vápencov, ktoré vystupujú v tesnom podloží vápencov s *Halorella plicatifrons* (teda podľa Balogha a Homolu norických), obsahuje pomerne hojne rozšírené ladinské diplopóry — *Teutloporella herculea*. Z tohto dôvodu je vyhlásený karnický vek, ktorý im pripisujú obaja uvedení autori. Potom ovšem by tam karn chýbal; vzhľadom na celkový vývin triasu Slovenského krasu i sever-

nejších gemeridných pásiem (Muránska plošina, Stratenská hornatina) nezdá sa však taký veľký stratigrafický hiát pravdepodobným. Už prvší môj nález amonitov: *Arcestes (Pararcestes) sublabiatus* Mojs. a *Styrites cf. tropidiformis* Mojs. (Bystrický 1955, Andrusov — Kováčik, 1955) v spoločenstve brachiopódov uvádzaných Baloghom (1940, sub. lok. I) dal tušiť, že vo svetlých vápencoch na základe brachiopódov patriacich noru je zastúpený aj karn. Uvedené amonity sú zastúpené, pravda, len juvenilnými formami, čo by mohlo vzbudiť isté pochybnosti o oprávnenosti tejto domnienky. Novšie nálezy amonitov: *Paratropites phoebus* (Dittmar) (určenie V. Andrusovovej-Kolárovej, 1959) v lumachele tvorenej zástupcami koninkín, holorel a cyrtinií však potvrdzujú oprávnenosť predtým vysloveného predpokladu. Podľa toho je stratigrafické rozpätie mnohých brachiopódov, pokladaných za norické oveľa väčšie, a ich charakter vedúcich skamenelín noru je veľmi pochybný.

V severnom ramene antiklinály Josvy vystupuje vrchný trias západne od obce Silická Brezová v oblasti kót 557,8, 498,1 a 492,2, odkiaľ zasahuje na Mlynský vrch (kóta 459,8) a Malý Mlynský vrch (kóta 456,8) až k čs.-maďarským štátnym hraniciam. Pretože v oblasti Malého Mlynského vrchu sa značná časť súvrstvia vrchného triasu rozprestiera na maďarskom štátnom území, nebol mi jeho úplný profil prístupný. Z tohto dôvodu budem sa v ďalšom zaoberať oblasťou západne od Silickej Brezovej. Vrchný trias, reprezentovaný svetlými i červenými lavicovitými vápencami „hallstattskými“, rozpadá sa podľa početných priečných dislokácií na niekoľko väčších-menších krýh, z ktorých najúplnejší vrstevný sled vrchným triasom a ladinom skytá kryha kóty 521.

K a r n

V nadloží svetlých vápencov s *Teutloporella herculea* (lokality označené v mape čiernym trojuholníkom) vystupujú svetlé masívne vápence obsahujúce niekoľko metrov nad najvyšším výskytom *Teutloporella herculea* hniezda megalodontov a lumachel brachiopódov zastúpených hlavne druhom *Halorella plicatifrons* Bittner (Baloghova lokalita II; Balogh, 1940). Nad nimi vystupujú svetlé masívne vápence prechádzajúce smerom do nadložia do svetlých, miestami červenoľakatých a nezreteľne lavicovitých vápencov, laterálne prechádzajúcich do svetlých organogéno-úlomkovitých vápencov obsahujúcich sem tam drobné, nateraz neurčené diplopóry. Ďalší horizont tvoria svetlé, miestami ružovkasté celistvé i krinoidové vápence, lavicovité s brachiopódmi *Rhynchonella (Austriella) gömörensis* Balogh, *Halorella amphitoma multicostata* Bittn., *Halorella cf. ancilla* Suess, *Halorella plicatifrons* Bittn., *Cyrtina suessi* Winkl., *Koninckina ex. aff. telleri* Bittn., *Waldheimia (Aulacothyris) supina* Bittn., *Waldheimia (Aulacothyris) zugmayeri* Bittn., *Waldheimia (Aulacothyris) angusta rosaliae* Salom., *Waldheimia (Aulacothyris) angusta sinuosa* Balogh (Balogh 1940, lok. I). Horizont s uvedenou faunou brachiopódov je stály

a možno ho sledovať od západnej až po východnú dislokáciu. V tomto horizonte spolu s brachiopódmi vyskytujú sa aj prv uvedené amonity (lokalita amonitov hlavne v stene závrhu pri južnom okraji písmena „S“ textu „Silická Brezová“).

Po nich nasledujú svetlé i svetložedé a bledoružové hrubolavcovité vápence (mocnosť lavíc ca 1 m), často hladkého lomu, pripomínajúce do istej miery už „borzovské mramory“. V najvyššej časti týchto vápencov (na hrebeni východne od kóty 492,2) nachádzajú sa ojedinelé halobie blízke druhu *Halobia styriaca* (M o j s.). Diplopóru *Gyroporella vesiculifera* G ü m b., ktorú uvádza R o t h (1939) z najvyššej časti týchto vápencov, som nezistil.

Na súvrství svetlých i ružovkastých vápencov s brachiopódmi, amonitmi a halobiami leží súvrstvie pestrých vápencov hallstattského typu s polohami klastických vápencov („vápencových brekcií“), ktoré R o t h (1939) pokladal spočiatku za liasové, neskoršie však ich B a l o g h (1940, 1948b) na základe nálezů *Monotis salinaria* začlenil k noru.

Podobný vrstevný sled, i keď nie taký úplný, je aj vo východnejšej kryhe. V podloží červených vápencov s *Monotis salinaria* vystupujú svetlé, miestami ružovoflakaté lavcovité vápence hladkého lomu a pod nimi svetlé i ružové zrnité, sčasti krinoidové vápence s brachiopódmi, v ktorých prevládajú druhy uvádzané B a l o g h o m (1940) z lok. II. V podloží brachiopódového horizontu sú masívne, svetlé, prípadne nezreteľne lavcovité vápence miestami organogénno-úlomkovité (s úlomkami bližšie neurčiteľných malých teutloporel) a konečne v najspodnejšej časti súvrstvia svetlých vápencov tejto kryhy vystupuje ďalší brachiopódový horizont, v ktorom prevládajú jadrá *Cyrtina suessi*. Pomer týchto vápencov k svetlým vápencom ladinu nie je v tejto kryhe zreteľný. Svetlé i ružovkasté vápence, miestami oolitické a drobnoklastické, ktoré budujú oblasť jaskyne Matilda a Milada poskytli doposiaľ len drobné ešte neopísané diplopóry, ktoré neumožňujú ich spoľahlivo stratigraficky začleniť. Pravdepodobne však patria karnu. Ich vymedzenie oproti svetlým vápencom ladinu s *Teutloporella herculea* na lokalite Hoszú bercu a v priepasti Lavička je pre nedostatok fosílií len schematické.

Podobne vo svetlých i ružovkastých vápencoch východnej časti Mlynského vrchu (kóta 459), predovšetkým v ich zrnitých a krinoidových varietách sa našli brachiopódy známe z predchádzajúcich lokalít (hlavne *Cyrtina suessi*), a tak na základe analógie s pomerami južne od kameňolomu v kryhe kóty 521 môžeme ich pokladať za karnické.

N o r

Na rozdiel od B a l o g h a (1948b, 1950, 1953), ktorý pokladá červené lavcovité vápence hallstattského typu len za šošovky vystupujúce vo svetlých vápencoch s brachiopódmi (teda v našom zmysle vo svetlých karnických vápencoch), považujeme tieto za samostatné vyššie súvrstvie prislúchajúce noru. V kryhe kóty 521 v nadloží svetlých vápencov karnu spolu s brachiopódmi, amonitmi a halobia-

mi vystupuje poloha hruboklastických vápencov tvorených úlomkami svetlých až bielych vápencov v červenej základnej vápencovej hmote, ktoré Roth (1939) pokladal za transgresívne brekcie liasu, B a l o g h (1940) za dislokačné a neskoršie (1948b, 1953) za endostratické brekcie noru. Nad nimi nasledujú červené lavicovité vápence hladkého lomu (typu červených vápencov s *Monotis salinaria* z východnejšej kryhy) a vyššie ružové, miestami i červené vápence. Potom nasleduje súvrstvie šedoružových a ružovoflakatých hrubolavicovitých vápencov hladkého lomu s ojedinelými hľuzami svetlošedých rohovcov s vložkou hľuznatých vápencov a v najvyššej časti s vložkou hruboklastického vápenca s ojedinelými červenými rohovcami a s *Globochaete alpina* L o m b a r d. Vyššiu časť súvrstvia tvoria potom prevažne svetlé, šedé i ružovoflakaté lavicovité vápence hladkého lomu a ružovkasté hľuznaté vápence. Nad nimi leží mocný horizont na spodu hruboklastických, smerom do nadložia postupne jemnejších klastických vápencov, končiaci červenými mikroklastickými vápencami s *Globochaete alpina* L o m b a r d. Najvyššiu časť súvrstvia pestrých vápencov tvoria lavicovité (mocnosť lavíc 0,5–1 m), hľuznaté stylolitové červenkasté i červené svetlošedé i biele a ružovoflakaté vápence, obsahujúce miestami (kameňolom) sýtočervené rohovce. Je to súvrstvie dobývané v malom kameňolome (SZ od kóty 492,2) a označované ako „borzovské mramory“. Na skameneliny je súvrstvie „mramorov“ veľmi chudobné. Roth (1939) našiel v nich neurčiteľné *cefalopódy*, schránky *ostrakódového* typu, kalcifikované *radiolárie* a z foraminifer *miliolidy*. A n d r u s o v (1953) uvádza z nich tiež len bližšie neurčiteľné formy *Arcestes* sp. a početné *radiolárie*. Sám som v nich našiel len úlomky amonitov (vrchol kóty 521), ktoré určil prof. dr. Z a p f e (Naturhistorisches Museum, Wien) ako: *Celtites* sp., *Arcestes* (*Proarcestes*) ex aff. *bramantei* M o j s., *Arcestes* sp. ind. a echinodermný osteň.

Z mikrofauny veľmi pozoruhodný je výskyt *Globochaete alpina* L o m b a r d, ktorý zistil vo výbrusovom materiáli klastických vápencov M i š í k (o ich rozšírení a stratigrafickom význame podá osobitú zprávu).

Podľa Mišíka sa skladá „hruboklastický vápenec“ z neopracovaných úlomkov (do 5 cm veľkých) svetlých vápencov v červenej, pravdepodobne trochu slienitej hmote. Pôvodné kontúry úlomkov sú zväčša zotreté stylolitovými stykmi. V obsahu mikrofauny niet rozdielu medzi úlomkami a základnou hmotou (sú vekove zhodné, ide asi o rozbitie sedimentu vlnami alebo o podmorské zosuvy). Organické zvyšky: veľa úlomkov tenkoškrupinatých *lamelibranchiátov*, menej tzv. „vlákieň rias“. Hojné sú *Globochaete alpina* L o m b a r d, zriedkavé *foraminifery* (aj drobné *frondikulárie*), kalcifikované *ihlice húb*, *ostrakódy* a ojedinelý *osteň ježovky*. Jemnoklastický vápenec má v červenej základnej hmote úlomky svetlého vápenca (do 2 mm) s hojnými *globochétmi*, menej *ostrakódmi* a zriedkavými *foraminiferami*.

V nadloží „borzovských mramorov“ vystupujú šedé, zväčša svetlošedé masívne i nezreteľne vrstvitité vápence, tvoriace najvyššiu časť antiklinály Josvy. Na ska-

meneliny sú veľmi chudobné (sem tam v klastickéjších partiách úlomky neurčiteľných *rias* a celkom vzácné aj *korálov*), preto ich stratigrafické začlenenie ostáva problematické. Podľa pozície predstavujú najvyššiu časť noru a odpovedajú (podľa fácie) pravdepodobne svetlým vápencom vrchola Drienkovej hory pri Drnave, kde sa pre obsah veľkých megalodontov pokladajú za ekvivalent dachsteinských vápencov Álp.

Stratigrafická orientácia v súvrství pestrých vápencov noru východnejšej kryhy je sťažená niekoľkonásobným opakovaním sa svetlých až bielych vápencov bez skmenelín, o ktorých sa zatiaľ nedá povedať, či ide o normálnu súčasť súvrstvia pestrých vápencov, alebo o tektonické opakovanie ich podložia. Jediným oporným bodom je najspodnejšia časť červených lavicovitých, sčasti hluznatých vápencov, v ktorých B a l o g h (1948b) ako prvý našiel *Monotis salinaria* Br., a tým dokázal ich norický vek. Aj tu sa v nich vyskytujú vložky klastických vápencov.

Úplne zhodný sled vrstiev je aj JV od Silickej Brezovej na Mlynskom vrchu. V nadloží svetlých vápencov karnu s *Cyrtina suessi*, *Waldheimia* (*Aulacothyris*) *zugmayeri*, *Hallarella* sp. atď. vystupuje súvrstvie hrubolavicitivých bledoružových stylolitových vápencov hladkého lomu, striedajúcich sa so sýtočervenými vápencami (typ vápencov s *Monotis salinaria*) a na ňom opäť komplex svetlých vápencov, miestami ružovkastých a nezreteľne zvrstvených, ktorý buduje vrchol kóty 459 a jej západné svahy, a tiahne sa po oboch stranách údolia v tektonickom styku s gutensteinskými vápencami a dolomitmi severnejšej „ardovsko-brezovskej“ jednotky až takmer ku Kráľovskej studni.

Na Malom Mlynskom vrchu (kóta 456,8) medzi súvrstvím svetlých vápencov južného svahu kóty a červených hluznatých vápencov noru je niekoľko metrov (ca 20 m) mocná poloha šedých, svetlošedých slienitých doskovitých vápencov, miestami tmavších alebo tmavoškvrnitých, obsahujúcich polohy svetlošedých vápencov lasturnatého lomu silne prestúpených bielymi žilkami kalcitu.

Vystupovanie tohto súvrstvia bolo známe už B a l o g h o v i (1948b, geol. mapa), ktorý venujúc mu malú pozornosť, pokladal ho za kampil. Neobvyklý vývin súvrstvia v mase vápencov vrchného triasu a blízkosť mohutnej tektonickej línie utínajúcej severné rameno antiklinály Josvy skutočne budí na prvý pohľad dojem, že tu ide o šupinu tektonicky zaškripanú do vápencov vrchného triasu. Poukázal na to aj výskyt druhu *Globochaete alpina* L o m b a r d (vo výbrusovom materiáli zistil Mišík), pre ktorý sme boli náchylní pokladať toto súvrstvie za relikť malmu. Po dodatočnom zistení tejto fosílie aj v klastických vápencoch vrchného triasu, je však predpoklad o vystupovaní malmu pochybný. Zdá sa, že aj napriek neobvyklému vývinu a tektonickej pozícii tohto súvrstvia máme pred sebou sedimenty vrchného triasu, pravdepodobne noru.

Okrem spomenutej lokality vystupuje podobný „kampil“ v pestrých vápencoch hallstattského typu, podľa B a l o g h a (1948b, geol. mapa) aj východne od Malého Mlynského vrchu na území Maďarska.

Južné rameno antiklinály Josvy zasahuje z Maďarska (oblasť Aggtelek — Jovafő) na naše územie len svetlými vápencami so šošovkami svetlých cukrovitých dolomitov. Tieto budujú krasovú oblasť medzi Kečovom a Domicou (Čertova diera — Poroňa) a patria ladinu. Zo skamenelín našiel som len druh *Diplopora annulata septemtrionalis* Pia, ktorý bol zistený vo východnej časti (Poroňa) už dávnejšie Schréterom (1935). Lokality: v ceste z Domice do Kečova asi 50 m južnejšie a 250 m severnejšie od nového východu z jaskyne Domica a v poľnej ceste východne od kóty 339,2 (Čertova diera).

II. „Ardovsko-brezovská” jednotka

Spodný trias (s k y t)

Vrstevný sled „ardovsko-brezovskej jednotky“ začína pestrým (prevažne červeným a červenohnedým) súvrstvím pieskovcov a ílovitých bridlíc, ktoré je takmer jediným reprezentantom spodného triasu tejto jednotky. Slienito-vápencové súvrstvie kampilu je veľmi silne redukované a vystupuje len v nepatrných útržkoch (zárez hradskej západne od Silickej Brezovej a severne od Zvonivej priepasti; južne od Ardočky).

Pieskovcovo-bridličnaté súvrstvie vystupuje v dvoch pruhoch, poukazujúcich na silné zošupinatenie a tektonickú redukciiu bazálnej časti ardovsko-brezovskej jednotky. Južnejší pruh prebieha z údolia Lukoštia na severný svah kóty 557 a sledujúc severnú hranicu vápencov vrchného triasu antiklinály Josvy, pokračuje do Silickej Brezovej. Jeho ďalší priebeh pre silnú pokrývku hĺn nie je z povrchových odkryvov známy. Objavuje sa potom až na rázsoche kóty 456,2 a 484,2 (západne od Kráľovskej studne), odkiaľ bez prerušenia pokračuje smerom k Ardočke a stade na východ do najvyššej časti údolia Ménes a do Maďarska. Severnejší pruh vystupuje v šupinovitom pásme v gutensteinských vápencoch a dolomitoch spodného anisu. Okrem pestrých bridlíc a pieskovcov vystupujú v jednotlivých šupinách aj šedožlté slienité bridlice a doskovité tmavošedé vápence kampilu.

Na tektonickú zložitost poukazuje aj výskyt šupiny pestrých pieskovcov a bridlíc v mase vápencov južnejšie od Silickej Ladnice, na svahoch severne od kóty 420,0, na ktorú upozornil už Roth (1939) a po ňom Balogh (1948b). Spodný trias tejto šupiny zastupujú výlučne červené pieskovce (miestami slabo vápenaté) a sýtočervené ílovité a sludnaté bridlice s ložiskom sadrovca, zastihnutým povrchovým vrtom SBB-2.

Spodnotriasové súvrstvie neposkytlo žiadne skamaneliny.

Spodný anis (h y d a s p)

Zastupujú ho väčšinou tmavošedé lavicovité dolomity, v ktorých gutensteinské vápence vytvárajú len slabé polohy a vložky v rozličnej stratigrafickej výške (Zvo-

nivá priepasť južne od hradskej). Gutensteinské vápence nadobúdajú väčšiu mocnosť až na južných svahoch Rožkova, potom na kóte 564,2 a 526,2, kde tvoria už samostatný horizont v podloží šedých dolomitov.

Vrchný anis (pelson – ilýr)

Je vo vývine svetlých vápencov obsahujúcich miestami v spodnej, inde zase vo vrchnej časti svetlé i ružové cukrovité dolomity.

Svetlé vápence a cukrovité dolomity vrchného anisu z južných svahov Rožkova prebiehajú smerom na východ na južné a východné svahy kopca Osten a potom na SZ svahy rázsochy kót 456,2 a 484,2 cez Hráškovú priepasť do oblasti južne od Ardočky a na južné svahy Vápencového vrchu (kóta 580,3), kde opúšťajú čs. štátne územie.

Pelsonský vek západnej časti tohto súvrstvia dokázal už B a l o g h (1940) nálezom *oligoporel* (P i a 1940), a *fysoporel* (B a l o g h 1953). O východnej časti predpokladal, že ide o ekvivalent tmavých rohovcových vápencov, teda o svetlé vápence ladinu. Pelsonský vek východnej časti tohto súvrstvia však dokazujú naše nálezy aniských diplopór.

Druh	Lokalita:											
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
<i>Oligoporella pilosa typica</i> P i a	+	+				+						
<i>Oligoporella pilosa intusannulata</i> P i a	+						+					
<i>Oligoporella pilosa varicans</i> P i a				+								
<i>Physoporella pauciforata simplex</i> P i a			+		+							+
<i>Physoporella pauciforata undulata</i> P i a								+				+
<i>Physoporella pauciforata</i> (G ü m b.)									+		+	
<i>Physoporella dissita</i> (G ü m b.)			+							+	+	
<i>Diplopora hexaster</i> P i a							+					
<i>Diplopora</i> sp.	+											

Lokalita 1: Hrebeň Rožkova, JZ od kóty 508,00 v ca 500 m/m: tesné podložie svetlých lavicovitých vápencov s červenými rohovcami; lokalita 2: detto, ale južne od lokality 1; lokalita 3: Rožkov, JV od kóty 540,7 v ca 520 m/m: podložie svetlých lavicovitých vápencov vrchola kóty 540,7; lokalita 4: Rožkov, JZ od kóty 540,7 na hrebeni rázsochy v ca 525 m/m: tesné podložie svetlých lavicovitých vápencov vrchného ilýru; lokalita 5: Rožkov, južný svah nečíslovanej kóty východne od kóty 540,7 v ca 505 m/m: tesné nadložie svetlých až bielych cukrovitých dolomitov vystupujúcich v nadloží gutensteinských vápencov; lokalita 6: detto, ale severnejšie od lok. 5. V sedielku východne od nečíslovanej kóty: tesné podložie lavicovitých svetlošedých, miestami ružovkastých vápencov s červenými rohovcami; lokalita 7: východný svah kóty 564,2, cesta na Mokrá lúku. Tesné podložie (asi 1 m v podloží) tmavých lavicovitých vápencov s tmavými rohovcami; lokalita 8: východný svah Ostna (Ösztenhegy), kóta 500,6 — skalky svetlých vápencov vyčnievajúce z poľností SZ od križovatky ciest pri kóte 447,5; lokalita 9: detto, južný okraj písmena „y“ v texte „Öszten hegy“ v staršej edícii top. plánu 1: 25.000 list Plešivec; lokalita 10: SV od Ostna kóta 500,6, rázsocha JZ od kóty 420,0;

južný svah údolia kóty 420,0; lokalita 11: Hrášková priepasť, v ceste južne od písmena „p“ textu „priepasť“; lokalita 12: vrchol kóty 528,5, JZ od Ardočky.

Aj svetlé vápence veľmi silne prešľahané bielymi žilkami kalcitu, ktoré vystupujú v podloží šupiny pestrých pieskovcov a bridlíc so sadrovcom južne od Silickej Ľadnice. sú aniského veku. V materiáli z vrtu SBB-2 z hĺbky 84,00–85,00 m zistil som v nich úlomky bližšie neurčiteľných *fysoporel*. Nejde tu teda o nadložie tmavých rohovcových vápencov spodného ladinu, za aké by sa mohli podľa svojej pozície považovať, ale o obrátený sled vrstiev, vzniklý zložitou šupinovitou stavbou.

V r c h n ý i l ý r

Najvyššiu časť anisu zastupuje niekoľko metrov mocné súvrstvie svetlých lavicovitých, miestami i ružovkastých vápencov hladkého lomu, ktoré obyčajne obsahujú sýtočervené rohovce. Doposiaľ sa v tomto súvrství nenašli žiadne fosílie, takže vrchnoilýrsky vek mu pripisujeme len na základe analógie so severnou časťou Plešiveckej a Silickej planiny, kde súvrstvie podobného vývinu, ale tej istej pozície obsahuje amonity a reprezentuje horizont schrayeralmských vápencov Álp (Andrusov – Kováčik 1955, Bystrický 1955, 1957).

Okrem rássochy Rožkov, kde toto súvrstvie vytvára pomerne stály, hoc aj málo mocný horizont, stretávame sa s ním až v sedle medzi kótami 526,2 a 502,0, odkiaľ ho možno sledovať cez vrchol kóty 502,0 do východnejšieho údolia a na západné svahy Ostna (kóta 500,6). V spomenutom sedle sú vápence vrchného ilýru preplnené žltošedými, žltazelekastými i žltými rohovcami, kým typický vývin známy z hrebeňa Rožkova je až na SV svahoch kóty 502,0 na západnom svahu Ostna.

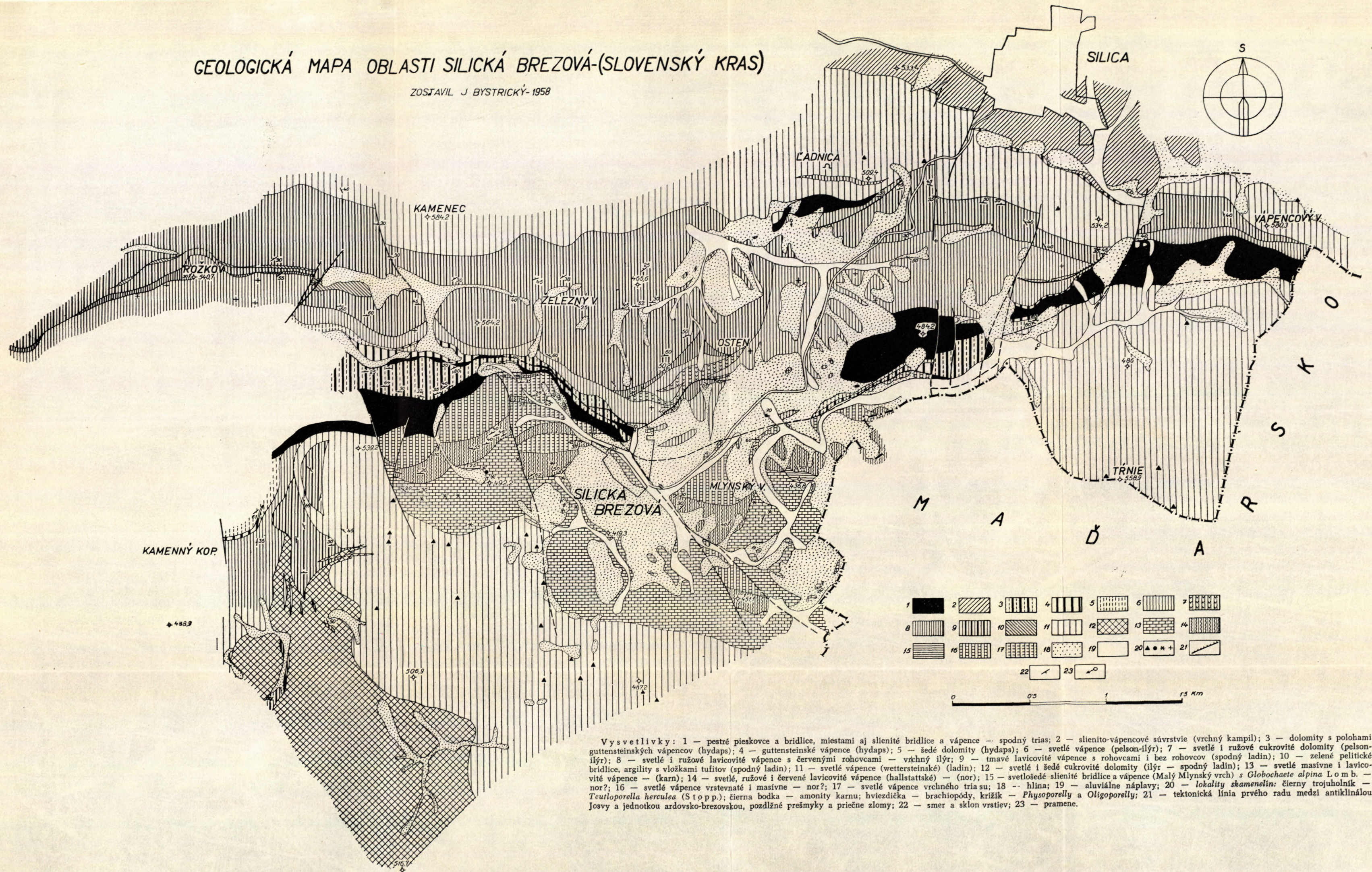
Súvrstvie litologicky totožného charakteru ako vápence v sedle medzi kótami 526,2 a 502,0 vystupuje aj na JV svahu kóty 502,0 (pri slepačej farme), kde vytvára pomerne mocnú šošovku, prejavujúcu sa zreteľne aj morfológicky. Roth (1939) pokladal ich za ekvivalent rohovcových vápencov ladinu asi preto, že okrem svetlých vápencov so zelenými a žltými rohovcami, striedajúcimi sa v preplástkami žltých bridlíc, objavujú sa v šošovke aj tmavošedé lavicovité vápence podobajúce sa tmavým rohovcovým vápencom ladinu. Zdá sa však, že šošovka rohovcových vápencov je vrchnoilýrskeho veku a že v danom prípade ide o tektonické opakovanie sa vápencov zo sedla medzi kótami 526,2 a 502,0.

L a d i n

a) Tmavé rohovcové a bezrohovcové vápence. Zo svetlých vápencov vrchného ilýru sa pozvoľne vyvíja mocné súvrstvie tmavých lavicovitých vápencov s tmavošedými a šedými hluzkami rohovcov. Jeho stratigrafické začlenenie sa pónímalo dosť rozlične. Roth (1939) pokladal ho za strednoladinské,

GEOLOGICKÁ MAPA OBLASTI SILICKÁ BREZOVÁ-(SLOVENSKÝ KRAS)

ZOSTAVIL J. BYSTRICKÝ-1958



Vysvetlivky: 1 — pestré pieskovce a bridlice, miestami aj slienité bridlice a vápence — spodný trias; 2 — slienito-vápencové súvrstvie (vrchný kampil); 3 — dolomity s polohami guttensteinských vápencov (hydaps); 4 — guttensteinské vápence (hydaps); 5 — šedé dolomity (hydaps); 6 — svetlé vápence (pelson-ilýr); 7 — svetlé i ružové cukrovité dolomity (pelson-ilýr); 8 — svetlé i ružové lavicovité vápence s červenými rohovcami — vrchný ilýr; 9 — tmavé lavicovité vápence s rohovcami i bez rohovcov (spodný ladin); 10 — zelené peltické bridlice, argility s vložkami tufitov (spodný ladin); 11 — svetlé vápence (wettersteinské) (ladin); 12 — svetlé i šedé cukrovité dolomity (ilýr — spodný ladin); 13 — svetlé masívne i lavicovité vápence — (karn); 14 — svetlé, ružové i červené lavicovité vápence (hallstattské) — (nor); 15 — svetlošedé slienité bridlice a vápence (Malý Mlynský vrch) s *Globochaete alpina* L o m b. — nor?; 16 — svetlé vápence vrstevnaté i masívne — nor?; 17 — svetlé vápence vrchného triasu; 18 — hlina; 19 — aluviálne náplavy; 20 — lokality skamenelín: čierny trojuholník — *Teutloporella herculea* (Stopp.); čierna bodka — amonity karnu; hviezdička — brachiopódy, krížik — *Physoporella* a *Oligoporella*; 21 — tektonická línia prvého radu medzi antiklinálou Josvy a jednotkou ardovsko-brezovskou, pozdĺžne prešmyky a priečne zlomy; 22 — smer a sklon vrstiev; 23 — pramene.

Balogh spočiatku (1940) videl v ňom celý ladin a neskoršie (1948b, 1950, 1953) pokladá spodnú časť s rohovcami za spodný, vyššiu časť — bezrohovcovú — za stredný ladin. Pretože sa rohovce neviažu všade len na spodnú časť súvrstvia, resp. bezrohovcové vrstvy len na vrchnú časť, myslíme, že oba typy tmavých lavicovitých vápencov predstavujú jedno súvrstvie, patriace pravdepodobne spodnému ladinu a reprezentujú buchensteinské vrstvy Álp. K tomuto názoru vedú ma nateraz iba skromné nálezy fosílií z bázy tohto súvrstvia, i z tesného nadložia. V bazálnej, ale bezrohovcovej časti súvrstvia v nadloží červenkastých hluznatých vápencov vrchného ilýru obsahujúcich *Z* od Gemerskej Hôrky (na Horkai hegy) *Ptychites* sp. zistil som lumachely daonel, hlavne *Daonella tyrolensis* Mojs., kým zase Balogh (1953) uvádza z tesného nadložia tmavých lavicovitých vápencov bez rohovcov východne od Plešivca okrem *Teutloporella herculea* aj *Teutloporella nodosa*. V oboch prípadoch teda ide o fosílie spodného ladinu, určujúce aj vek súvrstvia tmavých rohovcových vápencov s rohovcami i bez rohovcov. Styk tmavých rohovcových vápencov s podložíom býva však často tektonický. (*Oligoporella pilosa intusannulata* Pia v tesnom podloží tmavých vápencov s rohovcami — lok. 7, str. 15), takže úplný profil v normálnom slede je pomerne vzácny. Pri kóte 522,4 (západný okraj Mokrej lúky), kde sú vápence vrchného ilýru a báza tmavých rohovcových vápencov spodného ladinu veľmi dobre odkryté v lesnej ceste vedúcej z kóty 522,4 na SSZ, možno pozorovať tento sled vrstiev:

Podložie: svetlé až biele masívne vápence pelson-ilýru.

- | | |
|--|-------|
| 1. Lavicovité svetlé i ružovkasté sčasti hlúznaté vápence so svetlými i ružovkastými rohovcami | 5 m |
| 2. Svetlošedé lavicovité vápence (trocha tmavšieho odtieňa ako predchádzajúce) so svetlými rohovcami a hladkého lomu | 8 m |
| 3. Šedé lavicovité až doskovité vápence hladkého lomu so svetlými i šedými rohovcami | 11 m |
| 4. Zelené pelitické bridlice | 8 m |
| 5. Tmavošedé lavicovité vápence | 5 m |
| 6. Zelené pelitické bridlice | 2,5 m |
| 7. Tmavošedé lavicovité vápence so svetlošedými rohovcami | 1,5 m |
| 8. Zelené pelitické bridlice | 4 m |
| 9. Tmavošedé lavicovité vápence s tmavými rohovcami | 32 m |

V ďalšom priebehu lesnej cesty sa tento profil tektonicky opakuje. V ceste vystupujú opäť svetlé i ružovkasté vápence, nad nimi hrubolavicovité bledoružové vápence s červenými rohovcami a po nich nasledujú tmavé lavicovité vápence s tmavými rohovcami, striedajúce sa v bazálnej časti so zelenými pelitickými bridlicami.

V oblasti Mokrej lúky v súvrství tmavých vápencov, miestami trocha svetlejších odtieňov a so svetlošedými rohovcami vystupuje miesto bridlíc súvrstvie kremitých pelitov (argilitov), obsahujúce preplástky jemne pruhovaných zelených tufitov. Ide tu teda o stopy strednotriasového vulkanizmu, známeho doposiaľ hlav-

ne z Bukových hôr Maďarska (podrobnejší petrografický rozbor tufitov vid K u t h a n, 1959).

Súvrstvie tmavých rohovcových a bezrohovcových vápencov buduje severne od Silickej Brezovej rozsiahlu oblasť. Jeho mohutný pruh prebieha V—Z smerom zo severných svahov rázsochy Rožkov cez oblasť Mokrej lúky na južné svahy kopca Kamenec (kóta 584,2), do oblasti severne od kóty 502,0 (Ortovaň) a kóty 500,6 (Osten) k Červenej jaskyni; ďalej pokračuje k Ardočke a na západné svahy Farárskej jamy a Vápenného kopca.

Litologický charakter súvrstvia podali dosť podrobne už predchádzajúci autori (R o t h, 1939; B a l o g h 1950, 1953). Pri petrografickom rozbere zistil v nich M i š í k drobné *ostrakódy*, ojedinelé *ihlice húb*, *foraminifery* miliolidového typu, ojedinelé *krinoidey*, prierezy *gastropódov* a kľbká *girvanel*. Chalcedón je sústredený do rohovcov, zriedkavejšie je roztrúsený aj v okolitej hornine, kde selektívne zatláča niektoré vrstvičky v úlomkoch organizmov.

b) S v e t l é v á p e n c e (wettersteinského typu). V nadloží tmavých lavicovitých vápencov vystupujú svetlé masívne vápence totožného charakteru ako v južnejšej jednotke, v antiklinále Josvy s tým rozdielom, že neobsahujú polohy svetlých cukrovitých dolomitov. Ich ladinský vek vyplýva z Baloghových nálezov diplopór (B a l o g h 1953) *Teutloporella nodosa*, *Teutloporella herculea*, ako aj aj z môjho zistenia druhu *Teutloporella herculea* (východne od jaskyne Ladnica asi 20 m západnejšie od telefonického vedenia do Silickej Brezovej a v oblasti závrto v medzi kótami 531,3 a 534,2 južne od Silice).

Vyššie členy triasu než ladin nie sú z tejto jednotky doposiaľ známe. Vek tmavých lavicovitých vápencov pri západnej hrane Silickej planiny, ktoré vystupujú v mase svetlých vápencov ladinu, sa mi nepodarilo zistiť. Pravdepodobne ide len o lokálny vývin ladinu, keďže východne od Plešivca vo svetlých vápencoch s *Teutloporella herculea* vyskytujú sa aj polohy hrubolavicovitých tmavosrdých vápencov, ktoré laterálne rýchlo strácajú vrstvivitosť a prechádzajú do masívnych svetlých vápencov.

Geologický ústav Dionýza Štúra,
Bratislava

LITERATÚRA

- [1] Andrusov D. — Kováčik J., 1955: Skameneliny karpatských druhohôr. Časť II. Geol. sbor. VI., Bratislava. — [2] Balogh K., 1940: Adatok a Pelsöcardó környékének földtani ismeretéhez. Tisza 4. Debreczén. — [3] Balogh K., 1948a: Beiträge zur Geologie des Gömör-Tornaer Karstes. Magyar. állami földt. int. Évi Jelentése. B. Vol. X., Budapest. — [4] Balogh K., 1948b: Beiträge zur Geologie des Südwestlichen Teiles des im weiteren Sinne genommenen Sziliceer Plateaus. Magyar állami földt. int. Évi jelentése. Vol. 1939—40. Budapest. — [5] Balogh K., 1950: Az északmagyarországi triász rétegtana. Földt. közl. Budapest. — [6] Balogh K., 1953: Geologische Studien in der Umgebung von Plešivec

(1942), ferner zwischen Bodvaszilas und Josváfö (1943), Budapest. — [7] Balogh K. — Pantó G., 1953: Mesozoikum severního Maďarska a přilehlých částí Jihoslovenského krasu. Sbor. ÚÚG, XX, Praha. — [8] Bystrický J., 1955: Príspevok ku stratigrafii Juhoslovenského krasu. Geol. práce, Zprávy 3, Bratislava. — [9] Bystrický J., 1957a: Stratigrafia triasu Slovenského krasu. Geol. práce, Zoš. 46, Bratislava. — [10] Bystrický J., 1957b: Príspevok ku poznaniu diplopor triasu gemerid. Geol. sbor. SAV., VIII. č. 2, Bratislava. — [11] Bystrický J., 1959: Výskyt riasy Diplopora annulatissima Pia v triase Slovenského krasu. Geol. práce, Zprávy 16, Bratislava. — [12] Herak M., 1957: Some problems in the dasyclan genus Diplopora. Micropaleontology. Vol. 3. Nr. 1. New York. — [13] Homola V., 1951: Stratigrafie a paleogeografie Jihoslovenského krasu. Sbor. ÚÚG, XVIII., Praha. — [14] Kuthan M., 1959: Stopy vulkanickej činnosti v strednom triase Slovenského krasu. Geol. práce, Zoš. 56, Bratislava. — [15] Pia J., 1930: Grundbergiffe der Stratigraphie. Leipzig—Wien, Franz Deuticke. — [16] Pia J., 1940: Wirtelalgen (Dasycladaceen) aus den anisischen Kalken des Szilisei-fennsík in Nordungarn. Tisia 4., Debreczen. — [17] Roth Z., 1939: Geologie okolí Silice u Rožňavy. Rozpravy II. Tř. české akad. XLIX, Praha. — [18] Schrétter Z., 1935: Aggtelek környékének földtani viszonyai. Magyar kir. földt. int. Évi Jelentése, 1925—1928, Budapest.

JÁN BYSTRICKÝ

BEITRAG ZUR GEOLOGIE DES GEBIRGES SLOVENSKÝ KRAS

(Das Gebiet zwischen Silica und Domica)

Das Gebiet zwischen Silica, Dlhá Ves und Domica wird durch zwei tektonische Einheiten gebaut. Die nördlichere, die sich aus dem Raum zwischen Silica und Silická Brezová zieht, nennt Balogh (1984b, 1953) die „Ardovo—Brezová—Einheit“ („Ladnica-Schuppe“ Roth's, 1939). Ihre Schichtenfolge beschränkt sich auf die Unter- und Mitteltrias. Der Entwicklung der dunklen Hornsteinkalke im Ladin nach stellt sie den Typus der sog. „gemischten Entwicklung“ Balogh's dar (Balogh — Pantó, 1953). Die südlichere Einheit — „Josva-Antiklinale“ — greift aus Ungarn auf das tschechoslowakische Staatsgebiet in den Raum zwischen Silická Brezová, Dlhá Ves und Domica ein. Ihr stratigraphischer Inhalt ist die Unter-, Mittel- und Obertrias. Durch die Entwicklung des Ladins stellt sie den Repräsentanten der sog. „rein kalkigen Entwicklung“ dar, die durch lichte Kalke und Dolomite, sowie durch das Fehlen der dunklen Hornsteinkalke im Ladin charakterisiert wird.

I. Josva-Antiklinale

Auf unser Gebiet greift sie hauptsächlich mit ihrem nördlichen Arm ein. Der südliche Arm ist grösstenteils mit den pliozänen Schottern bedeckt, deshalb ist er bloss aus dem wenig ausgedehnten Flächeninhalt des Karstgebietes zwischen Kečova und Domica bekannt (Čertova diera, Poroňa).

Das untere Anis (Hydasp). Das unterste Glied — die Untertrias —, das den Kern der Josva-Antiklinale bildet, ist auf dem tschechoslowakischen Gebiet unbekannt. Das älteste Gebilde sind bei uns erst die Gutensteiner Kalke und graue Dolomite des unteren Anis (Hydasp), die in zahlreichen Aufschlüssen am südöstlichen Rand der Gemeinde Dlhá Ves, im Tal der Kote 346,5 und in den Feldern der Gabelung 286,2, östlich von Dlhá Ves auftreten. Durch ihre Entwicklung unterscheiden sie sich nicht von den typischen Gutensteiner Kalken und Dolomiten anderer Gebiete des Gebirges Slovenský kras. Da es sich um ein durch eine mächtige Decke

von Lehmen bedecktes Gebiet handelt, ist ihre weitere Verfolgung in der östlichen Richtung in das Gebiet von Kečovo ohne Schürfenarbeiten unmöglich. Ihr Kontakt mit den lichten Kalken des Berges Červená stráňa, die schon zum südlichen Arm der Antiklinale gehören, ist wahrscheinlich tektonisch.

Das obere Anis. In den lichten Kalken des oberen Anis der Josva-Antiklinale treten zwei Diploporenhorizonte auf: der untere mit der *Physoporella pauciforata undulata* Pia, *Diploporella hexaster* Pia und *Oligoporella pilosa intusannulata* Pia, und der höhere mit der *Diploporella annulatissima* Pia. Im Sinne der Pia's Gliederung gehört der erste dem Pelson, der zweite dem oberen Illyr an (Pia 1930). Da die *Physoporella pauciforata simplex* Pia in beiden hier angeführten Diploporenhorizonten vorkommt (Bystrický 1957b, 1959), kann man sie bei der eingehenderen Gliederung des Anis nicht benutzen.

Die Frage inwieweit die angeführten Diploporenhorizonte den Brachiopoden zonen entsprechen, ist vorläufig unklar. Schröter (1935) zählt die lichten Kalke von Aggtelek (Ungarn) dem Vorkommen von *Rhynchonella decurtata* Gir., nach zu den mittelanischen (Zone decurtata), während Balogh (1948b, Balogh — Pantó 1953) sie in das Hangende der pelsonischen Diploporenkalke legt. Da ich selbst in den lichten Kalken der Josva-Antiklinale nirgends einen Brachiopoden gefunden habe, lasse ich diese Frage vorläufig offen. Ich werde auf sie nach der Verarbeitung der Brachiopoden und Diploporen des nördlichen Teiles des Plešivec-Plateaus, von wo sowohl die beiden Brachiopoden zonen des Anis (*decurtata* und *trinodosi*), als auch die Diploporen des Pelsons und die Ammoniten des oberen Illyrs (Bystrický 1955, 1957a) bekannt sind, zurückkommen.

Die kartographische Abgrenzung der anisischen lichten Kalke ist in der Josva-Antiklinale wegen Mangel an lithologisch unterschiedlichem Horizont sehr schwer durchführbar. Das Auftreten einer Linse der pelsonischen lichten Kalke in den zuckerkörnigen Dolomiten (Szarosz-szoba-Tal) weist darauf hin, dass die Grenze Anis-Ladin wahrscheinlich in der Masse der lichten Dolomite verläuft. Beim Kečovo übergehen die lichten Kalke des oberen Illyrs allmählich in die ladinischen lichten Kalke, die auf dem nördlichen Hang des Berges Mušinka und bei der Kote 479,9 am südlichen Fuss des Berges Husí vrch die *Teutloporella herculea* (Stopp.) enthalten. Die obere Grenze des Anis ist bloss nördlich von Dlhá Ves (die Gabelung Kamzenc) ausgeprägt, wo im Hangenden der anisischen lichten Kalke dunkle bankige Kalke des unteren Ladins auftreten.

Ladin. Die Hauptmasse der lichten Kalke und Dolomite der nördlichen Flanke der Josva-Antiklinale gehört dem Ladin an. Obwohl wegen Mangel an Versteinerungen man das Ladin in dieser Entwicklung detaillierter stratigraphisch nicht gliedern kann, kann man jedoch zwei lithologisch unterschiedliche Abteilungen unterscheiden. Die obere wird durch dunkle bankige Kalke und graue, auch lichte zuckerkörnige Dolomite, die untere wiederum durch lichte Wettersteinkalke vertreten. Im Gebiete nördlich von Kečovo, wo die anisischen lichten Kalke in die ladinischen lichten Kalke übergehen, ist jedoch nicht einmal solche grobe Gliederung möglich.

a) Dunkle bankige Kalke sind durch ihre Entwicklung und Position mit den dunklen Kalken des unteren Ladins der nördlicheren „Ardov-Brezová-Einheit“ übereinstimmend, mit dem Unterschied, dass sie keine (oder nur ganz sporadisch) dunkle Hornsteine enthalten. Sie bilden eine ca 50 m mächtige Schichtengruppe, die nördlich von Dlhá Ves, von dem Kamm der Kamzenc-Gabelung (Kote 423,2), auf dem rechten Ufer des Tälchens, das von der rechten Seite in das Borzút-Tal mündet, bis auf den südlichen Gipfel der Gabelung der Kote 434,5 verläuft. Sie sind bankig bis grobbankig, mit einer glatten Oberfläche der Bänke, wodurch sie sich von den dunklen bis schwarzen Kalken mit dunklen Hornsteinen unterscheiden, die stellenweise (Silica-Plateau) auf der Basis der rötlichen Knollenkalke des oberen Illyrs auftreten und eine deutlich knollige Oberfläche der Bänke besitzen.

b) Dolomite. Sie bauen ein ausgedehntes Gebiet nördlich von der Gemeinde Dlhá Ves (von den östlichen Hängen des Nyistron bérc bis zu den Kečovské lúky). Sie sind licht, grau,

stellenweise fast weiss, jedoch auch dunkelgrau. Grösstenteils besitzen sie eine zuckerkörnige Textur, durch die sie sich von den unteranisischen Dolomiten unterscheiden. Sie sind bankig (hauptsächlich in den basalen Partien) und auch massiv, resp. wegen der stärkeren tektonischen Zermürbung ohne eine sichtbare Schichtung. Ausser den schon angeführten Linsen und Lagen der Bankkalke kommen in ihnen auch Lagen und Linsen lichter Kalke, gleichfalls in verschiedener stratigraphischer Höhe vor.

Die Dolomite sind vollständig fossilfrei. Deshalb ist auch ihre stratigraphische Ausdehnung unsicher. Den Verhältnissen in Szarosz-szoba-Tal nach beginnen sie etwa im obersten Anis. Nach Balogh (1948b) reichen sie über die obere Grenze des Ladins und greifen in die Obertrias ein. Homola einbegreift sie in seiner tektonischen Skizze in das Anis (Mittel- und Oberanis), obzwar er im Texte anführt, dass sie teilweise auch dem Ladin angehören.

Das Vorkommen von Diploporen in den hangenden lichten Kalken schliesst jedoch die von Balogh angeführte stratigraphische Ausdehnung der Dolomite vollständig aus. Im Gebiete nördlich von Dlhá Ves beschränken sich die Dolomite bloss auf den unteren Teil des Ladins. Ihre von Homola (l. c.) vorgeschlagene detailliertere Gliederung nach der Farbenabstufung (lichter = Anis, dunkler = Ladin) muss man als illusorisch betrachten. Die Dolomite, als ein laterales Äquivalent der dunklen und lichten Kalke, besitzen dunklere und auch lichtere Farbtöne, die sehr unregelmässig verteilt sind, weshalb man sie bei der Gliederung nicht benützen kann.

c) Lichte Kalke („Wettersteiner Typus“). Als ein laterales Äquivalent der dunklen Kalke und Dolomite haben sie in verschiedenen Gebieten verschiedene stratigraphische Ausdehnung. Im westlicheren Teil (nördlich von Dlhá Ves) repräsentieren sie bloss den oberen Teil des Ladins, im östlicheren (nördlich von Kečovo) wiederum das ganze Ladin.

Die lichten ladinischen Kalke stellen den üblichen organogen-detritischen Typus der lichten Kalke des Gebirges Slovenský kras dar. Sie enthalten Bruchstücke der Algen, Diploporen und Solenoporen, der Spongien, Gastropoden und die „Evinosponen“. Vom Standpunkte der stratigraphischen Gliederung sind die Diploporen von grösster Bedeutung, da sie — hauptsächlich in den höheren Teilen — verhältnismässig reichlich vertreten sind und dadurch ermöglichen sie eine Grenzlinie gegen die lichten Kalke des Karns zu ziehen. Bloss stellenweise kommen in ihnen Lagen lichter und rosensfarbiger Oolithkalke vor (der Weg von der Kote 463,6 gegen Süden, auf die Kote 585,5).

Im obersten Teil der lichten Kalke, die auf Grund der angeführten Diploporenfunde verlässlich dem Ladin angehören, tritt südlich von Ardočka, auf der Gabelung der Kote 487,6 einige Meter mächtige Lage dunkler bankiger Kalke und roter Crinoidenkalke auf. Die dunkelgrauen Kalke stimmen lithologisch mit den Kalken aus der Basis des Ladins überein. Die roten Kalke enthalten grosse Crinoidenstielglieder und Girvanellenklümpchen.

Oberanis. Die Stratigraphie der Obertrias im Gebirge Slovenský kras ist noch immer ein ungenügend durchgeforstetes Problem. Roth (1939) hat zu ihr (Karn Nor) bloss die lichtgrauen bis weissen organogenen Kalke einbegriffen, die im obersten Teil die *Gyroporella vesiculifera* G ü m b. enthalten. Nach Balogh (1940, geol. Karte) ist die Obertrias bloss durch Nor vertreten und erst später (1950) zählt er zum Karn den obersten Teil der fossilfreien, lichten, massiven Kalke, die im Liegenden der lichten Kalke, die er schon früher auf Grund des Brachiopodenvorkommens (*Halorella plicatifrons*) zum Nor zählte, auftreten. Dieser Gliederung schliesst sich dann auch Homola (1951) an.

Verschiedene Auffassung des Alters der lichten Kalke im Liegenden der lichten Kalke mit *Halorella plicatifrons*, sowie der lichten Kalke mit der Brachiopodenfauna (Balogh, 1940), folgte aus ungenügenden Erkenntnissen über die Verbreitung der ladinischen Diploporen und Ammoniten. Schon in vorigem Kapitel habe ich erwähnt, dass der oberste Teil der lichten Kalke, die in dichtem Liegenden der lichten Kalke mit der *Halorella plicatifrons* (also nach Balogh und Homola norischen K.) auftreten, verhältnismässig häufig verbreitete ladinische Diploporen — *Teutlopo-*

rella herculea — enthält. Aus diesem Grunde muss man ihr karnisches Alter, das ihnen von beiden angeführten Autoren zugeschrieben wird, ausschliessen. Allerdings sollte dann Karn fehlen. In Bezug auf die Gesamtentwicklung der Trias des Gebirges Slovenský kras und auch der Trias der nördlicheren Gemeridenzonen (Muráň-Plateau, Stratenská hornatina) scheint so ein grosser stratigraphischer Hiatus unwahrscheinlich zu sein. Schon mein erster Ammonitenfund: *Arcestes* (*Pararcestes*) *sublabiatus* Mojs. und *Styrites* cf. *tropidiformis* Mojs. (Bystrický 1955, Andrusov — Kováčik 1955) in der Association mit den durch Balogh (1940, sub. Lok. I.) angeführten Brachiopoden, liess vermuten, dass in den lichten Kalken auf Grund der zum Nor zugehörigen Brachiopoden auch das Karn vertreten ist. Die angeführten Ammoniten sind allerdings bloss durch die juvenilen Formen vertreten und das konnte gewissermassen den Zweifel über die Berechtigung dieser Annahme erregen. Neuere Ammonitenfunde: *Paratropites phoebus* (Dittmar) (von V. Andrusová-Kollarová 1959 bestimmt) ebenso in der durch Koninckinen, Halorellen und Cyrtinen gebildeten Lumachelle bestätigen jedoch die Berechtigung der vorher erwähnten Voraussetzung. Dadurch wird die Lebensdauer mancher, für die norischen gehaltenen Brachiopoden viel grösser und ihr Charakter der norischen Leitfossilien sehr zweifelhaft.

In der nördlicheren Flanke der Josva-Antiklinale tritt die Obertrias westlich von der Gemeinde Silická Brezová, im Gebiete der Koten 557,8 — 498,1 — 492,2 auf, von wo sie auf den Berg Mlynský (Kote 459,8) und Malý Mlynský vrch (Kote 456,8) bis zu der tschechoslowakisch-ungarischen Grenze reicht. Da sich im Gebiete des Malý Mlynský vrch ein bedeutender Teil der obertriadischen Schichtengruppe auf dem ungarischen Staatsgebiet ausbreitet, war mir ihr vollständiges Profil unzugänglich. Aus diesem Grund werde ich mich im Weiteren mit dem Gebiete westlich von der Gemeinde Silická Brezová befassen. Die hier durch lichte Kalke und rote „Hallstätter“ Bankkalke repräsentierte Obertrias zerfällt längs der zahlreichen Querdisklokationen in einige grössere-kleinere Schollen, von denen die vollständigste Schichtenfolge der Obertrias und ihr Verhältnis zum Ladin die Scholle der Kote 521 besitzt.

Karn. Im Hangenden der lichten Kalke mit *Teutloporella herculea* (auf der Karte mit schwarzem Dreieck bezeichnete Lokalitäten) treten lichte massive Kalke auf, die einige Meter über dem höchsten Vorkommen von *Teutloporella herculea* die Megalodontenester und Lumachellen von hauptsächlich durch die Art *Halorella plicatifrons* Bittner vertretenen Brachiopoden enthalten (Balogh's Lokalität II., Balogh 1940). Über ihnen treten lichte massive Kalke auf, die in der Richtung ins Hangende in lichte, stellenweise rot gefleckte und undeutlich bankige Kalke übergehen, die wiederum in lichte organogen-detritische Kalke lateral übergehen, die hie und da kleine, bisher unbestimmte Diploporen enthalten. Den nächstfolgenden Horizont bilden lichte, stellenweise rosenfarbige und crinoidenhaltige Bankkalke mit den Brachiopoden: *Rhynchonella* (*Austriella*) *gömörensensis* Balogh, *Halorella amphitoma multicostata* Bittn., *Halorella* cf. *ancilla* Suess, *Halorella plicatifrons* Bittn., *Cyrtina suessi* Winkl., *Koninckina* ex aff. *telleri* Bittn., *Waldheimia* (*Aulacothyris*) *supina* Bittn., *Waldheimia* (*Aulacothyris*) *zugmayeri* Bittn., *Waldheimia* (*Aulacothyris*) *angusta rosaliae* Salom., *Waldheimia* (*Aulacothyris*) *angusta sinuosa* Balogh (Balogh 1940, Lok I.). Der Horizont mit der angeführten Brachiopodenfauna ist beständig und man kann ihn von der westlichen bis zur östlichen Disklokation verfolgen. In diesem Horizont kommen zusammen mit den Brachiopoden auch vorher angeführte Ammoniten vor (Lokalität der Ammoniten in der Wand des Karsttrichters, der sich am südlichen Rand der Buchstabe „S“ des Textes „Silická Brezová“ befindet). Darauf folgen lichte und lichtgraue und hellrosenfarbige, grobbankige Kalke (Mächtigkeit der Bänke cca 1 m), oft mit glattem Bruch, die gewissermassen schon an „Borzover Marmore“ erinnern. Im obersten Teil dieser Kalke (auf dem Kamm östlich von der Kote 492,2) befinden sich vereinzelt, der Art *Halobia styriaca* (Mojs.) nahestehende Halobien. Die von Roth (1939) aus dem obersten Teil dieser Kalke angeführte Diplopora: *Gyroporella vesiculifera* G ü m b. habe ich nicht festgestellt.

Auf der angeführten Schichtengruppe lichter und rosenfarbiger Kalke mit Brachiopoden, Ammoniten und Halobien ruht die Schichtengruppe bunter Kalke des Hallstätter Typus mit Lagen klastischer Kalke („Kalkbrekzien“), die Roth (1939) zuerst für Liaskalke hielt, jedoch später wurden sie von Balogh (1940, 1948b) auf Grund des Fundes von *Monotis salinaria* ins Nor eingegliedert.

Eine ähnliche, wenn auch nicht so vollständige Schichtenfolge kommt auch in der östlicheren Scholle vor. Im Liegenden der roten Kalke mit *Monotis salinaria* treten lichte, stellenweise rosenfarbig gefleckte bankige Kalke mit glattem Bruch auf und unter ihnen lichte und rosenfarbige, körnige, teilweise crinoidenhaltige Kalke mit Brachiopoden, in denen die von Balogh (1940) aus der Lokalität No II. angeführten Arten vorherrschen. Im Liegenden des Brachiopodenhorizontes kommen massive, lichte, stellenweise organogen-detritische, undeutlich bankige Kalke (mit Bruchstücken näher unbestimmbarer kleiner Teutloporellen) vor und endlich in unterstem Teil der Schichtengruppe lichter Kalke dieser Scholle tritt weiter ein Brachiopodenhorizont auf, in dem die Kerne der *Cyrtina suessi* vorherrschen. Das Verhältnis der angeführten Kalke zu den ladinischen lichten Kalken ist in dieser Scholle unklar. Die lichten und rosenfarbigen, stellenweise oolithischen und feinklastischen Kalke, die das Gebiet der Matilda- und Milada-Grotte bauen, haben bisher bloss kleine, bisher unbeschriebene Diploporen geliefert, die ihre verlässliche stratigraphische Eingliederung nicht ermöglichen. Wahrscheinlich gehören sie jedoch dem Karn an. Ihre Abgrenzung gegen die ladinischen lichten Kalke mit *Teutloporella herculea* der Klippe Hoszú bérc und der Schlucht Lavička ist wegen Mangel an Fossilien bloss schematisch.

Gleichfalls auch die lichten und rosenfarbigen Kalke des östlichen Teiles des Berges Mlynský vrch (Kote 459), vor allem ihre körnigen und crinoidenhaltigen Varietäten, haben die aus vorigen Lokalitäten bekannten Brachiopoden (hauptsächlich *Cyrtina suessi*) geliefert und auf Grund der Analogie mit den Verhältnissen südlich von dem Steinbruch in der Scholle der Kote 521 kann man sie als Karn-Kalke betrachten.

Nor. Zum Unterschied von Balogh (1948b, 1950, 1953), der die roten bankigen Kalke des Hallstätter Typus bloss für in den lichten Kalken mit Brachiopoden (also in den in unserem Sinne lichten karnischen Kalken) auftretende Linsen hält, zeigen sie sich uns jetzt als eine selbständige höhere, dem Nor angehörende Schichtengruppe. In der Scholle der Kote 521 tritt im Hangenden der lichten Kalke mit den angeführten Brachiopoden, Ammoniten und Halobien eine Lage grobklastischer, durch Bruchstücke der lichten und weissen Kalke in der roten kalkigen Grundmasse gebildeten Kalke auf, die Roth (1939) für transgressive Brekzien der Lias, Balogh (1940) für Dislokationsbrekzien und später (1948b, 1953) für endostratische Brekzien des Nors gehalten hat. Darüber folgen rote bankige Kalke mit glattem Bruch (des Typus der roten Kalke mit *Monotis salinaria* der östlicheren Scholle) und höher rosenfarbige, stellenweise auch rote Kalke. Darauf folgt eine Schichtengruppe der graurosenfarbigen und rosenfarbig gefleckten, grobkankigen Kalke mit glattem Bruch, mit vereinzelt Knollen lichtgrauer Hornsteine, mit einer Lage der Knollenkalke und im höchsten Teil mit einer Einlage des grobklastischen Kalkes mit vereinzelt roten Hornsteinen, der *Globochaete alpina* Lombard enthält. Den oberen Teil der Schichtengruppe bilden dann vorwiegend lichte, grau und rosenfarbig gefleckte Bankkalke mit glattem Bruch und rosenfarbige Knollenkalke. Über ihnen folgt ein mächtiger Horizont unten grobklastischer, in höheren Lagen nach und nach feinerer klastischer Kalke, der mit roten, mikroklastischen Kalken mit der *Globochaete alpina* Lombard endet. Den obersten Teil der Schichtengruppe bunter Kalke bilden rötliche und rote, lichtgraue und weisse und rosenfarbig gefleckte, bankige (Mächtigkeit der Bänke 0,5–1 m), knollige Stylolithkalke, die stellenweise (Steinbruch) sattere Hornsteine enthalten. Es ist eine Schichtengruppe, die in kleinem Steinbruch (NW von der Kote 492,2) abgebaut und als „Borzover Marmore“ bezeichnet wird. An Versteinerungen ist die Schichtengruppe der „Marmore“ sehr arm. Roth (1939) fand in ihnen unbestimmbare Cephalopoden, Schalen eines Ostracodentypus, kalzifizierte Radiolarien und von

den Foraminiferen Milioliden. Auch Andrusov (1953) führt von ihnen bloss näher unbestimmbare *Arcestes* sp. und zahlreiche Radiolarien an. Ich selbst habe in ihnen bloss Ammonitenbruchstücke gefunden (Scheitel der Kote 521), die Prof. Dr. Zapfe (Naturhistorisches Museum, Wien) als: *Celtites* sp., *Arcestes* (*Proarcestes*) ex aff. *bramantei* Mojs., *Arcestes* sp. ind. und eine Echinodermenstachel bestimmt hat.

Von der Mikrofauna ist sehr bemerkenswert das Vorkommen von *Globochaete alpina* Lombard, das in den Dünnschliffen der klastischen Kalke Mišik festgestellt hat (über ihre Verbreitung und stratigraphische Bedeutung wird er einen separaten Bericht bringen).

Im Hangenden der „Borzover Marmore“ treten graue, grösstenteils aber lichtgraue, massive und undeutlich geschichtete Kalke auf, die den obersten Teil der Josva-Antiklinale bilden. An Versteinerungen sind sie sehr arm (hie und da kommen in den klastischeren Partien Bruchstücke unbestimmbarer Algen und ganz selten auch der Korallen vor), deshalb bleibt ihre stratigraphische Eingliederung derzeit unbewiesen. Der Position nach stellen sie den obersten Teil des Nors dar, beziehungsweise sind sie (der Fazies nach) ein Äquivalent der lichten Kalke des Scheitels des Berges Drienkova hora bei Drnava, wo sie wiederum nach dem Gehalt an grossen Megalodonen als ein Äquivalent der alpinischen Dachsteinkalke betrachtet werden.

Die stratigraphische Orientierung in der Schichtengruppe der norischen lichten Kalke der östlicheren Scholle wird durch mehrfach wiederholt vorkommende fossilfreie, lichte bis weisse Kalke erschwert, über die man derzeit nicht entscheiden kann, ob es sich um einen normalen Bestandteil der bunten Kalke, oder um tektonische Wiederholung ihres Liegenden handelt. Stützen kann man sich bloss an den untersten Teil der roten, teilweise knolligen Bankkalke, in denen Balogh (1948b) als der erste die *Monotis salinaria* Br. fand und dadurch ihr norisches Alter nachgewiesen hat. Auch hier kommen in ihnen Einlagen klastischer Kalke vor.

Eine vollkommen übereinstimmende Schichtenfolge kommt auch südöstlich von Silická Brezová, auf dem Berge Mlynský vrch vor. Im Hangenden der karnischen lichten Kalke mit *Cyrtina suessi*, *Waldheimia* (*Aulacothyris*) *zugmayeri*, *Halorella* sp., usw. tritt die Schichtengruppe grobbankiger, lichtrosenfarbiger Styolithkalk mit glattem Bruch auf, die mit den sattroten Kalken (Typus mit *Monotis salinaria*) wechsellagern, und auf ihr wiederum ein Komplex lichter, stellenweise rosenfarbiger und undeutlich geschichteter Kalke, der den Scheitel der Kote 459 und ihre westlichen Hänge baut und sich auf beiden Ufern des Tals im tektonischen Kontakt mit den Gutensteiner Kalken und Dolomiten der nördlicheren „Ardov-Brezová-Einheit“, fast bis zu der Králova studňa zieht.

Auf dem Berg Malý Mlynský vrch (Kote 456,8), schaltet sich zwischen die Schichtengruppe lichter Kalke des südlichen Hanges der Kote und der norischen roten Knollenkalke einige Meter (cca 20 m) mächtige Lage grauer, lichtgrauer, mergeliger Plattenkalke, die stellenweise dunkler, oder dunkel gefleckt sind und Lagen lichtgrauer, stark mit weissen Kalzitaderchen durchsetzter Kalke mit einem muscheligen Bruch enthalten, ein.

Das Auftreten dieser Schichtengruppe war schon Balogh (1948b, geol. Karte) bekannt, der ihr kleine Aufmerksamkeit widmete und hat sie als Campill betrachtet. Die ungewohnte Entwicklung der Schichtengruppe in der Masse der obertriadischen Kalke und die Nähe der mächtigen tektonischen Linie, die die nördliche Flanke der Josva-Antiklinale durchschneidet, erregt tatsächlich auf ersten Blick den Eindruck, dass es sich da um eine tektonisch in die obertriadischen Kalke eingeklemmte Schuppe handelt. Darauf wies auch das Vorkommen von *Globochaete alpina* Lombard (im Dünnschliffmaterial durch Mišik festgestellt) hin, weshalb wir geneigt waren diese Schichtengruppe als ein tektonisches Relikt des Malms zu betrachten. Die nachträgliche Feststellung dieses Fossils auch in den obertriadischen Kalken hat jedoch die Voraussetzung des tektonischen Auftretens des Malms in Zweifel gestellt. Es scheint, dass wir trotz der ungewohnten Entwicklung und tektonischer Position dieser Schichtengruppe die obertriadischen, wahrscheinlich norischen Sedimente vor uns haben.

Ausser der angeführten Lokalität tritt „Campill“ in bunten Hallstätter Kalken nach Balogh (1948b, geol. Karte) auch östlich von dem Berg Malý Mlynský vrch, im ungarischen Gebiete auf.

II. Die Ardov-Brezová-Einheit

Untertrias (Skyth). Die Schichtenfolge der „Ardov-Brezová-Einheit“ beginnt mit der bunten (vorwiegend roten und rotbraunen) Schichtengruppe der Sandsteine und toniger Schiefer, die fast der einzige Repräsentant der Untertrias dieser Einheit ist. Die mergelig-kalkige Schichtengruppe des Campills ist sehr stark reduziert und tritt bloss in geringen Schubfetzen auf (Strasseneinschnitt westlich von Silická Brezová und nördlich von der Schucht Zvonivá priepast; südlich von Ardočka).

Auf die tektonische Verwicklung weist auch das Vorkommen der Schuppe bunter Sandsteine und Schiefer in der Kalkmasse südlicher von Silická Iadnica, auf den Hängen nördlich von der Kote 420,0 hin, auf die schon Roth (1939) und nach ihm Balogh (1948b) aufmerksam machte. Die Untertrias dieser Schuppe wird ausschliesslich durch rote (stellenweise schwach kalkige) Sandsteine und sattrote tonige und glimmerige Schiefer repräsentiert. In dieser Schichtengruppe befindet sich eine Gipslagerstätte, die durch die Bohrung SBB2 angetroffen wurde.

Die untertriadische Schichtengruppe hat keine Versteinerungen geliefert.

Unteranis (Hydasp). Es wird grösstenteils durch dunkelgraue Bankdolomite vertreten, in denen die Gutensteiner Kalke bloss schwache Lagen und Einlagen in verschiedener stratigraphischer Höhe bilden (Zvonivá priepast südlich von der Strasse). Die Gutensteiner Kalke erreichen eine grössere Mächtigkeit erst auf den südlichen Hängen des Berges Rožkov, dann der Kote 564,2 und 526,2, wo sie schon einen selbständigen Horizont im Liegenden grauer Dolomite bilden.

Oberanis (Pelson-Illyr). Es befindet sich in der Entwicklung der lichten Kalke, die stellenweise im unteren, anderswo wiederum im oberen Teil lichte und rosenfarbige, zuckerkörnige Dolomite enthalten.

Die lichten Kalke und zuckerkörnige Dolomite des oberen Anis von den südlichen Hängen des Berges Rožkov verlaufen in der Richtung gegen Osten, auf die südlichen und östlichen Hänge des Berges Osten und dann auf die nordwestlichen Hänge der Gabelung der Koten 456,2 und 484,2, über die Schlucht Hrášková priepast in das Gebiet südlich von Ardočka und auf die südlichen Hänge des Berges Vápencový vrch (Kote 580,3), wo sie das tschechoslowakische Staatsgebiet verlassen.

Das pelsonische Alter des westlichen Teiles dieser Schichtengruppe hat schon Balogh (1940) durch den Fund von Oligoporellen (Pia 1940) und Physoporellen (Balogh 1953) erwiesen. Von dem östlichen Teil hat er vorausgesetzt, dass es sich um ein Äquivalent der dunklen Hornsteinkalke, also um lichte Kalke des Ladins handelt. Das pelsonische Alter auch des östlichen Teiles dieser Schichtengruppe wird jedoch durch Funde von anisischen Diploporen erwiesen.

Auch die lichten, mit weissen Kalzitaderchen sehr stark durchsetzten Kalke, die im Liegenden der Schuppe bunter Sandsteine und Schiefer mit dem Gips, südlich von Silická Iadnica auftreten, sind anisischen Alters. Im Material der Bohrung SBB2 aus einer Tiefe von 84,00–85,00 m stellte ich in ihnen Bruchstücke unbestimmbarer Physoporellen fest.

Oberes Illyr. Den obersten Teil des Anis repräsentiert einige Meter mächtige Schichtengruppe lichter, stellenweise auch rosenfarbiger Bankkalke mit glattem Bruch, die gewöhnlich sattrote Hornsteine enthalten. Bisher hat diese Schichtengruppe keine Fossilien geliefert, deshalb schreiben wir ihr das oberillyrische Alter bloss auf Grund der Analogie mit dem nördlichen Teil des Plešivec-Plateaus und Silica-Plateaus zu, wo die Schichtengruppe ähnlicher Entwicklung, aber derselben Position Ammoniten enthält und den Horizont der Schrägeralmkalke der Alpen repräsentiert (Andrusov – Kováčik 1955, Bystrický 1955, 1957).

Ausser der Gabelung Rožkov, wo diese Schichtengruppe einen beständigen, wenn auch wenig mächtigen Horizont bildet, treffen wir sie erst im Sattel zwischen den Koten 526,2 und 502,0, von wo man sie über den Scheitel der Kote 502,0 in das östlichere Tal und auf die westlichen Hänge des Berges Osten (Kote 500,6) verfolgen kann. Im erwähnten Sattel sind die oberillyrischen Kalke mit gelbgrauen, gelbgrünlichen und gelben Hornsteinen überfüllt, während die typische, vom Rožkov-Kamm bekannte Entwicklung erst auf den nordöstlichen Hängen der Kote 502,0 und auf dem westlichen Hang des Berges Osten sich befindet.

Eine Schichtengruppe lithologisch desselben Charakters, wie die Kalke im Sattel zwischen den Koten 526,2 und 502,0 tritt auch auf dem südöstlichen Hang der Kote 502,0 (bei der Hühnerfarm) auf, wo sie eine verhältnismässig mächtige Linse bildet, die sich auch morphologisch deutlich äussert. Roth (1939) hielt sie für ein Äquivalent der ladinischen Hornsteinkalke, wahrscheinlich aus dem Grunde, dass ausser den lichten Kalken mit grünen und gelben Hornsteinen, die mit den Einlagen gelber Schiefer wechsellagern, kommen in der Linse auch dunkelgraue Bankkalke vor, die den ladinischen dunklen Hornsteinkalken ähneln. Es scheint jedoch, dass die angeführte Linse der Hornsteinkalke oberillyrischen Alters ist und dass es sich in gegebenem Fall um eine tektonische Wiederholung der Kalke aus dem Sattel zwischen den Koten 526,2 und 502,0 handelt.

Ladin. a) *Dunkle hornsteinführende und hornsteinlose Kalke*. Aus den lichten Kalken des oberen Illyrs entwickelt sich allmählich eine mächtige Schichtengruppe dunkler Bankkalke mit dunkelgrauen und grauen Hornsteinknollen. Ihre stratigraphische Eingliederung hat man ziemlich verschiedenartig aufgefasst. Roth (1939) hielt sie für mittelladinisch, Balogh hat am Anfang (1940) in ihr das ganze Ladin gesehen und erst später (1948b, 1950, 1953) hält er den unteren Teil mit den Hornsteinen für Unter-, den obereren, hornsteinfreien Teil für Mittelladin. Da sich die hornsteinführenden Kalke nicht überall an unteren Teil der Schichtengruppe, resp. die hornsteinfreien Kalke an den oberen Teil binden, glaube ich, dass beide Typen der dunklen Bankkalke eine Schichtengruppe darstellen, die aller Wahrscheinlichkeit nach dem Unterladin angehört und die Buchensteiner Schichten der Alpen repräsentiert. Zu dieser Anschauung führen mich derzeit zwar bescheidene Funde von Fossilien sowohl aus der Basis dieser Schichtengruppe, als auch aus ihrem dichten Hangenden. In dem basalen, jedoch hornsteinfreien Teil der Schichtengruppe, im Hangenden der rötlichen Knollenkalke des oberen Illyrs, die W der Gemeinde Gemerská Hôrka (auf dem Berg Hôrka hegý) *Ptychites* sp. enthalten, habe ich Daonellenlumachellen, hauptsächlich die *Daonella tyrolensis* Mojs. festgestellt, während wiederum aus dem dichten Hangenden der dunklen, hornsteinfreien Bankkalke östlich von Plešivec Balogh (1953) ausser der *Teutloporella herculea* auch die *Teutloporella nodosa* anführt. In beiden Fällen handelt es sich also um unterladinische Fossilien, die auch das Alter der Schichtengruppe dunkler hornsteinhaltigen und hornsteinfreien Kalke bestimmen.

Im Gebiete von Mokrá Lúka, in der Schichtengruppe dunkler Kalke, stellenweise mit lichten Abschattierungen, und mit lichtgrauen Hornsteinen, tritt anstatt der Schiefer eine Schichtengruppe quarziger Pelite (Argilite) auf, die Einlagen von feingestreiften grünen Tuffiten enthält. Es handelt sich da also um Spuren des mitteltriadischen Vulkanismus, der bisher hauptsächlich aus dem Bükk-Gebirge in Ungarn bekannt ist (eingehendere petrographische Analyse der Tuffite siehe Kutňan 1959).

b) *Lichte Kalke (Wettersteiner Typus)*. Im Hangenden der dunklen bankigen Kalke treten lichte massive Kalke desselben Charakters, wie in der südlicheren Einheit, in der Josva-Antiklinale auf, mit dem Unterschied, dass sie keine Lagen lichter zuckerkörniger Dolomite enthalten. Ihr ladinisches Alter folgt aus den Balogh's Funden von Diploporen (Balogh 1953) *Teutloporella nodosa*, *Teutloporella herculea* und aus meinen eigenen Sammlungen von *Teutloporella herculea* (östlich von der Grotte Ladnička, cca 20 m westlicher von der Telefonleitung nach Silická Brezová und im Gebiet der Karsttrichter zwischen den Koten 531,2 und 534,2 südlich von Silica).

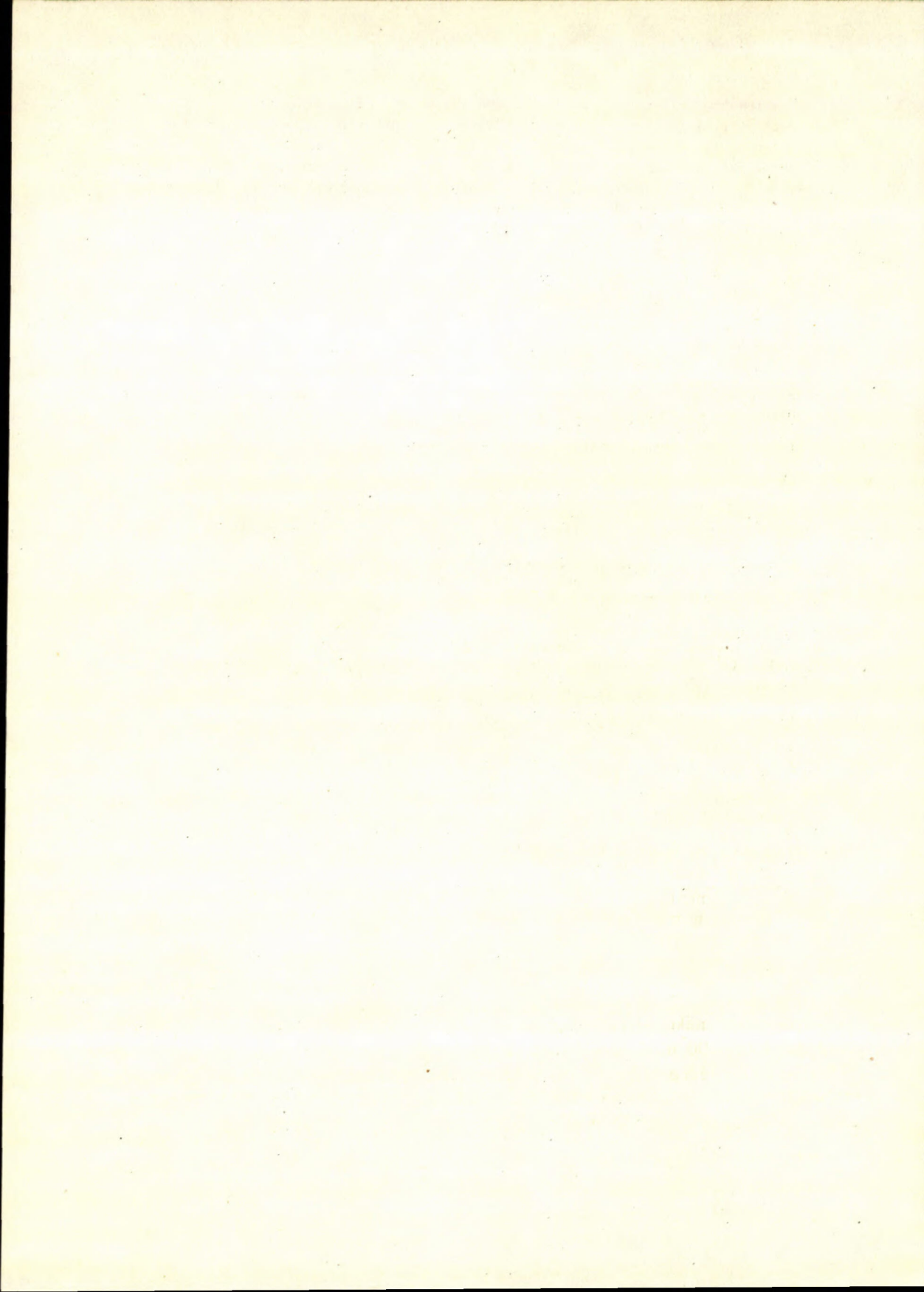
Obere Glieder der Trias, als das Ladin, sind aus dieser Einheit bisher unbekannt. Das Alter der dunklen Bankkalke an der westlichen Kante des Silica-Plateaus, die in der Masse der ladinischen lichten Kalken auftreten, ist es mir nicht gelungen festzustellen. Wahrscheinlich handelt es sich bloss um eine lokale Entwicklung des Ladin, da östlich von Plešivec in den lichten Kalken mit *Teutloporella herculea* ebenso die Lagen grobbankiger, dunkelgrauer Kalke vorkommen, die lateral schnell die Schichtung verlieren und in massive lichte Kalke übergehen.

Geologisches Institut Dionýz Štúr's,
Bratislava

Aus dem Slowakischen übersetzt von F. Návara.

Erläuterungen zu der Karte:

1. Bunte Sandsteine und Schiefer, stellenweise auch mergelige Schiefer und Kalke — Untertrias,
2. Mergelig-kalkige Schichtengruppe — oberes Campill,
3. Dolomite mit Lagen Gutensteiner Kalke — Hydasp,
4. Gutensteiner Kalke — Hydasp,
5. Graue Dolomite — Hydasp,
6. Lichte Kalke — Pelson — Illyr,
7. Lichte und rosenfarbige zuckerkörnige Dolomite — Pelson-Illyr,
8. Lichte und rosenfarbige Bankkalke mit roten Hornsteinen (Schreyeralmkalke) — oberes Illyr,
9. Dunkle hornsteinführende und hornsteinfreie Bankkalke — unteres Ladin,
10. Grüne pelitische Schiefer, Argilite mit Tuffitlagen — unt. Ladin,
11. Lichte Kalke (Wettersteinkalke) — Ladin,
12. Lichte und graue zuckerkörnige Dolomite — Illyr-unt. Ladin,
13. Lichte massive und bankige Kalke — Karn,
14. Lichte, rosenfarbige und rote Bankkalke (Hallstätter K.) — Nor,
15. Lichtgraue mergelige Schiefer und Kalke (Malý Mlynský vrch) mit *Globochaete alpina* L o m b. — Nor?,
16. Lichte massive und Schichtkalke — Nor?,
17. Lichte obertriadische Kalke,
18. Lehm,
19. Alluviale Anschwemmungen,
20. Lokalitäten schwarzes Dreieck — *Teutloporella herculae* (Stopp.)
 schwarzer Punkt — Ammoniten des Karns
 Sternchen — Brachiopoden
 Kreuzchen — Physoporellen u. Oligoporellen
21. Erststrangige tektonische Linie zwischen der Josva-Antiklinale und der Ardov-Brezová-Einheit, Längsüberschiebungen u. Querbrüche,
22. Streichen und Fallen der Schichten,
23. Quellen.



BARTOLOMEJ LEŠKO

VÝVIN MENILITOVÝCH VRSTIEV V SLOVENSKÝCH KARPATOCH

(*Anglické resumé*)

Úvod

Vývoj paleogénnej menilitovej fácie v slovenských Karpatoch je veľmi rozšírený či už vo forme typických menilitových vrstiev, alebo v podobe menilitových bridlíc, vyskytujúcich sa ako vložky v najrozličnejších flyšových útvaroch. Dokázalo sa, že menilitové vrstvy, až na niekoľko výnimiek, sú stálou, avšak litologicky pestro premenlivou vrchnopaleogénnou faciou, vyvinutou v centrálno-karpatských paleogénnych depresiách, v magurskej a krosnenskej flyšovej skupine.

Cieľom práce je podať faciálny obraz menilitových vrstiev vo všetkých paleogénnych oblastiach slovenských Karpát, upozorniť na ich faciálnu pestrosť, a pokiaľ to dovoľujú paleontologické dáta, aj stratigraficky ich zhodnotiť, a tak prispieť k riešeniu stratigrafického postavenia menilitovej fácie Karpát i paleogeografických pomerov flyšových Karpát vôbec. Vývin menilitových vrstiev sliezskej jednotky z oblasti Čadce sme do práce nepojali.

Podľa vývoja menilitovej fácie a jej sprievodných podložných a nadložných útvarov môžeme rozdeliť paleogénne územie slovenských Karpát na tri hlavné sedimentačné oblasti: *krosnensko-menilitovú*, *magurskú* a *centrálno-karpatskú*. Význačné sedimentačné oblasti sa zhodujú s hlavnými tektonickými jednotkami našich flyšových Karpát.

I. Krosnensko-menilitová oblasť

Spoločným znakom tejto oblasti je mohutný vývoj menilitových vrstiev v hrúbke asi 150–300 m. V ich podloží je vyvinutý podmenilitový eocén (v zmysle Šwidzinského 1947) alebo hieroglyfové vrstvy podľa poľských autorov; v nadloží zase nachádzame vývoj krosnenských vrstiev.

1. Dukelsko-užocké vrásy

Menilitové vrstvy sú veľmi charakteristicky vyvinuté v darskom synklinálnom pásme (Leško 1956) od Stariny v údolí Cirochy JV smerom do povodia Uhu k Uličke (profil 4). Nad bridličnato-pieskovcovým eocénom sa objavujú náhlými prechodmi menilitové vrstvy. Vyznačujú sa vývojom sivých, sivohnedých slienitých ílovcov s obsahom CaCO_3 viac ako 5 % a hnedými, hnedočiernymi, slienitými ílovcami s obsahom CaCO_3 menej ako 5 %. Vo východnej časti darského synklinálneho pásma v nižších horizontoch menilitových vrstiev sa objavujú vložky tmavomodrých až čiernych rohovcov s kremitými ílovcami. V povodí Cirochy v západnej časti synklinálneho pásma sú rohovce vyvinuté v menilitových vrstvách až vo vyšších polohách, ako to vidíme v nárazových brehoch v profile Cirochy, južne od Stariny. Ďalej na východ za darským sedlom sa rohovce vo vyšších polohách menilitových vrstiev neobjavujú.

V komplexe menilitových vrstiev, ktorý z podstatnej časti tvoria uvedené ílovce, objavujú sa dosť nepravidelne lavice-šošovky pelokarbonátov (železité dolomity — Narebský 1956), vo vyšších horizontoch častejšie piesčité vápence (5 až 20 cm), laminované siltovce (aleurolity) a jemnozrnné až strednozrnné kremité pieskovce (5–10 cm) s vápnitým tmelom.

Veľmi pozoruhodné je, že východným smerom viac-menej v strednej časti menilitových vrstiev darského pásma objavuje sa prevažne piesčitá sedimentácia, akú nepozorujeme v žiadnom synklinálnom pásme dukelských vrás na čs. štátnom území. Uplatňuje sa ako 10–20 m mocná, prevažne pieskovcová poloha, s 10–100 cm lavicami vápnitých drobnozrnných pieskovcov, s vložkami (2 až 60 cm) slienitých sivých, sivohnedých ílovcov, prebiehajúca severozápadným smerom. Litofaciálne i stratigraficky odpovedá cergovskému pieskovcu v Poľsku. Je pozoruhodné, že krosnenské vrstvy pieskovcovej fácie sú zreteľne vyvinuté len v darskom synklinálnom pásme a východným smerom sa faciálne vyklíňujú, až nakoniec miznú. Pieskovce v nich tvoria lavice, ktoré bývajú obyčajne 10 až 80 cm hrubé; pieskovce sú vápnité, drobnozrnné s vložkami sivých slienitých a piesčitých ílovcov.

Nad komplexom pieskovcovej fácie krosnenských vrstiev premenlivej mocnosti (50–100 m) sú vyvinuté krosnenské vrstvy bridličnatej fácie, vyznačujúce sa prevahou sivých, sivohnedých, pomerne mäkkých slienitopiesčitých ílovcov s vložkami laminovaných vápnitých pieskovcov, ku ktorým sa v spodnejších polohách pridružujú menilitové prvky. Vplyv menilitov sa tu prejavuje vo vývoji čiernych menilitových rohovcov, kremitých ílovcov a čiernych až čiernohnedých ílovcov s nepatrným obsahom CaCO_3 .

V darskom synklinálnom pásme teda už badáme náznak členenia menilitových vrstiev na dve, prípadne na tri časti: spodné a stredné menilitové vrstvy, oddelené pieskovcovou polohou, a event. vrchné menilitové vrstvy, t. j. naše krosnen-

ské bridličnaté vrstvy s rohovcami a čiernymi ílovcami, vyvinuté nad spodnými pieskovcovými krosnenskými vrstvami (obr. 1, profil 4).

Zo žiadnych menilitovo-krosnenských vrstiev tohto pásma však zatiaľ nemáme paleontologické dáta, ktoré by nám umožnili ich presné stratigrafické zaradenie.

Synklinála Kalnej Roztoky (obr. 1, profil 3)

Južnejšie od predošlého synklinálneho pásma sú menilitové vrstvy v synklinálnom pásme Kalnej Roztoky, ktoré sa tiahnu z okolia Stakčína na juhovýchod k Ubli a ďalej do Zakarpatskej oblasti USSR. Svojím vývinom sa tu menilitovo-krosnenská fácia nápadne líši od prv spomínanej.

Menilitové vrstvy (50–300 m) začínajú podobne ako na severe v darskej synklinále sivými, sivohnedými a čiernymi ílovcami. Vyššie sa už objavuje rohovecový horizont (5–20 m) s polohami tufitov, tufitických a kremitých ílovcov. Smerom k nadložíu, uprostred hnedých slienitých a čiernych málo vápnitých ílovcov sa objavujú vložky (šošovky) rohovcov, pelokarbonátov (železitých dolomitov) a laminovaných siltovcov (aleurolitov).

Vrchná hranica menilitových vrstiev nie je ostrá, pretože tu chýbajú krosnenské pieskovcové vrstvy. Z vrchných častí menilitových vrstiev pozvoľne sa vyvíjajú sivé vápnité, pomerne piesčité ílovce s vápnitými drobnozrnnými pieskovicami. Vrchnú hranicu menilitových vrstiev kladiem tam, kde vývoj krosnenských komponentov prevláda nad menilitovými sivohnedými a hnedočiernymi ílovcami. Menilitové ílovce s vložkami (5–10 cm) kremitých ílovcov a rohovcov sa však objavujú až pomerne vysoko v krosnenských vrstvách a tvoria 2–5 m mocné polohy. Proti severnejšiemu vývoju menilitovo-krosnenskej fácie stráca sa tu členenie menilitových vrstiev na tri oddiely. Podľa iných kritérií by sme tu však mohli menilitové vrstvy rozdeliť na spodné s rohovcami a tufitmi a vrchné s laminovanými pieskovicami a vápnitými piesčitými sivými ílovcami krosnenského typu, ktoré pre faciálnu nestálosť a rýchlu laterálnu premenu radšej zaraďujeme do komplexu krosnenských vrstiev.

K zaujímavým a vážnym paleontologickým uzáverom z tohto pásma menilito-krosnenských vrstiev došiel S a m u e l (1959). Pod menilitovými vrstvami vo vápnitých sivých, sivohnedých ílovcoch stanovil vrchnoeocénny globigerinový horizont s *Globigerinoides mexicanus* (C u s h m a n) a vo vrchnej časti týchto vrstiev viac-menej už na prechode od krosnenskej fácie chudobnú spodnooligocénnu mikrofaunu.

Podľa týchto paleontologických dát môžeme tieto vrstvy stratigraficky začleniť buď do najvyššieho vrchného eocénu alebo na bázu oligocénu. Keďže biostratigrafické pásmo s *Globigerinoides mexicanus* (C u s h m a n) nepredstavuje najvyššiu časť vrchného eocénu, je pravdepodobnejšie, že menilitové vrstvy synklinálneho pásma Kalnej Roztoky stratigraficky predstavujú prevažne najvyššiu časť vrchného eocénu.

Vývoj menilitových vrstiev v ostatných synklinálnych pásmach dukelských vrás je podobný a v hlavných rysoch zhodný s opísanými vývinmi; mení sa iba v detailoch. Vcelku však prevláda a uplatňuje sa typ menilitových vrstiev synklinálneho pásma Kalnej Roztoky. Prvky paleogénneho vulkanizmu v menilitových vrstvách, okrem Kalnej Roztoky sme zistili aj na iných miestach krosnenského flyša východného Slovenska.

2. Pásmo tektonických okien

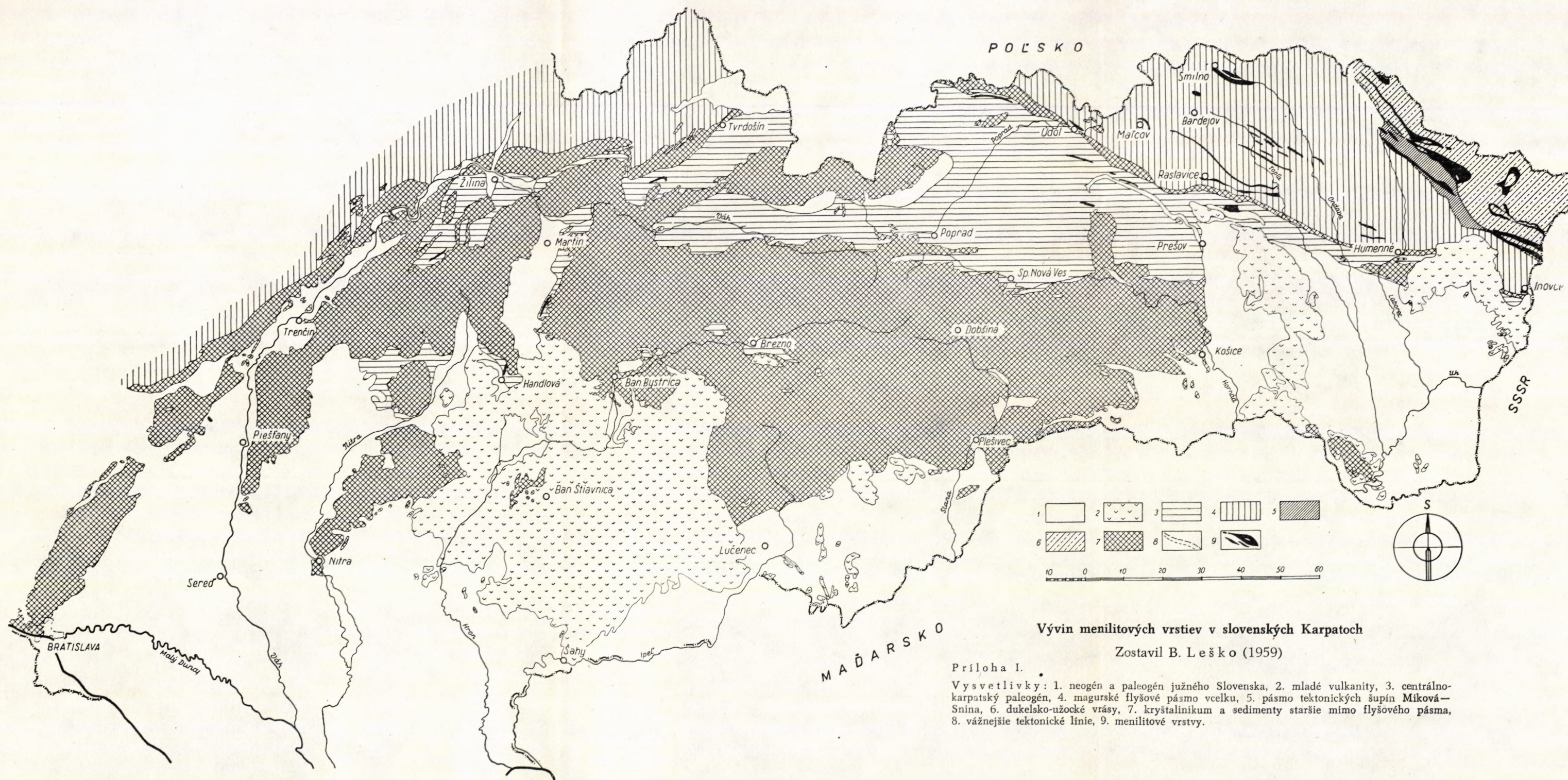
Južne od zväzku dukelských vrás zasluhuje si pozornosť vývoj menilitových vrstiev v tektonických pásmach, čiastočne alebo úplne zakrytých príkrovom magurského flyša, ktoré organicky naväzujú na pásmo okien v Poľsku (Ropa — Piszcz, Grybów — Limanowa; Kozikowski 1956).

Tektonické okno Smilno — Cigla — Nižný Mirošov (obr. 1, profil 2)

Menilitové vrstvy z tohto okolia sa spomínajú v literatúre už takmer pred 100 rokmi pod názvom smilenské vrstvy, resp. smilenské bridlice. Od tej doby boli tektonicky i stratigraficky veľmi rôznorode interpretované, avšak s touto otázkou sa tu nebudem bližšie zaoberať. Všeobecne zo stratigrafického hľadiska prevládali dva názory na ich vek; buď sa zaradovali do kriedy (napr. Fr. Hauer — F. Richthofen, Matějka — Zelenka, Świdziński), alebo do paleogénu, resp. oligocénu (Uhlig, Zuber, Telegd a iní). Svoj názor na ich stratigraficko-tektonické postavenie som vyslovil r. 1956 a považujem ich za krosnenské a menilitové vrstvy okennej série vonkajšieho flyša, vystupujúceho tu v tektonickom okne spod magurského príkrovu.

Menilitové vrstvy v pásme Smilno — Cigla — Nižný Mirošov dodnes nie sú náležite spracované. Nevieme zatiaľ bezpečne stanoviť, v akom rozsahu sú v tejto sérii vyvinuté krosnenské vrstvy, hoci niektoré bridličnaté polohy s vložkami vápnitých pieskovcov, napr. v potoku asi 1 km západne od Nižného Mirošova svedčia o ich prítomnosti v tejto sérii. Pretože som ich študoval pri orientačnom výskume, podávam tu charakteristiku ich litofaciálneho vývoja.

Nad podmenilitovým eocénom, ktorý sa v podstate málo líši od podmenilitového eocénu dukelských vrás, sa pozvoľne vyvíja komplex vrstiev s menilitovými prvkami. Vrchná časť podmenilitového eocénu je tu vyvinutá v polohách (20 až 50 m) s pestrými vápnitými ílovcami a s vložkami vápnitých pieskovcov. Samuel (1958) z nich študoval mikrofauunu a vekove ju zaraďuje do spodného, prípadne na bázu stredného eocénu. Ide o druhy s *Rhabdammina cylindrica* Glaessner, *Dendrophrya robusta* Grzybów., *Glomospira charoides* (Jones & Parker), *Trochamminoides subcoronatus* (Grzyb.) *Trochamminoides cf. irregularis* (White), *Haplophragmoides walteri* (Grzyb.).



Vývin menilitových vrstiev v slovenských Karpatoch

Zostavil B. Leško (1959)

Príloha I.

Vysvetlivky: 1. neogén a paleogén južného Slovenska, 2. mladé vulkanity, 3. centrálno-karpatský paleogén, 4. magurské flyšové pásmo vcelku, 5. pásmo tektonických šupín Miková-Snina, 6. dukelsko-užocké vrásky, 7. kryštalinikum a sedimenty staršie mimo flyšového pásma, 8. vážnejšie tektonické línie, 9. menilitové vrstvy.

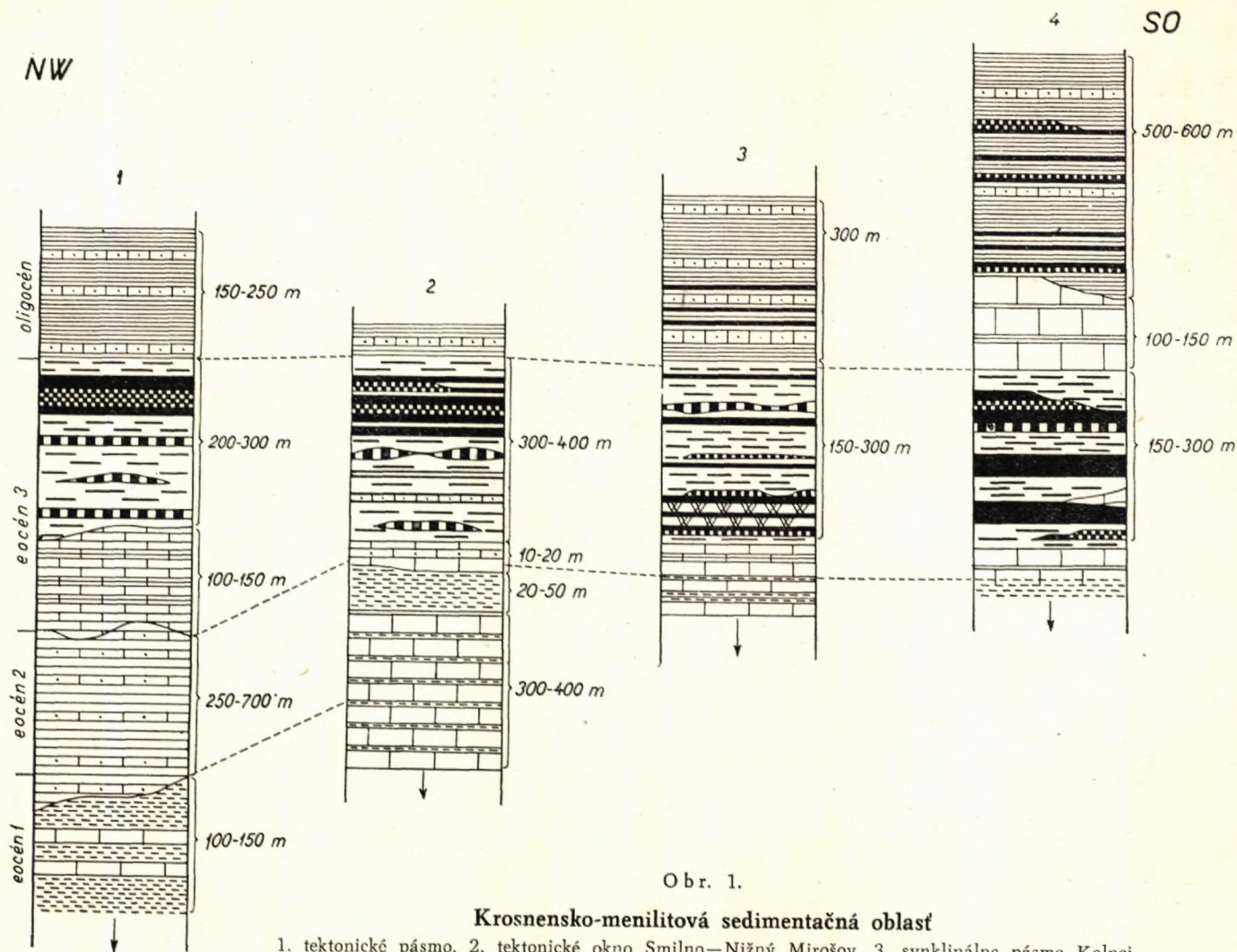
Nad pestrými vrstvami spodného eocénu, resp. spodných polôh stredného eocénu, ktoré sú najvyšším horizontom so stratifikovateľnou mikrofaunou v tejto sérii vôbec, vystupuje prechodné súvrstvie (10 i viac m hrubé). Ani v tomto súvrství so sklovitými kremito-vápnitými jemnozrnnými pieskovecami a sivozelenými, nevápnitými a sivými, sivohnedými vápnitými ílovcami, ani vyššie v menilitových vrstvách sa nenašla nijaká mikro a makrofauna významná pre biostratigrafické zaradenie vrstiev.

Nad pestrými ílovcami v súvrství prechádzajúcom do menilitových vrstiev sú vyvinuté kremito-vápnité jemnozrnné sklovité pieskovce s vložkami sivozelených nevápnitých a sivých, sivohnedých vápnitých a sivomodrých piesčito-slienitých ílovcov. Smerom k nadložiu zelené ílovce pozvoľne miznú a pribúdajú sivohnedé, sivomodré až hnedočierné vápnité ílovce. Polohy, v ktorých sa zelené ílovce strácajú, považujeme za spodné horizonty menilitových vrstiev (grybowska fácia).

Od spodu sa vyvíjajú menilitové vrstvy vo forme sivých, sivohnedých, tmavohnedých a čiernych ílovcov s vložkami jemnozrnných sivých, pri navetrávaní žltohnedých kremitých pieskovcov — kremencov (20—50 cm) a modrých okrovo vetrajúcich pelokarbonátov. Vyššie v súvrství okrem už spomínaných vystupujú, až napokon aj prevládajú kremité čierne ílovce, piesčité vápence, čierne menilitové rohovce, vzácnejšie siltovce a pelokarbonáty. V tomto súvrství sa zatiaľ nenašla stratigraficky charakteristická fauna; jeho príslušnosť do kriedy však je vylúčená, lebo leží nad stratigraficky bezpečne dokázaným spodným, resp. najnižším stredným eocénom. Okrem toho tieto vrstvy čo do vývoja sú litofaciálne podobné menilitovým vrstvám grybowskej fácie, vyvinutým v tektonických oknách v Poľsku (Grybów) a v našom papínskom tektonickom pásme, kde je ich stratigrafická pozícia dostatočne vyjasnená. Treba však poznamenať, že menilitové vrstvy v pásme Smilno—Nižný Mirošov ponímame v širšom slova zmysle, lebo zatiaľ nemáme podrobnejšie litofaciálne a biofaciálne štúdie, na základe ktorých by sa mohli roztriediť a špecifikovať. Zistili sme, že menilitovo-krosnenská séria, vystupujúca tektonicky v magurskej skupine flyša, smerom do vnútra od pásma dukelských vrás, je faciálne veľmi premenlivá, preto pre ňu v tektonickom okne Smilno—Nižný Mirošov nemôžeme bezvýhradne prijať faciálne delenie z Poľska z pásma Ropa—Pisarzowa (K o z i k o w s k i 1956), ani z nášho papínskeho pásma (L e š k o 1958).

Papínske tektonické pásmo (obr. 1, profil 1)

Vystupuje južne od dukelských vrás medzi riekou Laborcom a Pichným a vyznačuje sa zvláštnym vývojom flyšovej série (L e š k o 1958). Menilitové vrstvy sa nápadne líšia od vrstiev dukelských vrás, zato litofaciálne sa značne približujú vývoju smilenských menilitových vrstiev pásma Smilno—Cigla—Nižný Mirošov. Litofaciálne sú v mnohom podobné vývoju grybowských vrstiev v Poľsku (Grybów, Limanowa a pod.).



Obr. 1.

Krosnensko-menilitová sedimentačná oblasť

1. tektonické pásmo, 2. tektonické okno Smilno—Nižný Mirošov, 3. synklinálne pásmo Kalnej Roztoky, 4. darské synklinálne pásmo.

Z podložných tzv. papínskych vrstiev sa menilitové vyvíjajú veľmi pozvoľne. Najprv sa objavujú sivozelené ílovce s laminovanými pieskovecami (5–20 cm) a smerom do nadložia postupne stále viac prevládajú sivožlté, sivohnedé a nakoniec až čierne vápnité a slienito-piesčité ílovce, ktoré tu veľmi pripomínajú bridličnatý vývoj krosnenských vrstiev. Vyššie v súvrství už prevládajú piesčité ílovce tmavohnedé, až hnedočierne s vložkami pelokarbonátov a kremitých ílovcov. Iba vrchné horizonty menilitových vrstiev papínskeho pásma majú typický menilitový charakter. Vyvinuté sú tu prevažne tmavé kremité ílovce, menilitové rohove s vložkami tmavohnedých, do svetlomodra zvetrávajúcich vápnitých ílovcov, bez pelokarbonátov a sivohnedých piesčito-vápnitých ílovcov. Posledné sú vyvinuté len na konci sedimentácie menilitového cyklu pri prechode do krosnenských vrstiev. Tieto vrstvy sa ničím nelíšia od bridličnatého vývoja krosnenských vrstiev dukelských vrás.

Ani z menilitových ani z krosnenských vrstiev tohto pásma nemáme žiadne paleontologické dáta postačujúce pre ich stratigrafické zaradenie. Iba vo vápnitých ílovcoch vrchných polôh papínskych vrstiev, resp. z ich bázy pochádza globigerinové spoločenstvo s formami *Globigerina apertura* Cushman, *Globigerina officinalis* Subb. a *Globigerina bulloides* Orbigny, spracované Samuelom (1958). Na základe tejto fauny považujeme menilitové vrstvy za vrchnoocénne.

II. Magurská sedimentačná oblasť

A. Magurský flyš

Na sever od Giraltovec v niekoľko kilometrov širokom pásme SZ–JV smeru rozprestiera sa morfológicky znížený pás Ondavskej vrchoviny asi od Beloveže do doliny Ondavy pri Breznici (okr. Stropkov). V doline potoka Radomky na sever od Giraltovec sme pri výskumoch v r. 1957–1958 spolu s J. Nemčekom zistili, že v tomto pruhu vystupujú flyšové útvary veľmi podobné útvárom, čiastočne známym z priútesového pásma a z pásma Miková–Snina.

Litofaciálne môžeme charakterizovať vrstvy vyvinuté v tomto pásme ako flyšové, prevažne ílovcové súvrstvie s podradným zastúpením lavíc vápnitých pieskovcov. Iba vyššie horizonty tohto útvaru sú bohašie na pieskovce. Spodné polohy na mnohých miestach pripomínajú litofaciálny vývoj papínskych vrstiev (Leško 1958), vrchné časti sú faciálne podobné maľcovským alebo krosnenským vrstvám. Všeobecne flyšový útvar budujú prevažne vápnité, rôzne jemne piesčité, sivé, sivomodré, sivohnedé, nie príliš tvrdé ílovce s vložkami vápnitých, obyčajne jemnozrnných pieskovcov, mocné až 100 cm. Menilitová fácia sa v ňom uplatňuje dvojakým spôsobom. V spodných vrstvách papínskeho typu sa niekoľkokrát stratigraficky striedajú v sprievode sivohnedých, sivomodrých ílovcov 2–15 cm hrubé vložky čiernomodrých typicky menilitových, tvrdých bridlíc so

svetlomodrým navetrávaním a so šupinkami rýb. Asi v stredných partiách vrstiev je vyvinutý menilitový horizont 10–15 m hrubý s hnedými, vápnitými a nevápnitými ílovcami, lupenitého rozpadu, ďalej vložky prekremenených bridlíc, lavice pelokarbonátov, čiernomodré kremité svetlomodro navetrávajúce ílovce so šupinkami rýb, ojedinele siltovce a laminované vápnité pieskovce. Niekde sú menilitové vrstvy tohto typu nahradené iba niekoľko 10 cm hrubými kremitými čiernohnedými, tmavomodrými ílovcami so šupinami rýb.

Vyššie vo vrstvách maľcovského (krosnenského) typu sa nepravidelne sem-tam objavujú 10–80 cm vložky čiernych, čiernohnedých nevápnitých tvrdých ílovcov so šupinami rýb.

Stratigraficko-tektonické postavenie opísaných vrstiev nie je po doterajšom výskume územia ešte celkom vyjasnené a v tejto práci nebudeme túto otázku podrobne rozoberať. Podľa novších poznatkov z geologického výskumu širšej oblasti flyša vých. Slovenska považujem vrstvy krosnensko-menilitovo-papínskeho vývoja za najvyššie členy magurskej série. Menčík — Pesl (1959) pokladajú podobné vrstvy vo východnej časti tohto pásma za menilitové a krosnenské, a pokiaľ ide o tektoniku, zastávajú názor, že patria vonkajšej jednotke flyša, vystupujúcej v tektonickom okne.

Podľa predbežných paleontologických údajov z opísaných flyšových útvarov a litofaciálneho porovnávania s podobnými útvarmi tektonického pásma Miko- vá—Snina a raslavického paleogénu, považujem flyšové útvary s menilitovými vrstvami za vrchný eocén až oligocén.

B. Bradlové pásmo

1. Pásmo priútesového flyša

Vývoj menilitových vrstiev tohto pásma je známy pozdĺž severného okraja bradlového pásma, od Údola (Ujak) pri rieke Poprade až na JV k Inovciam, severne od masívu Popričný pri čs.-sovietskej hranici (obr. 2, profil 6).

Stache G. (1871) uvádza meletové bridlice od Novoselice SZ od Perečina (Zakarpatská oblasť SSSR), ktoré podľa svojej geologickej pozície patria pásmu priútesového flyša.

Menilitové vrstvy na báze raslavického synklinálneho pásma sú faciálne premenlivé a ako stratigraficko-litologický horizont nestále. Obyčajne tvoria 10 až 50 m hrubý komplex; niekedy vystupujú len ako 20–100 cm vložky menilitových bridlíc nad pestrými ílovcami, inokedy môžu v dôsledku tektonického a faciálneho redukovania i celkom chýbať.

V južnej časti raslavického pásma sú prevažne hnedé, sivohnedé a sivomodré vápnité ílovce s obsahom CaCO_3 väčším ako 5 %, s vložkami kremitých modro-čiernych menilitových ílovcov, laminovaných siltovcov (3–5 cm), pelokarbonátov, železitých dolomitov a len výnimočne s vložkami rohovcov; obyčajne tvoria

10–50 m hrubé menilitové súvrstvie. Do nadložia prevládajú piesčitejšie sivo-modré vápnité ílovce.

V strednej časti raslavického pásma, napr. pri Koprivnici zastupujú menilitový horizont 2 vložky (20–80 cm) tmavomodrých až čiernych do svetlomodra zvetrávajúcich kremitých menilitových ílovcov so zvyškami fosilných rýb.

Nad menilitovými vrstvami v tomto pásme je niekoľko 100 m hrubé flyšové, prevažne bridličnaté súvrstvie, obyčajne s vložkami vápnitých pieskovcov, tzv. *malcovské vrstvy*. Spolu s menilitovými vrstvami ich opísal (1883) z okolia Malcova, Lenartova a Richvaldu už Uhlíř, ktorý niektoré vrstvy tohto pásma od Údola (Ujaku) stotožňoval s vývojom centrálnokarpatského paleogénu. Najnovšie Roth (1957) a Stránik Z. – Roth Z. (1959) na základe výskumov týchto oblastí zaraďujú menilitové vrstvy a vrstvy z ich nadložia (= malcovské) k jednotke Čerhovského pohoria, pričom pri Ujaku ich začleňujú do série južnej (vývoj ujacký), pri Malcove a Richvalde do série Čerhovského pohoria.

Malcovské vrstvy v bridličnatom vývoji majú vyvinuté polohy pomerne mäkkých sivých, sivoomodrých rozlične piesčitých vápnitých ílovcov, obvykle hrubolasturnatého rozpadu, s 5–20 cm lavicami jemnozrnných vápnitých pieskovcov. Niekde sa v nich objavujú 1 až 2 m silné lavice, svetlomodrosivých vápnitých jemnozrnných, mäkkých, drobivých pieskovcov s polohami sivých až sivoomodrých slieňovcov, rôzne jemno piesčitých. V nižších polohách sa nepravidelne vyskytujú tenké, asi 2–3 cm vložky menilitových tmavosivých bridličiek uprostred sivoomodrých vápnitých ílovcov.

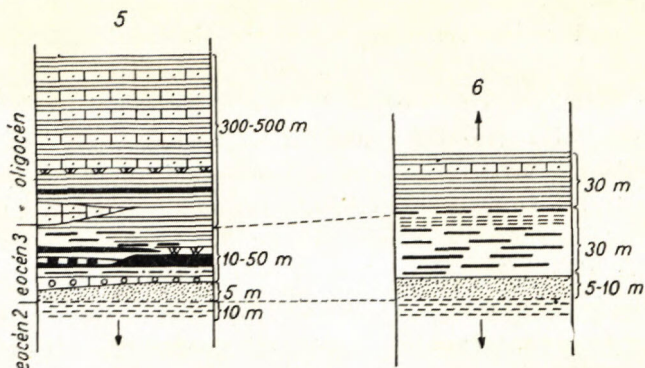
Z dosiaľ uvádzaných menilitových vývinov je paleontologicky najviac doložený vývin v raslavickom paleogéne, a to faunou veľkých foraminifer a globigerinami. Veľké foraminifery zo zlepcových vložiek pod menilitmi takmer z celého pruhu raslavického paleogénu spracoval F. Bieda (1958, 1959). Vedľa menilitových vrstiev (obr. 2, profil 5) je v zlepcovo-pieskovcových vložkách spoločenstvo veľkých foraminifer, napr.: na lokalite Kračunovce s týmito druhmi: *Nummulites perforatus perforatus* Montf., *Nummulites millecaput* Boubé, *Nummulites variolarius* Lamarck, *Nummulites semicostatus* (Kaufm.), *Nummulites pulchellus* de la Harpe, *Nummulites fabianii* Prever, *Operculinoides nassauensis* Cole, *Grzybowskia multifida* Bieda a iné. Podobné spoločenstvo veľkých foraminifer uvádza Bieda (1957) zo severozápadnej časti raslavického paleogénu z lokalít Lenartov, Richvald, Raslavice a Nižný Mlyn pri Raslaviciach.

Spoločenstvo, v ktorom sa posledný raz objavujú stredno (*Nummulites perforatus*) a vrchnoeocénne formy (*Nummulites pulchellus*) považuje Bieda (1957) za spodnú časť vrchného eocénu.

Pestré slieňovce a vápnité ílovce z podložia menilitových vrstiev obsahujú takmer všade globigeríny (podľa Samuela (1958) *Globigerinoides mexicanus* (Cushman)).

NW

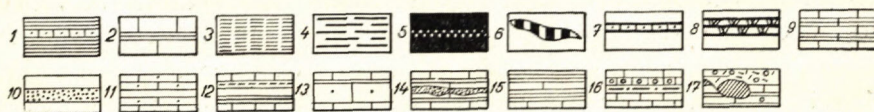
SO



Obr. 2.

Magurská sedimentačná oblasť

5. raslavické synklinálne pásmo, 6. inovecké synklinálne pásmo.



Vysvetlivky k obr. 1–3 (str. 34, 38, 44)

1. sivé jemnopiesčité ílovcce s tenkolavícovitými vápnitými pieskovcami; 2. vápnité hrubolavícovité pieskovce s vložkami sivých, sivohnedých jemnopiesčitých ílovcov; 3. jasielske bridlice; 4. hnedo-čierne a hnedomodré menilitové ílovcce; 5. rohovce a čierne kremité menilitové bridlice; 6. pelokarbonáty; 7. drobnozrnné svetlosivé kremité pieskovce; 1–2 krosnenské vrstvy, 3–7 menilitové vrstvy; 8. tufigy, bentonity; 9. krivolupenaté vápnité pieskovce so sivými a sivohnedými vápnitými ílovcami — vrstvy papínske; 10. pestré globigerinové sliene; 11. hnedé, olivovohnedé tvrdé ílovcce s glaukonitickými kremito-vápnitými pieskovcami — zlínske vrstvy; 12. kremito-vápnité slednaté pieskovce s pestrými ílovcami — podmenilitový eocén dukelských vrás; 13. masívne pieskovce a zlepenice — flyšový vývoj; 14. masívne pieskovce s vložkami zlepenčov — molasový vývoj; 15. sivé, sivohnedé, sivozelené váp. ílovcce s modrými vápnitými pieskovcami; 16. numulitové pieskovce a drobnozrnné zlepenice a manganové impregnácie; 17. organogénne vápenice a konglomeráty; 13–17 centrálné karpatský flyš.

Ako z uvedeného vyplýva, globigeríny a veľké foraminifery sú z hľadiska stratifikácie konformné a biostratigraficky sa navzájom dopĺňajú. Menilitové vrstvy sú tu teda bezpochyby vrchnoeocénneho veku.

Z maľcovských vrstiev nemáme taký presvedčivý paleontologický materiál pre určenie stratigrafickej polohy najvrchnejšej hranice vplyvu menilitovej fácie, ktorá sa tu prejavuje vývojom menilitových, kremitých ílovcových vložiek v ílovcových polohách.

Faciálny ráz maľcovských vrstiev, ich značná podobnosť s bridličnatými kros-

nenskými vrstvami, stratigrafická pozícia a vzťah k vrchnoeocénnym globigerinovým slieňom a menilitovým vrstvám v ich podloží by hovorili za oligocénny vek, aspoň vrchných polôh. Podobný názor vyslovuje tiež H a n z l í k o v á (1959).

III. Centrálnokarpatská sedimentačná oblasť

Najvnútornejšou najjužnejšou oblasťou v karpatskom oblúku s prejavmi menilitovej sedimentácie je paleogénna oblasť Centrálnych Karpát. Menilitová fáciasa tu prejavuje buď vo forme menilitových vrstiev alebo v podobe vložiek menilitových prvkov vo flyšových ílovcovo-pieskovcových vrstvách.

1. Levočská paleogénna oblasť (obr. 3, profil 10)

L. N e m č o k (1958) zistil severne od masívu Braniska vložky tmavomodrých, tmavosivých menilitových ílovcov v sprievode mangánových bridličiek vo flyšových ílovcovo-pieskovcových vrstvách. Menilitové vápnité ílovce sú litofaciálne veľmi podobné vápnitým menilitovým ílovcom raslavického paleogénu a papínskeho pásma. Nad ílovcami, ako to spomína N e m č o k (1958), je vyvinutý pieskovcovo-zlepencový komplex s ojedinelými, veľmi riedko vyvinutými vložkami piesčitých ílovcov.

Menilitové kremité ílovce a rohovce sme na tomto území nezistili a nenachádzame ich ani na juhu, JZ alebo JV od Braniska.

S a m u e l (1958) zistil vo vápnitých ílovcach menilitového typu od Braniska podobné vrchnoeocénne globigerínové spoločenstvo ako v papínskom pásme alebo v raslavickom paleogéne. Preto litofaciálne i stratigraficky aspoň do istej miery spájame vývoj menilitových vápnitých ílovcov centrálnokarpatského paleogénu od Braniska s dosiaľ uvádzanými a opísanými menilitovými vrstvami flyšového pásma.

Globigerínové sivomodré, tmavosivé vápnité ílovce sú tu najvyšším horizontom flyša s prevahou ílovcov nad pieskovecami. Nad nimi je vyvinuté pieskovcové, pieskovcovo-zlepencové súvrstvie netypického flyšového vývoja, z ktorého nemáme zatiaľ dostatočne presvedčivé paleontologické dáta. Na V a JV od Braniska má toto hrubozrnné súvrstvie molasovitý vývoj a faciálne postupne vyznieva.

V údolí Torysy severne od Prešova ho už nepozorujeme; namiesto neho je vyvinuté faunisticky sterilné flyšové súvrstvie s prevahou bridlíc, ktoré je veľmi podobné bridličnatým krosnenským vrstvám (L e š k o 1957). Leží tu podobne ako napr. jeho pieskovcovo-zlepencový alebo molasový ekvivalent na západe a v okolí Braniska nad vrchnoeocénnym, faunisticky preukazateľne flyšovým horizontom. Domnievam sa, že molasové alebo pieskovcovo-zlepencové súvrstvie levočského pohoria ako aj najvrchnejšie flyšové súvrstvie z oblasti severne od Prešova (vrstvy od Šarišskej hory — L e š k o 1957) sú už oligocénneho veku.

Vrstvy menilitového typu zistil tiež F. C h m e l í k (1958) v centrálnokar-

patskom paleogéne Šarišskej vrchoviny, kde podľa neho vystupujú na rôznych miestach hromoško-šambronského antiklinálneho pásma. Chmelík (1958) rozdeľuje vrstvy menilitového typu na spodný horizont, faciálne najbližší typickým menilitovým vrstvám a vrchný horizont, faciálne značne od nich vzdialený; hneď však uvádza, že stratigrafická spätosť oboch horizontov a spoločné znaky [ako výskyt fauny rýb (šupiny), hneď navetrávajúce ílovce a malý podiel vápnitosti] nedovoľujú ich od seba oddelovať. Vyznačujú sa vývojom hneď navetrávajúcich, jemnopiesčitých a nevápnitých ílovcov so zvyškami rýb, niekde pozvoľne prechádzajúcich do slabovápnitých jemnozrnných pieskovcov. V menilitovom súvrství ojedinele vystupujú piesčité pelokarbonáty, vložky hnedých rohovcov alebo vložky silne prekremených bridlíc.

Stratigraficky ich Chmelík začleňuje iba podmienene do vysokého stredného eocénu alebo na rozhranie stredného a vrchného eocénu. Domnievam sa však, že menilitové vrstvy Šarišskej hornatiny majú analogické stratigrafické postavenie ako menilitové bridlice v iných centrálnokarpatských oblastiach a že predstavujú iba rozličné niveau vrchného eocénu. Ich stratigrafické postavenie bezpochyby osvetlí fauna veľkých foraminifer, ktorá sa podľa Chmelíka (1958) nachádza v drobnozrnných brekciách v nadloží menilitových vrstiev.

Ďalšie rozšírenie a vývin menilitových vrstiev zaznamenáva už Hauer (1868) na svojej prehľadnej mape starého Rakúsko-Uhorska pri severnom okraji Spišskej Magury a v Lubovnianskej vrchovine. Medzi Červeným Kláštorom a Veľkým Lipníkom pri južnom okraji bradlového pásma sú vyvinuté sivomodré, jemnopiesčité slabo vápnité ílovce so šupinami rýb menilitového typu.

Paleontologické dáta z tejto oblasti vývoja menilitových vrstiev však nemáme.

2. Oravská paleogénna oblasť (obr. 3, profil 9)

Podobný vývoj centrálnokarpatského paleogénu s menilitovými bridlicami ďalej na západ nachádzame v oravskej oblasti, odkiaľ menilitové a flyšové vrstvy paleogénu už dávnejšie opísali Matějka a Andrusov (1931) a Andrusov (1931, 1938).

Nad bazálnymi polohami so zlepenkami súlovského typu, pieskovcami a organogénnymi vápencami s faunou veľkých foraminifer je vyvinuté niekoľko stometrov mocné flyšové súvrstvie. V tomto súvrství so sivými, sivohnedými, sivomodrými vápnitými ílovcami, rozlične piesčitými a s lavicami rozlične hrubých, drobnozrnných, vápnitých pieskovcov vystupujú vložky karbonatických, drobnozrnných zlepenčov s numulitmi. Vo vyšších polohách súvrstvia objavujú sa pravé (typické?) menilitové čierne, tmavomodré, kremité ílovce, zriedkavejšie menilitové rohovce a pelokarbonáty a tmavosivé globigerinové slieňovce. Menilitové bridlice obsahujú množstvo zvyškov rýb rodu *Clupea*. Andrusov — Matějka (1931) odtiaľ uvádzajú druh *Clupea (Meletta) crenata* (Haeck). Nad flyšovým súvrstvím na Orave, podobne ako na

Spíši východne od Vysokých Tatier, je vyvinuté mohutné pieskovcové súvrstvie, len čiastočne flyšového vývoja. Andrusov (1938) ich nazýva pieskovcami bielopotockými a charakterizuje ich ako stredno až hrubozrnné, masívne pieskovce, občas s konglomeratickými vložkami zŕn kryštalinika a mezozoika. Pieskovce tvoria niekoľko stometrové polohy a Andrusov (1931, 1938) o nich predpokladá, že siahajú do oligocénu. Andrusov (1931) termín „bielopotocký pieskovec“ pre pieskovcový vývoj vrchných horizontov centrálno-karpatského paleogénu a ďalej z oblasti Oravy, sa v literatúre neujal.

Pre vekové zaradenie menilitových bridlíc vo flyšovom súvrství oravskej paleogénnej oblasti máme len staršie paleontologické dáta, ktoré spracoval dávnejšie Andrusov (1931, 1938). Menilitové bridlice zahŕňa Andrusov (1931) do vrchného flyšového oddielu, v ktorom sú aj globigerinové sliene a považuje ich za vrchnú časť vrchného lutétu. Do vrchného eocénu, priabonu, zaraďuje sivé slienité ílovec, striedajúce sa s polohami masívnych pieskovcov drobno až hrubozrnných, so zrnami exotických hornín. Bielopotocké pieskovce považuje za oligocéne.

Nové paleontologické dáta z Oravy uvádzané Biedom (1957) prinášajú určitú zmenu v názore na stratigrafické postavenie menilitových vrstiev v centrálno-karpatskom paleogéne oravskej oblasti. Bieda (1957) uvádza od Pucova na Orave spoločenstvo veľkých foraminifer so strednoeocénnymi druhmi ako *Nummulites sismondai* d'Archiaac, *Nummulites millecaput* Bou b., v sprievode vrchnoeocénnych druhov s *Nummulites fabianii*, *Nummulites incrassatus*, *Nummulites chavannesi* a iných. Domnieva sa, že vrstvy s týmto spoločenstvom foraminifer patria na rozhranie stredného a vrchného eocénu. Stratigrafické postavenie menilitových vrstiev vo vzťahu k polohám s numulitmi je obdobné ako v ostatných centrálno-karpatských paleogénnych oblastiach; pri Pucove sú vyvinuté vo flyšovom súvrství, vysoko v nadloží uvedeného numulitového spoločenstva. Preto sa domnievam, že stratigrafická pozícia menilitových vrstiev Oravy je obdobná ako v ostatných centrálno-karpatských oblastiach.

Spomínané globigerinové slieňovce, doprevádzajúce menilitové bridlice a oravská paleogénna oblasť vôbec, kde je centrálno-karpatský paleogén tak klasicky vyvinutý, sú po paleontologickej stránke najmenej preskúmané.

3. Rajecká paleogénna oblasť (obr. 3, profil 8)

Vyššie členy centrálno-karpatského paleogénu flyša oravského úseku sa smerom na juhozápad faciálne nápadne menia. V rajeckej paleogénnej oblasti a v priľahlých paleogénnych depresiách úplne miznú vrchné pieskovcové polohy a centrálno-karpatský paleogén je litofaciálne celkom analogický s flyšom východnej časti Západných Karpát — od Braniska na východ až po jeho pokles pod neogénnu východoslovenskú panvu.

Na báze sú vyvinuté zlepencovo-brekciovité, pieskovcové, alebo piesčito-vápen-cové polohy, ktoré detailne opísal A n d r u s o v (1944) z listu Žilina. Mocnosť bazálnych paleogénnych polôh je na rozličných miestach rôzna (od 0 do 200 až 300 m). Tieto vrstvy, maximálne vyvinuté na Považí, tvoria nádherné morfolo-gické útvary na okolí Súľova. V rajeckej kotline je nad zlepenčovými, prípadne zlepencovo-vápenčovými bazálnymi polohami vyvinuté až 1000 m hrubé íľovcovo-pieskovcové súvrstvie flyšového vývoja.

Tento vývoj charakterizuje striedanie íľovcov a pieskovcov s vložkami organo-génnych brekcií. V spodnej časti flyšového súvrstvia vystupujú silné polohy (0,50 až 5,00 m) sivých hrubozrnných karbonátových pieskovcov až drobnozrnných zlepen-cov, zreteľne vrstvovitých, striedajúcich sa so sivými vápnitými íľovcami a slieňmi. Z týchto polôh pravdepodobne pochádza B i e d o m (1957) spracovaná fauna veľkých foraminifer od Jablonového. Vyššie polohy flyšového súvrstvia sa vyznačujú vývojom vápnitých drobnozrnných karbonátových a drobových pies-kovcov, striedajúcich sa s vápnitými špinavozelenými, sivými íľovcami a slieňov-cami. Často sa objavujú tehlovočervené vápnité i nevápnité íľovce v 2—5 strati-grafických polohách a lavice čiernoškvrnitých karbonátových drobnozrnných brekcií s numulitmi. Na niektorých miestach rajeckej paleogénnej oblasti sú časté mangánové impregnácie, vložky mangánových bridličiek a šošovkovitých peloside-ritov. Južne od Stránskeho a na okolí Hôrky boli zistené sivohnedé lupenité, rozpadavé menilitové íľovce a sivohnedé kremité bridlice, rohovcového typu v la-viciach 80—120 cm.

V rajeckej paleogénnej oblasti flyšová sedimentácia končí analogicky ako na východe pri Prešove súvrstvím, ktoré som opísal (L e š k o 1957) z údolia Torysy od Šarišskej hory. Najvyššie polohy tvoria 5—100 cm hrubé, sivohnedé, niekedy trocha zelenkasté mäkké, vápnité íľovce s vápnitými sivomodrými, sivobielymi sypko rozpadavými pieskovicami; nie je tu vyvinutý mohutný pieskovcovo-zlepen-cový komplex bielopotockého pieskovca ani pieskovca Levočského pohoria. Podľa fauny veľkých foraminifer vyššie polohy nad bazálnymi vrstvami asi patria naj-vyššiemu vrchnému eocénu, keďže B i e d a (1957) uvádza od Jablonovej v pies-čitých vápencoch vrchnoeocénnu faunu s *Nummulites striatus* B r u g., *Nummulites incrassatus* de la H a r p e, *Nummulites chavannesi* de la H a r p e, *Nummulites pulchellus* de la H a r p e a *Operculina alpina* D o u v., teda spoločenstvo bez strednoeocénneho druhu *Nummulites perforatus*. Naproti tomu stratigraficky vyš-šie, tehlovočervené a sivohnedé vápnité íľovce obsahujú vápnitú i aglutinovanú faunu mikroskopických foraminifer stredného eocénu s druhmi: *Ammodiscus incertus* (d' O r b.), *Glomospira charoides* (J. & P.), *Trochamminoides proteus* (K a r r e r), *Cyclammina amplexans* (G r z y b o w s k i). Celkom pod menilito-vými bridlicami našla K a n t o r o v á (1956) globigerinové spoločenstvo *Globi-gerina apertura* C u s h m a n, *Globigerinoides globatus* (B r a d y). Ako vi-diieť, stratigrafická hodnota veľkých a mikroskopických foraminifer pre stratifikáciu

flyšových vrstiev s menilitovými vložkami nie je jednoznačná. Podľa veľkých foraminifer menilitové vrstvy by boli najvyšším eocénom, poprípade oligocénom, podľa mikrofauny, ktorú určila K a n t o r o v á (1956), spodnou časťou vrchného eocénu. Domnievam sa, že veľké foraminifery neboli dostatočne vyzbierané, pričom neboli spracované z vyšších organogénnych brekcií, a preto ich jediné vyhodnotenie od Jablonovej nemôže byť dostatočným stratigrafickým kritériom. Keďže však menilitové bridlice ležia v biostratigrafickom pásme vrchnoeocénnych globigerín, ktoré sú v iných centrálnokarpatských oblastiach doprevádzané stratigraficky konformnou faunou veľkých foraminifer, považujem i flyšové vrstvy s menilitovými vložkami v rajeckej paleogénnej oblasti za vrchnoeocénne.

4. Turčianska paleogénna oblasť

Podobný vývoj menilitových bridlíc ako v rajeckej oblasti je aj v turčianskej kotline na západnom úpätí Veľkej Fatry. Tam, podľa I l a v s k é h o a Č e r v e ň o v e j (1952) tvoria menilitové bridlice niekoľko cm vložky medzi lavicami pieskovcov pri báze flyšového súvrstvia v tesnej blízkosti nad bazálnymi hrubozrnnými polohami s organogénnymi vápencami. Zdá sa teda, že stratigrafické postavenie menilitových bridlíc v turčianskej kotline je o niečo nižšie ako na západe v rajeckej oblasti. Nasvedčujú tomu i prvé paleontologické dáta H a n t k e n a (1877), ktorý na základe numulitovej fauny z okolia Blatníc rozoznáva 3 oddiely paleogénu. Najspodnejší s *Nummulites Sismondai*, druhý s *Nummulites granulosa*, *Nummulites mammilata*, *Nummulites explanata* a tretí s *Nummulites striata* a *Orbitoides papyraceae*. Menilitové bridlice z turčianskej kotliny podľa toho vystupujú v treťom Hantkenovom paleogénnom oddiele.

Pri Duliciach, JV od Martina našiel S a l a j (1959) v ílovcach vrchnoeocénny globigerínový horizont s *Globigerinoides mexicanus* C u s h m a n, ktorý sprevádza podložie menilitových vrstiev priútesového flyša pri Ujaku (Údol) alebo flyšový podmenilitový eocén (napr. v synklinálnom pásme Kalnej Roztoky krosnenského flyšového pásma). Pretože z tohto miesta nepoznáme menilitové bridlice, nevieme presne stanoviť stratigrafickú pozíciu vzhľadom k biostratigrafickému pásmu s *Globigerinoides mexicanus* C u s h m a n. Každopádne však sú menilitové bridlice zo západného úpätia Veľkej Fatry vrchnoeocénneho veku.

Nad flyšovým horizontom s menilitovými bridlicami vystupuje iba niekoľko 10 m hrubé ílovcovo-pieskovcové súvrstvie, pretože z prevažnej časti bol flyšový paleogén oddenudovaný. Neogénne usadeniny tu transgredujú na rozličné polohy pozostaleho flyša.

5. Handlovská paleogénna oblasť (obr. 3, profil 7)

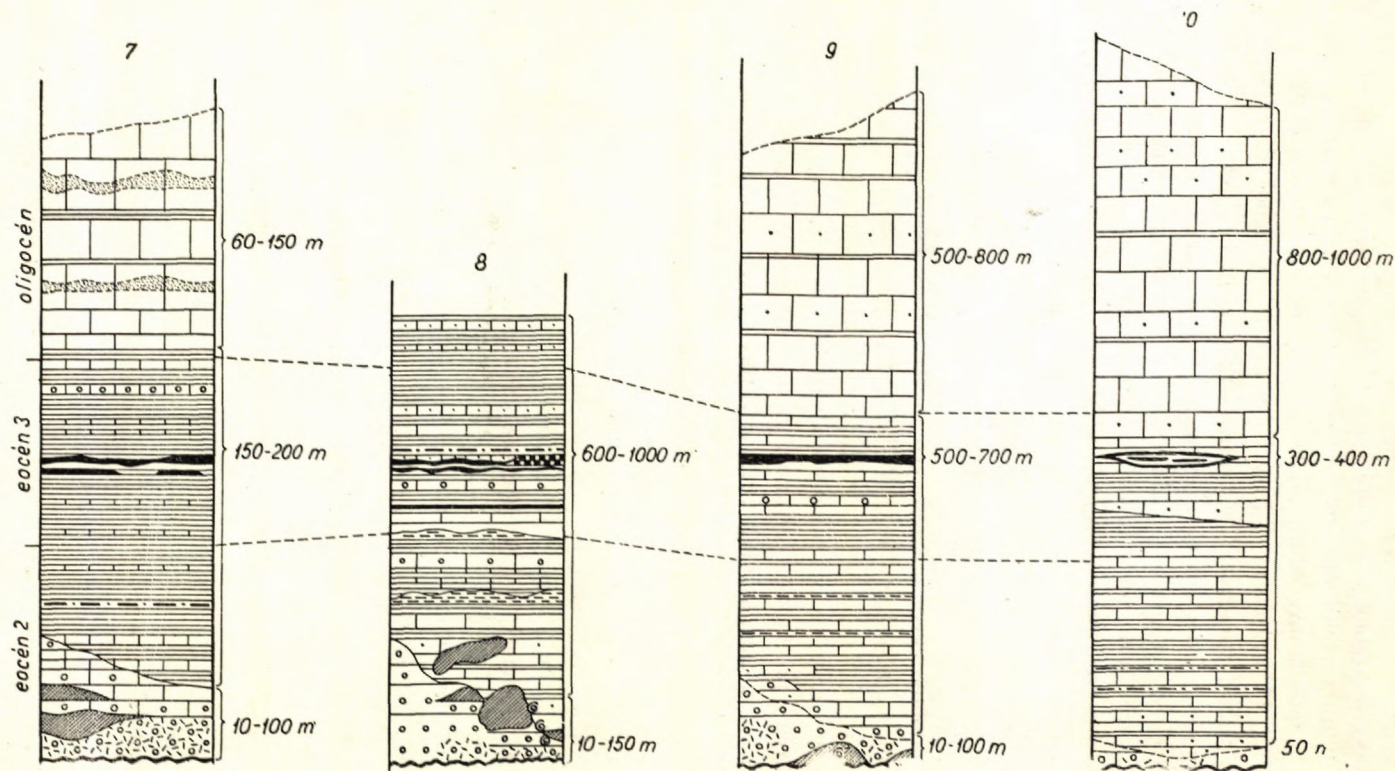
Vývoj menilitových bridlíc, a vôbec paleogénu v handlovskej oblasti má veľa podobností s paleogénom oblasti oravskej a turčianskej, s ktorou organicky súvisí.

Centrálnokarpatská sedimentačná oblasť

SW

7. handlovská paleogénna oblasť, 8. paleogénna oblasť Rajca, 9. paleogénna oblasť Oravy, 10. levočská paleogénna oblasť.

NO



Na báze paleogénu, vystupujú stredno až hrubozrnné zlepenca a brekcie s mezo-
zoickým materiálom a organogénne vápence, zvlášť v západnej časti pri Bojni-
ciach. Vyššie je vyvinuté 150–200 m flyšové súvrstvie so slieňovcami a vápni-
tými ílovcami, s vložkami drobnozrnných vápnitých pieskovcov a zlepenčov.
V niektorých častiach flyšového súvrstvia sa objavujú vložky (20–40 cm) man-
gánových bridlíc, uhlia (3–5 cm) a vo vrchnej časti 2–3 polohy (50–150 cm
hrubé) menilitových bridlíc. Severne od Handlovej končí sa paleogénny sedimen-
tačný cyklus molasovitým vývojom vo forme pieskovcových, piesčitých vrstiev
hrubých 50–150 m. Tvoria ich svetlosivé drobnozrnné kremité pieskovce v la-
viciach 1–4 m hrubých, drobnozrnné zlepenca a hrubozrnné pieskovcové kon-
krécie.

V nadloží menilitových bridlíc sú vyvinuté piesčité sliene s numulitovou
faunou. Bieda (1959) sa na základe druhov *Nummulites fabianii*, *Nummulites*
striatus, *Nummulites striatus pannonicus*, *Nummulites incrassatus*, *Nummulites*
budensis, *Nummulites pulchellus*, *Grzybowskia multifida* a *Spiraclypeus carpa-*
ticus domnieva, že vrstvy s touto faunou patria k vyšším polohám vrchného eocénu.
Nad menilitovými bridlicami v časti prechádzajúcej do pieskovcovo-zlepencových
polôh molasovitého vývoja, sú medzi lavicami slabo vápnitých pieskovcov vyvi-
nuté piesčité slieňovce s vrchnoeocénnymi globigerínami. Vavrová (in Če-
chovič 1958) určila z nich podobné globigerinové spoločenstvo, ako poznáme
v iných paleogénnych oblastiach Centrálnych Karpát. Sú to *Globigerina trivialis*
S u b b., *Globigerina officinalis* S u b b., *Globigerina pseudoecaena* S u b b., a iné.
Táto mikrofauna stratigraficky dopĺňa faunu veľkých foraminifer, a preto bez-
pečne môžeme pokladať menilitové vrstvy handlovského paleogénu za vrchno-
eocénne.

Záver

Vývoj menilitovej fácie v slovenských Karpatoch v profile od východu na západ
je veľmi pestrý a premenlivý; faciálna pestrosť a premenlivosť je v rôznorodom
litologickom zastúpení litotypov, tvoriaciach komplex menilitových vrstiev, v rôznej
hrúbke vrstiev a v ich stratigrafickej pozícii vo flyšových útvaroch.

Vo východnej časti územia je zoskupenie menilitových vrstiev pestré; majú
značnú hrúbku, ktorá sa z miesta na miesto, z jednej geologickej jednotky do
druhej často nápadne mení. V dukelských vrásach, v papínskom pásme a v pás-
me Smilno-Nižný Mirošov bývajú menilitové vrstvy hrubé 100 až 300 m, pričom
rohovcovo-kremité komponenty vrstiev sa zoskupujú do niekoľkometrových polôh
alebo sa disperzne vyvíjajú v ich spodnej časti. Treba dodať, že rohovcovo-kremité
vrstvy sú vyvinuté prevažne v spodnej časti, hlavne v dukelských vrásach, zried-
kavo vo vrchnej časti menilitového súvrstvia, čo platí najmä o menilitových vrst-
vách papínskeho pásma a čiastočne i pásma Smilno–Nižný Mirošov.

Rohovcové a kremité vrstvy ako vložky sú disperzne vyvinuté v menilitových vrstvách v niekoľkých synklinálnych pásmach dukelských vrás, ako napr. v darskej synklinále alebo v brachysynklinále výravskej. V týchto prípadoch nevytvárajú rohovce a kremité menilitové bridlice v menilitových vrstvách výrazné polohy, ale sa objavujú len nepravidelne od podložia až do vrchných horizontov.

Pelokarbonáty (železité dolomity) netvoria väčšie a stále horizonty, ale vyvíjajú sa v bazálnych i vo vrchných polohách menilitových vrstiev. Dokonca sa objavujú aj v podmenilitovom eocéne a v krosnenských vrstvách dukelských vrás.

V juhovýchodnej časti dukelských vrás zasahuje do menilitových vrstiev hrubozrnnšia sedimentácia vo forme pieskovcovej polohy (10–50 m), čím sa objavuje na našom území prvý náznak odlíšenia menilitových vrstiev na spodné a vrchné. Okrem toho je pozoruhodné, že menilitová sedimentácia, zvýraznená v rohovcoch, čiernych kremitých a hnedých vápnnitých ílovcoch, sa uplatňuje aj stratigraficky vyššie, v krosnenských vrstvách.

Južným smerom, do stredu centrálnych častí Karpát a v nich, sa menilitová fácia v celom karpatskom oblúku na západ postupne redukuje.

Už v magurskej flyšovej oblasti východného Slovenska sa menilitová fácia uplatňuje často iba vo forme vložiek modročiernych menilitových bridlíc. Tam, kde tvorí niekoľkometrové polohy, vyvíjajú sa i ostatné menilitové litotypy ako kremité ílovce, hnedé, hnedomodré vápnnité ílovce, pelokarbonáty, siltovce a pod. Menilitová fácia, vyvinutá vo vložkách, vystupuje v spodných vrstvách papínskeho typu, i v nadloží, vo vrstvách podobných krosnenským alebo malcovským.

V centrálnokarpatských oblastiach a na sever od bradlového pásma sa výraznejšie vyvíja menilitová fácia iba na niektorých miestach v podobe menilitových vrstiev, hrúbka od 5 do 50 m (raslavické synklinálne pásmo). Vcelku sa táto fácia uplatňuje v centrálnokarpatskej oblasti len vo forme niekoľko dm vložiek čierneho-modrých kremitých bridlíc, doprevádzaných hnedými, hnedo-modrými vápnnitými i nevápnnitými ílovcami obyčajne s globigerinovou mikroasociáciou.

V stratigrafickom profile má menilitová fácia na úseku slovenských Karpát smerom od západu, prípadne od juhozápadu na východ a severovýchod tendenciu vekového vzostupu, predovšetkým pokiaľ ide o vrchnú hranicu.

Kým menilitové bridlice v handlovskej paleogénnej oblasti sa vyvinuli pod ílovcami s vrchnoeocénnou mikrofaunou globigerín a numulitov, v paleogénnych oblastiach Oravy a Spiša ich priamo doprevádzajú; severne od bradlového pásma na východnom Slovensku sa vyvíjajú menilitové vrstvy aj v nadloží uvedenej vrchnoeocénnej mikroasociácie. Menilitové bridlice sa ako vložky objavujú dokonca i v malcovských vrstvách litofaciálne veľmi podobných vrstvám krosnenským. Domnievam sa, že sú tiež ich stratigrafickým ekvivalentom.

Čím ďalej na východ a na vonkajšiu stranu od centrálnych častí Karpát (Smilno–Papín) siahajú rohovce a menilitové kremité bridlice ako vedúci horizont menilitovej fácie aj stratigraficky vyššie, do menilitových vrstiev, v nevelkej

vertikálnej vzdialenosti od krosnenských vrstiev, pričom ílovcové polohy s vrchno-eocénnymi globigerinami sa tam vyskytujú 200–300 m pod rohovcovým horizontom menilitových vrstiev. V darskom synklinálnom pásme sa menilitová fácia objavuje dokonca aj v krosnenských vrstvách, a v synklinálnom pásme Kalnej Roztoky mikroasociáciu spodnooligocénnu zistil Samuel (1959) vo vrchných menilitových, resp. prechodných menilitovo-krosnenských polohách.

Záverom môžeme konštatovať, že menilitová fácia v paleogéne našich Karpát je veľmi rozšírenou a v základných litotypoch konštantnou faciou flyša. V stratigrafickom hodnotení sa nám na západe opísaného územia javí ako vrchno-eocénna, smerom na východ a viacej k vonkajšej časti centrálnych oblastí Karpát ako fácia vrchného eocénu, resp. jeho najvyššej časti, až stredného oligocénu.

10. mája 1959.

*Geologický ústav Dionýza Štúra,
Bratislava*

LITERATÚRA

- [1] Andrusov D., 1931: Stratigrafie podhalského flyše v jeho jhozápadním zakončení. Věst. St. Geol. ústavu, r. VII, Praha. — [2] Andrusov D., 1931: Carte géologique de la zone des Klippes de la vallée de l'Orava. Partie occidentale et orientale. Knihovna, Praha. — [3] Andrusov D., 1938: Geologický výzkum vnútorného bradlového pásma v Západných Karpátoch. Část III, Tektonika, sv. IX, Praha. — [4] Andrusov D. — Kuthan M., 1944: Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenska. List Žilina (4361/2). Geol. práce, Zoš. 10. Bratislava. — [5] Bieda Fr., 1949: O nowych i malo znanych otworach z fliszu Karpat polskich. Roczn. Pol. Tow. Geol. No 18, Kraków. — [6] Bieda Fr., 1951: Starszi trzeciorzed. Reg. Geol. Polski, T. I, zes. 1, Kraków. — [7] Bieda Fr., 1957: Fauna veľkých foraminifer vrchného eocénu Slovenska. Geol. sbor. VIII, č. 1. Bratislava. — [8] Bieda Fr., 1959: Fauna veľkých foraminifer od Veľkej Čausy. Geol. práce, Zoš. 53, Bratislava. — [9] Bieda Fr., 1960: Fauna veľkých foraminifer priútesového flyša Slovenska. Geol. práce, Zpr. 13. Bratislava. — [10] Böhm B., 1930: Stratygrafia trzeciorzedu karpackiego na podstawie fauny rybnej. Pamietnik pierwsz. zjazdu geol.-naftow. we Lwowie 14–15 grudnia 1929. Warszawa—Boryslaw—Lwów. — [11] Čechovič V., 1958: Zostavenie základnej geol. mapy neogénu Slovenska — severná časť handlovskej uhoľnej panvy. Geofond GÚDŠ, Bratislava. — [12] Ďurkovič T., 1958: Litofaciálny ráz krosno-menilitovej série výravskej brachysynklinály a papínského pásma. Geofond GÚDŠ, Bratislava. — [13] Hauer Fr., 1869: Geologische Übersichtskarte der Österr.-Ung. Monarchie Blatt III, Westkarpaten. Jahrb. d. k. k. GRA, Wien. — [14] Hantken M., 1877: Adalékok a Kárpátok földtani ismeretéhez. Budapest. — [15] Hanzlíková E., 1959: Mikrobiostratigrafické pomery Čerhovských hor a západní, bardejovské časti Ondavské vrchoviny. Zprávy o geol. výzk. v r. 1957, Praha. — [16] Horwitz L., 1936: A propos de l'age des couches menilitiques dans les Karpates. Bull. d. Serv. Géol. d. Pologne, Vol. VIII, livre 4, Warszawa. — [17] Chmelík Fr., 1958: Závěrečná zpráva o geologických výzkumech centrálněkarpatského paleogénu v oblasti Nízkých a Vysokých Tatier, Spišské Magury a Levočského pohorí, rok 1955–1957. Geofond GÚDŠ, Bratislava. — [18] Ilavský J. — Červeňová Ž., 1952: Geologické štúdiá na západnom svahu Veľkej Fatry. Geol. práce, Zoš. 30. Bratislava. — [19] Kantorová V., 1956: Mikrobiostratigrafický výskum vnútrokarpatského paleogénu na

listoch Trenčín, Spišská Nová Ves a východoslovenského flyša na liste Stakčín. Geofond GÚDŠ, Bratislava. — [20] Kozikowski H., 1956: Ropa-Pisarzowa unit a new tectonic unit of the Polish flysh Carpathiens. Inst. Géol., Bull. 110, Warszawa. — [21] Kozikowski H. — Jednorowska A., 1957: Problem wieku warstw grybowskich i tzw. „szarej kredy” z okolic Gorlic. Przegląd geol. No 3, Warszawa. — [22] Matějka A. — Andrusov D., 1931: Aperçu de la géologie des Carpathes occidentale de la Slovaquie centrale et des régions avoisinantes. Guide des excursions dans les Carpathes occidentales. Praha. — [23] Murgeanu M., 1941: Sur l'âge des schistes ménilitiques et des gypses inférieurs de Mounténie occidentale. Inst. Géol. de Roumanie, T. XXVI, Bucarest. — [24] Leško B., 1952: Geológia vonkajšieho flyša medzi Laborcom a Cirochou. Geol. práce, Zoš. 35. Bratislava. — [25] Leško B., 1955: Zpráva o geologickom výzku územia medzi Handlovou a Brezanami. Geofond GÚDŠ, Bratislava. — [26] Leško B., 1957: Geológia a geomorfológia územia severne od Prešova. Geol. práce, Zoš. 47. Bratislava. — [27] Leško B., 1958: Prehľad geológie paleogénu južnej časti Levočského pohoria a prilahlých kotlín. Geol. práce, Zprávy 12. Bratislava. — [28] Leško B., 1958: Prehľadný geologický výzkum útesového pásma a magurského flyša medzi riekou Sekčovou a Topľou. Geofond GÚDŠ, Bratislava. — [29] Leško B., 1958: Flyš medzi Medzilaborcami a Pichným. Geol. práce, Zprávy 14, Bratislava. — [30] Leško B., 1959: Faciálne rozvíťie flyša vo Vostočnej Slovaquii. Sbor. Karp.-Balk. assoc. v SSSR v 1958 g., Lvov. — [31] Leško B. — Ďurkovič T. — Čičel Bl., 1959: Stopy paleogénneho vulkanizmu na východnom Slovensku. Geol. práce, Zprávy 16. Bratislava. — [32] Narebski W., 1957: O diagenetycznych dolo-mitach zelezistych z Karpat Fliszowych. Roczn. Pol. Tow. Geol., Tom. XXVI, zes. 1, Kraków. — [33] Nemček J., 1958: Prehľadné geologické mapovanie vnútrokarpatského paleogénu na gen. liste Košice. Geofond GÚDŠ, Bratislava. — [34] Pesi V. — Menčík E., 1957: Prehľadné geol. mapování mezi Ondavou a Laborcem na vých. Slovensku. Geofond GÚDŠ, Bratislava. — [35] Pesi V., 1959: Předběžná zpráva o přehledném geol. mapování magurského flyše na vých. Slovensku. Zprávy o geol. výzk. v r. 1957. Praha. — [36] Róth Zd., 1957: Zpráva o přehledném geol. výzkumu flyš. pásma na listech gen. mapy Spiš. St. Ves a Poprad za r. 1956. Geofond GÚDŠ, Bratislava. — [37] Salaj J., 1959: Mikrobiostratigrafické vyhodnotenie vzoriek z niekoľkých lokalít od Ružomberka, Martina a Terchovej. Geofond GÚDŠ, Bratislava. — [38] Samuel O., 1958: Mikrobiostratigrafické vyhodnotenie povrch. vzoriek zo širšieho okolia Lipovca, Gíraltoviec a Medzilaboriec. Geofond GÚDŠ, Bratislava. — [39] Samuel O., 1959: Mikrobiostratigrafické vyhodnotenie vzoriek z krosnenského flyša na východ od Cirochy. Geofond GÚDŠ, Bratislava. — [40] Stráňik Zd. — Pícha Fr., 1957: Zpráva o geologickém a petrografickém výzkumu centrálněkarpatského paleogénu Žilinské kotliny a Súľovské hornatiny. Geofond GÚDŠ, Bratislava. — [41] Stráňik Zd. — Róth Zd., 1959: Předběžná zpráva o geol. výzkumech v Čerhovském pohoří a v záp. bardejovské části Ondavské vrchoviny. Zprávy o geol. výzk. v r. 1957. Praha. — [42] Świdziński H., 1947: Słownik stratygraficzny Północnych Karpat fliszowych. Service Géol. d. Pologne Inst. Géol. d. Pol., Bull. 37, Warszawa. — [43] Šakin V. A. — Glučko V. V., 1957: Menilitovyje otloženija severovostočnogo sklonu Karpat i Predkarpatskego progiba. Geol. nefti, No 9, str. 35—43. Moskva. — [44] Vjalov O. S., 1957: O veku menilitovej série. Geol. práce, Zoš. 46. Bratislava. — [45] Uhlig V., 1883: Reiseberichte Die Karpathen zwischen Grybów, Gorlice und Bartfeld. Verhandl. d. geol. R. A. Wien.

MENILITE BEDS IN THE SLOVAK CARPATHIANS

Development of the palaeogen menilite facies in the Slovak Carpathians is very extensive in the form of bath typical menilite strata and menilite shales, occurring as inclusions in a great variety of flysch formations. It has been demonstrated that menilite beds are — with a few exceptions — a constant, though lithologically greatly variable, upper palaeogen facies.

According to the development of menilite facies and its accompanying underlying and overlying formations the palaeogen territory of the Slovak Carpathians may be divided into three main sedimentation regions viz. 1. the Krosno menilite (outer) region; 2. the Magura region; and 3. the Central Carpathian region.

In the Krosno menilite region there is a motley agglomeration of lithotypes in the menilite beds. They show here a considerable thickness, which from place to place — from one geological unit to the other — often changes strikingly. In the Dukla—Užok folds, in the Papin zone and in the Smiřno—Nižný Mirošov zone the menilite beds attain a thickness from 100 to 300 m, in which their hornstone-quartz components agglomerate into strata of several metres' thickness or are dispersed in their lower part. It should be remarked that the hornstone-quartz strata predominate in the lower part, especially in the Dukla—Užok folds, rarely in the upper part of the menilite succession. The latter is a characteristic feature of the menilite beds of the Papin zone and partly of the tectonical window Smiřno—Nižný Mirošov.

There are dispersed hornstones and quartz shales as inclusions in the menilite beds in several synclinal zones of the Dukla—Užok folds, so for instance in the syncline at Dara or in the brachysyncline at Výrava. In these cases the hornstones and quartz shales in the menilite beds do not form regular strata but appear in same as irregular formations from the underlying stratum up to the upper horizons.

Pelocarbonates (iron-bearing dolomites) do not form larger and constant horizons but appear in both the basal and upper strata of menilite beds. They even occur in the submenilite ecene and in the Krosno beds of the Dukla—Užok folds.

In the southeastern part of the Dukla—Užok folds a somewhat coarser-grained sedimentation intrudes into the menilite beds in the form of a sandstone stratum (10–50 m), which appears in the territory under study to be the first sign of the fact that menilite beds may be divided into lower and upper ones. Besides that, it is remarkable that the menilite sedimentation, characterized by hornstones, black quartz and brown chalky claystones, asserts itself even in stratigraphically higher strata in the Krosno beds.

In southern direction, towards the interior of the central parts of the Carpathians and in these as well as along the whole range of the Carpathians in western direction we can observe a gradual reduction of the menilite facies.

Beginning with the Magura flysch region of East Slovakia in the Beloveža—Stropkov zone the menilite facies often asserts itself only in the form of inclusions of blue-black menilite shales. There where the menilite facies forms strata of several metres' thickness the other menilite lithotypes, too develop as quartz claystones, brown to brown-blue chalky claystones, pelocarbonates, siltstones and the like. The menilite facies, developed in inclusions, appears, in both lower layers of the Papin type and overlying strata, in beds similar to those at Krosno or Malcov.

In the Central Carpathian region and to the north of the Klippen Belt (Ujak, Orlov, Richvald, Giraltovec) development of the menilite facies is more marked only in some places, in the form of menilite beds of 5 to 50 m thickness (Lopuchov, Inovce). On the whole, the menilite facies in the Central Carpathian region asserts itself only in the form of inclusions of several decimetres' thickness of black-blue quartz shales, accompanied by brown to brown-blue chalky and non-chalky claystones, usually with a globigerine microassociation.

In stratigraphic profile the menilite facies in its section in the Slovak Carpathians shows from west and/or southwest to east and northeast a tendency of ascending age, especially as regards its upper limits.

While the menilite shales in the palaeogen region of Handlova have developed under claystones with an upper eocene microfauna of globigerinae and nummulites, in the palaeogen regions in Orava and Spiš they are immediately accompanied by menilite beds, developing to the north of the Klippen Belt in East Slovakia, also in the overlying layer of the above mentioned upper eocene microassociations. Menilite shales, in the form of inclusions, occur even in the Maľcov beds, which are lithofacially very similar to those at Krosno. The author feels inclined to believe that the former are the latter's stratigraphic equivalent.

The farther to the east and the outer side of the central parts of the Carpathians (Smiľno, Papín) the more hornstones and menilite quartzite shales as the dominant horizon of the menilite facies intrude into stratigraphically higher strata in the menilite beds, in no great vertical distance from the Krosno beds, with claystone strata with upper eocene globigerinae occurring there 200—300 m under the hornstone horizon of menilite beds. In the Dara synclinal zone (Dukla—Užok folds) the menilite facies appears even in Krosno beds; in the synclinal zone of Kalná Roztoky Samuel (1959) demonstrated a lower oligocene microassociation in upper menilite — transitional Krosno-menilite — strata.

In stratigraphic evaluation the menilite beds in the western part of the territory under study appear as upper eocene beds, in the east and more to the outer part of the central region of the Carpathians as a facies of the upper and/or the uppermost part of the upper eocene to medial oligocene age.

*Geological Institute Dionýz Štúr,
Bratislava.*

Explanations to enclosures

Enclosure I. — Map showing the spread of menilite beds in the Slovak Carpathians drawn by Bartolomej Leško in 1959.

1. neogen and palaeogen of South Slovakia; 2. young vulcanites; 3. Central Carpathian palaeogen; 4. the Magura flysch zone as a whole; 5. the scales of the Mikova—Snina zone; 6. Dukla—Užok folds; 7. crystallinicum and older sediments outside the flysch zone; 8. tectonic lines of major importance; 9. menilite beds.

Enclosure II. — Krosno-menilite sedimentation region

1. tectonic zone of Papín; 2. tectonic window Smiľno—Nižný Mirošov; 3. synclinal zone of Kalná Roztoky; 4. Dara synclinal zone.

Enclosure III. — Magura sedimentation region

5. synclinal zone of Raslavice; 6. synclinal zone of Inovce.

Enclosure IV. — Central Carpathian sedimentation region

7. Handlová palaeogen region; 8. Rajec palaeogen region; 9. palaeogen region of Orava; 10. Levoča palaeogen region.

1. grey fine-grained sandy claystones with thin-bedded chalky sandstones; 2. chalky coarse-bedded sandstones with inclusions of grey to grey-brown fine-grained sandy claystones; 3. Jaslo shales; 4. brown-black and brown-blue menilite claystones; 5. hornstones and black quartzite menilite shales; 6. pelocarbonates; 7. fine-grained light grey quartzite sandstones; 1—2 Krosno beds; 3—7 menilite beds; 8. tuffites, bentonites; 9. curve-laminated chalky sandstones with grey and grey-brown chalky claystones — Papín beds; 10. variegated globigerina marls; 11. brown to olive-brown hard claystones with glauconite quartz-chalky sandstones — Zlín beds; 12. quartz-chalky marl sandstones with variegated claystones — submenilite eocene of the Dukla folds; 13. massive sandstones and conglomerates — flysch development; 14. massive sandstones with inclusions of conglomerates — molasse development; 15. grey, grey-brown, grey-green chalky claystones with blue chalky sandstones; 16. nummulite sandstones and fine-grained conglomerates and manganese shales; 17. organogen limestones and conglomerates; 13.—17 Central Carpathian flysch.

TIBOR ĐURKOVIČ

PRÍSPEVOK K PETROGRAFII KROSNENSKÉHO A MAGURSKÉHO FLYŠA NA VÝCHODNOM SLOVENSKU

(*Anglické resumé, tab. I—V*)

Úvod

V rokoch 1957 a 1958 som robil sedimentárno-petrografický výskum krosnenského a magurského flyša na východnom Slovensku. Zatiaľ čo geologické práce a výskumy na východnom Slovensku značne pokročili, sedimentárno-petrografický výskum viditeľne zaostával. Týmto príspevkom chcem aspoň čiastočne vyplniť túto medzeru a prispieť k poznaniu základných typov sedimentov východoslovenského flyša.

O geologickej stavbe flyšového pásma na východnom Slovensku pojednávajú práce A. Matějku — O. Kodyma st. (1949), A. Matějku — Zd. Rotha (1950), B. Leška (1952, 1953, 1957, 1958, 1959), E. Menčíka — V. Pesla (1955).

Metóda práce

Základom petrografického štúdia bol odber vzoriek v teréne. Jednotlivé rytmické postupnosti v rámci určitých stratigrafických celkov som študoval podľa možnosti v ucelených profiloch. Výsledky tohoto štúdia som znázornil grafickou metódou navrhnutou N. B. Vassojevičom (1948). Pri terénnom štúdiu som venoval pozornosť sedimentárnym textúram (biologického a mechanického pôvodu) hlavne u psamitických sedimentov. Laboratórny výskum psamitov som robil mikroskopicky. Kvantitatívny obsah minerálov som určoval planimetrickými analýzami. Zrnnosť pieskovcov sa sledovala vo výbrusoch, premerávaním najväčších priemerov 100—200 zŕn. Z týchto údajov sú zostrojené zrnnostné krivky a z nich odvodený Md. zrnnosti a koeficient vytriedenia S_0 . Tvar kremenných zŕn, resp. stupeň zaoblenia som študoval vizuálnymi metódami podľa W. C. Krumbeina & L. L. Slossa (1953) a N. S. Švecova (1957). Ťažké minerály sú preštudované orientačne. Pri nomenklatúre klastík sa pridrižiam práce F. J. Pettijohna (1954, 1957). Mineralogické zloženie ílovcov sa študovalo röntgenografickými metódami a chemickými rozbormi.

Prehľad literatúry

Sedimentárno-petrografický výskum flyšového pásma na východnom Slovensku sa doteraz systematicky nerobil, takže konkrétne údaje o sedimentárnych horninách nie sú k dispozícii. Makroskopický opis hornín jednotlivých sérií je uvedený v prácach zaoberajúcich sa geologickou stavbou uvedeného územia. Nakoľko študovaný terén sa nachádza na hraničnom území s PLR a Ukrajinou SSR, je možné použiť údaje získané v týchto oblastiach.

J. M. Puš č a r o v s k i j (1948) zaoberá sa podrobne inoceramovými vrstvami Východných Karpát, definuje základné typy hornín a podáva ich mikroskopický opis, pričom si všima aj textúrne znaky povrchu vrstiev. M. P. G a b i n e t (1958) podáva podrobný opis hornín menilitovej série Východných Karpát s podrobnými mineralogickými a chemickými rozbormi. W. N a r e b s k i (1957) preštudoval pelokarbonáty na viacerých lokalitách flyšových Karpát v Poľsku. Za použitia moderných metód sedimentárnej petrografie definuje pelokarbonáty ako diagenetické Fe-dolomity. Zmienku o pôvode menilitových rohovcov nájdeme v práci H. Š w i d z i n s k é h o (1948). Z. O b u c h o w i c z (1957) podáva podrobné petrografické opisy krosnenských vrstiev. Cz. K u z n i a r (1954) zaoberá sa genézou menilitových vrstiev, pričom ju spája s rozvojom flóry diatomaceí. M. K s i a z k i e w i c z (1954) podrobne opisuje typy zvrstvenia flyšových pieskovcov a rozoberá problémy sedimentácie flyša vôbec.

Krosnenský flyš

Inoceramové vrstvy

Litologický ráz inoceramových vrstiev som študoval na týchto profiloch:

1. profil v záreze potoka pri sev. ukončení dediny Topoľa, smerom na sever. Profil končí vých. od kóty Vaškovec (712,5), príl. Ia;
2. profil Zbojským potokom medzi Zbojcom a K. Ulič. Začiatok profilu záp. od kóty 437 (Kyčerka) profil končí pri kóte 306,2, príl. Ib;
3. profil záp. od Runiny, zárezom potoka smerom na SZ ukončenie hrebeňa Veľkého Bukovca, na území ČSR (príl. Ic).

Inoceramové vrstvy sú typické flyšové súvrstvie. Rytmická sedimentácia sa prejavuje v striedaní jednotlivých typov hornín rôzneho granulometrického a látkového zloženia. Podľa J. M. Puš č a r o v s k é h o (1948) je základný sedimentačný rytmus v inoceramových vrstvách nasledujúci:

- I. element rytmu: a) pieskovce, b) aleurolity, c) vápence;
- II. element rytmu: slieň s fukoidmi;
- III. element rytmu: ílovce.

Štúdium inoceramových vrstiev v uvedených profiloch potvrdilo horeuvedenú postupnosť. Mocnosť hornín tvoriacich I. element rytmu kolíše od niekoľkých cm

do 3—4 m. Sliene s fukoidmi bývajú najčastejšie 30—40 cm, ojedinele až 150 cm mocné. Zastúpenie jednotlivých typov hornín v profiloch, ich mocnosti a vzťahy znázorňuje príl. I.

Základné typy hornín

Pieskovce. Makroskopicky sú pieskovce šedej farby, všesmernej textúry s neorientovane vtrúsenými lupienkami muskovitu v hornine. Pod mikroskopom pozorovať psamitickú štruktúru. Md. zrnitosti 0,2—0,3 mm, tvar zŕn hranatý (0,5—0,5). Podľa kvantitatívneho obsahu živcov, úlomkov hornín a ílovitej zložky možno odlišiť: a) *strednozrnný (kremenný) pieskovec s vápnitým tmelom*, b) *strednozrnný vápnitý drobový pieskovec*. Kremeň (40—60 %) tvorí hlavnú zložku pieskovcov. Zo živcov prevláda ortoklas nad plagioklasom (oligoklas-andezín). Akcesórie: biotit, granát, z úlomkov hornín kremenec, fylit. Organické zvyšky: *Solenopora* sp.

Planimetrická analýza drobového pieskovca (vz. 8): kremeň 55,9 %; živce 8,7 %; úlomky hornín 3,0 %; íl 20,0 %; karbonát 12,9 %; dĺžka meraných línií 338 mm.

V pieskovcoch uvedeného zloženia sa nájdu polohy zlepcov, najčastejšie v podobe šmúh. Md. zrnitosti zlepcov 1—2 mm, max. veľkosť zŕn 1 cm (10—20 % zŕn). Ílovitá zložka je v prevahe nad vápnitým tmelom. Tvar zŕn je hranatý. Úlomky hornín (20—30 %) predstavuje fylit, kremenec, mikrozrnný vápenec. Kremeň (20—30 %), akcesórie: muskovit, ortoklas, plagioklas (oligoklas-andezín) mikroklin, zirkón, granát.

Siltovce. Makroskopicky je hornina jemnozrnná, sivej farby, s lupienkami muskovitu na vrstevných plochách, s výraznou lamináciou. Md. zrnitosti 0,02 až 0,03 mm, tvar zŕn hranatý. Priestory medzi zrnami vyplňuje ílový komponent, prevažujúci nad karbonátovým tmelom. Kremeň (40—70 %), akcesórie: biotit, zirkón, ortoklas, plagioklas. Autigénne minerály: glaukonit, pyrit, kalcit, siderit. Organické zvyšky: *Globigerina* sp., prierezy foraminifer rotalidného typu.

Slienité vápence makroskopicky sú ťažko odlišiteľné od siltovcov. Pod mikroskopom je hornina allotriomorfnej štruktúry, so základnou vápnito-ílovitou hmotou (nerozp. zvyšok 45,74 %), v ktorej sa ojedinele nájdu úlomky kremeňa a muskovitu (1—2 %) hranatého tvaru.

Sliene s fukoidmi. Makroskopicky je hornina sivomodrej farby, lastúrnateho lomu, často prestúpená množstvom fukoidov. Pod mikroskopom pozorovať pelitickú štruktúru, miestami s náznakmi spleťto vláknitej štruktúry (N. S. Švecov 1957). V základnej ílovito-vápnitej hmote sa nájdu zrnká kremeňa ostrohranného tvaru. Látkové zloženie podľa chemickej analýzy: Fe_2O_3 4,56 %; CaO 31,30 %; MgO 10,99 %; MnO 0,07 %; CO_2 23,44 %;

Ílovce. Makroskopicky na základe farby možno odlišiť svetlé a tmavšie variety šedej farby. Textúra býva všesmerná, ojedinele pozorovať lamináciu.

Obsah CaCO_3 je pod 5 %. Pod mikroskopom pozorovať pelitickú, resp. spleť vlákňitú štruktúru. Z detritických prímiesí je prítomný kremeň a muskovit, z autigénnych glaukonit.

Zrnitosť sme študovali na 40–50 vzorkách. Koeficient vytriedenia S_o pre pieskovce a siltovce je v rozmedzí 1,2–1,7. Podľa údajov W. C. Krumbeina a L. L. Slossa (1953) ide o veľmi dobre vytriedené sedimenty.

Typy zvrstvenia. Najčastejším typom zvrstvenia inoceramových vrstiev je laminácia, výrazná u siltovcov, menej výrazná u jemnozrnných a strednozrnných pieskovcov. Laminácia býva zvýraznená rastlinnou drťou, ílovitou substanciou a koncentráciou ťažkých minerálov. Syngenetickou deformáciou komplexov lamín (hlavne u siltovcov) vzniká konvolutné zvrstvenie, ktoré je pre inoceramové vrstvy typické (tab. V, obr. 1). Sporadicky pozorovať frakciované a šikmé zvrstvenie.

Textúry povrchu vrstiev. Z bioglyfov je hojný výskyt problematika typu *Zoophycus* a stopy po lezení červov. Z mechanoglyfov sú to prúdové stopy (tvar žliabkov), ryhy a odtlačky. Posledné dva typy sú prítomné sporadicky.

Podmenilitový eocén

Názov *podmenilitový eocén* zaviedol do karpatskej geologickej literatúry H. Swidzinski (1948) na označenie celého komplexu vrstiev od kriedy až po menilitové vrstvy. B. Leško (1952) kartograficky vymedzuje: a) spodnoeocénne pieskovcové polohy; b) spodné pestré lupky; c) vrchné pestré lupky, pričom uvádza, že spodnoeocénne pieskovcové polohy predstavujú nielen faciálny vývin spodných partii, ale sú aj stratigrafickým oddielom eocénu. Okrem profilov v nadloží inoceramových vrstiev znázornených na prílohe I, preštudoval som podmenilitový eocén na lokalitách:

1. profil v záreze potoka Vilačka pri Svetliciach. Profil začína pod kostolom v dedine a končí záp. od kóty 417;
2. profil eocénnymi tektonickými šupinami pri Stakčíne, v záreze cesty pri prechode cez železničnú trať;
3. profil v záreze potoka ústiaceho pri kostole v Kolbasove smerom na kótu 668.

Prechod inoceramových vrstiev do podmenilitového eocénu (príl. Ic) je zvýraznený pribúdaním ílovcov a nápadným vyznievaním pieskovcov. Menej výrazný je prechod na styku pieskovcových členov oboch súvrství (príl. Ib). Prechod do menilitových vrstiev je pozvoľný a prejavuje sa výskytom typických členov menilitových vrstiev (pelokarbonáty, rohovce). V rytmickom postupe podmenilitového eocénu možno vyčleniť nasledujúce elementy:

- I. element rytmu (zlepence, pieskovce, siltovce);
- II. element rytmu (sliene, slienité ílovce);
- III. element rytmu (ílovce).

Mocnosť jednotlivých elementov rytmu a jej zmeny v rámci profilov sú zachytené na príl. I, II.

Opis základných typov hornín

Polymiktný zlepenec (mikrokonglomerát). Makroskopicky je hornina šedej až šedozelenej farby, všesmernej textúry. Md. zrnitosti kolíše 0,3–0,5 cm, maximálna veľkosť zŕn je 1 cm. F. J. Levinson – Lessing (in N. B. Vassojevič 1948) pre horniny uvedenej zrnitosti zaviedol termín „mikrokonglomerát“. Stupeň opracovania jednotlivých zložiek je určený mineralogickým zložením. Najslabšie sú opracované zrná kremeňa; úlomky kremenčov sú slabšie opracované ako úlomky fylitov. Materiál je slabo vytriedený. Priestory medzi zrnami sú vyplnené ílovitým komponentom; sporadicky je prítomný karbonát.

Planimetrická analýza: kremenec 55,2 %; živce 8,2 %; kremeň 7,0 %; fylit 4,7 %; íl 24,9 %; dĺžka meraných línií 172 mm.

Pieskovce. Makroskopicky sú pieskovce šedej až šedozelenej farby, zvetrávajúce do hrdzavohneda. Lupienky muskovitu sú v hornine neorientovane vtrúsené. Ojedinele pozorovať úlomky hornín 0,5–1 cm. Mikroskopicky sa zistili nasledujúce typy pieskovcov: a) *jemnozrnný a strednozrnný drobový pieskovec*; b) *strednozrnné droby*; c) *kremenný pieskovec s vápnitým tmelom*. Horniny majú výraznú psamitickú štruktúru. Md. zrnitosti u strednozrnných pieskovcov je 0,3–0,8 mm, u jemnozrnných variét 0,1–0,2 mm. Dominujúcim minerálom je kremeň hranatého tvaru. Zo živcov prevláda ortoklas nad plagioklasom (oligoklas-andezín). Úlomky hornín (kryštalické vápence, kremence, fylity) sú dobre opracované. Priestory medzi zrnami sú vyplnené ílovitou hmotou a karbonátovým tmelom. Z akcesorických minerálov je prítomný biotit, zirkón, granát, z autigénnych glaukonit, kalcit.

Planimetrické analýzy:

	1	2	3	4	5	6
kremeň	55,0	45,0	30,0	34,7	46,4	72,6
živce	5,0	3,3	2,0	20,9	11,4	1,2
úlomky hornín	16,8	10,1	13,9	0,9	1,4	1,2
íl	23,6	21,0	24,8	5,1	10,2	—
karbonát	—	20,6	30,0	39,1	31,2	24,4

I. strednozrnný drobový pieskovec; 2–3. jemnozrnné drobové pieskovce; 4–5. strednozrnné droby; 6. strednozrnný kremenný pieskovec s vápnitým tmelom.

Pri narastaní karbonátovej zložky a ubúdání kremenných zŕn možno mikroskopicky odlíšiť *silnovápnité pieskovce*, resp. *piesčité vápence*. Makroskopicky sú tieto horniny zhodné s vyššie opísanými pieskovcami. Mineralogické zloženie:

kremeň 21,1 %; muskovit 3,8 %; glaukonit 6,7 %; organ. zvyšky 1,9 %; karbonát 66,3 %.

Ílovce sú šedej až šedozelenej farby (obsah CaCO_3 pod 5 %). Možno odlíšiť aj slabo slienité variety (nerozp. zvyšok 89,30 %). Röntgenograficky sa zistili minerály zo skupiny hydrosľud.

Priebeh zrnitostných kriviek a koeficient vytriedenia S_0 u psamitov je obdobný ako u pieskovcov inocerámových vrstiev.

Typy zvrstvenia. U hrubších klastík je ojedinele pozorovať frakciované zvrstvenie. Laminácia je obecným zjavom hlavne u siltovcov, ojedinele je laminácia zvýraznená aj v ílovcoch (tab. V, obr. 5). Tvarové deformácie lamín až po konvolutné zvrstvenie z podmenilitového eocénu pri Starine sú na obr. 1 (č. 8, 12–18, 20).

Textúry povrchu vrstiev. Z bioglyfov sú to stopy po lezení červov a bulie, ktoré sa nájdu v celom profile pri Starine. Z mechanoglyfov sú prítomné prírodné stopy (tvar žliabkov) ojedinele ryhy a odtlačky.

Papínske vrstvy

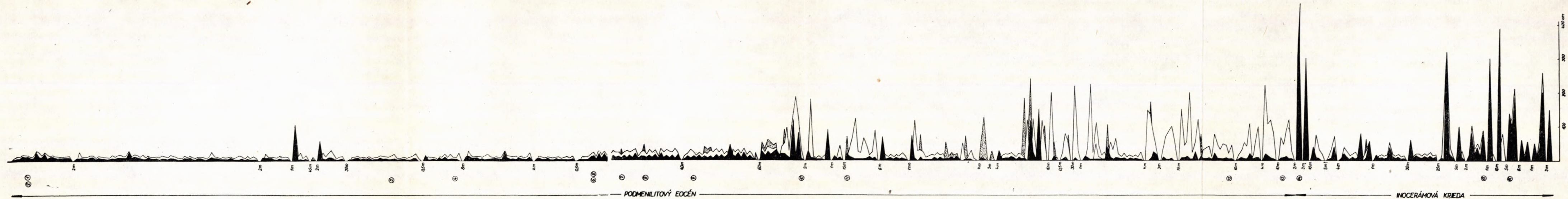
B. Leško (1958) označuje papínskymi vrstvami súvrstvie ílovcov, slienitých ílovcov a pieskovcov o úhrnnej mocnosti 100–150 m, ktoré sa rytmicky striedajú. Litofaciálny ráz papínskych vrstiev je podľa B. Leška (1. c.) výsledkom dvojakého faciálneho vplyvu. Uplatňuje sa tu vplyv račanskej fácie a vplyv vrchných polôh podmenilitového eocénu dukelských vrás. V slede papínskych vrstiev sa uplatňujú tri základné členy (elementy rytmu)

- I. element rytmu (pieskovce, piesčité vápence);
- II. element rytmu (slienité ílovce svetložedej farby);
- III. element rytmu (ílovce tmavošedej farby).

Dominujúcim typom čo do mocnosti sú slienité ílovce svetložedej farby (príl. IIe). Pomer slienitých ílovcov k ílovcom tmavošedej farby je 5:1. Sporadickým členom sú psamity o priemernej mocnosti 10–20 cm, zriedkavo aj 60–80 cm. Slienité ílovce sú maximálne 300 cm mocné. Ílovce tmavých farieb dosahujú mocnosť 150–200 cm. Pomer psamitov k pelitom je 1:10.

Opis základných typov hornín

Pieskovce. Makroskopicky sú pieskovce šedej farby, všesmernej textúry. Mikroskopicky možno odlíšiť: a) *strednozrnný pieskovec s glaukonitom*; b) *silno vápnité pieskovce až piesčité vápence*. Md. zrnitosti strednozrnného pieskovca je 0,2 mm, tvar zrní hranatý, tmel bazálny, vápnitý. Kremeň (56,7 %), akcesórie: muskovit, plagioklas (oligoklas-andezín) zirkón, turmalín. Autigénne minerály: glaukonit, pyrit, ojedinele sú prítomné aj vykryštalizované jedince.



c) Prechod inocerámovej kriedy do podmenilitového eocénu; zárez potoka od Runiny na Veľký Bukovec

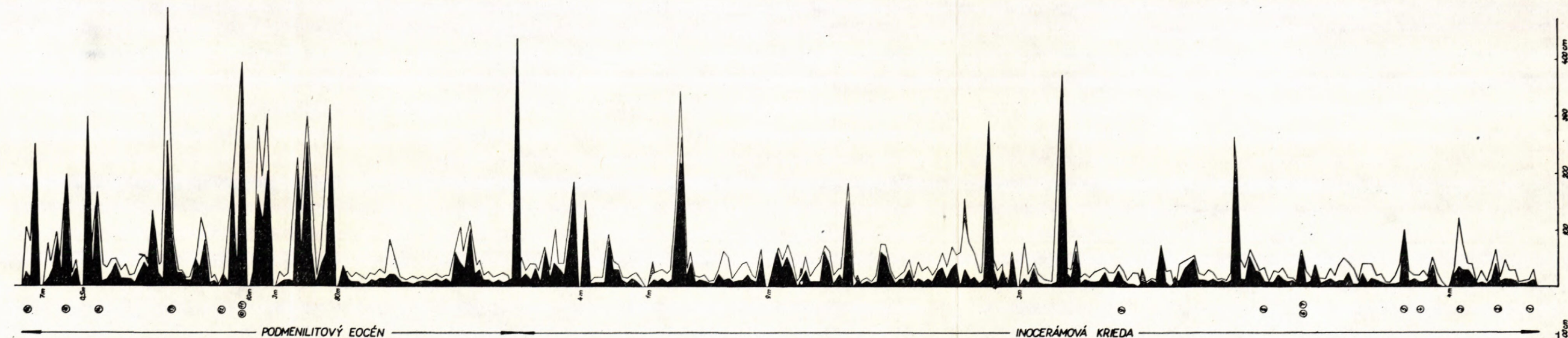
Príloha I

Grafické znázornenie rytmickej sedimentácie kriedy a podmenilitového eocénu dukelských vrás

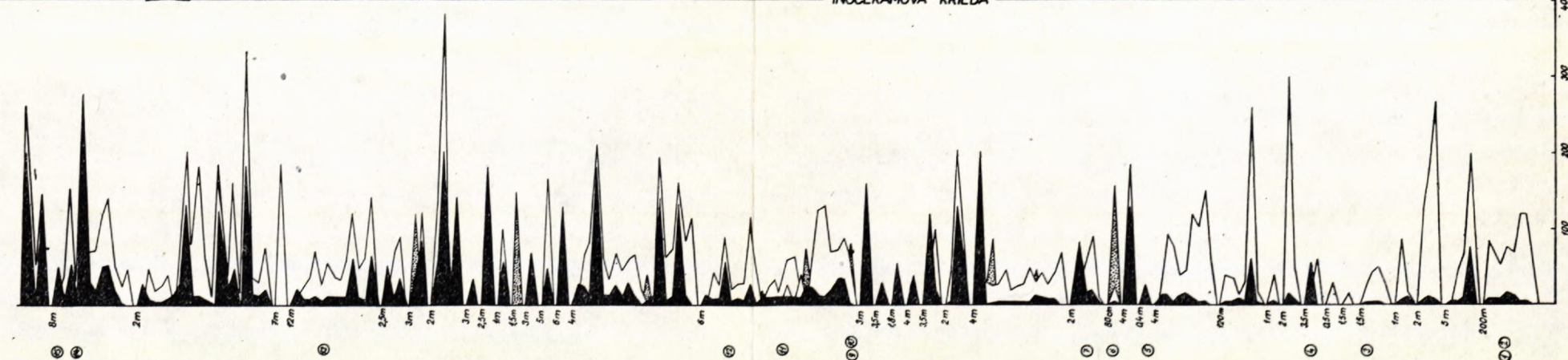
ZOSTAVIL T. ĎURKOVIČ 1958

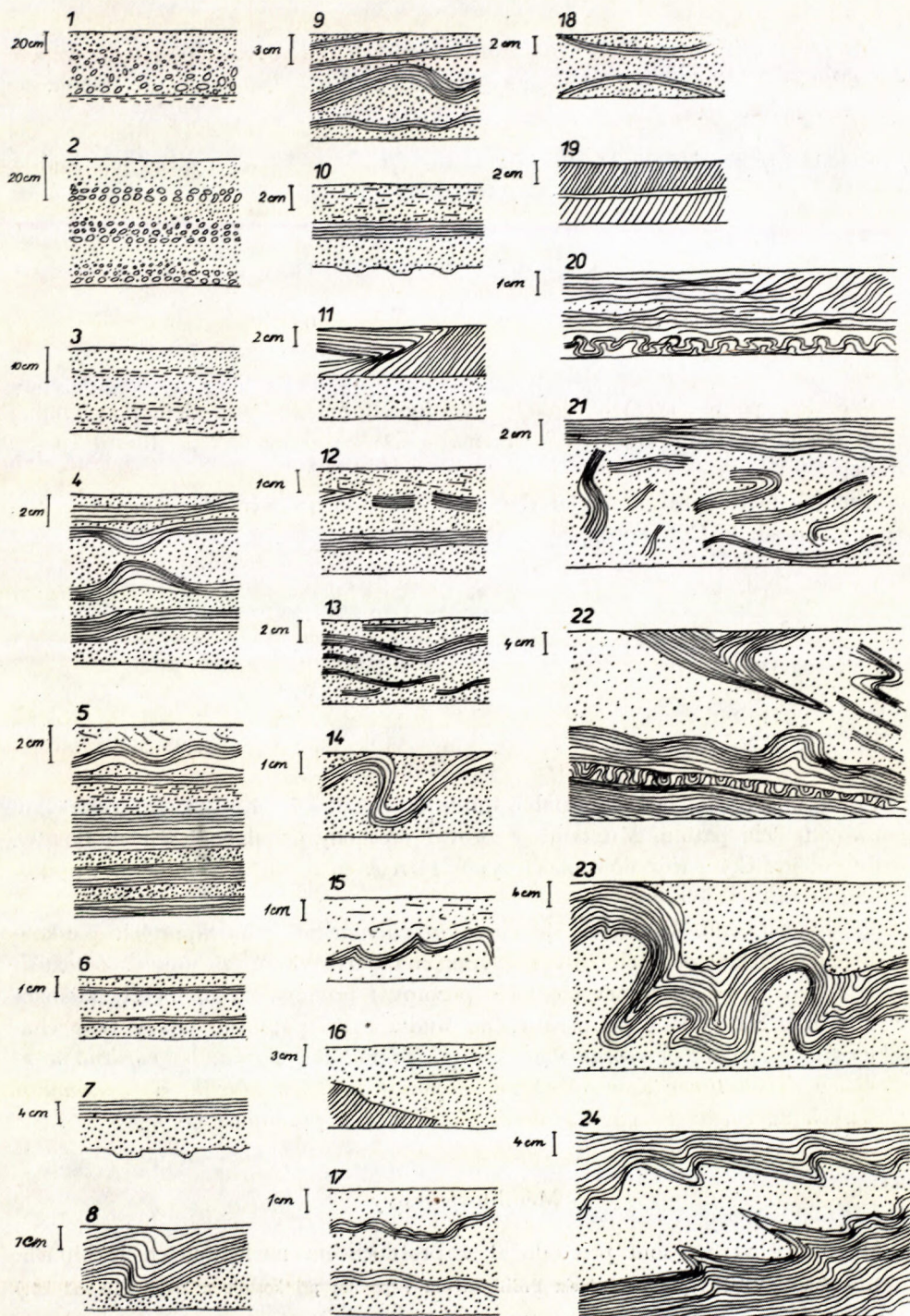
- hrubozrnné pieskovce až siltovce 10 m...20 m — sutina
- ílovce 1 2 3 — odobraté vzorky
- sliene (slienité ílovce) vzdialenosť rytmov 2 mm

b) Prechod inocerámovej kriedy do podmenilitového eocénu; profil potokom od Zboja na Uličské Krivé



a) Inocerámová krieda; odkryv v záreze potoka od Topoly smerom na Runinu





O b r. 1. Typy zvrstvenia a medzivrstvových deformácií pieskovcov a siltovcov (aleuritov). 1–2 frakcionované zvrstvenie z podmenilit. eočunu pri Stakčine; 3–18 laminácia a jej rôzne tvarové deformácie z podmenilit. eočunu pri Starine; 19 šikmé zvrstvovanie zo zliných vrstiev; 20–24 tvarové deformácie lamin a konvolutné zvrstvenie z inoceránových a krosnenských vrstiev.

Md. zrnitosti kremenných zŕn u silnovápnitých pieskovcov (piesčitých vápencov) 0,02—0,2 mm. Z organických zvyškov sa nájdu: *Solenopora* sp., *Globigerina* sp., *Triloculina* sp.

Kvantitatívne zloženie silnovápnitých pieskovcov (piesčitých vápencov) podľa planimetrickej analýzy:

	vz. 2.	vz. 5.
kremeň	27,7 %	25,6 %
muskovit	1,6 %	—
organ. zvyšky	1,1 %	1,3 %
<i>Globigerina</i> sp.,	0,7 %	—
karbonát	68,8 %	72,9 %

Vzorka 2 po rozdrvení a separácii v bromoforme poskytla tieto ťažké minerály: zirkón 67,0 %; rutil 10,0 %; turmalín 7,0 %; granát 2,9 %; titanit 1,6 %; pyrit 11,6 %.

Slienité ílovce sú svetlosivej farby, zvetrávajú do hrdzavošeda. Rozpad je črepovitý. Obsah CaCO_3 kolíše, býva však väčší ako 5 %.

Chemické analýzy:

	vz. 9.	vz. 10.
Fe_2O_3	4,36 %	4,96 %
CaO	20,10 %	15,20 %
MgO	2,04 %	2,84 %
MnO	0,03 %	0,1 %
CO_2	14,08 %	9,98 %

Ílovce tmavošedej farby sú slabovápnité (CaCO_3 0,4—4,8 %). Pri zvetrávaní pozorovať bielu patinu. Miestami pozorovať prechody do slabopiesčitých ílovcov. Röntgenografickým rozborom oboch typov ílovcov sa zistili tieto minerály: hydrosludy, kremeň, kalcit.

Typy zvrstvenia. Laminácia je obecným zjavom pri silnovápnitých pieskoch (piesčitých vápencoch). Býva zvýraznená muskovitom, zirkónom. Z textúrnych znakov povrchu vrstiev ojedinele pozorovať prúdové mechanoglyfy žliabkového tvaru. Na základe petrografického štúdia majú papínske vrstvy tieto charakteristické znaky: a) *sporadicky vyvinutá psamitická zložka*; b) *výrazná diferenciácia dvoch typov ílovcov*; c) *neprítomnosť hrubých klastík*; d) *prítomnosť piesčitých vápencov*; e) *vysoký obsah glaukonitu v psamitoch* (6,3 %).

Menilitové vrstvy

Menilitové vrstvy som preštudoval v profiloch na nasledujúcich lokalitách:

1. v potoku Vilačka pri Svetliciach. Profil začína v potoku pri kostole a končí záp. od kóty 497;

2. profil na SZ svahu dediny Papín. Začiatok profilu je pod kótou 337, koniec pri vyústení potoka Pastevník do dediny;

3. profil v záreze potoka ústiaceho pri Kolbasove pri kostole, smerom na kótu 668;

4. profil v záreze cesty z Kolbasova na Ruský Potok. Profil je ohraničený kótou 536,5 záp. od cesty a kótou 430,5 (Kyčera) záp. od cesty.

Menilitové vrstvy predstavujú súvrstvie s vyvinutým rytmičkým sledom vrstiev, ktoré sa líšia od inoceramových vrstiev a podmenilitového eocénu prítomnosťou pelokarbonátov a menilitových rohovcov:

I. element rytmu (pieskovce, siltovce);

II. element rytmu (pelokarbonáty, sliene, slienité ílovce);

III. element rytmu (tmavé kremité bridlice, ílovce čokoládovej farby, rohovce).

V menilitových vrstvách oproti inoceramovým a podmenilitového eocénu sú sporadicky vyvinuté pieskovce. Výrazná je prevaha ílovcov. Prechod podmenilitového eocénu do menilitových vrstiev je niekedy výrazný, a prejavuje sa nápadným zmenšením mocnosti pieskovcov v menilitových vrstvách (príl. IIg). Ak je tento prechod menej výrazný (príl. IIId, f), pomôžu nám pri určovaní hranice typomorfné horniny menilitových vrstiev. Zastúpenie základných typov hornín a ich mocnosti v jednotlivých profiloch znázorňuje príl. II.

Opis základných typov hornín

Pieskovce. Makroskopicky sú pieskovce šedej farby, všesmernej textúry. Lupienky muskovitu sú v hornine neorientovane vtrúsené. Na základe mikroskopického určenia možno odlíšiť nasledujúce typy pieskovcov: a) *strednozrnný a jemnozrnný kremenný pieskovec s vápnitým tmelom*; b) *jemnozrnný (vápnitý) drobový pieskovec*. Md. zrnitosti u strednozrnných typov je 0,2–0,4 mm, u jemnozrnných 0,06–0,08 mm; tvar zŕn hranatý, tmel karbonátový. Kremeň tvorí hlavnú klastickú zložku v hornine. Zo živcov prevláda ortoklas nad plagioklasom (oligoklas, andezín). Z úlomkov hornín prevláda mikrozrnnitý vápenec (ojedinele až 10 %).

Planimetrické analýzy:

	1	2	3	4
kremeň	72,6	48,1	30,0	56,8
živce	1,2	0,3	2,2	—
úlomky hornín	1,3	—	13,9	—
glaukonit	—	0,8	—	3,4
pyrit	—	9,4	—	—
íl	—	—	25,0	—
karbonát	24,8	42,4	29,8	39,7

1–2. strednozrnný pieskovec s vápnitým tmelom; 3. jemnozrnný (vápnitý) drobový pieskovec; 4. jemnozrnný pieskovec s vápnitým tmelom.

Jemnozrnné pieskovce po rozdrvení a separácii v bromoforme poskytli nasledujúce ťažké minerály:

	1	2	3
zirkón	85,9 %	46,5 %	34,5 %
rutil	9,7 %	5,8 %	23,7 %
granát	—	8,8 %	7,5 %
apatit	2,8 %	7,0 %	—
turmalín	1,7 %	21,3 %	18,7 %
staurolit	0,2 %	—	6,6 %
epidot	0,1 %	—	—
titanit	0,1 %	—	9,2 %
glaukonit	—	10,5 %	—

1. jemnozrnný pieskovec s vápnitým tmelom (Svetlice); 2. jemnozrnný pieskovec s vápnitým tmelom (Papín); 3. slabopiesčitý organogénno-detritický vápenec (Papín).

Slabopiesčité organogénno-detritické vápence. Makroskopicky je hornina šedej farby, s ojedinelými lupienkami muskovitu na vrstevných plochách. Pod mikroskopom pozorovať piesčitú prímes (5–10 %) tvorenú kremennými zrnkami hranatého tvaru o priemernej veľkosti 0,1 mm. Akcesoricky je prítomný biotit, ortoklas, fosfát. Organogénno-detritický materiál je tvorený prierezmi solenopór, globigerín, foraminiferami textuláriového, trilokulínového, nodosariového a rotalidného typu (tab. I, obr. 1), ojedinele sa nájdu aj úlomky machoviek.

Pelokarbonáty. V menilitových vrstvách tvoria pelokarbonáty 20–40 cm mocné vrstvy, ostro oddelené od podložnej aj nadložnej horniny. Makroskopicky je hornina sivohnedej farby, lastúrnateho lomu. Časté sú v hornine žilky karbonátov. Vo výbruse pozorovať mikrokryštalickú, niekedy pelitickú štruktúru. Z klastických prímiesí je najčastejší kremeň (0,03 mm) hranatého tvaru. Z autigénnych minerálov sa nájde ojedinele pyrit. Genézou pelokarbonátov v poľských flyšových Karpatoch sa zaoberal W. Narebski (1957), ktorý ich preštudoval modernými metódami sedimentárnej petrografie a považuje ich za diagenetické Fe dolomity. Chemické zloženie pelokarbonátov z menilitových vrstiev pri Papíne a pri Svetliciach je obdobné ako zloženie pelokarbonátov z vrstiev grybowskich. (Analýza citovaná z práce W. Narebského).

Sliene, slienité ílovce. Makroskopicky sú horniny svetlosivej farby, lastúrnateho lomu. Pri zvetrávaní dostáva hornina hrdzavošedý odtieň. Obsah CaCO_3 sa pohybuje od 10 do 35 %. Fukoidy sme nepozorovali.

Ílovce. Makroskopicky je hornina kávovohnedej až čokoládovohnedej farby. Textúra je mikrovrstvovitá. Pod mikroskopom pozorovať v základnej ílovitej hmote klastické zrná kremeňa (3–5 %), ojedinele úlomok kremenca. Z autigén-

nych minerálov je prítomný pyrit, glaukonit, z organických zvyškov prierezy foraminifer globigerinového, textuláriového a rotalidného typu.

Chemické analýzy:

	1	2	3
Fe ₂ O ₃	4,14 %	5,36 %	5,24 %
MnO	0,12 %	0,39 %	0,11 %
CaO	34,70 %	32,93 %	28,80 %
MgO	14,33 %	14,31 %	17,07 %
CO ₂	42,67 %	44,75 %	40,20 %

1. pelokarbonát z menilitových vrstiev pri Papíne; 2. pelokarbonát z grybowskich vrstiev;
3. pelokarbonát z menilitových vrstiev pri Svetliciach.

Chemická analýza: Fe₂O₃ 3,17 %; CaO 2,50 %; MgO 1,93 %; MnO 0,05 %; CO₂ 1,40 %;

Silicifikovaný siltovec (kremenec). V geologickej literatúre sa tieto horniny opisujú z menilitových vrstiev ako „kremité bridlice čiernej farby“, niekedy s mikrovrstvovitou textúrou. Makroskopicky je hornina jemnozrnná, celistvého vzhľadu, s lupienkami muskovitu na vrstevných plochách. Pod mikroskopom pozorovať psamitickú štruktúru. Md. zrnitosti 0,05 mm, tvar zrn hranatý, materiál veľmi dobre vytriedený. Tmel obyčajne chýba, pozorovať silicifikáciu a dorastanie kremenných zrn. Kremeň tvorí 90–95 % horniny. Akcesoricky je prítomný apatit, titanit, z autigénnych minerálov glaukonit. Opísanú horninu možno označiť podľa klasifikácie F. J. Pettijohna (1957) ako „ortokvarciť“, alebo ako *silicifikovaný kremenný siltovec až kremenec*.

Menilitové rohovce. Makroskopicky je hornina smolovo čiernej farby, lastúrnateho lomu, pri zvetrávaní nadobúda svetlé farebné odtiene (biela patina). Pod mikroskopom pozorovať mikrokryštalickú štruktúru. V základnej opálovej hmote (čiasťočne bituminóznej) sa nájdu ojedinelé prierezy okrúhleho tvaru vyplnené chalcedónom. Zvyšky diatomaceí sa nenašli.

O pôvode menilitových rohovcov vo Východných Karpatoch USSR sa vyslovili V. B. Porfirjev – I. V. Grinberg (in M. P. Cabinet 1958). Uvedení autori spájajú pôvod kryptokryštalickej hmoty SiO₂ v menilitových vrstvách s vulkanickou činnosťou, ktorá sa uplatnila v Karpatoch medzi eocénom a oligocénom. Prínos SiO₂ do sedimentačného prostredia riekami mal podružný význam. O ďalšom osude SiO₂ v sedimentačnom prostredí sa mienky autorov rozchádzajú. Jedni vychádzajú z toho, že v predmetných silicitoch nie sú prítomné organické zvyšky (hlavne diatomacey) predpokladajú, že obohacovanie o SiO₂ prebiehalo vo forme vyzrážania kyseliny kremičitej v gelovitej forme. Iní autori, opierajúc sa o dáta z recentnej sedimentácie, tvrdia, že dopĺňujúcim

zdrojom SiO_2 boli hydrotermy, spojené s postvulkanickými procesmi vrchno-eocénného vulkanizmu. Vplyvom hydrotermálnych vôd, obsahujúcich SiO_2 vytvorili sa vhodné podmienky pre rozvoj diatomaceí a radiolárií. Po odumretí týchto organizmov tvorili ich kremité zvyšky materiál pre stavbu menilitových rohovcov.

Chemické analýzy:

	1	2
SiO_2	92,98 %	86,60 %
TiO_2	stopy	0,22 %
Al_2O_3	1,76 %	1,90 %
Fe_2O_3	0,10 %	1,18 %
FeO	1,74 %	3,66 %
MnO	0,01 %	0,01 %
MgO	1,26 %	1,81 %
CaO	0,85 %	1,30 %
Na_2O	0,06 %	0,10 %
K_2O	0,07 %	0,30 %
P_2O_5	stopy	0,08 %
$-\text{H}_2\text{O}$	0,20 %	0,16 %
$+\text{H}_2\text{O}$	0,94 %	2,42 %
	99,97 %	99,74 %

1. rohovec z menilitových vrstiev pri Papíne; 2. rohovec z menilitových vrstiev pri Svetliciach.

Typy zvrstvenia. Laminácia je obecným zjavom hlavne u jemnozrnných klastík; ojedinele sa nájde šikmé zvrstvenie.

Textúry povrchu vrstiev. Ojedinele sa v menilitových vrstvách pri Svetliciach nájde priestorový diaglyf typu *Zoophycus* (T. Ďurkovič 1959). Z mechano-glyfov na spodnej strane pieskovcových vrstiev pozorovať prúdové mechanoglyfy (tvar žliabkov) a ryhy.

Krosnenské vrstvy

Krosnenské vrstvy som študoval v profiloch spolu s menilitovými vrstvami (príl. II, e, f, g, h). Na študovaných lokalitách možno odlišiť dva základné faciálne vývoje: 1. slienito-ílovcový vývoj; 2. pieskovcovo-ílovcový vývoj.

V rytmicom postupe pieskovcovo-ílovcového vývoja sa ojedinele vyskytujú vrstvičky slieňov 5–8 cm mocných. Pieskovce sú priemerne mocné 20–30 cm, ojedinele i 70 cm. Ílovce dosahujú max. mocnosť 200–300 cm. Pomer ílovcov k pieskovcom je 5 : 1.

Opis základných typov hornín

Z pieskovcov bol mikroskopicky určený jemnozrnný (vápnitý) drobový pieskovec. Makroskopicky je hornina jemnozrnná šedej farby, s výraznou lami-

náciou. Md. zrnitosti 0,08 mm. Tvar kremenných zŕn je hranatý, úlomky hornín (kryštalické vápence) zaoblené. Ílovitá prímes prevláda nad karbonátovým tmelom. Akcesoricky je prítomný muskovit, biotit, plagioklas (oligoklas-andezín) prevláda nad ortoklasom.

Planimetrická analýza: kremeň 33,3 %; živce 0,6 %; úlomky hornín 24,0 %; íl 30,0 %; karbonát 12,3 %; dĺžka meraných línií 306 mm.

Síltovce. Makroskopicky sú horniny jemnozrnné, šedej farby, s výraznou lamináciou. Md. zrnitosti 0,03–0,04 mm, tvar zŕn hranatý. Íl a karbonát sú zastúpené v pomere 1 : 1. Kremeň tvorí 40–50 % plochy výbrusu. Muskovit zvýrazňuje lamináciu. Akcesórie: plagioklas (oligoklas-andezín). Autigénne minerály: kalcit, glaukonit, siderit, pyrit.

Sliene, slienité ílovce. Makroskopicky sú horniny svetlošedej farby, otierajú sa o prsty. Pri zvetrávaní dostávajú hrdzavošedú patinu. Pod mikroskopom pozorovať v základnej vápnito-ílovej hmote zrnká klastického kremeňa a muskovitu. Vápnitosť slienitých ílovcov pri Papíne od podložia k nadložiu klesá nasledujúcim spôsobom: CaCO₃ 22 %; 15,6 %; 12,8 %; 12 %. V krosnenských vrstvách pri Svetliciach v slienitých ílovcoch pozorovať vápnité konkrécie.

Typy zvrstvenia. Laminácia býva zvýraznená rastlinnou drťou a muskovitom. Laminy bývajú často deformované, ojedinele pozorovať konvolutné zvrstvenie (obr. 1, č. 21, 22).

Textúry pourchu vrstiev. Z bioglyfov sú to stopy po lezení červov, z mechano-glyfov prúdové mechanoglyfy žliabkového tvaru.

Magurský flyš

Račanská fácia

Belovežské a zlínske vrstvy račanskej fácie som študoval na lokalitách:

1. profil Cirochou v Snine od železného mostu smerom na Stakčín, v ľavom nárazovom brehu až po sútok pravoobočného prítoku potoka;
2. profil severne od Nechvaľovej Poljanky, na svahu v erozívnej rýhe, juž. od kóty 670;
3. Zlínske vrstvy v podloží papínskych vrstiev.

Belovežské vrstvy. Pre nedostatok odkryvov nemohol som profil belovežských vrstiev podrobne preštudovať. Ojedinele pri železničnom moste v Snine (pri cigánskej kolónii) nájdú sa v sutine ílovce červenej farby, miestami s *fia-drobouj pieskovec*. Makroskopicky je hornina všesmernej textúry. Lupienky lovími odtieňmi. Vzorka pieskovca bola mikroskopicky určená ako *jemnozrnný muskovitu* sú v hornine neorientovane vtrúsené. Md. zrnitosti 0,1–0,2 mm, tvar zŕn hranatý, tmel vápnitý. Akcesórie: úlomky kremenca, fylitu a rohovca.

Planimetrická analýza: kremeň 39,0 %; živce 10,0 %; úlomky hornín 1,0 %; íl 8,0 %; karbonát 42,0 %; dĺžka meraných línií 201 mm.

Zlínske vrstvy. V rytmických postupnostiach zlínskych vrstiev možno odlíšiť dva základné členy (elementy rytmu): I. pieskovce; II. ílovce.

Pieskovce bývajú 20–30 cm mocné, ojedinele aj 80 cm, ílovce 40–60 cm, ojedinele aj 200 cm.

Opis základných typov hornín

Pieskovce. Makroskopicky sú horniny tmavošedej farby s mikrovrstvovitou textúrou. Pod mikroskopom možno odlíšiť tieto typy pieskovcov: a) *jemnozrnný (vápnitý) drobový pieskovec*; b) *jemnozrnný (kremenný) pieskovec s vápnitým tmelom*; c) *siltovce*. Md. zrnitosti u jemnozrnných pieskovcov 0,1–0,2 mm, u siltovcov 0,03–0,04 mm; tvar zŕn hranatý (0,7–0,5). Priestory medzi zrnami sú vyplnené ílovitou hmotou a karbonátovým tmelom. Kremeň (40–60 %), akcesórie: muskovit, plagioklas, ortoklas, granát, zirkón, turmalín. Autigénne minerály: glaukonit, pyrit. Z organických zvyškov pozorovať prierezy foraminifer texturário-veho a globigerínového typu. Planimetrická analýza drobového pieskovca: kremeň 42,5 %; živce 1,7 %; úlomky hornín 17,5 %; íl 20,0 %; karbonát 18,3 %; dĺžka meraných línií 350 mm.

Ílovce. Makroskopicky sú ílovce tmavošedej farby, črepovitého rozpadu. U viacerých spevnených variét pozorovať lastúrnatý lom. Pri zvetrávaní nadobúda hornina hrdzavošedé farebné odtiene. V základnej ílovitej, prípadne ílovito-vápnitej hmote (nerozp. zvyšok 84,24 %) pozorovať klastickú prímes tvorenú kremeňom (0,01–0,02 mm) a muskovitom. Ojedinele pozorovať závalky siltovcov zaobleného tvaru (veľkosti 3–4 mm). Röntgenograficky sme zistili prítomnosť hydrosľud. Pri narastaní obsahu CaCO_3 prechádza hornina postupne do slienitých ílovcov, prípadne slieňov (chem. analýza vz 2).

Chemické analýzy:

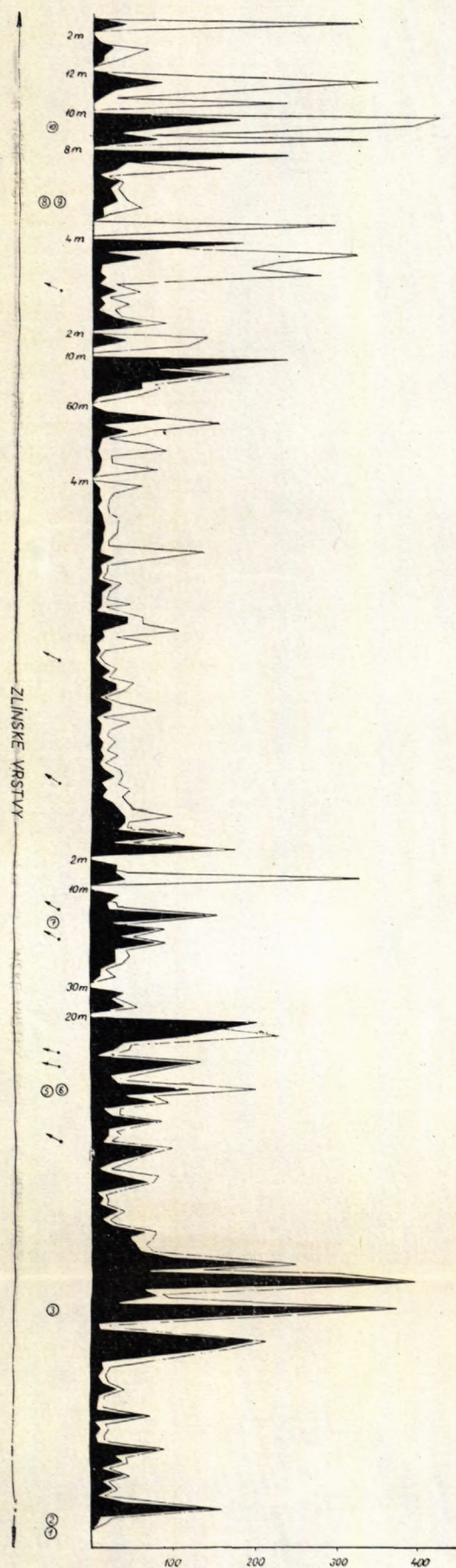
	vz. 2.	vz. 5.
Fe_2O_3	4,24 %	4,17 %
CaO	29,30 %	6,60 %
MgO	2,08 %	2,71 %
MnO	0,09 %	0,05 %
CO_2	22,28 %	3,60 %

Vo vrchnej časti profilu zlínskymi vrstvami v koryte Cirochy v ílovcoch (ojedinele slabo piesčitých) sa nájdu zaoblené valúny pieskovcov o priemerných rozmeroch 6×3×2 cm. Makroskopicky sú pieskovce tmavošedej farby, s výraznými stopami obrusovania na povrchu. Md. zrnitosti 0,1–0,2 mm, tvar zŕn hranatý. Pozorovať ílovitú prímes a karbonátový tmel. Kremeň 40–50 % horniny. Akcesoricky je prítomný plagioklas (oligoklas-andezín), ortoklas, mikroklin, zir-

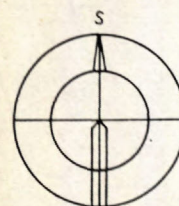
GRAFICKÉ ZNÁZORNENIE RYTMICKEJ SEDIMENTÁCIE MAGURSKÉHO FLYŠA

ZOSTAVIL: T. ĎURKOVIČ 1958

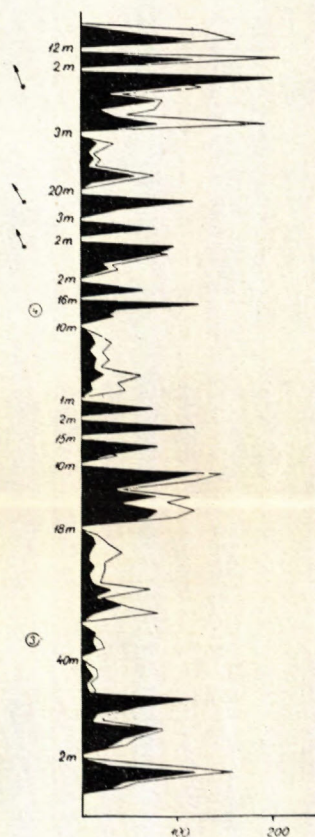
A/ PROFIL BYSTRICKOU FÁCIOU
POTOK MEDZI UBĽOU A DÚBRAVOU



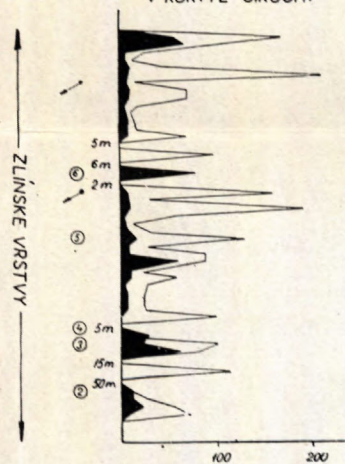
- pieskovce arkózy, droby, súlovce
- ílovce slienité ílovce
- smery prúdových mechanoglyfov
- 1-2 m súť
- ① ② odobraté vzorky
- vzdialenosť rytmov 2 mm



B/ PROFIL KOCHANOVSKOU FÁCIOU
POTOK MEDZI DÚBRAVOU A
ŠMIGOVCOM



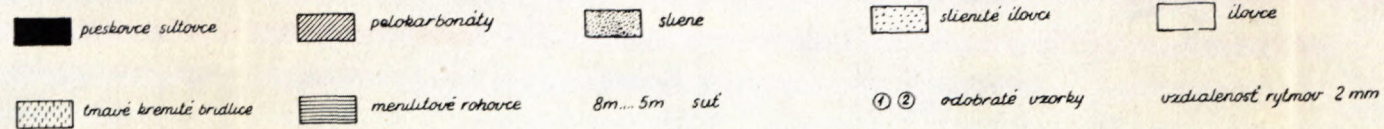
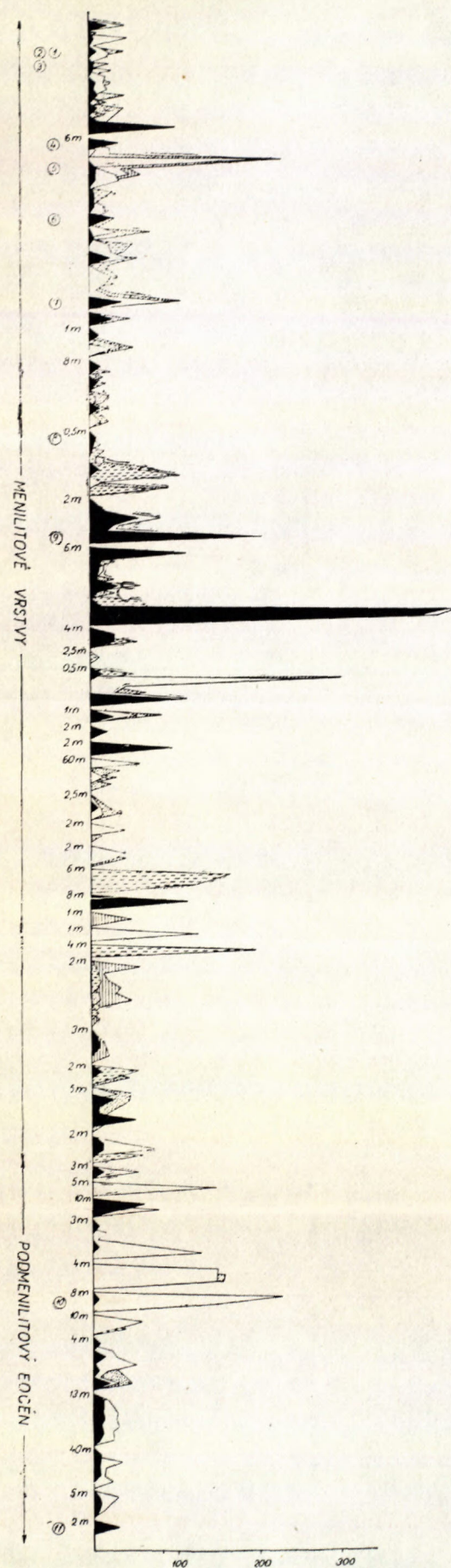
C/ PROFIL RAČANSKOU FÁCIOU
OD ŽELEZNIČNÉHO MOSTU
V SNINE SMEROM NA STAKČÍN
V KORYTE CIOCHY



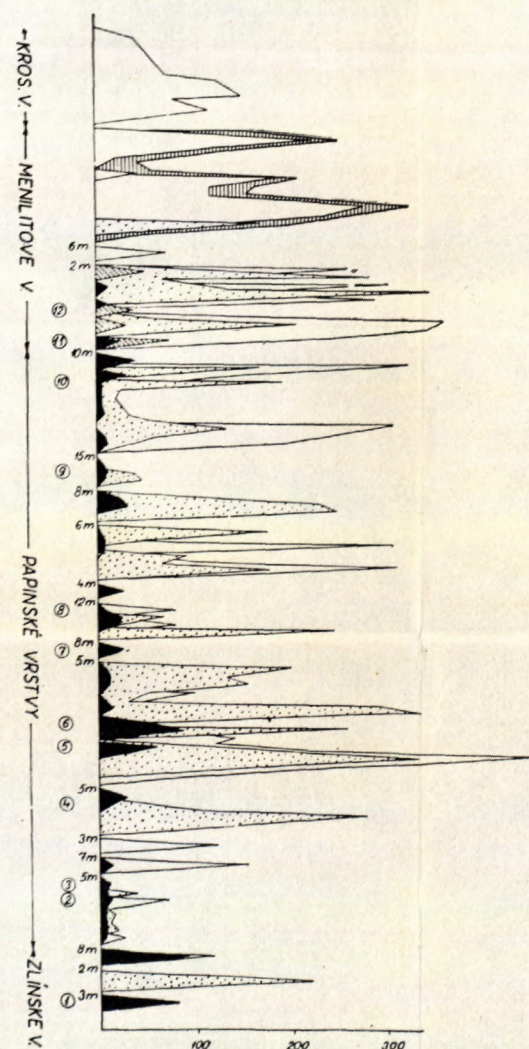
D/ PROFIL V KOLBASOVE V ZÁREZE POTOKA
OD KOSTOLA NA JZ SMEROM NA + 568

GRAFICKÉ ZNÁZORNENIE RYTMICKEJ SEDIMENTÁCIE KROSNENSKO MENILITOVEJ SÉRIE DUKELSKÝCH VRÁS A PAPIŇSKÉHO PÁSMO

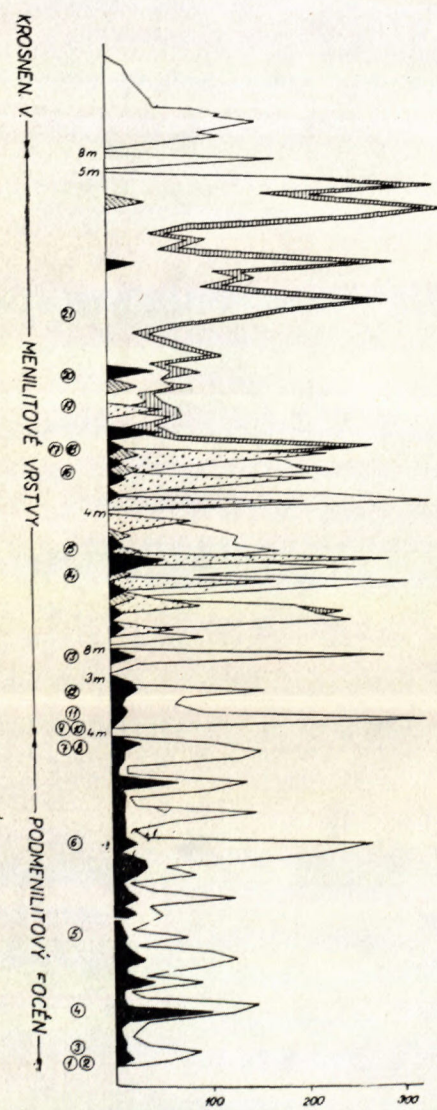
ZOSTAVIL: T. ĎURKOVÍČ-1958



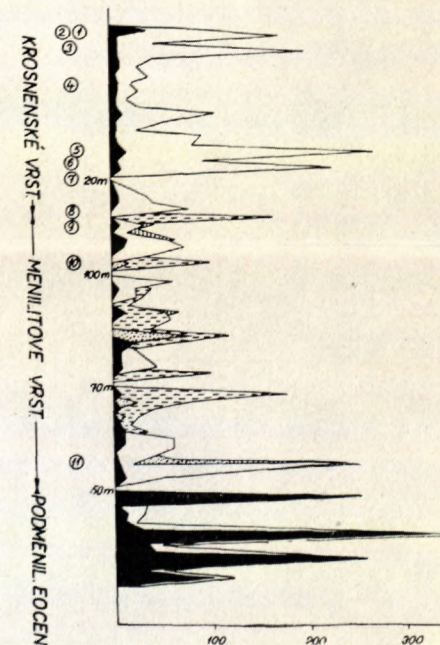
E/ PAPIŇSKÉ PÁSMO SZ OD DEDINY
PAPÍN VÝCH. OD + 459



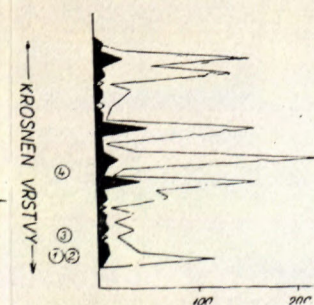
F/ PROFIL V ZÁREZE POTOKA PRI
SVETLICIACH JUŽ. OD + 580,4



G/ PROFIL V ZÁREZE CESTY Z
KOLBASOVA NA RUSKÝ POTOK

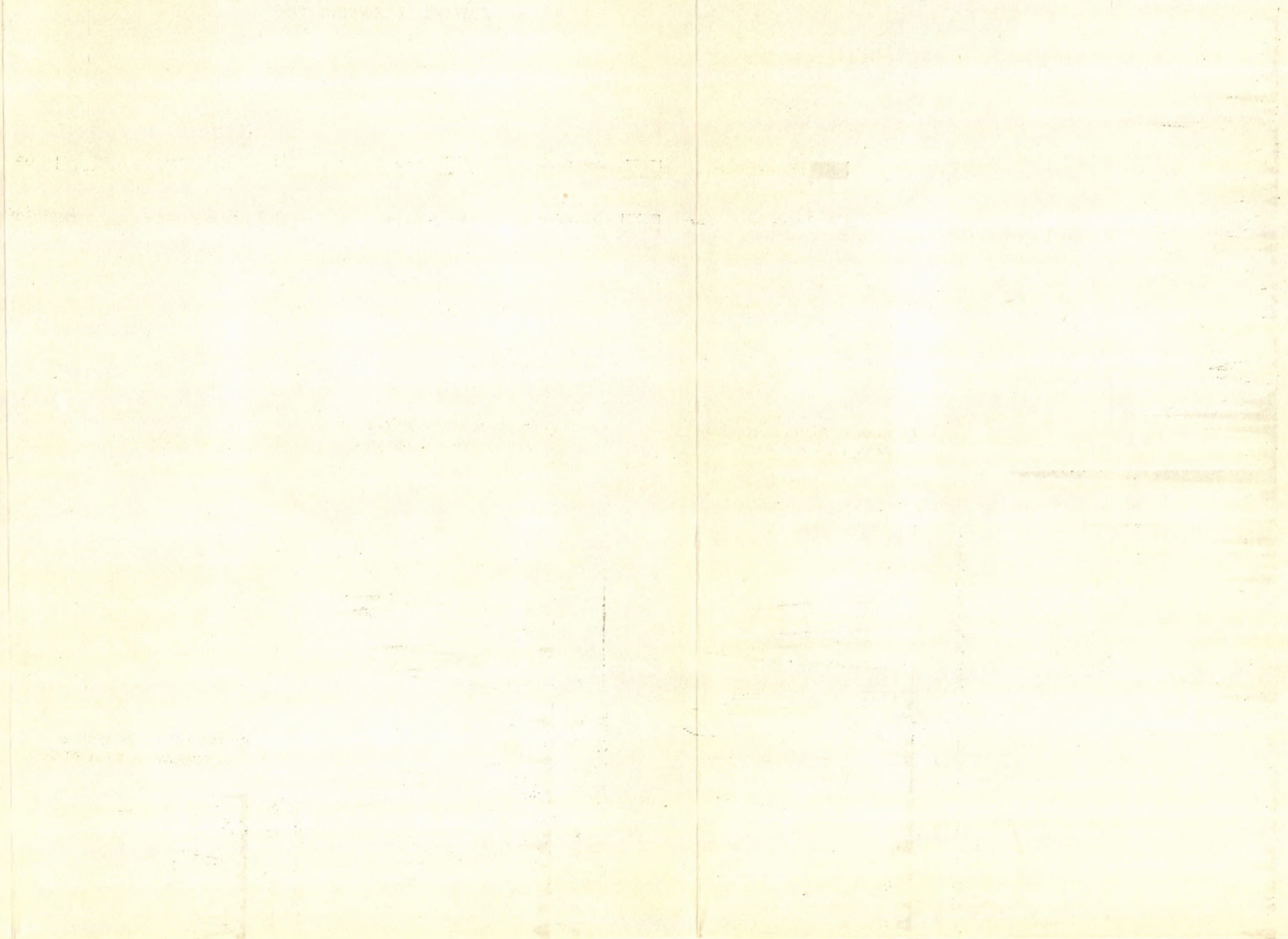


H/ PROFIL V ZBOJSKOM
POTOKU SV OD ULICA



GRAPHIC ENGINEERING & ARCHITECTURAL DRAWING
BY J. H. HARRIS, A. S. C. E.

Published by the
McGraw-Hill Book Co.



Copyright, 1918,
by McGraw-Hill Book Co.

kón, z autigénnych minerálov glaukonit (2—3 %). Podobné prípady opisujú z poľských flyšových Karpát St. D z u l y n s k i — A. R a d o m s k i — A. S l a c z - k a (1957).

Typy zvrstvenia. Laminácia je typická pre siltovce a jemnozrnné pieskovce. Býva zvýraznená muskovitom a rastlinnou drťou.

Textúry pourchu vrstiev. Z bioglyfov sa nájdu stopy typu *Bullia* a stopy po lezení červov. Z mechanoglyfov sú prítomné prúdové mechanoglyfy (tvar žliabkový) s orientáciou 245° k jz (príl. III c) Sporadicky sa nájdu na spodnej strane pieskovcov rýhy.

Bystrická fácia

Profil bystrickou fáciou som študoval v Snežnom potoku medzi Ublou a Dúbravou. Profil začína pri kameňolome SZ od kóty 328,7 (Hôrka) a končí záp. od kóty 439,5.

Belovežské vrstvy vystupujú ojedinele v sutine v podobe červených ílovcov miestami sľudnatých, ktoré sa striedajú so siltovcami šedej farby. Mocnosť siltovcov je 20—40 cm. Vzorka má Md. zrnitosť 0,03—0,04 mm, tvar zrn hranatý, tmel vápnitý; podradne pozorovať ílovitú zložku. Kremeň 40—50 %, akcesoricky prítomný muskovit.

Zlínske vrstvy. V zlínskych vrstvách bystrickej fácie možno vyčleniť dva základné typy hornín (elementy rytmu), ktoré sa rytmicky striedajú: I. pieskovce; II. ílovce.

V spodnej časti profilu (príl. III a) je výrazná prevaha pieskovcov, ktoré dosahujú max. mocnosť 400 cm. Ílovce v tejto časti profilu sú vyvinuté sporadicky v mocnostiach 20—30 cm. Pomer ílovcov k pieskovcom v tejto časti profilu je 1 : 10. Smerom do nadložia pozorovať postupne zmenšovanie mocnosti pieskovcov a pribúdanie ílovcov, až je ich pomer v tejto časti profilu 2 : 1. Vo vrchnej časti profilu pieskovce dosahujú mocnosť 200—300 cm a ílovce 400—500 cm.

Opis základných typov hornín

Pieskovce. Makroskopicky sú pieskovce tmavošedej, niekedy zelenošedej farby všesmernej textúry. U jemnozrnných typov je výrazná laminácia. Na základe mikroskopického určenia možno odlíšiť nasledujúce typy pieskovcov: a) jemnozrnný a hrubozrnný (vápnitý) drobový pieskovec; b) jemnozrnný (kremenný) pieskovec s vápnitým tmelom; c) siltovce. Md. zrnitosť hrubozrnných pieskovcov je 1—2 mm, jemnozrnných 0,06—0,1 mm, siltovcov 0,03—0,04 mm, tvar kremenných zrn hrinatý. Úlomky hornín (kremenec, fylit, melafýr?, kryštalický vápenec) sú lepšie opracované. Kremeň (35—60 %), zo živcov ortoklas prevláda nad plagioklasom. Akcesoricky je prítomný: muskovit, biotit, granát, turmalín. Z organických zvyškov pozorovaný prierez numulitom.

Planimetrické analýzy:

	1	2
kremeň	36,1 %	53,8 %
živce	10,0 %	3,0 %
úl. hornín	21,2 %	1,5 %
íl	15,7 %	25,0 %
karbonát	17,2 %	17,0 %

1. hrubozrnný (vápnitý) drobový pieskovec; 2. jemnozrnný (vápnitý) drobový pieskovec.

Í l o v c e. Makroskopicky sú ílovce šedej až tmavošedej farby, zvetrávajúce do hrdzavošeda. Pod mikroskopom pozorovať pelitickú štruktúru. V základnej ílovito-vápnitej hmote (CaCO_3 23,7 %) pozorovať klastickú prímes kremeňa (0,02 až 0,03 m) hranatého tvaru. Možno odlíšiť slabopiesčité a slienité variety ílovcov.

Typy zvrstvenia. Jemnozrnné psamity sa vyznačujú výraznou lamináciou, u hrubozrnnnejších pozorujeme ojedinele frakciované zvrstvenie.

Textúry povrchu vrstiev. Z bioglyfov prevláda *Bullia*, z mechanoglyfov prúdové stopy (tvar žliabkov) s orientáciou 320° k SSZ (príl. III a).

Kochanovská fácia

Profil kochanovskou fáciou prebieha v záreze Rovného potoka medzi Dúbravou a Šmigovcom; začína pri záp. ukončení dediny Dúbrava a končí pri kóte 290,0. Vrstvy kochanovskej fácie sú vyvinuté v rytmickom slede, v ktorom sa striedajú pieskovcové členy s ílovcami. I. element rytmu (pieskovce, zlepenec); II. element rytmu (ílovce) (viď príl. III, b).

V celom profile pozorovať prevahu pieskovcov nad ílovcami. Pomer ílovcov k pieskovcom je 1 : 4. Pieskovce sú mocné priemerne 20–60 cm, ojedinele až 200 cm; ílovce 10–30 cm, ojedinele až 100 cm. Pieskovcový vývoj kochanovskej fácie v najvrchnejšej časti profilu smerom do nadložia prechádza do zlepenecov, max. veľkosť zrn 1 cm.

Opis základných typov hornín

P o l y m i k t n ý z l e p e n e c (mikrokonglomerát). Makroskopicky je hornina šedej farby, všesmernej textúry. Klastické zrná sú max. 1 cm veľké. Tmel je piesčitý, pri zvetrávaní nadobúda hrdzavé odtiene. Z úlomkov hornín možno odlíšiť kremeň (40–50 %), pieskovec, vápenec, kremenec, fylit, žulu, rohovec. Znítoštný rozbor sa robil sitovou analýzou.

frakcia:	0,07–0,1 mm	4,2 %	2–3 mm	4,34 %
	0,1 –0,25 mm	14,18 %	3–4 mm	4,72 %
	0,25–0,5 mm	5,47 %	4–5 mm	7,17 %
	0,5 –1 mm	4,03 %	5–6 mm	8,35 %
	1 –2 mm	2,47 %	Frakcia väčšia ako 6 mm	26,37 %.

Vo frakcii 0,1–0,25 mm a menšej ako 0,07 mm po separácii v bromoforme sa zistili tieto ťažké minerály:

	1	2
granát	60,6 %	14,1 %
zirkón	13,0 %	74,0 %
rutil	5,0 %	1,9 %
staurolit	5,8 %	1,1 %
turmalín	3,7 %	0,5 %
apatit	3,1 %	8,7 %
chlorit	8,4 %	—
biotit (sagenit)	6,3 %	—

1. frakcia 0,1–0,25 mm; 2. frakcia menšia ako 0,07 mm.

Pieskovce. Makroskopicky sú pieskovce jemnozrnné, šedej farby s výraznou lamináciou. Mikroskopicky možno odlíšiť: a) *jemnozrnný (vápnitý) drobový pieskovec*; b) *siltovec*. Md. zrnitosť 0,1–0,2 mm u pieskovcov a 0,3–0,5 mm siltovcov, tvar zrn hranatý. Ílovitá prímes prevláda nad karbonátovým tmelom. Kremeň (40–45 %), zo živcov prevláda ortoklas nad plagioklasom (oligoklas-andezín). Akcesórie: muskovit, biotit, úlomky kremenca. Z autigénnych minerálov je prítomný glaukonit. Ojedinele pozorovať prierezy globigerín.

Planimetrické analýzy:

	1	2
kremeň	43,5 %	45,4 %
živce	2,0 %	1,8 %
úlomky hornín	2,0 %	—
íl	31,0 %	30,0 %
karbonát	20,5 %	24,0 %

1. jemnozrnný (vápnitý) drobový pieskovec; 2. siltovec.

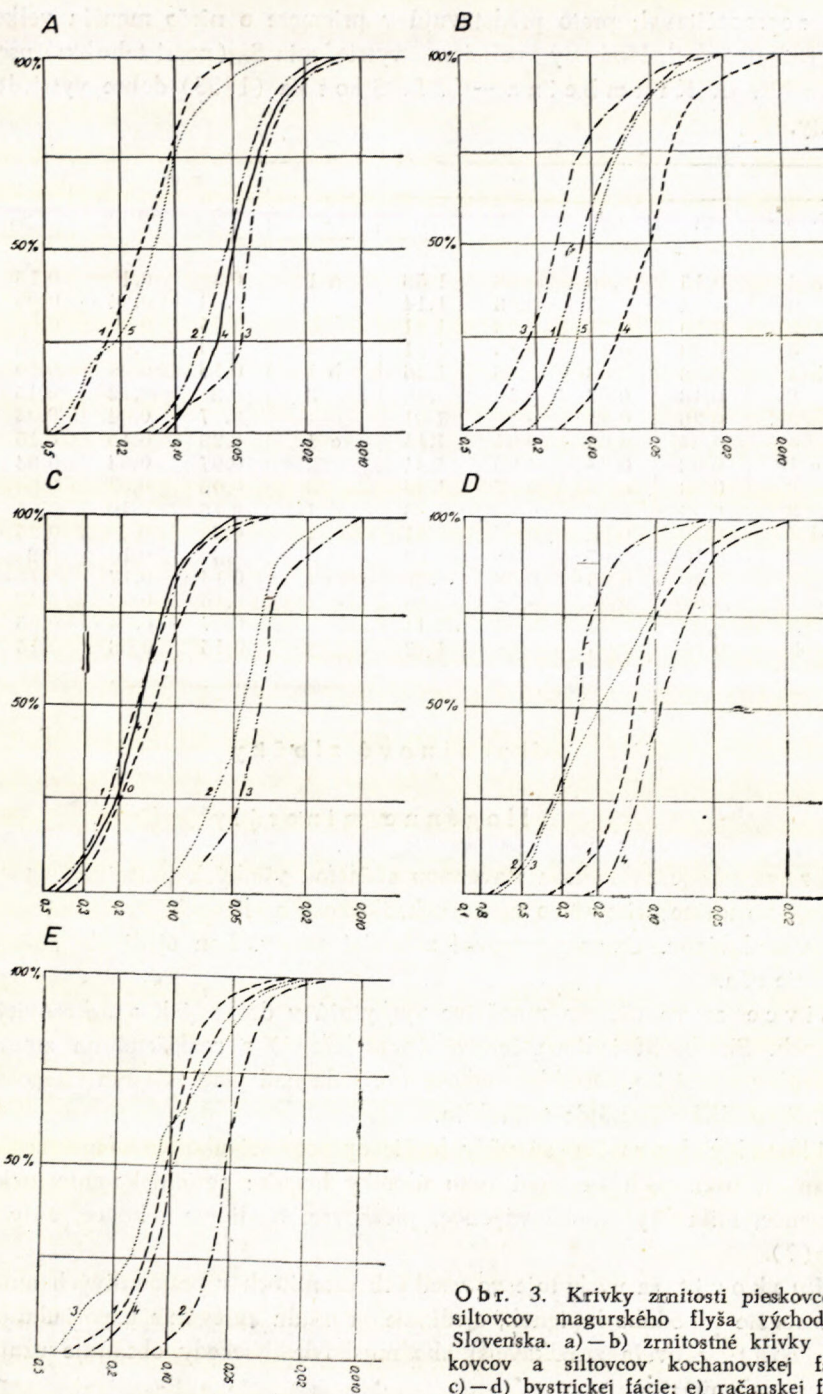
Ílovce. Makroskopicky sú ílovce šedej farby, črepovitého rozpadu. Röntgenograficky boli zistené minerály zo skupiny hydrosľudy, kremeň, kalcit.

Typy zvrstvenia. Pre siltovce je typická laminácia. Ojedinele pozorovať šikmé zvrstvenie so strmým úklonom lamín (obr. 1, č. 19).

Textúry povrchu vrstiev. Z bioglyfov okrem foriem *Bullia* sa nájdu na spodnej strane pieskovcov problematické stopy hexagonálneho tvaru označované ako *Paleodictyon*. Z mechanoglyfov sú to prúdové stopy (tvar žliabkov).

Zrnitosť psamitov

Zrnitosť psamitov krosnenského a magurského flyša som študoval vo výbrusovom materiáli zisťovaním najväčších priemerov 100–200 zrn. Z týchto údajov som vyhotovil zrnitostné krivky (obr. 2, 3), z ktorých som odvodil priemernú zrnitosť (Md) a koeficient vytriedenia S_0 . Hodnoty získané z výbrusového materiálu



Obr. 3. Krivky zrnitosti pieskocov a siltocov magurského flyša východného Slovenska. a)–b) zrnitostné krivky pieskocov a siltocov kochanovskej fácie; c)–d) bystrickej fácie; e) račanskej fácie.

som neprepočítaval; preto predstavujú v priemere o niečo menšiu veľkosť zrna, než v skutočnosti. Hodnoty koeficientu vytriedenia S_0 (pozri tabuľku) predstavujú podľa W. C. Krumbeina — L. L. Slossa (1953) dobre vytriedené sedimenty.

krosnenský flyš					magurský flyš				
č. vz.	Q_1	Q_3	Md	S_0	č. vz.	Q_1	Q_3	Md	S_0
a 1	0,15	0,06	0,08	1,58	a 1	0,3	0,1	0,15	1,73
2	0,04	0,03	0,03	1,14	2	0,08	0,04	0,05	1,41
3	0,10	0,05	0,08	1,41	3	0,05	0,03	0,04	1,66
4	0,20	0,10	0,15	1,41	4	0,06	0,04	0,05	1,22
b 1	0,08	0,05	0,05	1,26	b 1	0,15	0,08	0,10	1,36
2	0,18	0,07	0,10	1,60	3	0,2	0,12	0,15	1,29
3	0,30	0,15	0,20	1,41	4	0,07	0,04	0,05	1,32
4	0,04	0,03	0,04	1,14	c 1	0,25	0,15	0,15	1,29
c 1	0,08	0,04	0,05	1,41	2	0,07	0,04	0,04	1,32
2	0,08	0,05	0,07	1,26	3	0,05	0,03	0,04	1,29
3	0,30	0,10	0,30	1,73	d 1	0,15	0,10	0,15	1,22
d 1	0,10	0,05	0,07	1,41	2	0,3	0,2	0,25	1,22
2	0,10	0,07	0,10	1,19	3	0,3	0,1	0,2	1,73
3	0,10	0,06	0,08	1,29	4	0,15	0,17	0,1	1,46
e 1	0,07	0,05	0,06	1,18	e 1	0,15	0,08	0,1	1,36
2	0,05	0,04	0,04	1,11	2	0,07	0,04	0,05	1,32
3	0,15	0,05	0,08	1,73	3	0,15	0,08	0,15	1,36

Horninové zložky

Allogénne minerály

Kremeň je základnou stavebnou súčasťou všetkých psamitov. Často sa vyskytuje vo forme prímies vo vápencoch, ílovcoch a slieňoch. Prevažná väčšina zŕn zháša undulózne. Často pozorovať zubovité zrasty. Len ojedinele pozorovať dorastanie zŕn.

Živce sa vo väčšom množstve vyskytujú v drobových a arkozovitých pieskovecoch. Pozorovať jedince čerstvé (nerozložené) a rozložené na zmes ílových minerálov a sericitu. Ortoklas celkove prevláda nad plagioklasom (oligoklas-andezín). Sporadicky sa nájde mikroklin.

Úlomky hornín sú vždy lepšie opracované ako kremenné zrná. V študovaných psamitoch sa našli tieto úlomky hornín: sericiticko-chloritické fylity, kremence, mikrokryštalické vápence, pieskovce, ojedinele rohovce, žuly a melafýry (?).

Muskovit sa vyskytuje vo všetkých psamitoch v premenlivých množstvách, najčastejšie v podobe lupienok, ojedinele sa nájdu agregátne usporiadané jedince.

Biotit je oveľa zriedkavejší ako muskovit. Niekedy obsahuje uzatvoreniny rutilu (sagenit).

Organické zvyšky nájdú sa hlavne vo vápnných psamitoch. Ojedinele tvoria nahromadeniny v podobe organogénno-detritických vápencov. Možno odlišiť prierezy foraminifer globigerínového, textuláriového, trilokulínového, nodosariového a rotalidného typu. Vyskytnú sa aj zvyšky numulitov, machoviek a ihlice húb.

Autigénne minerály

Kalcit je hlavným minerálom karbonátového tmelu. Ojedinele sa nájdú idiomorfne jedince.

Dolomit sa vyskytuje len ojedinele v podobe idiomorfných klencov.

Siderit sa koncentruje obyčajne v laminách, v podobe okrúhlych zŕn.

Glaukonit je bežný minerál pieskovcov a piesčitých vápencov. Väčšie nahromadenie pozorovať v zlínskych vrstvách, pre ktoré je typický; býva sýtozelený, niekedy so svetlozeleným odtieňom. Zrná glaukonitu majú tvar nepravidelný, ktorý sa obyčajne prispôbuje intergranulárnym priestorom.

Pyrit tvorí nepravidelné zhľuky; ojedinele pozorovať anomálne nahromadeniny. Zriedkavo je kryštalický, najčastejšie v tvare pentagonálnych dodekaedrov.

Fosfáty sú veľmi zriedkavé minerály, najčastejšie sa vyskytujú v podobe okrúhlych zŕn.

Ťažké minerály

Ťažké minerály som študoval orientačne z pieskovcov a ílovcov krosnenského a magurského flyša. Niektoré vzorky sa ukázali sterilné na ťažké minerály. Ojedinele pozorovať anomálne nahromadeniny, ktoré sa pri podrobnom výskume môžu použiť na korelačné ciele. V rytmickom slede vidno niekedy nahromadenie ťažkých minerálov v piesčitých alebo organogénno-detritických vápencoch, pričom pieskovce z okolia sú sterilné na ťažké minerály.

Opis hlavných minerálov

Zirkón je bežným minerálom všetkých vzoriek. Najčastejšie sa vyskytuje v idiomorfnom vývoji (vzorky z ílovcov). Hojne sú prítomné tyčinkovité a kvaľpalné inklúzie. Zonárnosť je ojedinelá.

Apatit obyčajne býva stĺpkovitého habitu (0,1–0,3 mm). V ílovcach pozorovať apatity s pleochroickými uzavreninami. Apatity z pieskovcov sú číre.

Hypersten našiel sa len v ílovcach (B. Leško – T. Ďurkovič – Bl. Číčel 1959) a tvorí stĺpkovité jedince s charakteristickým pleochroizmom: γ zelená, β hnedožltá. Pozorovať stopy po intrastratálnom rozpúšťaní v podobe vyhľadaných hrotov („kohútie hrebienky“).

Rutil sa vyskytuje v podobe nepravidelne obmedzených zŕn; ojedinele pozorovať kolienkové zrasty. Vyskytuje sa aj v biotite v podobe sagenitu.

Granát je bezfarebný, častejšie ružový; zrná sú nepravidelne obmedzené. Staurolit sa vyskytuje v podobe nepravidelne obmedzených zŕn, farby žltej. Ojedinele pozorovať „kohútie hrebienky“.

Turmalín, titanit, zoizit sa vyskytujú podružne.

Sedimentárne textúry organického a problematického pôvodu

Na spodnej strane vrstevných plôch pieskovcov kochanovskej fácie magurského flyša, belovežských vrstiev a podmenilitového eocénu dukelských vrás sa nájdu problematické odtlačky hexagonálneho tvaru, známe pod názvom *Paleodictyon*. V kochanovskej fáci sa *Paleodictyon* vyskytuje na spodnej strane jemnozrnných pieskovcov. Dĺžka hrán hexagónov je 5 mm, nad povrch horniny vystupujú 1 až 2 mm. Reliéf komoriek býva porušený jemnými pieskovcovými hrbolkami. O výskyte uvedeného problematika na spodnej strane pieskovca svedčí jeho spoločenstvo s mechanoglyfmi (odtlačkami). Mechanoglyfy sú stopy druhého radu, pretože pretínajú hexagonálne komôrky. Uvedená forma z pieskovcov kochanovskej fácie je najviac zhodná s formou *Paleodictyon majus* Meneghini 1851 (Tab. II, obr. 1, 3). Takéto formy sú známe aj z belovežských vrstiev, avšak ich komôrky sú menších rozmerov. B. Leško (1952) uvádza výskyt formy *Paleodictyon* z podmenilitového eocénu. Názory na vznik problematika typu *Paleodictyon* sú rôzne a získaný materiál neposkytuje nové poznatky pre riešenie otázky pôvodu týchto stôp. O genéze tohto problematika sa zmieňujú viacerí autori. Jedni považujú stopy za bioglyfy, iní im pripisujú anorganický pôvod. Napr. Meneghini (in N. B. Vassojevič 1953), ktorý ho prvý opísal, zaraďuje *Paleodictyon* k riasam. G. Gapeder (1904) laboratórne dokazuje vznik foriem podobných ako *Paleodictyon* padaním dažďových kvapiek na piesčitý materiál. A. P. Karpinskij (1932) pripomína, že formy podobné ako *Paleodictyon* môžu vznikať aj pod vplyvom výverov plynov (gass pits), ktoré mohli byť zdrojom, okolo ktorého vznikali hexagóny. Niektorí autori napr. Nopcsa (in A. P. Karpinskij) považujú predmetné stopy za odtlačky tvrdých skeletových častí chordát, K. Mayer (in B. T. Golev 1953) za produkt vysychania bahna. F. Sacco (1939) vidí v stopách tohto typu výsledok rytmického pohybu vody v plytkovodnom prostredí. Široké stratigrafické rozpätie týchto stôp [podľa B. T. Goleva (1953) trias-miocén], nedovoľuje použiť uvedený typ ako vedúcu skamenelinu.

Zoophycus (synon. *Spirophyton*, *Taonurus*)

Problematicum tohto typu sa nájde v inoceramových vrstvách krosnenského flyša v pieskovcoch a slieňoch i v menilitových vrstvách výravskej brachysynklinály pri Svetliciach (T. Ďurkovič 1959). *Zoophycus* sa vyznačuje vejárovitou

priestorovou stavbou (tab. III, obr. 1–2), ktorá sa zachovala v celom pozdĺžnom priereze. Rozmery značne kolíšu, priemerne 10–50 cm. Genéza problematika typu *Zoophycus* nie je zatiaľ objasnená. O. A b e l (1935) predpokladá biologický pôvod uvedeného útvaru. Podľa N. B. V a s s o j e v i č a (1953) *Zoophycus* predstavuje priestorový diaglyf.

Bullia

V študovanom teréne sú bežné na spodných povrchoch pieskovcov rôznej stratigrafickej a faciálnej príslušnosti. Stopy majú tvar dvojitých rýh, medzi ktorými je vystupujúca časť. Pribeh stôp je nepravidelný. Pahorkovito vystupujúca stopa býva priečne ryhovaná (tab. III, obr. 4, tab. IV, obr. 4, 5). Tieto stopy podrobne študovali G. G ö t z i n g e r – H. B e c k e r (1932) vo flyši Viedenského lesa (Wienerwald), ktorí pre ne zavádzajú nové názvy, a to *Paleobullia* (na odlíšenie od recentnej formy *Bullia*), ktorá sa vyskytuje na vrchnej strane vrstiev a *Subphyllochora*, na spodnej strane vrstiev. O. A b e l (1935) poukazuje na rozmanitosť stôp juhoafrických zástupcov rodu *Bullia* a predpokladá, že aj stopy typu *Palleobullia* z Viedenského lesa (Wienerwald) sú podmienené tým istým rodom. O stopách typu *Subphyllochora* sa domnieva, že ide o stopy tých istých bullií, ale vo vnútri sedimentu. *Bullia* podľa O. A b e l a má vlastnosť vnikáť do sedimentu (hlavne piesčitého). Pri svojom pohybe zanecháva za sebou rúrkovito sploštenú stopu. Jedna strana tejto stopy je typu *Paleobullia* a druhá *Subphyllochora*.

Okrem opísaných stôp bývajú na spodných stranách pieskovcových lavíc aj stopy typu *Helminthoides* (tab. IV, obr. 1, 2) a jemné pahorkovité tvary, ktoré predstavujú pravdepodobne stopy po lezení červov (tab. IV, obr. 3; tab. V, obr. 3).

Často pozorovať kombinácie mechanoglyfov s bioglyfmi, pričom bioglyfy obyčajne pretínajú morfológické tvary mechanoglyfov.

Textúry povrchu vrstiev anorganického pôvodu

Pri opise jednotlivých typov textúr povrchov vrstiev pridrižiam sa termínov, ktoré zaviedol do našej literatúry Z d. K u k a l (1957). Na spodných stranách pieskovcových lavíc v študovanom teréne sa vyskytujú najčastejšie tieto textúry:

1. prúdové stopy (prúdové mechanoglyfy, flow marks, natečnyje giero-glyfy, Fließwulsten, Strömungsmarken);
2. odtlačky [flow casts R. S h r o c k (1948); „load casts“ Ph. H. K u e n e n; hieroglyfy splywowe i rozplywowe M. K s i a z k i e w i c z (1954)].
3. rýhy („groove casts“ R. S h r o c k, 1948).

Orientácia prúdových stôp (prúdové mechanoglyfy tvaru žliabok) je na príj. III. Ide len o jediné merania, takže zo získaných údajov nemožno vyvodíť patričné paleogeografické závery.

Typy zvrstvenia

Frakcionované zvrstvenie (graded bedding — Ph. H. Kuenen 1953, M. Książkiewicz 1954) vyskytuje sa hlavne u hrubozrnnějších psamitov. Materiál sa smerom od bázy k povrchu vrstvy postupne zjemňuje. Frakcionované zvrstvená lavica leží na vrstve ílovca. Ohraničenie oproti nadložnej hornine je menej výrazné. Opísaný prípad predstavuje jednoduché frakcionované zvrstvenie pozitívneho charakteru (single graded bedding — M. Książkiewicz 1954). Ojedinele pozorovať aj typ frakcionovaného zvrstvenia viacnásobného (multiple graded bedding. — M. Książkiewicz 1954), kde sa opakujú v jemnozrnnom piesčitom prostredí frakcie väčšej zrnitosti (3–5 mm).

Laminácia. Najčastejšie v jemnozrnných sedimentoch typu jemnozrnný pieskovec, siltovec, ílovec (obr. 1, č. 3–18). Laminy sú v priemere 1–2 mm hrubé. Laminácia je zvýraznená najčastejšie ílovitou substanciou, rastlinnou drťou, rozdielnou zrnitosťou, lupienkami muskovitu a koncentráciou ťažkých minerálov. Veľmi hojné sú tvarové deformácie komplexov lamín (obr. 1, 21–24) hlavne u siltovcov, pričom pozorovať postupné prechody od jednoduchých deformácií (ohyb lamín) až po konvolutné zvrstvenie. Uvedené deformácie treba považovať za syngenetické. Konvolutné zvrstvenie možno použiť ako jedno z kritérií na odlišenie prevrátených súvrství (Ph. H. Kuenen 1953; N. B. Vassojevič 1953; Ten Haaf 1956). Pomerne dobre sa dá laminácia študovať v inoceramových vrstvách. V zlínskych vrstvách je laminácia zriedkavejšia, čo je spôsobené relatívne menším výskytom siltovcov.

Šikmé zvrstvenie býva v pieskovcoch krosnenského a magurského flyša. Ojedinele pozorovať veľmi strmý úklon lamín šikmého zvrstvenia, napr. v zlínskych vrstvách (obr. 1, č. 19).

Záver

Krosnenský flyš

Inoceramové vrstvy. V rytmiickom slede inoceramových vrstiev dominujúcim typom hornín sú siltovce a ílovce. Sporadicky sú prítomné zlepenkové vložky a strednozrnné pieskovce (niekedy drobové). Typickou horninou sú modrošedé sliene s veľkými fukoidmi. Slienité vápence sme zistili len mikroskopicky. Siltovce a pieskovce inoceramových vrstiev sú veľmi dobre vytriedené. Typické pre siltovce sú syngenetické deformácie. Z bioglyfov ako typomorfný je *Zoophycus*.

Podmenilitový eocén predstavuje oveľa piesčitejší vývoj ako inoceramové vrstvy. Prevládajú tu hrubé klastické horniny (zlepence, drobové pieskovce). Tzv. pestrý eocén predstavuje vývoj s prevahou ílovcov nad pieskovcami. Ílovce sú pestrofarebné, niekedy s výraznou lamináciou. Pripomínajú varvové

sedimenty. Mechanoglyfy sú väčších rozmerov ako v inoceramových vrstvách. Zvláštnym vývojom sú papínske vrstvy, ktoré sa vyznačujú striedaním ílovcov a slienitých ílovcov. Pieskovce sú podradne zastúpené.

Menilitové vrstvy. V rytmickom slede menilitových vrstiev pribúdajú ďalšie členy, a to menilitové rohovce a pelokarbonáty (Fe dolomity), ktoré sú pri Papíne obdobného chemického zloženia ako pelokarbonáty grybowských vrstiev. Pieskovce sú vyvinuté sporadicky. Výrazná je prítomnosť piesčitých a organogénno-detritických vápencov.

Krosnenské vrstvy. V študovaných profiloch sa vyskytujú v dvoch faciálnych vývoch: 1. slienito-ílovcový vývoj, 2. pieskovcovo-ílovitý vývoj. V slienito-ílovcovom vývoji sa obsah CaCO_3 smerom od podložia k nadložíu znižuje. Ojedinele pozorovať vápnité konkrécie. V pieskovcovo-ílovcovom vývoji prevládajú siltovce s výraznou lamináciou a konvolutným zvrstvením.

Magurský flyš

Belovežské vrstvy najčastejšie sa nájdu v ílovcovo-pieskovcovom vývoji. Ílovce sú červenofialovej farby, niekedy hodne sludnaté. Z pieskovcov možno odlíšiť drobové pieskovce a siltovce.

Zlínske vrstvy. V rytmickom postupe zlínskych vrstiev bystrickej fácie a v pieskovcovo-ílovcovom súvrství kochanovskej fácie majú prevahu pieskovce nad ílovcami. Kochanovská fácia sa odlišuje od račanskej a bystrickej vývojom zlepcov vo vrchných polohách. V zlínskych vrstvách račanskej fácie sa našiel horizont valúnov tvorených výlučne dobre opracovanými pieskvcami v ílovitom prostredí. Materiál jemnozrnných pieskovcov a siltovcov je dobre vytriedený.

Účelom litologického štúdia rytmického sledu vrstiev vo flyši je nájsť kritériá na odlíšenie základných litotypov jednotlivých stratigrafických celkov, paralelizovať jednotlivé profily od seba vzdialené a na základe mineralogického zloženia, zrnitosti hornín a sedimentárnych textúr objasniť znosové oblasti jednotlivých stratigrafických celkov. V ďalšom štúdiu bude potrebné doplniť rytmogramy ďalšími dátami o vápnitosti, zrnitostnom rozboře, orientácii textúr a o ťažkých mineráloch. Dôležitou otázkou je vzorkovanie rytmických postupov. Je potrebné nájsť také kritériá na počet odobraných vzoriek, aby práca vynaložená na ich spracovanie bola úmerná získaným výsledkom.

Záverom považujem za povinnosť poďakovať dr. M. Mišíkovi, dr. B. Leškovi, inž. R. Marschalkovi za cenné rady a ochotnú spoluprácu. Za presné vyhotovenie chemických analýz ďakujem inž. P. Leštákovi, M. Ďurišovi, H. Chudáčikovej a za röntgenografické analýzy inž. Bl. Čičelovi. Za laboratórne práce som vďakou zaviazaný P. Markovi.

Geologický ústav Dionýza Štúra,
Bratislava

LITERATÚRA

- [1] Abel O., 1935: Vorzeitliche Lebensspuren, Jena. — [2] Bokman J., 1955: Sandstone classification: Relation to composition and texture. Jour. Sed. Petrol., vol. 25, No. 3, Menasha. — [3] Capeder G., 1904: Sulla natura delle problematiche impronte di Paleodictyon. Boll. Soc. Geol. Ital. t. XXIII, Roma. — [4] Crowell J. C., 1955: Directional current structures from the Prealpine Flysch, Switzerland. Bull. Geol. Soc. Amer., vol. 66, No. 11, Baltimore. — [5] Dzulyński S. — Radomski A., 1955: Pochodzenie śladów wleczenia na tle teorii pradów zawieszinowych. Acta Geol. Pol., vol. V., No. 1, Warszawa. — [6] Dzulyński S. — Radomski A. — Slaczka A., 1957: Utwory wirowe w łupkach fliszowych Karpat. Roczn. Pol. Tow., Geol., t. XXVI, z. 2, Krakow. — [7] Ďurkovič T., 1959: O výskyte problematika Zoophycus v menilitových vrstvách. Geol. práce, Zprávy 15, Bratislava. — [8] Eliáš M., 1955: Zpráva o sedimentárně petrografickém výzkumu v oblasti Čejč-Zaječí. Zprávy o geol. výzk. v r. 1955, Praha. — [9] Eliáš M., 1956: Zpráva o sedimentárně petrografickém výzkumu petlitických hornin slezské a podslezské serie a miocénu karpatské předhlubně. Zprávy o geol. výzk. v r. 1956, Praha. — [10] Eliáš M., 1957: Zpráva o sedimentárně petrografickém výzkumu na listě gen. mapy Spišská Stará Ves na levém břehu Popradu, mezi vnitřním pásmem bradlovým a státní hranicí. Stav z r. 1957, Geofond ÚÚG, Praha. — [11] Eliáš M., 1958: Nález hieroglyfů v andelohorských vrstvách moravskoslezského kulmu. Věst. ÚÚG, XXXIII, č. 3, Praha. — [12] Fuchs Th., 1895: Studien über Fucoiden und Hieroglyphen. Denkschr. Akad. Wiss. Math-Naturw. Cl., B. LXII, Wien. — [13] Fuchs H., 1956: Paleodictyon az erdélyi középső miocénből. Földt. Közl. 86: köt., Budapest. — [14] Gabinet M. P., 1958: Mineralogija porod menilitovoj seriji vostočnych Karpat. Autoref. dizertaciji, Lvov. Gosud. Univ. i. I. Franko, Lvov. — [15] Golev B. T., 1953: O Paleodictyone iz fliša Zakarpattja. Trudy Lvov. Geol. obšč. ser. paleont., vyp. 2, Lvov. — [16] Götzinger G. — Becker H., 1932: Zur geologischen Gliederung des Wienerwaldflysches. (Neue Fossilfund.) Jahrb. geol. Bundesanst. 82. Bd, K. 3 und 3, Wien. — [17] Grossgeim V. A., 1946: O značení i metodike izučenia hieroglyfov (na materiále kavkazkogo fliša). Izv. AN. SSSR, ser. geol. No. 2, Moskva. — [18] Haaf E. Ten., 1956: Significance of convolute lamination. Geol. en Mijnbouw, N. S., vol. 18, No. 6, The Hague. — [19] Kantorová V., 1956: O takzvané inoceramovej kriede v okolí Sniny. Geol. práce, Zprávy 9, Bratislava. — [20] Karpinskij A. P., 1932: O problematičeskich opečatkach izvestnyh pod nazvaniem Paleodictyon Meneghini. Izv. AN. SSSR, Moskva. — [21] Koszarzski L., 1956: Nabljudenija nad sedimentaciej cenžkovickych pesčanikov v okrestnostjach Cenžkovic (Karpat. fliš). Bjul. Pol. Akad. Nauk, otd. 3—4, Varšava. — [22] Krumbein W. C. — Sloss L. L., 1953: Stratigraphy and sedimentation. San Francisco. — [23] Książkiewicz M., 1954: Uwarstwienie frakcyjne i laminowane we fliszu Karpackim. Roczn. Pol. Tow. Geol., t. XXII, z. 4, Krakow. — [24] Kuenen Ph. H., 1953: Significant features of graded bedding. Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol., vol. 37, No. 5, Tulsa. — [25] Kuenen Ph. H., 1957: Sole markings of graded graywacke beds. J. of Geol. vol. 65, No. 3, Chicago. — [26] Kukal Zd., 1956: Petrografický výzkum skáleckých a drábovských vrstev barrandienského ordoviku. Sbor. ÚÚG, sv. XXIII, odd. geol., Praha. — [27] Kukal Zd., 1957: Petrografický výzkum letenských vrstev barrandienského ordoviku. Sbor. ÚÚG, sv. XXIV, odd. geol., I. díl, Praha. — [28] Kukal Zd., 1957: O některých otázkách klasifikace psamitických sedimentů. Věst. ÚÚG, roč. XXXII, č. 5, Praha. — [29] Kuźniar Cz., 1954: W sprawie genezy łupkow menilitowych. Roczn. Pol. Tow. Geol., t. XXII, z. 4, Krakow. — [30] Leško B., 1952: Geológia vonkajšieho flyša medzi Laborcom a Cirochou. Geol. práce, zoš. 35, Bratislava. — [31] Leško B., 1953: Geológia tektonických jednotiek na východnom Slovensku pri Humennom. — Geol. Sbor. roč. IV, č. 1—2, Bratislava. — [32] Leško B., 1957: Geológia východnej a južnej časti Ondavskej vrchoviny. Geol. práce, Zoš. 46, Bratislava. —

- [33] Leško B., 1958: Flyš medzi Medzilaborcami a Pichným. Geol. práce, Zprávy 14, Bratislava. — [34] Leško B., 1960: Vývin menilitových vrstiev v slovenských Karpatoch. Geol. práce, Zprávy 17. — [35] Leško B. — Ďurkovič T. — Čičel Bl., 1959: Stopy paleogenného vulkanizmu na východnom Slovensku. Geol. práce, Zprávy 16, Bratislava. — [36] Matějka A. — Roth Zd., 1950: Poznámka o hlavních tektonických jednotkách magurského flyše v ČSR. Věst. st. Geol. út., XXV, Praha. — [37] Matějka Al. — Kodým O. st., 1949: Magurské nasunutí na východním Slovensku. Věst. St. Geol. út. XVI, Praha. — [38] Menčík E. — Pesl V., 1955: Geologická stavba východoslovenského flyše mezi Laborcem a Výravským potckem. Sbor. ÚÚG, sv. XXII, odd. geol., Praha. — [39] Narebski W., 1957: O diagenetických dolomitach železistých z Karpat fliszowych. Roczn. Pol. Tow. Geol. t. XXVI, z. 1, Krakow. — [40] Obuchowicz Z., 1957: Wstępne badania nad rozpoznaniem warstw krosnienskich (oligocen) centralnej depresji Karpackiej. Inst. Geol., Biul. 116, Warszawa. — [41] Pettijohn F. J., 1954: Classification of sandstones. J. Geol., vol. 62, Chicago. — [42] Pettijohn F. J., 1957: Sedimentary rocks, II. vyd., New York. — [43] Puščarovskij J. M., 1948: Nekotoryje morfoložičeskije osobennosti inoceramogo i gleroglifovogo fliša vnešnej (skibovoj) zony Vostočnych Karpat. Izv. AN. SSSR, ser. geol. No. 3, Moskva. — [44] Rücklin H., 1938: Strömungs-Marken im unteren Muschelkalk des Saarlandes. Senckenberg. B. 20, No. 1–2, Frankfurt a. M. — [45] Sacco F., 1939: Paleodictyon. Mem. Acad. Sc. Torino, vol. 69, Torino. — [46] Shrock R., 1948: Sequence in layered rock. London. — [47] Swidzinski H., 1948: Stratigraphical index of the Northern Flysch Carpathians. Panst. Inst. Geol., Biul. 37, Warszawa. — [48] Švecov N. S., 1957: Petrografia sedimentárných hornín. Bratislava. — [49] Vassojevič N. B., 1948: Flyš i metodika ego izučenijsa. Moskva–Leningrad. — [50] Vassojevič N. B., 1953: O nekotorych flyševych teksturach. Tr. Lvov. Geol. obšč. ser. geol. vyp. 3, Lvov. — [51] Vašíček M., 1954: Stopy revolučních sedimentačních procesů. Sbor. ÚÚG, sv. XXI, odd. geol., II. díl, Praha. — [52] Vjalov O. S., 1957: O věku menilitovej série. Geol. práce, Zoš. 46, Bratislava.

TIBOR DURKOVIC

A CONTRIBUTION TO PETROGRAPHY OF THE KROSNO AND MAGURA FLYSCH IN EAST SLOVAKIA

The Krosno Flysch

Inoceramian beds. — In rhythmic successions of inoceramian beds the dominant types of rock are siltstones and claystones. Sporadically there occur inclusions of conglomerates and medium-grained (sometimes also graywacked) sandstones. A typical rock are blue-grey marls with large fucoids. Marly limestones were identified only microscopically. The siltstones and fine-grained sandstones of inoceramian beds each show a distinct well sorted character. Typical of those siltstones are syngenetic deformations. From bioglyphs *Zoophycus* is typical.

Submenilite eocene. — Submenilite eocene is a development of much more sandy character than inoceramian beds. Coarse-grained clastics (conglomerates, gryawakes and subgraywakes) predominate. The so-called variegated eocene is a development in which claystones predominate over sandstones. The claystones are variegated, occasionally with marked lamination. They resemble varvy sediments. Mechanoglyphs are of larger dimensions than those found in inoceramian beds. A particular development of submenilite eocene are Papín beds (B. Leško, 1958) which are characterized by alternation of claystones and marly claystones. Sandstones are poorly represented (in some places increased amount of glauconite).

Menilite beds. — In rhythmic successions of menilite beds further members join in, such as menilite cherts and pelocarbonates (iron-bearing dolomites), which near Papin have a similar chemical composition as pelocarbonates of the Grybow beds. Sandstones occur only sporadically. Characteristic is the presence of organo-detritic limestones.

Krosno beds. — In the profiles under study they appear in two facial developments, viz. 1. marl-claystone development; 2. sandstone-claystone development. In the marl-claystone development one can observe the CaCO_3 content go diminishing from the underlying to the overlying layer. Occasionally chalky concretions can be noted. In the sandstone-claystone development siltstones with marked lamination predominate, occasionally with convolute stratification.

The Magura flysch

Beloveža beds. — They occur in the claystone-sandstone development. The claystones are usually of red violet colour, sometimes they are strongly micaceous. From among sandstones one can distinguish here subgraywackes and siltstones.

Zlín beds. — In rhythmic successions of Zlín beds of the Bystrica facies and in the sandstone-claystone development of the Kochanov facies sandstones predominate over claystones. In the Rača facies of Zlín beds there is a marked preponderance of claystones. The Kochanov facies distinguishes itself from the Bystrica and Rača facies by the development of conglomerates in its upper strata. In Zlín beds of the Rača facies in the valley of the Cirocha brook near Snina a horizon of pebbles was found, consisting exclusively of well rounded sandstones in a clayey environment. The fine-grained sandstones and siltstones each show a distinct well sorted character.

The purpose of lithological study of rhythmic successions in flysch is to find criteria permitting to differentiate the basic lithotypes of single stratigraphic units and parallelization of distant profiles. Further, on the basis of analyses of the mineralogical composition and granulation of rocks and sedimentary textures an effort should be made to throw light on the places of wear-off for single stratigraphic units. In a further detailed study it is necessary to supplement rhythмоgrams (Enclosures I—III) by additional data viz. results of examinations for chalk content, analyses of granulation, data on trend of textures and heavy minerals in individual profiles. An important question is the taking of samples of rhythmic successions. It is necessary to find such criteria concerning the number of samples to be taken that the work devoted to their study might be in proportion to the results gained.

Geological Institute Dionýz Štúr,
Bratislava.

Explanation to plates

Tab. I.

- Fig. 1. Organo-detrital limestone from Menilite beds near Papin. = nicols, $\times 35$.
Fig. 2. Medium grained sandstone with carbonate cement from Inoceramian beds, $\times$ nicols, $\times 12$.
Fig. 3. Medium-grained subgraywacke from Submenilitic eocene, $\times$ nicols, $\times 12$.
Fig. 4. Fine-grained subgraywacke from Submenilitic eocene near Stakčín, $\times$ nicols, $\times 12$.

Tab. II.

- Fig. 1. Paleodictyon (lower side of sandstone) from Kochanovce facies.
Fig. 2. Paleodictyon (lower side of sandstone) from Beloveža beds.
Fig. 3. Paleodictyon and the *Bullia* type in the lower side of sandstone from Kochanovce facies.
Fig. 4. Paleodictyon from Submenilitic eocene.

Tab. III.

- Fig. 1-3. Problematicum *Zoophycus* from Inoceramian beds.
 Fig. 4. *Bullia* in lower side of sandstone from Submenilitic eocene.
 Fig. 5. Fine irregular gouges in lower side of siltstone from Submenilitic eocene near Starina.

Tab. IV.

- Fig. 1-2. Helminthoides from Submenilitic eocene.
 Fig. 3. Current structures and bioglyphes.
 Fig. 4-5. *Bullia* from Submenilitic eocene.

Tab. V.

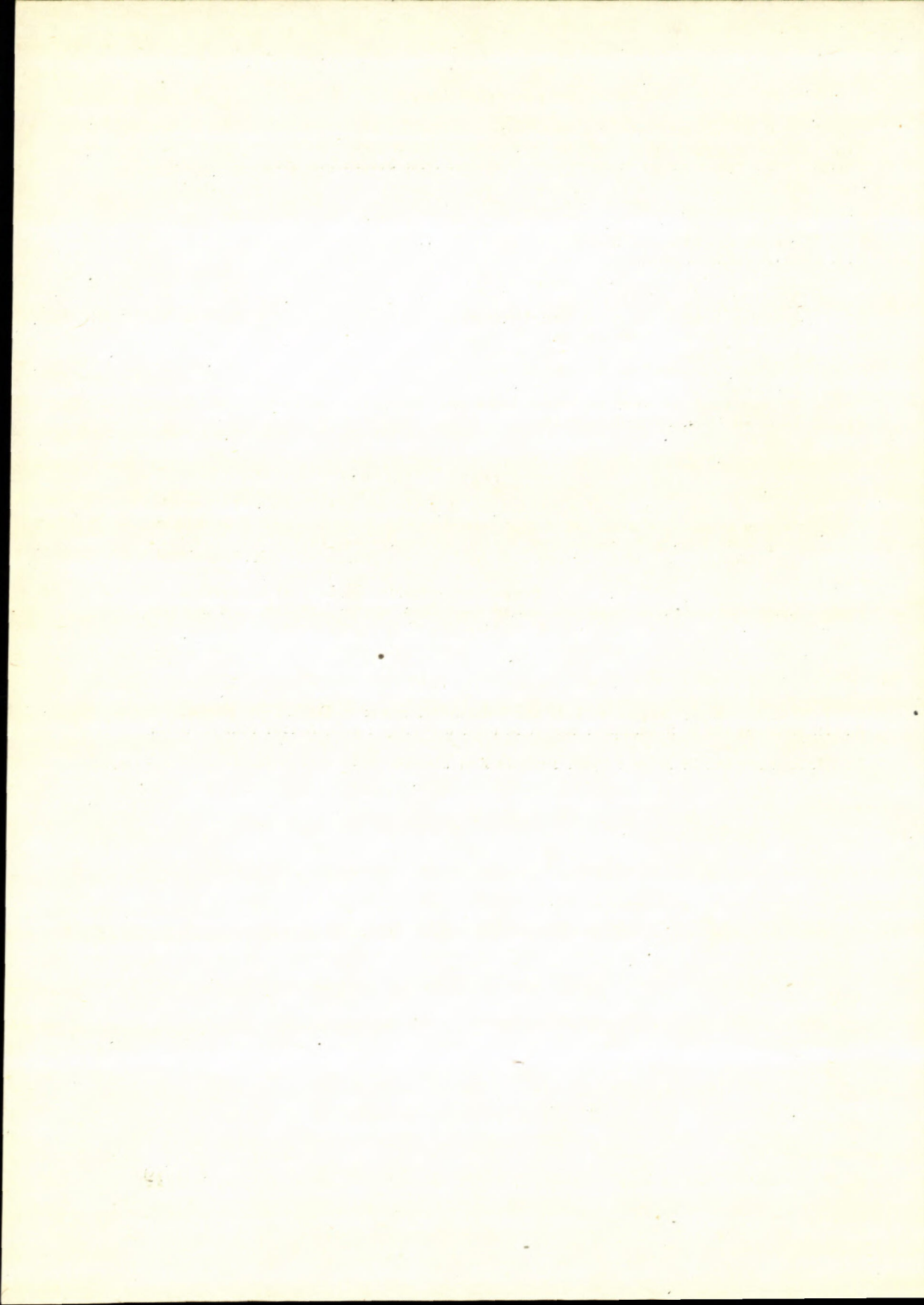
- Fig. 1. Convolute bedding (siltstone) from Inoceramian beds.
 Fig. 2. Flute-casts from Submenilitic eocene.
 Fig. 3. Irregular gouges on the lower side of sandstone from Inoceramian beds.
 Fig. 4. Laminated siltstone from Inoceramian beds.
 Fig. 5. Laminated siltstone from Variegated eocene beds.
 Fig. 6. Burrows tracks in lower side of sandstone from Inoceramian beds.
 Fig. 7. Load-casts from submenilitic eocene.

Explanation to figures in text

- Fig. 1. Types of bedding and bedding deformations of sandstones and siltstones. 1-2, graded bedding from Submenilitic eocene near Stakčín. 3-18, lamination and their deformations from Submenilitic eocene near Starina. 19, crossbedding from Zlin beds. 20-24, deformations of laminae and convolute bedding from Inoceramian and Krosno beds.
 Fig. 2. Cumulative curves of sandstones and siltstones from Krosno Flysch in East Slovakia.
 a) Inoceramian beds, b) Submenilitic eocene, c-d) Menilite beds, e) Krosno beds.
 Fig. 3. Cumulative curves of sandstones and siltstones from Magura Flysch in East Slovakia.
 a-b) Kochanovce facies, c-d) Bystrická facies, e) Račanska facies.

Explanation to tables

- P. I. Rythmograms of Inoceramian beds and Submenilitic eocene in Dukla-Folds Region.
 Pl. II. Rythmograms of Submenilitic eocene, Menilite beds, Papin beds, Krosno beds in Dukla-Folds Region.
 Pl. III. Rythmograms of Magura flysch series in East Slovakia.



IVAN PAGÁČ

PRÍSPEVOK KU GEOLÓGII SPODNÉHO A STREDNÉHO MIOCÉNU VIEDENSKEJ PANVY V OBLASTI PETROVÁ VES, ŠTEFANOV A SMOLINSKÉ

(*Nemecké resumé, 2 prílohy*)

Práca je prehľadom súčasného stavu geologických pomerov miocénu a pliocénu SV časti vnútroalpskej Viedenskej panvy, menovite severnej časti štefanovsko-šaštínskej hrádze. Riešené sú hlavne otázky troch transgresíí: vrchnohelvétskej, tortónskej a sarmatskej a niektoré tektonické problémy helvéty a burdigalu. V práci sa ďalej uvádzajú najnovšie stratigrafické a paleogeografické poznatky a poznámky k praktickej geológii študovanej oblasti.

Úvod

Predmetom štúdia tejto práce je územie medzi obcami Štefanov, Letničie, Petrová Ves a Smolinské, na rozhraní okresov Senica a Skalica na západnom Slovensku.

Stratigrafické, tektonické a paleogeografické problémy sa začali podrobne študovať so započatím hlbinného prieskumu. Predtým sa tieto otázky riešili len prehľadne, čo konečne súviselo s nedostatkom podkladov, ktoré priniesol až hlbinný prieskum. Názory na jednotlivé geologické otázky sa počas prieskumu korigovali.

Za prvej republiky sa v oblasti Štefanova a Petrovej Vsi geologické mapovanie robilo pomocou plytkých ručných vrtieb. Tento prieskum zostal bez výsledku, pretože celé územie je pokryté mocnou pokrývkou spraše. Žiaduce výsledky nepriniesol ani štruktúrny prieskum za druhej svetovej vojny. Veľké vzdialenosti medzi vrtbami nedovoľovali presnú koreláciu. Po oslobodení sa začal nový štruktúrny prieskum (J. J a n á č e k 1947), výsledkom ktorého bolo zistenie produktívnych štefanovských polí. Boli vymedzené hlavné tektonické línie, ako šaštínsky, farský a svätajanský zlom.

Prvé hlbinné vrtby objavili olejonosné horizonty vo vrchnom sarmate; ďalšie

vrty postupne zistili aj hlbšie obzory. Na základe vtedajších stratigrafických kritérií bol stanovený na hĺbkinnej vrtbe V tento geologický profil:

- 0 — 80 m — spodný panón;
- 202 m — vrchný sarmat;
- 629 m — stredný tortón;
- 822 m — stredný tortón vysladený;
- 870 m — bazálny konglomerát;
- 876 m — krieda — senón.

Ďalší prieskum sa zameriaval na zistenie nových sprievodných elevácií, k čomu sa robil doplnkový štruktúrny prieskum (V. Cílek 1953). Očakávalo sa, že tento prieskum zistí zlomy zhodného smeru so zlomom šaštínskym, ktoré sa odštiepujú od farskej poruchy západne od štefanovského poľa. Na základe uvedeného prieskumu sa takýto zlom vykonštruoval; lokalizovala sa vrtba, ktorá mala preveriť naftonosnosť predpokladanej kútovej štruktúry. Vrtba síce nepotvrdila správnosť výsledkov doplnkového prieskumu, avšak zistila produktivitu helvéty.

Prieskum helvéty potvrdil odlišné uložené pomery oproti tortónu. Ukázalo sa, že vzhľadom k rozdielnosti stavby týchto súvrství nemožno pokračovať v prieskume helvéty na základe výsledkov plytkého štruktúrneho prieskumu. Okrem rozdielov vo vrstevnej stavbe potvrdili sa aj rozdiely v zlomovej tektonike.

V dnešnej dobe možno prieskum neogénu v našej oblasti pokladať v hlavných rysoch za skončený. V predkladanej práci chceme zhrnúť a zhodnotiť výsledky spomínaných etáp prieskumu.

Charakteristika územia

Opisovaná oblasť leží na rozhraní okresov Skalica a Senica na západnom Slovensku; ohraničená je približne obcami Petrová Ves, Letničie, Štefanov a Smolinské. Pôda je prevažne využívaná až na nepatrné neodvodnené mokriská. Neodstatnú časť terénu pokrýva les. Hlavným komunikačným spojom je okresná cesta Holič—Stráže na Myjave, ktorá prebieha približne uprostred popisovaného územia S—J smerom.

Morfologická charakteristika podobne ako na niektorých iných územiach vnútroalpskej panvy je tiež podmienená stavbou neogénu. Naftonosné štruktúry sú na morfologicky výraznom chrbte V—Z smeru. Na severe chrbát upadá do kútskej vrchnopanónskej štruktúrnej depresie.

Erozívna činnosť vodných tokov je tu malá. S ohľadom na nepatrnú infiltráciu povrchovej vody vznikli tu len málo výdatné potoky s nestálym stavom vody. Zato však erózia vodných prívalov je v tomto teréne značná. Na súčasnom stvárňovaní povrchu má podiel i eolická sedimentácia a činnosť človeka.

Terén je pokrytý mocnou pokrývkou spráše, hĺnin, a južne od Smolinského i na-

viatymi pieskami. Tieto sedimenty v detailoch silne zastierajú starý morfológický tvar, podmienený neogénnou stavbou.

Výrazný chrbát V—Z smeru sa v našej oblasti prejavuje tiež ako rozvodie. Z jeho južného svahu stekajú potoky do rieky Myjavy a majú prevažne S—J smer. Zo severného svahu otekajú vody do rieky Moravy.

*Prehľad niektorých výsledkov starších prác, ktoré majú vzťah
k opisovanej oblasti*

Z autorov, ktorí riešili všeobecné otázky vzniku a vývoja vnútroalpskej panvy treba uviesť D. Andrusova (1938), ktorý ako prvý poukázal na skutočnosť, že počiatok vzniku vnútroalpskej panvy treba klásť až do spodného tortónu. Helvét (prípadne burdigal) nepatria do neogénnej výplne vnútroalpskej panvy ako takej. Jeho názory potvrdil R. Janoschek (1943).

Práce novších autorov plne potvrdili názory D. Andrusova a R. Janoschka. Boli zistené rozdielne uložené pomery medzi vrchným helvétom a tortónom. Diskordanciu vrchný helvét — tortón na okrajoch potvrdilo povrchové mapovanie a v centre panvy hlbinné vrtny. Vyskytli sa aj názory, že v centrálnych častiach panvy nemusela byť sedimentácia medzi vrchným helvétom a tortónom prerušená (J. Janáček 1954). Súviselo to s nedostatkom vrtných podkladov v týchto oblastiach. Neskoršie sa dokázalo, že sedimentácia bola všade prerušená a zistili sa rozdiely v ekologických podmienkach. Výrazný je najmä pokles slanosti vôd vo vrchnom helvéte (K. Horčík 1952, J. Janáček 1954).

Janáček uvádza v helvéte 2 zlomové systémy. Staré helvétske V—Z zlomy, ktoré koncom helvéty nezanikajú, ale pokračujú syngeneticky do nadložia; tieto zlomy sú v tortóne porušené mladšími tortónskymi zlomami, ktoré majú v nadloží tiež syngenetickú povahu. Na základe štúdia materiálov z oblasti Gbel Janáček dokázal, že v tortóne až panóne sa tieto zlomové systémy vzájomne neporušujú, ale pri styku buď súklonne splývajú, alebo sa súklonne odštepujú.

Značným prínosom k riešeniu mnohých geologických otázok sú práce T. Budaya (1955—1956), v ktorých podáva nové poňatie stratigrafie tortónu, ktorý delí na vrchný a spodný. Do vrchného zaraďuje Grillov vrchný a stredný tortón a spodný ponecháva v pôvodnom vymedzení. Toto členenie odpovedá dvom tortónskym transgresiám. Buday upozorňuje na regresívny charakter rotálievho pásma a predpokladá, že vo vrchnom tortóne bola na eleváciach sedimentácia prerušená.

Ložiskom Petrová Ves sa zaoberá K. Bílek (1952, 1953, 1954). V práci z r. 1953 neuvádza ešte helvét, ani burdigal a celé súvrstvie pod sarmatom radí k vrchnému tortónu. Súvrstvie pričlenené dnes k burdigalu označuje ako vysladený tortón. Mýlne udáva, že jeho mocnosť nie je závislá od štruktúrnej polohy. V prácach z r. 1954 spomína už vrchný helvét a rozdiely v zlomovej tektonike oproti tortónu.

Mikropaleontologicky sú dôležité zistenia K. Horčica a I. Zapletalovej (1952—1958). Príslušnosť burdigalských vrstiev Petrovej Vsi ku spodnému burdigalu dokázali I. Cicha a I. Zapletalová (1958).

Geologické pomery

Stratigrafia

Názory na stratigrafiu sa počas prieskumu často menili. Nové materiály získané hlavne hlbinným, ale i plytkým prieskumom v priľahlých oblastiach (Unín, Oreské) postupne spresňovali stratigrafický profil neogénu študovanej oblasti.

Najprv bola spracovaná hlavne stratigrafia panónu a sarmatu (1947—1952). Mikropaleontologický výskum v tejto dobe vykonával K. Horčic; jeho výklad si vyžiadal revíziu hlavne z hlbších súvrství, ktorých stratigrafia nebola detailne prepracovaná pre nedostatok materiálu a pomerne málo vrstiev, siahajúcich až k podložíu. Celé súvrstvie pod sarmatom sa mýlne radilo do tortónu. Novšie podklady súvisiace so zistením produktivity týchto súvrství umožnili podrobnejšie členenie.

Zistenie ložiska Petrova Ves si vyžadovalo hlbší prieskum, ktorý postupne nahromadil dostatok podkladov pre odlíšenie tortónu, helvétu a burdigalu, najmä však pre potvrdenie diskordancie tortón — helvét. Mikropaleontologicky spracovala tieto vrstvy I. Zapletalová. Helvét v Petrovej Vsi bol zaradený do 3. pásma vrchného helvétu* v zmysle zónovania T. Budaya. Súvrstvie pod bazálnym helvétskym obzorom, vrátane bazálnych zlepencov bolo zaradené do vrchného burdigalu. Ďalší hlbinný prieskum, ktorý sa neskôr rozšíril aj na nové oblasti, umožnil doriešiť základné stratigrafické otázky, pričom sa venovala pozornosť aj súvrstviu pod helvétom, ktoré bolo preradené do spodného burdigalu (I. Cicha — I. Zapletalová, 1958).

Na základe dnešných materiálov možno neogén v opisovanej oblasti rozdeliť takto:

panón	{	stredný
	{	spodný
sarmat	{	s <i>Nonion granosum</i>
	{	s <i>Elphidium hauerinum</i>
	{	s <i>Elphidium reginum</i>
tortón	—	vrchný: zóna aglutinancií až bolivino-buliminová
helvét	—	III. pásmo ?
burdigal	—	spodný

* Najnovšie výsledky hlbinného prieskumu v oblasti medzi Petrovou Vsou a Šaštínom ukazujú, že helvét Petrovej Vsi patrí pravdepodobne do I. pásma vrchného helvétu (v zmysle delenia T. Budaya 1957). Tento názor bude potrebné podrobnejšie doložiť novým materiálom najmä po stránke mikropaleontologickej. Dnes známe podklady sú uvedené v internej zpráve ČND (I. Pagáč 1958).

P a n ó n. V celej oblasti je vyvinutý spodný i stredný panón.* Jeho mocnosť je premenlivá podľa tektoniky, štruktúrnej polohy a morfológie povrchu. Pohybuje sa medzi 180 až 280 m.

Str. panón tvoria zelenavošedé a zelenošedé slabo jemne piesčité íly a slienité íly s riedkymi polohami stredne zrnitých kremitých pieskov. Vyskytujú sa i preplástky hnedošedých ílov.

Spodný panón tvoria hnedastošedé až hnedošedé jemne piesčité íly s polohami svetlých zelenošedých ílov. Slienité íly sú zriedkavé. Na báze panónu je mocná poloha hrubozrnných kremitých pieskov a drobných štrkov s úlomkami panónskej makrofauny; aj mikrofauna je vcelku typická a zhoduje sa s inými областami.

S a r m a t. Na vrchole štefanovskej štruktúry dosahuje jeho mocnosť 120 až 150 m a mení sa podľa polohy vo vzťahu k zlomom. Smerom k úpadu vrstiev mocnosť sarmatu narastá a v oblasti medzi obcami Smolinské a Letničie dosahuje už 270 m. Západne od Smolinského sme vrtbou I zistili mocnosť 330 m.

Litologicky tvoria sarmat zelenošedé slienité íly s polohami pieskov; bežné sú aj vložky štrkov. Korelačne významné sú polohy pestrých a čierne pružkových slienitých ílov.

V celom súvrství sa vyskytuje hojná sarmatská makrofauna i mikrofauna. V niektorých polohách, hlavne pri báze súvrstvia býva hojný zuhoľnatený rastlinný detritus.

Bázu sarmatu tvorí transgresívny piesčitý obzor, ktorý býva obvykle spevnený vo vápnitý pieskovec. Stmeleníím sa tento obzor líši od nadložných sarmatských pieskov i od piesčitých polôh vo vrchnom tortóne, čo uľahčuje určenie hranice sarmat—tortón na hlbinných vrtbách.

T o r t ó n. V študovanej oblasti je vyvinutý len vrchný tortón; spodný sa uvádza len z vrtby I (JZ od Smolinského). Tu bol pôvodne určený len v mocnosti 80 m. Zvyšok litologicky neodlišiteľného a faunisticky netypického súvrstvia v hĺbke 1200—1450 m bol radený k 4. pásmu vrchného helvéty. Roku 1958 upozornil V. Špička (v internej zpráve ČND), že podstatnú časť tohto súvrstvia možno na základe korelácie s okolitými областami zaradiť do spodného tortónu.

Vrchnú časť vrchnotortónskeho komplexu v Petrovej Vsi tvorí maximálne 140 m mocná poloha, v ktorej sa striedajú svetlošedé vápnité piesky so slienitými ílmi. Je to brakická sublitorálna fácía vrchného tortónu, ktorá predstavuje pobrežný vývoj zóny aglutinácií až bolivino-buliminovej. V súvrství sa vyskytuje hojná tortónska makrofauna. Pod týmto komplexom je 30—40 m mocná poloha šedo-zelených, miestami až trávovo zelených ílov, s faunou, ktorú pozorujeme aj v helvéte, kde je však allochtónna. Túto faunu reprezentujú obvykle drobné typy

* Rozdelenie panónu na vrchný, stredný a spodný je podľa staršieho delenia tohto súvrstvia. Dnes delíme panón iba na spodný a vrchný. Pretože však v našej oblasti možno stredný panón (zóna E) dobre identifikovať, používame tu toto presnejšie delenie.

boliviín, globigerín, cibicídov, jadier koscínodiskov a úlomky molusiek. Smerom k Smolinskému sa mocnosť tejto polohy zväčšuje na 80 m. Bázu vrchného tortónu tvorí 5—12 m mocný obzor stredne zrnitého piesku, spravidla spevneného vo vápnitý pieskovec.

Najvyššia časť vrchného tortónu býva vyvinutá vo fácií s charakteristickou lagunárnou sedimentáciou a obsahuje premiestnenú staršiu miocénnu až paleogénnu faunu. Svojím regresívnym charakterom odpovedá zrejme pestrej sérii (T. Buda y 1956).

Helvét. V opisovanej oblasti je vyvinutý len vrchný helvét, ktorého mocnosť dosahuje až 440 m. Vo vyšších polohách je však denudovaný. Charakteristickým materiálom sú zelenošedé až šedé piesčité slienité íly. Helvét sa vyznačuje stálymi, i keď málo početnými piesčitými polohami. Faunisticky charakterizuje vrchný helvét prevažne bohatá marínna, spravidla robulová fauna. V nadloží týchto bohatých vrstiev sa vyskytuje ochudobnená poloha s netypickými spoločenstvami; aj smerom do podložia prechádza robulové pásmo do ochudobnenej polohy, charakterizovanej výskytom formy *Uvigerina bononiensis primiformis* Papp & Turn. a *Uvigerina bononiensis compressa* Cush. Vedúcimi formami vrchného helvéta sú *Robulus submamilligerus* (Cush.), *Uvigerina graciliformis* Papp & Turn. a *Bulimina striata* d'Orb.

Spodný burdigal. Najvyššiu časť litologického sledu ca 140 m mocnú tvoria šedé až svetlošedé, často vrstvovité íly a slienité íly s málo početnými a nestálymi piesčitými polohami. Toto súvrstvie býva charakterizované zhlukmi mikrokryštalického pyritu. V niektorých polohách sa hojne vyskytuje zuhoľnatený rastlinný detritus. Ďalším petrografickým elementom smerom dolu je 40—100 m mocný piesčitý komplex, tzv. štefanovský piesok; budujú ho svetlošedé jemne sludnaté, slabo slienité jemnozrnné piesky, pri báze až drobné štrky. Burdigalský vek tohto komplexu dokazujú hrubo skulpturované ostrakódy, ktoré v helvéte chýbajú. Inak je tento komplex temer sterilný. Smerom dolu je piesčitý komplex vystriedaný svetlošedými až šedými slienitými ílmi. Bázu burdigalu tvorí poloha slienitého zlepenca, budovaného podložným materiálom. Južným smerom, t. j. k Smolinskému sa mocnosť burdigalu zmenšuje, čo možno pozorovať na piesčitom komplexe i na ílovitých partiách. Na vrtbe III nasadá piesčitý komplex na zlepenec. V priestore medzi vrtbami II a III burdigal vykliňuje. Vrtbou II bol síce zistený bazálny zlepenec, ale jeho stratigrafickú príslušnosť nemožno zatiaľ určiť. Nie je vylúčené, že tu ide o zlepenec helvétsky.

Faunu spodného burdigalu opisujú veľmi podrobne I. Čich a I. Zapletalová (1958).

Podložie. V podloží neogénneho komplexu sa vyskytujú miestami čokoládovohnedé, často zelenošedo škvrnité, jemne piesčité, slabo slienité íly, miestami šedozelené slienité ílovce, červenohnedo škvrnité, alebo sludnaté pieskovce s vápnitým tmelom, ktoré patria pravdepodobne pestrému eocénu.

Z fauny sa vyskytujú: *Cyclammina amplexans* Grzyb., *Thuramina* sp., *Plectina* sp., *Ammodiscus* sp., *Haplophragmoides* sp. a i. Vrtbou IV bolo navrátené jurské bradlo.

Tektonika

Na tektonickej stavbe študovanej oblasti sa podieľajú: farský, šaštínsky a svätójánsky zlom, ktoré tvoria regionálne významnú hrádzu SV—JZ smeru, tiahnucu sa od Petrovej Vsi cez Smolinské, Šaštín a Kuklov na Závod. Hrádza začína na farskej poruche, ktorá tvorí jej severné ohraničenie. Na západe je obmedzená svätójánskym zlomom, ktorého výška skoku je 150—200 m a smerom k JZ sa znižuje. Východné ohraničenie tvorí šaštínsky zlom, ktorý vyznieva severne od Malaciek. Najväčšiu výšku skoku dosahuje pri Šaštíne (400 m). Južným smerom sa hrádz postupne stráca v ústrednej depresii panvy. Predmetom tejto štúdie je severné ohraničenie hrádze. Tektonická stavba je veľmi zložitá a je podmienená stykom zlomových systémov (farského, šaštínskeho a svätójánskeho). Funkčne a geneticky možno v tejto oblasti rozlíšiť niekoľko základných skupín tektonických porúch.

1. *Zlomy porušujúce všetky neogénne súvrstvia*, včítane helvéty a burdigalu. Pri týchto zlomoch spravidla ide o značné skoky. Až na ojedinelé výnimky patria tieto zlomy k hlavným poruchovým pásmam (zlom farský, šaštínsky a svätójánsky). V sarmate a panóne sú syngenetické, čo dokazuje rozdielna mocnosť stratigraficky odpovedajúcich súvrství na poklesnutých a vysokých kryhách, na čo poukázal pri farskom a pri gbelských zlomoch už J. Janáček (1954); v štefanovskej oblasti neboli zistené odchylné pomery. Poklesy pozdĺž zlomov sú zjavné z narastania mocností na poklesnutých kryhách. Takéto narastanie mocností sa prejavuje hlavne v slienito-ílovitých partiách (K. Bílek 1952). U šaštínskeho zlomu sme ho pozorovali len v panóne. Farský zlom naopak ovplyvňuje aj mocnosť vrchného tortónu, čo bolo zistené v kútskej priekope.

Rozdielnú mocnosť vrchného helvéty na vysokej a poklesnutej kryhe pozorujeme jedine u farského zlomu, čo však neznamená, že tento zlom fungoval ako synsedimentárna porucha pri usadzovaní vrchného helvéty. Rozdielne mocnosti môžu byť spôsobené aj denudáciou, ovšem treba pripustiť, že farská porucha mohla vzniknúť pred denudáciou vrchného helvéty.

Veľké mocnosti helvéty si nemožno vysvetliť bez poklesových pohybov, ktoré však nemuseli prebiehať pozdĺž syngenetických zlomov. Z malého rozdielu mocností helvéty, závislého od štruktúrnej polohy možno súdiť, že dno helvétskeho mora bolo temer vodorovné a poklesy panvy boli regionálneho rázu. Postupná transgresia helvéty mohla byť podmienená bezzlomovým poklesom väčších častí územia.

U tektonických porúch nemožno preto vylúčiť revolučný vývoj, ktorý bol zá-

verom evolučnej periódy. V tomto prípade možno vznik zlomov spojiť s mladostýrskou fázou alpínskeho orogénu.

2. V oblasti Petrovej Vsi sme zistili zlomy smeru SZ—JV, ktoré nepokračujú do tortónu a sarmatu; sledujú teda smer vrstiev v helvéte. Odchýlky od tohto smeru možno pozorovať len v blízkosti bradlového pásma, kde sa zlomy stáčajú do smeru S—J. Zmena smeru helvétskych zlomov je tu pravdepodobne spôsobená existenciou starých porúch, viazaných na bradlové pásmo, ktoré majú s ním zhodný smer. Mocnosť helvéty nie je závislá od tejto tektoniky. Výška skoku jednotlivých zlomov je síce pomerne malá (10—30 m), miestami sa však vytvorili celé série medzikrýh. Sumárna výška skoku zlomov dosahuje v týchto prípadoch značnú hodnotu. Zmeny mocností na najvyšších a najnižších kryhách sme však nezistili.

Na báze tortónu nie sú už tieto zlomy, až na ojedinelé výnimky, pozorovateľné. Vznikli pravdepodobne medzi regresiou a denudáciou helvéty.

Ako dôkaz epigenetickej povahy týchto zlomov, i keď neúplne presvedčujúci, možno uviesť tiež skutočnosť, že sme pri nich nepozorovali vleký.

3. Okrem opísaných zlomov treba v oblasti Petrovej Vsi poukázať na poruchy, ktoré sa prejavujú len v mladších súvrstviach. Ide tu spravidla o menšie zlomy, ktoré z hľadiska naftovej geológie majú podradný význam. Netvorí súvislé tektonické línie a prejavujú sa len lokálne. Majú smer S—J i SV—JZ a vznikli pravdepodobne ako dôsledok zosadania ílov v mladších súvrstviach, takže do zhustených helvétskych sedimentov už nezasahujú a končia v tortóne, kde vplyvom väčšej piesčitosti bolo zosadenie minimálne. Ich výška skoku smerom do hĺbky spravidla klesá. Pri vzniku týchto zlomov hrali určite nemalú úlohu i mladé pohyby po hlavných poruchách. Mechanizmus vzniku takýchto zlomov vysvetľuje podrobne i M. D l a b a č (1956).

Zistenie samostatných zlomov v helvéte oblasti Petrovej Vsi a Štefanova, ktorý je dnes dôležitým naftonosným súvrstvím, má z hľadiska geologického prieskumu veľký význam. Naftové ložiská sa totiž viažu prevažne na túto tektoniku. Jej vyhľadávanie je preto prvoradým, avšak zložitým problémom. Vzhľadom na malú výšku skoku je sledovanie týchto zlomov často značne obťažné.

Tektonika vrstiev v opisovanom území vykazuje značné rozdiely podľa jednotlivých súvrství. Burdigál generálne stúpa smerom SV pod uhlom ca 19°; zistili sme však i väčšie úklony, čo svedčí o tom, že toto súvrstvie bolo zvrásnené. Amplitúda vrás je však pomerne malá.

Mocnosť burdigálu narastá smerom stúpania vrstiev, čo sa prejavuje v burdigále ako celku i v jednotlivých litologických zónach. Medzi vrúbami III a II sa burdigál vyklíňuje. Vruba II zastihla len zlepenec, ktorých stratigrafická príslušnosť je zatiaľ sporná; začínajú priamo na báze helvéty a je pravdepodobné, že patria do helvétskeho sedimentačného cyklu. Stratigraficky významnú faunu sme v nich zatiaľ nenašli.

Podobne sa vyklíňuje burdigal na svahu bradlového pásma, ktoré bolo bezpečne zistené vrtbou IV, navŕtanim titónskeho vápenca. Vrtba IV prešla podobne ako vrtba II z vrchného helvéty priamo do podložia, hoci na štruktúrne nižšie položených vrtbách je ešte burdigal vyvinutý.

Helvét stúpa smerom SV pod uhlom 19° bez podstatnejších odchýliek. Ako už bolo uvedené, helvétske vrstvy sú intenzívne porušené zlomami, avšak zvrásnenie sme nepozorovali.

Tortón stúpa pod uhlom 14° k VSV (azimut 66°) a v štruktúrnych mapách na jeho spodnej hranici pozorovať mierne zvlnenie, spôsobené asi nerovnosťami helvétskeho podkladu. Smerom k úpadu vrstiev sa mocnosť tortónu zväčšuje. Ide tu o narastanie mocnosti, spôsobené jednak poklesávaním dna, jednak oddenudovaním častí tortónu vo vyšších štruktúrnych polohách.

Sarmat a panón stúpa východným smerom pod uhlom 6° . V blízkosti väčších zlomov sa vytvorili vleký. Inak vrstvy nie sú zvrásnené a ich stúpanie má len nepatrné odchýlky od generálneho smeru.

Paleogeografia a sedimentológia

Počiatkom burdigalu vzniká v našej oblasti sedimentačná panva, ktorá je súčasťou Paratetidy a bola s ňou spojená širokými morskými úžinami.

Transgresia sa vyznačuje typickými zlepenkami. V oblasti Petrovej Vsi a Smolinského možno určiť na základe zmeny mocnosti burdigalu aj priebeh pobrežnej línie, ktorá tu má smer približne SZ—JV.

V SV časti územia je burdigal mocný až 500 m. Smerom na JZ sa jeho mocnosť postupne zmenšuje, až medzi vrtbami II a III sa celkom vyklíňuje. Ubývanie mocnosti sa neobmedzuje len na najvyššiu časť súvrstvia, kde v období stratigrafického hiátu medzi spodným burdigalom a vrchným helvétom prebiehala denudácia; môžeme ho pozorovať i na mohutnom piesku v strednej časti burdigalského rezu. Mocnosť piesku sa JZ smerom zmenšuje zo 140 m na vrtbe IV na 90 m (vrtba II) a 20 m (vrtba III). Podobne sa zmenšuje i mocnosť súvrstvia slienitých ílov medzi týmto pieskom a bazálnym zlepencom, takže na vrtbe III prakticky splýva piesčitý komplex so zlepencom.

Veľké zmeny mocnosti burdigalu na pomerne malé vzdialenosti svedčia o synsedimentárnom poklesávaní dna a o blízkosti pobrežia, čo malo za následok rýchle pribúdanie sedimentov.

Okrem toho mocnosť burdigalu je závislá aj od nerovnosti podložia. Najlepšie to vidíme v blízkosti bradiel, ktoré tvoria ostrovy vo vtedajšom mori. Na ich svahoch je mocnosť burdigalu menšia. Vrchol bradla, zisteného vrtbou VI nie je burdigalskými sedimentmi vôbec pokrytý.

Počas sedimentácie bola SV časť hlbšie než juhozápadná a vrstvy stúpali smerom k JZ. Dnes sú pomery opačné, a burdigal dosahuje na styku farského a šaš-

tínskeho zlomu maximálnu štruktúrnú polohu. Možno teda povedať, že v období stratigrafického hiátu medzi spodným burdigalom a vrchným helvétom došlo k inverzii burdigalského reliéfu i tektoniky vrstiev. V tom zmysle možno si logicky vysvetliť aj vznik veľkého burdigalského piesku, ktorý sa javí ako typický pobrežný sediment. O pobrežnej povahe veľkého piesku svedčí aj jeho tauna, prevažne veľmi chudobná. Vedľa morských elementov je vždy prítomná tiež tauna brakická, ktorá je niekedy dokonca v prevahe.

Na inverziu burdigalu a pobrežný charakter burdigalského piesku v oblasti Petrovej Vsi upozorňuje aj M. D l a b a č (1958).

Nadložené, prevažne ílovité súvrstvie sa vyznačuje chudobnými spoločenstvami. Smerom hore prechádza do sterilného súvrstvia, čo svedčí o nepriaznivých ekologických podmienkach. V podloží vrchného helvéta nastupuje vysladená fácia obsahujúca často nápadne mnoho zuholnatených rastlinných zvyškov. Všetky tieto znaky poukazujú na blízkosť pobrežia a potvrdzujú hlavne regresívny charakter horných partií burdigalu.

Helvétsku transgresiu litologicky vyznačuje ca 5 m mocná piesčitá poloha — jemnozrnný piesok so značným percentom ílovitého materiálu. Jeho vývoj je horizontálne i vertikálne pomerne stály. Mocnosť tohto obzoru sa pohybuje okolo 5 m a podstatnejšie zmeny sú výnimkou. Podobne sme nezistili ani väčšie zmeny v granulometrickom zložení piesku, a to ani horizontálne ani vertikálne. Výnimkou je oblasť v bezprostrednej blízkosti bradlového pásma. Tu pozorujeme pribúdanie mocnosti i zväčšovanie zrna. Pribúda tiež vápnitý materiál. Tieto znaky ukazujú, že bradlové pásmo sa prejavovalo morfológicky ešte v dobe helvétskej transgresie a poskytovalo materiál pre stavbu bazálneho helvétskeho piesku. Je to ďalší dôkaz toho, že burdigalské sedimenty neprikryli bradlové pásmo.

Faunisticky charakterizuje helvétsku transgresiu nástup bohatej, prevažne robulovej fauny; ojedinele sa vyskytujú i premiestnené prvky.

V helvéte sú na našom území v porovnaní s burdigalom lepšie životné podmienky pre rozvoj fauny. Až na ojedinelé ochudobnenie spojené prevažne s piesčitou sedimentáciou je morská fauna bohatá. Len v bazálnej časti sa ojedinele vyskytujú brakické prvky (dokazujúce blízkosť pobrežia).

Sedimentácia prvých 250 m helvéta sa vyznačuje dosť hojnou piesčitosťou. Pomer pieskov a piesčitých slienitých ílov je v oblasti Petrovej Vsi asi 1 : 5. Smerom k Smolinskému piesčitosť ubúda, avšak v zásade ostáva charakter súvrství ten istý. Hlavné piesky sú na vrúbkách z týchto oblastí dobre korelovateľné, čo svedčí o tom, že zmeny sedimentačných podmienok v helvéte mali v študovanej oblasti regionálny ráz.

Vertikálne vzdialenosti pieskov i mocnosť opisovaného súvrstvia ostávajú v celej dosiaľ známej oblasti nezmenené. To znamená, že dno poklesávalo v celej oblasti rovnomerne.

V nadloží piesčitého súvrstvia [ktoré T. B u d a y (1955) označil názvom

týnecké piesky], nasleduje obdobie kludnej slienito-ílovej sedimentácie. Po sedimentácii 100 m mocného súvrstvia slienitých ílov dochádza k postupnému splytčovaniu. Fauna plytkého neritika, zníženie salinity a pribúdanie piesčitých polôh nasvedčujú tomu, že dochádza k postupnej regresii helvétskeho mora.

Počiatkom mladoštýrskej fázy alpinského orogénu sa skončila sedimentácia helvéty. Po regresii helvétskeho mora boli sedimenty helvéty intenzívne denudované; miestami, napr. na štefanovskom svahu je oddenudovaný celý helvét.

Následkom orogenetických pohybov vznikol v oblasti Petrovej Vsi medzi vrchných helvétom a vrchným tortónom stratigrafický hiát; medzi týmito súvrstviami je výrazná uhlová diskordancia.

Tortón transgredoval bazálnym pieskom cez zarovnaný helvétsky povrch. Nie je dosiaľ známe, či táto transgresia prekryla i štefanovskú eleváciu, kde sa dnes tortón vyklíňuje. I keď zo spôsobu vyklíňovania niektorých tortónskych pieskov usudzujeme, že aj tortón podľahol denudácii (piesky končia na denudačnej ploche priamo, bez predbežného náznaku vyklíňovania), treba pripustiť, že najvyššie časti elevácie vyčnievali nad povrch plytkého tortónskeho mora. Smerom k vrcholu pozorovať ubúdanie mocnosti tortónu i mimo najvyššie súvrstvie, denudované v tomto úseku. Pôvodná hranica rozšírenia tortónu boia po regresii korigovaná denudáciou.

Celý vrchný tortón v opisovanej oblasti charakterizuje komplex pieskov oddelených od seba slienito-ílovitými vložkami. Celkový vývoj poukazuje na sedimentáciu blízko pobrežia, pričom dochádzalo k častým osciláciám hladiny. Tortón Petrovej Vsi má lagunárny ráz. More v našej oblasti pravdepodobne netvorilo súvislú plochu a sedimentácia bola nepokojná. Smerom k Smolinskému síce čiastočne pribúda ílovitá hmota, ale sedimenty i fauna majú vysladený charakter. Koncom tortónu sa dno znova vyzdvihlo. Slienito-ílované vložky medzi pieskami sú pestré (pestrý regresívny tortón; T. B u d a y 1955, 1956).

Koncom tortónu došlo k prerušeniu sedimentácie a denudácii, ktorá porušila povrch tortónu. Obdobie denudácie trvalo pomerne krátko, má však vplyv na zmenšenie mocnosti tortónu. Narastanie tortónskych sedimentov k úpadu vrstiev, t. j. smerom k ZJZ je ovplyvnené dvoma faktormi: na jednej strane tu pôsobí normálne vyklíňovanie vrstiev na svahu štefanovskej elevácie, a na druhej strane synsedimentárne poklesávanie dna. Jeho intenzita smerom do vnútra panvy vzrastala.

Sedimentácia sarmatu začína transgresívnym pieskom, uloženým na tortóne diskordantne. Táto diskordancia je dokázaná rozdielnym smerom a úklonom vrstiev v sarmate a tortóne. O transgresívnom charaktere sarmatu tu nemožno pochybovať, pretože v Štefanove nasadá priamo na helvét a na vrchole elevácie dokonca na burdigal. Sarmatské more prekrylo v nami opisovanej oblasti aj tie územia, ktoré tortónska transgresia nezasiahla.

Sedimentácia sarmatu prebiehala v pomerne plytkej vode. Vyznačovala sa se-

dimentáciou slienitých ílov prerušovanou jemnozrnnými pieskami, čo možno pokladať za následok oscilácií hladiny. Usadením 1 a sarmatského obzoru skončila sarmatská sedimentácia, a prišla nová regresia mora. Že na štefanovskej elevácii bola medzi sarmatom a panónom prerušená sedimentácia, dokazuje práve skutočnosť, že sarmat tu končí 1 a pieskom. Stratigraficky odpovedá tento obzor až 19 piesku v oblasti V. Bílovíc (M. D l a b a č 1958). Najvyššia časť zóny s *Nonion granosum* sa teda v našej oblasti neusadila.

Poznámky k naftonosnosti a pôvodu nafty

Priemyselná ťažba nafty bola získaná z bazálnych zlepenčov, burdigalu, helvéty a sarmatu. Obzory nájdené v tortóne neboli zatiaľ vyskúšané.

K zaujímavým výsledkom dospejeme porovnaním špecifickej váhy nafty z jednotlivých stratigrafických stupňov. V bazálnych zlepencoch bola zistená ľahká benzinická nafta o špec. váhe $0,780 \text{ gr/cm}^3$; v burdigalských pieskoch, ktoré nemajú priamy kontakt s podloží, má nafta špec. váhu $0,904 \text{ gr/cm}^3$. Smerom hore, t. j. v helvéte šp. váha klesá až na $0,81 \text{ gr/cm}^3$. Na báze sarmatu má nafta šp. váhu opäť $0,921 \text{ gr/cm}^3$.

Na základe tohto rozboru možno vysloviť domnienku, že ložiská v oblasti Petrova Ves—Štefanov sú výsledkom troch migračných a genetických cyklov oddelených od seba nielen hĺbkove, ale i časove.

Nafta v bazálnych zlepencoch je pôvodom z podložia, kde boli zistené len ľahké nafty. Podložná nafta mohla migrovať do zlepenčov, ktoré nie sú od podložia izolované, ale nedostala sa do burdigalských a helvétskych pieskov, aspoň nie v takom množstve, aby mohla podstatnejšie ovplyvniť zloženie nafty z týchto súvrství.

Pri báze helvéty a v najvyššej časti burdigalu, ktoré geneticky s podložím nesúvisia, je nafta o váhe $0,904 \text{ gr/cm}^3$. Smerom hore šp. váha postupne klesá, čo je zrejme výsledkom vertikálnej migrácie, keď do stratigraficky vyšších pieskov vnikali postupne nafty obohatené o ľahšie frakcie, ktoré lepšie prekonávali fyzikálne prekážky. Naše vysvetlenie ovšem predpokladá, že burdigalská a helvétska nafta vznikla priamo v tých súvrstviach, v ktorých sa dnes nachádza.

Nemožno však vylúčiť možnosť, že na dnešných vlastnostiach helvétskej a burdigalskej nafty sa podieľa i nafta podložná, z ktorej sa najľahšie frakcie mohli dostať vertikálnou migráciou do burdigalu a helvéty, takže dnešná helvétska a burdigalská nafta je zmesou podložných a helvéto-burdigalských živíc. Z veľkých rozdielov v šp. váhe však vyplýva, že podložná ropa tu tvorí len podradnú zložku výslednej zmesi.

Podobnú závislosť ako v helvéte možno pri šp. váhe nafty pozorovať i v sarmate. Pokles váhy je tu však menej výrazný. V prospech samostatnej migrácie svedčí tiež veľký rozdiel v šp. váhe nafty medzi helvétom i sarmatom. Je pravde-

podobné, že sarmatské ložiská vznikli ako výsledok vrstevnej migrácie, takže váhová gradácia nie je natoľko závislá od stratigrafickej hĺbky uloženia.

Všetky uvedené zistenia svedčia o tom, že pôvod neogénnej nafty treba hľadať v neogéne samom. Požiadavkám kladeným na matečné horniny najlepšie vyhovuje burdigal, ktorého litofaciálny charakter plne vyhovuje genéze nafty a zemného plynu (M. D l a b a ě 1958).

Dobu migrácie nafty do helvétskych pascí možno určiť na základe niektorých zistení pomerne presne.

V helvétskych obzorochoch sme zistili, že ložiská pokračujú, ak je pasca dost výrazná, i v bazálnom tortónskom, príp. sarmatskom obzore až za hranicu diskordancie. Tu sa spájajú dva druhy pieskov, napríklad bazálne tortónske obzory a náš helvétsky piesok. Preto predpokladáme, že tou istou naftou sú nasýtené obidva obzory. Táto skutočnosť nebola doteraz potvrdená čerpacími pokusmi z bazálneho tortónskeho obzoru, ale pozitívne olejové stopy v bazálnom tortónskom piesku a pozitívne výsledky z helvéty, na hraničných sondách svedčia o tom, že naša úvaha je správna. Keď ložisko v tortóne alebo sarmate nie je v smere stúpania vrstiev ohraničené, aj najvyššie kryhy v helvéte bývajú zavodené. Z toho vyplýva, že helvétske ložiská vznikli buď počas, alebo po ukončení sedimentácie sarmatu, v žiadnom prípade pred ňou. V opačnom prípade by nemohli existovať ložiská totožnej nafty až za diskordantnou hranicou helvét-tortón alebo helvét-sarmat. Keby helvétske ložiská boli existovali už pred usadením tortónu, museli by v najvyšších polohách byť produkty asfaltizácie. Zavodenie niektorých najvyšších krýh možno vysvetliť nedostatkom pascí v tortóne, a nie degeneráciou ložísk v najvyšších štruktúrnych polohách.

Helvétske ložiská netvoria jeden celok; v skutočnosti skoro každá tektonická jednotka je samostatným ložiskovým celkom s vlastnou okrajovou vodou. Smerom k úpadu vrstiev nemožno preto vylúčiť prítomnosť ďalších ložísk za predpokladu, že sú tu prítomné zlomy, ktoré by tvorili vhodné pasce.

Najlepším príkladom toho je produktívna kryha Smolinské, kde na štruktúrnej línii — 800 až — 900 m sú pozitívne tie isté obzory ako v Petrovej Vsi so štruktúrnou výškou 300 až 400 m. Obe ložiská sú od seba oddelené okrajovou vodou.

Záver

Hlbinným prieskumom bola vyriešená geologická stavba ložísk. O študovanej oblasti celkove možno povedať, že jej geologické pomery sú v hrubých rysoch vyriešené. Ostáva definitívne vyriešiť otázku stratigrafickej polohy vrchného helvéty, čo je aktuálne v poslednej dobe. Niektoré výsledky hlbinných vrtieb ukázali, že doterajšie zaradenie vrchného helvéty Petrovej Vsi do pásma III nevyhovuje novým geologickým zisteniam. Je pravdepodobné, že vrchný helvét Petrovej Vsi patrí do pásma I. Doteraz nespracovaný ostal JV svah bradlového pásma. Nová

vysunutá vrstva ukazuje, že tu možno v helvéte a v burdigale predpokladať obdobné pomery ako v preskúmanej oblasti a že nemožno vylúčiť ani prítomnosť ložísk podobného typu ako v helvéte Petrovej Vsi a Smolinského. Zistenie nových ložísk závisí od prítomnosti vhodných tektonických pascí a kolektorov. Ako tesniace elementy môžu slúžiť aj zlomy o nepatrnej výške skoku, a preto sa treba v budúcnosti zamerať práve na riešenie tejto zlomovej tektoniky.

V tortóne sa zatiaľ nezistili priemyselné zásoby nafty. Perspektívny ostáva bazálny — tortónsky obzor, u ktorého nemožno vylúčiť nasýtenie cez diskordantnú plochu helvét — tortón.

Sarmat a panón boli v opisovanej oblasti dokonale preskúmané a v budúcnosti nemožno v nich predpokladať dôležitejšie nahromadenie živíc.

Z hľadiska geológie panvy je dôležité zistenie epigenetických smerných zlomov v helvéte. Ostáva vyriešiť ešte povahu farskej poruchy v helvéte prípadne burdigale, čo je vzhľadom na nedostatok materiálov z rôznych krýh zatiaľ nemožné.

Napokon dôležitá je i zistenie inverzie vrstiev a povrchu v burdigale, čo podstatne znižuje perspektívnosť tohto súvrstvia. Burdigalské piesky sa na pôvodnom severnom okraji, t. j. smerom do panvy vyklíňujú, čo nie je pri ich dnešnej polohe vhodným tesnením (M. Dlača 1958).

Nakoniec ďakujem dr. Jozefovi Janáčkovi za mnohé poskytnuté rady pri mojej práci.

LITERATÚRA

- [1] Andrusov D., 1937: „O vzniku vnitroalpské pánve Vídeňské“, Příroda, XXX, Brno.
— [2] Andrusov D., 1938: „Karpathen Miozän und Wiener Becken“. Petroleum XXXIV, č. 27, Viedeň. — [3] Bílek K., 1952: „Výroční geologická zpráva o výzkumné vrtní činnosti v oblasti Štefanov“, Zpráva ŠND. Geofond. — [4] Bílek K., 1953: „Příspěvek k poznání neogénu v oblasti obcí Štefanov—Letničie“. Práce Moravskoslezské akademie věd přírodních XXV, spis 14, sešit 9—10. — [5] Bílek K., 1954: „Předběžná výroční zpráva za rok 1954 oblasti Štefanov“. Zpráva ČND. Geofond. — [6] Bílek K., 1954: „Závěrečná geologická zpráva o průzkumné vrtní činnosti z oblasti Petrová Ves za rok 1953—1954“. Zpráva ČND. Geofond. — [7] Buday T., 1955: „Stratigrafie spodního a středního miocénu hlavních oblastí dolnomoravského úvalu“. Zprávy ÚÚG Praha, archiv ÚÚG Praha. — [8] Buday T., 1955: „Současný stav stratigrafických výzkumů v spodním a středním miocénu dolnomoravského úvalu“. Věst. ÚÚG, XXX, Praha. — [9] Buday T., Čícha I., 1956: „Nové názory na stratigrafii spodního a středního miocénu dolnomoravského úvalu a Pováží“. Geologické práce, Zošit 43, Bratislava. — [10] Čícha I., Zapletalová I., 1958: „Poznámky ke stáří bazálních miocenních klastik v oblasti Štefanova a Petrovy Vsi ve Vídeňské pánvi.“ Věst. ÚÚG XXXIII, č. 6, Praha. — [11] Dlača M., 1956: „Příspěvek k řešení tektoniky steinberského zlomu v severní části Vídeňské pánve.“ Práce ústavu pro naftový výzkum, Brno. Publikácia č. 23—25. — [12] Dlača M., 1958: „Řešení otázek akumulace nafty a zemního plynu v helvetu a burdigalu Vídeňské pánve.“ Zpráva VÚN Brno. Geofond. — [13] Dlača M., 1958: „Akumulace nafty a plynu v sarmatu a tortonu československé části vnitroalpské vídeňské pánve.“ Práce ústavu pro naftový výzkum Brno. Publikácia č. 42. — [14] Janáček J., 1954: „Nové tektonické a tekto-

genetické poznatky čs. části vnitroalpské pánve." Sborník ÚÚG, XXI. Praha. — [15] Janáček J., 1954: „Předběžné výsledky studia paleogeografie a tektogenese staršího miocénu v oblasti Láb—Malacky na Slovensku." Sborník ÚÚG, XXI. Praha. — [16] Janáček J., Horčík K., 1955: „Příspěvek k poznání paleogeografie a tektogenese neogenní výplně vnitroalpské pánve Vídeňské." Rozpravy ČAV 65/2, Praha. — [17] Janoschek R., 1943: „Das Inneralpine Wiener Becken." I. vyd. Geologie der Ostmark. Viedeň. — [18] Pagáč Ivan, 1958: „Výsledky hlbinného prieskumu v oblasti medzi ložiskom Petrová Ves a Šaštínom." Zpráva ČND. Archiv ČND. — [19] Pokorný V., 1948: „K otázce hranice sarmatu a pannonu ve Vídeňské pánvi." Příroda č. 8—9, roč. 40, Praha. — [20] Špička V., 1958: „K otázce hranice torton—helvet v čs. části Vídeňské pánve." Zpráva ČND. Archiv ČND. — [21] Urban K., 1946: „Příspěvek k poznání hlubšího miocénu v jižním okolí Hodonína." Sborník St. GÜ, XIII. Praha.

IVAN PAGAC

BEITRAG ZUR GEOLOGIE DES UNTEREN UND MITTLEREN MIOZÄNS DES WIENER BECKENS IM GEBIETE VON PETROVÁ VES UND SMOLINSKÉ

Der Aufbau des Neogens im NW-Teil des Wiener Beckens im Gebiete der Gemeinden Štefanov, Letničie, Petrová Ves und Smolinské ist durch das Zusammentreffen dreier Bruchsysteme — des Svätójaner, Šaštíner und Farer Systems — bedingt. Die Hauptbrüche sind im Pannon, Sarmat und Torton syngenetisch. Die Genese des Farer Bruches im Helvet ist noch nicht erklärt. Ausser den Hauptbrüchen existieren aber in diesem Gebiet auch Brüche, die sich nur im Helvet geltend machen, ohne sich in die jüngeren Schichtenfolgen auszubreiten. Diese vornehmlich in NO—SW-Richtung verlaufenden Störungen sind im Helvet offensichtlich epigenetisch.

Das Unterburdigal greift mit basalen Konglomeraten in das Paläogen und Klippenzone der Kreide hinüber. Die ausgeprägteren Unebenheiten des Liegenden werden von burdigalischen Sedimenten nicht überdeckt (Klippen). Das Burdigal erreicht seine grösste Mächtigkeit in der Gipfelung der heutigen Struktur. In der Periode des stratigraphischen Hiatus zwischen Unterburdigal und Oberhelvet trat eine Inversion der Schichten und der Oberfläche des Burdigals ein.

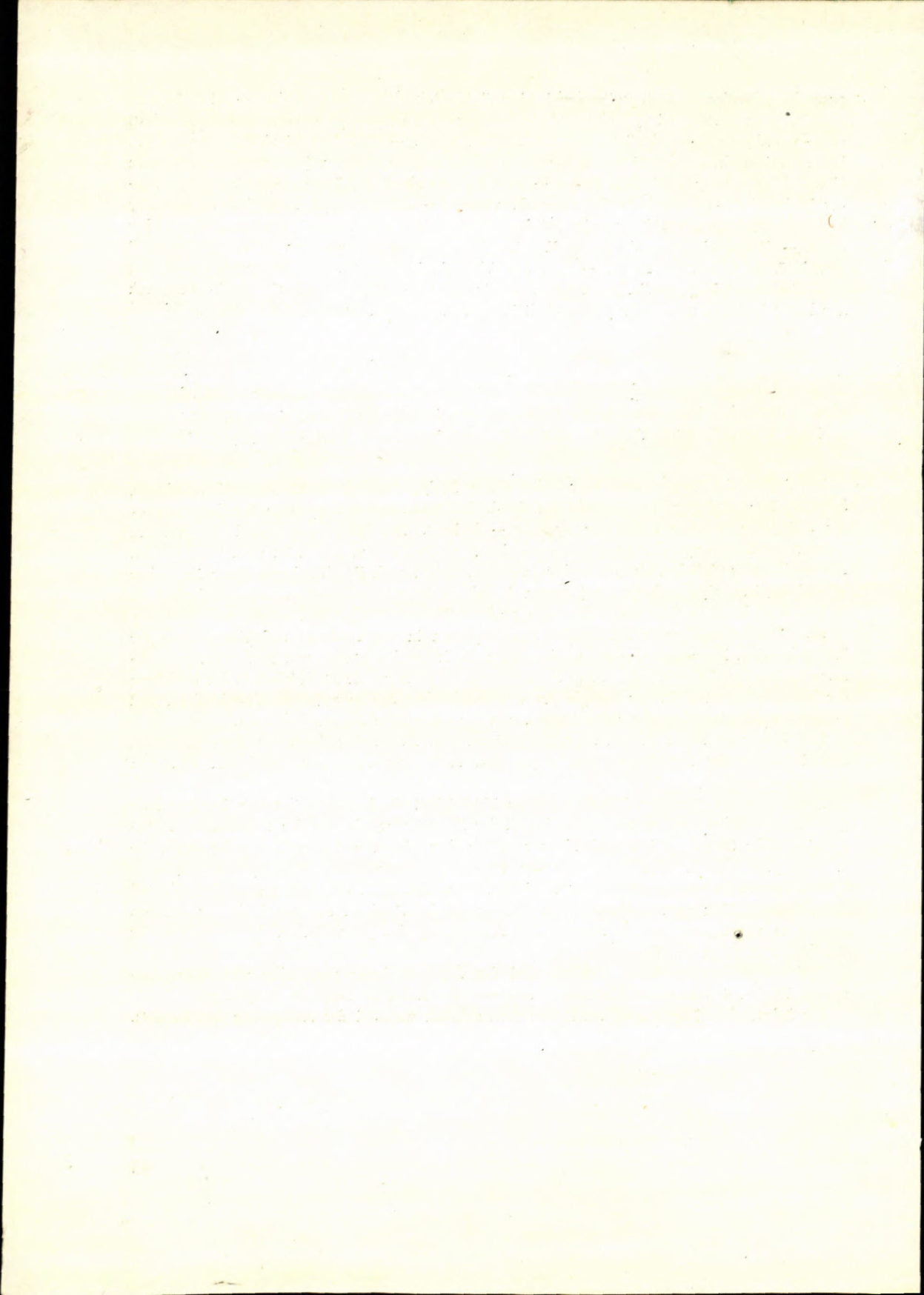
Das Helvet keilt sich in den Elevationsgebieten aus. Es ist dies die Folge einer intensiven Denudation in der Periode des stratigraphischen Hiatus zwischen dem Oberhelvet und dem Obertorton.

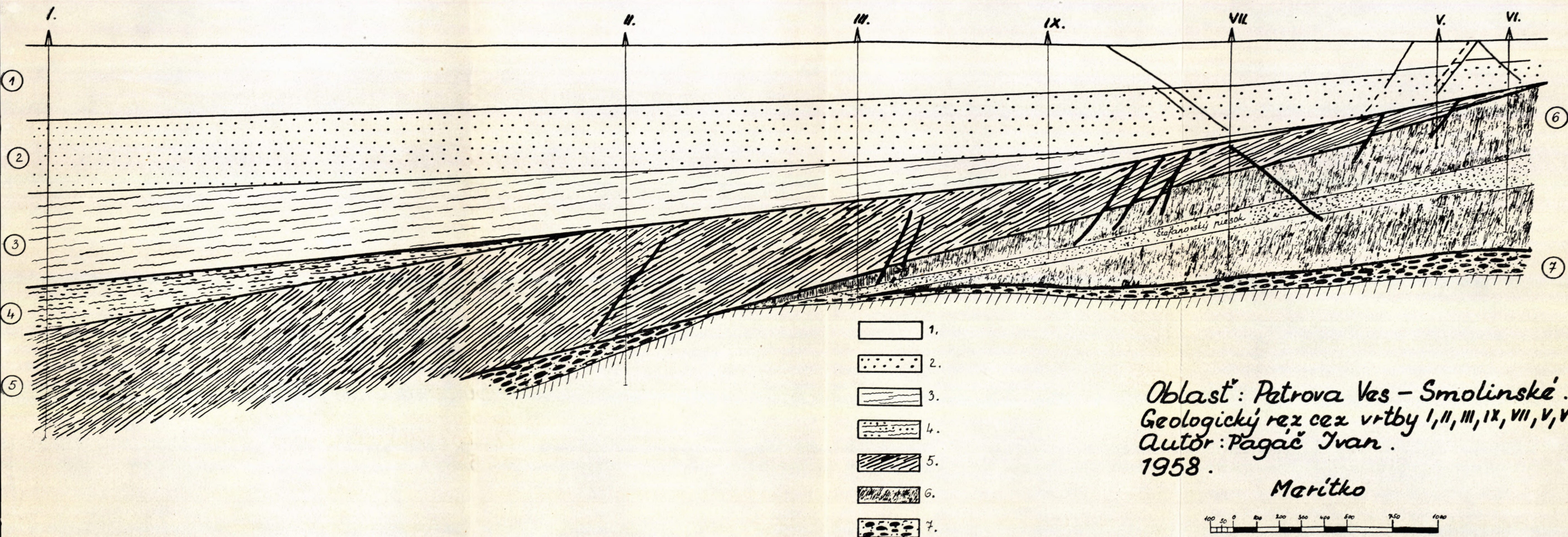
Das Obertorton nimmt in NO-Richtung an Mächtigkeit ab. Im Oberteil seiner Struktur keilt es sich ebenfalls vollständig aus. Der Oberteil der Elevation wurde von der tortonischen Transgression nicht überflutet. Die Diskordanz zwischen dem Helvet und dem Torton ist durch die unterschiedliche Richtung und Neigung der Schichten nachgewiesen.

Das Sarmat ist von transgressivem Charakter. Seine Sedimente überdecken auch den Oberteil der Elevation. Hier setzt das Sarmat unmittelbar an das Burdigal an. Am Ende des Sarmats kommt es zur Regression des Meeres. Die Ausbreitung des pannonischen Süßwassersees ist ebenfalls eine Folge der Transgression.

Die Erdölvorkommen dieses Gebietes sind das Ergebnis dreier genetischer und Migrationszyklen. Das in den neogenen Kollektoren angesammelte Erdöl ist neogenen Ursprungs.

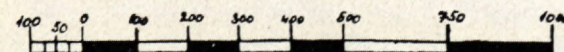
Die helvetischen Lagerstätten entstanden offensichtlich während der Ablagerung des Sarmats.





Oblast': Petrova Ves - Smolinské'.
 Geologický rez cez vrtby I, II, III, IX, VII, V, VI.
 Autor: Pagač Ivan.
 1958.

Meritko



Tektonický náčrt oblasti Petrova Ves,
 Štefanov, Smolinské kreslená na
 spodnú hranicu
 helvetu.

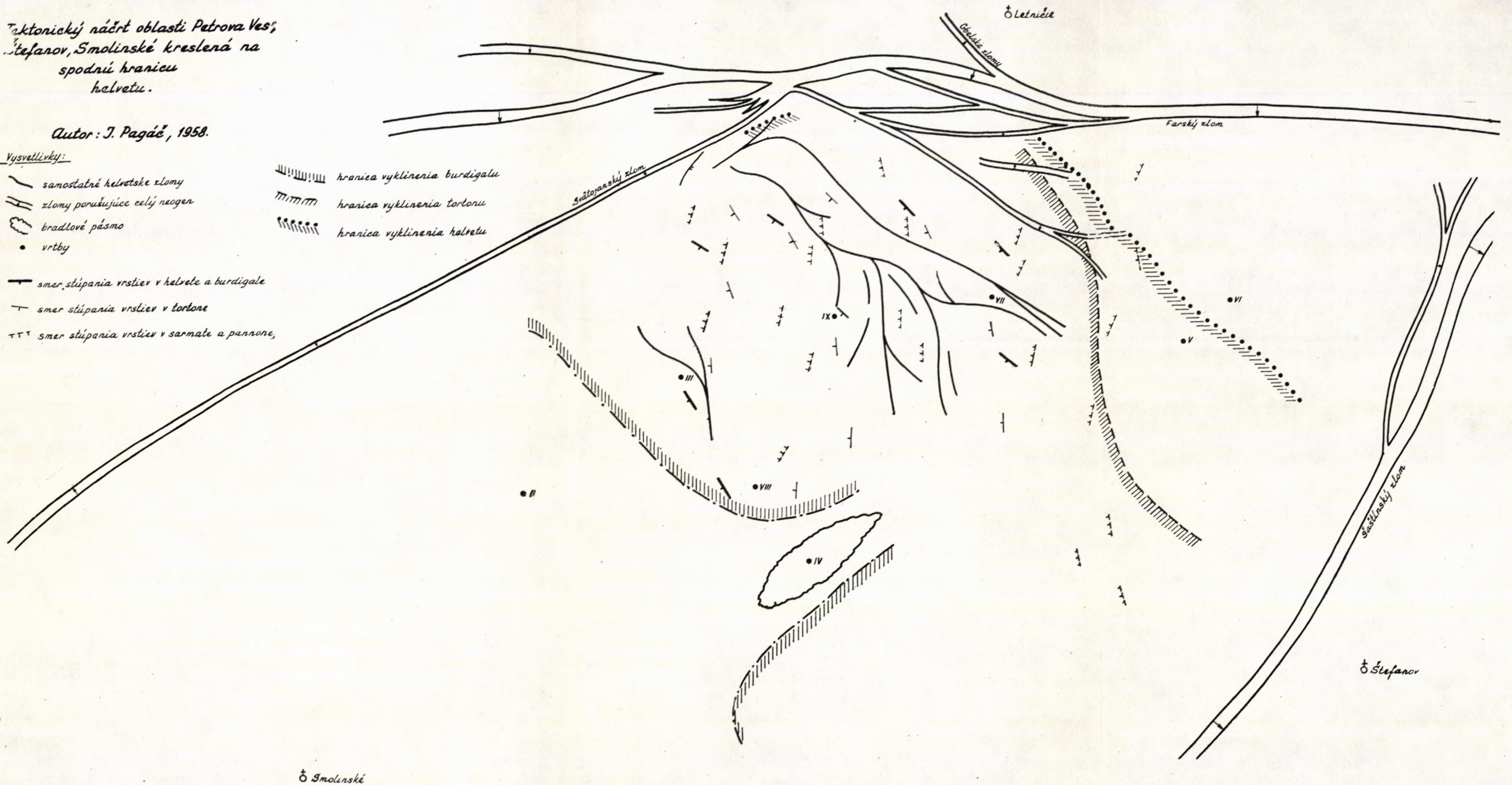
Autor: J. Pagáč, 1958.

Vysvetlivky:

- samostatné helvetske zlomy
- zlomy porušujúce celý neogen
- bradlové pásmo
- vrstvy

- smer stúpania vrstiev v helvete a burdigale
- smer stúpania vrstiev v tortone
- smer stúpania vrstiev v sarmate a pannone

- hranica vyklinenia burdigalu
- hranica vyklinenia tortonu
- hranica vyklinenia helvetu



DUŠAN KUBÍNÝ

PRÍSPEVOK KU GEOLÓGII OKOLIA TRANGOŠKY

(*Nemecké resumé*)

Úvod

Pri podrobnom geologickom mapovaní medzi Kozími chrbtami na východe a východnou odbočkou Vajskovej doliny na západe overovali sme Pb, Cu, Fe rudné výskyty v širšom okolí Trangošky. Geologická stavba týchto území je skomplikovaná rozsiahlym zasutením veľkej časti územia. Obalové mezozoikum tejto časti nízkotatranského kryštallického masívu pozdĺžnej orientácie narezávajú tu radiálne doliny Príslopského potoka, Krupovej a Trangošského potoka. Väčšina mezozoických členov trangošskej synklinoriálnej depresie nesiahajú do väčších hĺbok a na niektorých miestach vystupujú ako erozívne zvyšky na kryštallickom podloží.

V minulosti opísal Pb, Cu, Fe rudné výskyty širšieho okolia Trangošky V. Zoubek (1937). Doterajšie poznatky o geologickej stavbe a zrudnení tohto územia boli rozšírené a doplnené o nové zásadné poznatky, ktoré podávam v ďalšom.

Stratigrafia

V mapovanom území vystupujú tieto útvary:

1. nízkotatranské kryštalinikum;
2. obalové mezozoikum;
3. mladšie pokryvné útvary.

Nízkotatranské kryštalinikum predstavujú migmatity a granitoidy. Ofiolitické telesá amfibolitov vystupujú hlavne južne od mapovaného územia. Takéto ofiolitové telesá vystupujú v kryštaliniku blízko severného okraja mezozoika. Pegmatitové žily, ktoré sa bohato vyskytujú hlavne v tesnej blízkosti južného okraja mezozoika a prenikajú aj do spodnotriasového kremencového súvrstvia, vekove patria najskôr kriedovému plutonizmu, ktorý uvádzam z veporid (žula typu Hrončok) a ktorému pravdepodobne patrí aj zrudnenie tejto oblasti. Pegmatitové žily v kryštaliniku možno zdeliť do 4 genetických typov:

I. *pegmatity a aplity vysoko-orogénnej granitizácie*, ktoré sa viažu na granitoidy ortorulového charakteru typu „Kráľička“;

II. *pegmatity a aplity so šedými živcami* (analogicky s veporidnými pegmatitmi s čiernymi živcami ide o oligoklas-andeziny a mikroklíny). Tieto pegmatitové žily sú mladšie, lebo pretínajú pegmatity a aplity I, ktoré miestami metasomaticky prenikajú do svojho okolia;

III. *pegmatity a aplity s ružovými živcami* (ortoklasmi) patria mladšej pozdno-orogénnej intruzívnej fáze prašivských granitoidov, ktoré sú tu veľmi vzácne;

IV. *pegmatity a aplity muskovitické*, na niektorých miestach prenikajú do verfenských vrstiev.

Migmatity rozsiahleho kryštalinika patria k viacerým typom:

1. migmatity s prevahou injekčnej zložky, ktorá sa pravidelne strieda s pararulovou zložkou (arteritický typ);

2. migmatity s prevahou injekčnej zložky a s veľkými porfyroblastickými ortoklasmi do 5 cm;

3. migmatity s prevahou injekčnej zložky brekciovitého charakteru (nebulitický typ);

4. migmatity nepravidelných migmatizačných procesov s hojnými xenolitmi a enklávami biotitických pararúl;

5. *ptygmatitické* migmatity.

Všetky tieto typy migmatitov sú prejavom migmatitizačných procesov vysoko-orogénnej anatexickej granitickej intrúzie typu „Kráľička“ (Zoubek 1937).

Okrem uvedených typov migmatitov zistil som migmatitizačné procesy relatívne mladšie ako sú migmatitizačné a granitizačné procesy vysoko-orogénnych žúl typu Kráľička. Tieto sa prejavujú hlavne v blízkosti pegmatitových žíl s čiernymi alebo tmavosivými živcami metasomatickým prenikaním živcov do okoliťného prostredia.

Migmatitizačné a granitizačné procesy Ľumbierskych granitoidov na južnom okraji Ľumbierskeho masívu boli už opísané (Kubíný 1956).

Migmatitizačné procesy, odpovedajúce intruzívnym fázam prašivských a hrončockých žúl sa okrem pegmatitových žíl v týchto častiach nízkotatranského kryštalinika neprejavili, alebo len v nepatrnej miere.

Granitoidy sú zastúpené v petrografickej fácií usmernených kráľičských vysoko-orogénnych granitov a strednozrnnitých granodioritov, často hybridných.

Kryštalinikum, na (stratigrafickom) styku s mezozoikom bolo pred druhohornou sedimentáciou intenzívne rozrušené a zvetrané vonkajšími atmosferickými vplyvmi. Ide o typ lateritického vetrania, ktorému podliehali v perme obnažené časti hercýnskych Karpát.

Druhohorné série sú zastúpené spodným a stredným triasom. Na báze spodno-verfenských kvarcitov sú vyvinuté fialové bridlice, ktorých petrografické zloženie sčasti alebo úplne odpovedá zloženiu kryštallického podložia. Tieto vrstvy mocné

niekoľko metrov prechádzajú do kvarcitov stredno až hrubozrnných, ktoré vo vyšších častiach prechádzajú do pieskovcovo-bridličnatého súvrstvia. Prechody medzi vrstvami sú pozvoľné. V pieskovcovo-bridličnatom súvrství ojedinele sú vyvinuté tmavosivé, čiastočne bituminózne bridlice. Vo vyšších vrstvách bridličnatej časti súvrstvia vyskytujú sa ojedinelé polohy bunkovitých vápencov, prevažne žltých farieb. Vývoj vyšších verfénskych vrstiev sa na rôznych miestach líši len v detailoch. Pribúdanie karbonatických hornín vo vyšších vrstvách spodného triasu je zjavné.

Klasický profil triasových členov poskytuje najsevernejší úsek hrebeňa Veľkého Gápla od kóty 1680,2 po kótu 1727.

Sled vrstiev je nasledovný:

1. biele kvarcy;
2. ílovito-piesčité bridlice s bunkovitými vápencami;
3. bunkovito-brekciovité vápence hlavne s úlomkami sivých vápencov, fialových bridlíc, tmelené jemnozrnným vápencovým tmelom sivých a sivoružových farieb;
4. tmavosivé vápence;
5. endostratické brekie s úlomkami tmavosivých vápencov pevne stmelených vápencovým tmelom (poloha ca 30 m mocná);
6. tmavosivé vápence (30–50 m);
7. svetlé dolomitické vápence s dolomitickou štruktúrou a s ostrohranným rozpadom (20 až 40 m);
8. súvrstvie tmavosivých lavicovitých vápencov s hojnými polohami červikovitých a dolomitických vápencov až dolomitov, mocné až 300 m.

Celé toto súvrstvie predstavuje jednotný sedimentačný cyklus, ktorý bol na rozhraní spodného a stredného triasu prerušený nepokojnou sedimentáciou endostratických brekcií, v dôsledku prehlbovania dna geosynklinály.

Vyššie stratigrafické členy mezozoika tu nie sú zastúpené.

V rôznych častiach trangoškého mezozoika sa uvedený sled vrstiev mení len lokálne. Ide hlavne o neprítomnosť endostratických brekcií alebo ich rudimentárne zastúpenie. Nad verfénskym súvrstvím je vyvinuté súvrstvie tmavosivých vápencov a dolomitických vápencov až dolomitov.

Vyšším stratigrafickým členom sú štvrtohorné fluvio-glaciálne a fluvialne akumulácie, ktoré prikrývajú väčšiu časť územia južných svahov Dereša, Chopku a Ďumbiera, ba i medzi Krupovou dolinou a dolinou Príslopského potoka. Široko zasutené sú aj východné svahy Krupovej doliny, ktoré majú najkomplikovanejšiu geologickú stavbu. Sutinové a dejekčné kužely sú tu mohutne vyvinuté a majú viac vývojových štádií.

Intruzívny mechanizmus

Už v stratigrafickej časti sme naznačili schému postupu intrúzií. Vlastné intruzívne telesá v mapovanom území nevystupujú, alebo len v nepatrných výskytoch. V kryštaliniku nájdú sa len výskyty jednotlivých intruzívnych fáz (granitizácia,

migmatitizácia, vystupovanie pegmatitov). Už z výsledkov geologického výskumu je známe, že v Nízkych Tatrách rozlišujeme tri základné intruzívne fázy:

- I. *vysokoorigénna fáza žúl typu „Králička“ s jej migmatitmi;*
- II. *pozдноorigénna až vysokoorigénna fáza Ľumbierskych granitoidov s niekoľkými subfázami a s granitizačnými a migmatitizačnými prejavmi;*
- III. *mladšia pozдноorigénna intruzívna fáza prašivských granitoidov s prejavmi autometasomatózy a s únikom pneumatolytickej subfázy v podobe pegmatitov a aplitov.*

Podľa najnovších výsledkov výskumu prechádzajú pegmatity a aplity na niekoľkých miestach až do spodných vrstiev verfénu, a preto musíme predpokladať mladšiu intruzívnu fázu ako je spodný trias. Zdá sa, že ide o kriedovú intrúziu komagmatickú s intrúziou hrončockou a intrúziou gemeridných granitoidov.

T e k t o n i k a

Pri mapovaní sa ukázalo, že trangošské mezozoikum je synklinoriálnou depresiou, v ktorej medzi dielčimi synklinálnymi ohybmi vystupuje nízkotatranské kryštalinikum, miestami intenzívne mylonitizované. V celkovom charaktere prejavuje sa hlavne vrásová tektonika. Zlomová tektonika bola tiež zistená, ale významove je druhoradá.

Zaujímavý je pomer či vzťah tektonických štruktúr kryštalinika a mezozoika. Predovšetkým treba pripomenúť, že trangošské mezozoikum má autochtónny, resp. paraautochtónny obalový charakter (Z o u b e k 1937). Ďalej je zaujímavé, že medzi tektonickými prvkami štruktúr mezozoika a tektonickými prvkami štruktúr kryštalinika existuje určitá prispôsobivosť. Na miestach intenzívnych tektonických pohybov sa tieto črty narušujú. Vcelku ide hlavne o dislokačnú redukciu severných ramien niektorých synklinálnych ohybov, napr. medzi Trangoškou a Ľumbierskym sedlom (kóta 1727,0), kde časť severného ramena synklinály vystupuje ako tektonická kryha verfénskych bridlíc s bunkovitými vápencami asi v 500 m dlhom úseku západne od kóty 1727,0 v tmavých vápencoch.

Mylonitizácia je neoidného veku a na mapovanom území sa viaže na pozdĺžne prejavy karpatskej tektoniky na južnom a severnom ohraničení trangošského mezozoika, ale aj vo vnútorných kryštálických pruhoch. Mylonity tohto systému sú vyvinuté na severných svahoch Veľkého Gápla a na južných svahoch Chopka v blízkosti mezozoika. Na poruchy zlomového charakteru radiálnych smerov viažu sa mylonitové pruhy menších rozmerov.

Z r u d n e n i e

Všetky rudné žily ekonomicky významné vystupujú v kryštaliniku. Prieskumnými prácami a rudnými indíciami sa zistilo, že rudné žily prechádzajú nepretržite až do kvarcitov spodného triasu, čo dokazuje ich mladé zrudnenie. Na

príklade galenit-tetraedritovej rudnej žily, overenej krátkou štôľňou na Trangoške sa ukázalo, že kvarcity nie sú vhodným prostredím pre prenikanie rudných roztokov. Výskyty tetraedritu v tmavých vápencoch v Krupovej doline sú prejavom toho, že rudné roztoky neprekonali takúto prekážku, alebo že táto nebola taká, aby mohla zabrániť ich prenikaniu. Miesto výskytu neviaže sa smerne na trangošskú žilu. Treba preto predpokladať ďalšiu žilu Cu rúd.

Krasový systém T-východ

Krasové zjavy sa tu viažu hlavne na karbonatické súvrstvie tmavých vápencov, dolomitických vápencov až dolomitov, v podloží ktorých vystupuje verfénske súvrstvie, v horných častiach s bridličnatým vývinom. Táto geologická pozícia mezozoických útvarov bola dôležitým faktorom pri tvorení krasu. Mezozoikum tejto časti krasového fenoménu nachádza sa v transverzálnej depresii medzi dumbierskym kryštalinikom a kryštalinikom Veľkého Gápla. Severné rameno synklinály je miestami tektonicky redukované a karbonátové vrstvy prichádzajú do styku s kryštalinikom. Severne od kóty 1215,9 vystupuje mezozoikum do miernej axiálnej elevácie. Práve táto okolnosť zapríčinila rozdelenie celého krasového fenoména na dva samostatné krasové systémy. Krasové vody systému T-východ gravitujú do najnižšie ležiaceho miesta karbonátového súvrstvia v doline Trangoškého potoka vo výške 1125 m, asi 210 m od trangošskej chaty, kde vytekajú vo veľkom vývere s výdatnosťou ca 50 l/sek.

Okrem tohto výveru vyteká na povrch ešte jeden veľký prameň, výver v doline medzi Trangoškou a Kozími chrbtami vo výške 1230 m, ktorý však nie je rovnomerne silný. Možno to vysvetliť tým, že jeho koryto je závislé priamo od povrchových pôd. Krasový systém T-východ má teda dva hlavné podzemné toky s rôznymi vertikálnymi výškami a nasycujú ho povrchové vody, ktoré vytekajú z kryštalinika, ale hlavne zo severných svahov, kde okrem puklinových prameňov vyteká množstvo pramienkov o rôznej výdatnosti z mylonitových porúch blízko severného okraja trangoškého mezozoika.

Z krasových zjavov je tu množstvo lievikovitých závrťov, z ktorých sú viaceré aktívne, napr. Halašova jama pod Kozími chrbtami vo výške 1450 m a ďalšie, nachádzajúce sa niekedy priamo v bočných prítokoch.

Bohaté na povrchové krasové zjavy je územie Kozích chrbtov. Kras tohto územia opísal D. L o u č e k (1956) ako jurský, typ vysokohorského krasu. Krasové územie Kozích chrbtov je v krasovom systéme T-východ jediným územím, kde by bolo možné sprístupniť krasové útvary; ostatná časť týchto útvarov je rozsiahle zasutená sutinou z kryštalinika, a podzemné priestory akiste značne zanesené.

Krasové procesy, ktoré sa intenzívne prejavili vo vysoko položenom teréne Kozích chrbtov, možno vysvetliť hlavne prítomnosťou rozsiahlych firnových ladov-

cov, ktoré pokrývali južné svahy Nízkych Tatier. Sem zasahoval pomerne mohutný ľadovec štiavnický (podľa štiavnickej doliny), ktorý sa tu spájal s firnovými ľadovcami južných svahov Ďumbiera, Chopku, Dereša a severných svahov Veľkého Gápla. Pri ústupe ľadovcov stekali vody po výrazných medzivrstevných a medzibridličnatých plochách do hĺbok a erozívne pôsobili na vápence. Erózia pozdĺž vrstevných a neobridličnatých plôch je tu intenzívnejšia ako pozdĺž puklín a trhlín, orientovaných hlavne naprieč vrstvovitosti a neobridličnatosti ($70-80^{\circ}$ SV alebo SZ), teda medzi 10° SSV a 20° SSZ s príkrymi sklonmi alebo so svislým priebehom.

Plošné rozšírenie krasu je obmedzené na karbonatické súvrstvie. Šírka vápencov súvrstvia krasového systému T-východ sa pohybuje medzi 100 až 300 m, dĺžka 4 km.

Krasový systém T-západ

Je najvýraznejšie vyvinutý v priľahlých svahoch Krupovej doliny a Príslopského potoka. Na západe končí tento krasový systém vo východnej odbočke doliny Vajskovského potoka. Mezozoikum tohto systému je zložité zvrásnené do viac transverzálnych synklinoriálnych depresíí, prevažne s redukovanými severnými ramenami synklinál.

Z krasového hľadiska najvýznamnejšia je synklinálna depresia južná, ktorej karbonátové vrstvy prechádzajú medzi Babou a Príslopom (kóta 1476,0). Karbonátové súvrstvie tejto synklinály má najväčšiu mocnosť medzi Príslopským potokom a Krupovou dolinou (až 300 m). Hlavne v Krupovej doline sú veľké závrtové formy o priemere až 30 m a hlboké až 15 m. Z hľadiska sprístupnenia krasových priestorov je dôležité územie západných svahov Príslopského potoka vo výške asi 1300 m. Výverové pramene tohto krasového systému náchádzajú sa v Krupovej doline v západnom svahu vo výške 1000 m s nestálym výverom spodných vôd; malý prameň je v doline Príslopského potoka, a výver v najzápadnejšom ukončení krasového systému T-západ vo výške 1215 m s výdatnosťou ca 10 l/sec.

Z toho vyplýva, že hydrologicky tento krasový systém nie je taký jednoduchý. Vzhľadom na jeho zložitú tektonickú stavbu možno predpokladať, že časť povrchových vôd tu preniká do väčších hĺbok.

Väčšia časť krasového územia západného systému je rozsiahle zasutená glaciálnymi, fluvioglaciálnymi a fluvialnými nánosmi a v nemalej miere aj svahovými sutinami hlavne na východných svahoch Krupovej doliny a na SV svahoch Pálenice (kóta 1653,5).

Záverom treba spomenúť vzácnosť a ojedinelosť tohto vysokohorského krasového fenoménu v Západných Karpatoch. Trangošský krasový fenomén je názorným príkladom závislosti morfológických, hydrogeologických a hydrologických vývojových procesov od geologickej stavby územia.

Hlavné uzávery

Nízkotatranské kryštalinikum v širšom okolí Trangošky budujú rôzne typy migmatitov, granitoidov a pegmatitových žíl. Pegmatitové žily sú prejavom rôznych vekov i petrograficky odlišných intruzívnych fáz granitoidov.

1. intruzívna fáza kráľčských anatexických žúl s rozsiahlymi granitizačnými a migmatitizačnými pochodmi (Zoubek 1937);

2. intruzívna fáza Ľumbierskych granitoidov (Zoubek — Kubíny 1956) s migmatitmi endokontaktnej a exokontaktnej zóny (Kubíny 1956);

3. pegmatity s ružovými ortoklasmi ako prejav pozdneorogénnej až poorogénnej hercýnskej intruzívnej fázy (Zoubek — Kubíny 1956; Kubíny 1956, 1958);

4. pegmatity, ktoré prenikajú do spodnotriasových kremencov najpravdepodobnejšie ako prejav vysokoerogénnej kriedovej intruzívnej fázy typu „Hrončok“ (Kubíny 1959).

V mezozoiku na rozhraní spodného a stredného triasu boli zistené endostratické brekie ako prejav nekludného obdobia prehlbovania karpatskej geosynklinály.

Zistili sa nové rudné žily Fe a Pb rúd v oblasti Veľkého Gápla, ktoré sa viažu na pukliny a mylonitové poruchy neoidného veku.

*

Na južných svahoch Ľumbiera, Chopku a Dereša bol zistený rozsiahly krasový fenomén vysokohorského typu. Kras sa vytvoril v karbonátových súvrstviach obalového mezozoika, ktoré bolo komplikované, v pozdĺžnom smere V—Z zvrásnené na rozhraní kryštalinika Ľumbierskeho granitoidného masívu a kryštalinika Veľkého Gápla (k. 1680,2) na východe, a Pálenice na západe (k. 1653,5) v dĺžke 7 km a šírke 100—300 m. Celý krasový fenomén je rozdelený do dvoch krasových systémov so samostatnými hydrografickými režimami. Hlavná vyvieracia krasového systému sa nachádza v Trangošskej doline vo výške 1125 m a má výdatnosť asi 50 l/sec.

Väčšia časť krasového územia je rozsiahle zasutená glaciálnymi, fluvio-glaciálnymi a fluvialnými nánosmi a v nemalej miere aj svahovými sutinami. Kras je vo svojom vývoji ešte stále aktívny.

LITERATÚRA

[1] Andrusov D., Koutek J. a Zoubek V., 1951: Výsledky základného a montanisticko-geologického výskumu v jižní a severozápadní části nízko-tatranského kryštallického jadra v r. 1950. Praha—Bratislava. Archiv GÚDŠ Bratislava. — [2] Górek A., 1956: Geologická stavba Západných Tatier. Geologický sborník VII. Bratislava. — [3] Kamenický J.

a Kamenický L., 1955: Gemeridné granity a zrudnenia Spišsko-gemerského rudohoria. Geologické práce, Zošit 41. Bratislava. — [4] Kettner R., 1927: Předběžná zpráva o dosavadních geologických výzkumech v Nízkých Tatrách. Rozpravy II. t. Čes. Akad. XXXVI. Praha. — [5] Kubíny D., 1956: Zpráva o výskume ústrednej časti Ľumbierskeho masívu. Geologické práce. Zprávy 9. Bratislava. — [6] Štúr D., 1860: Bericht über die geol. Aufnahme im oberen Waag und Gran-Thale. Jahrb. geol. Reichsanst. XVIII. Wien. — [7] Zoubek V., 1937: Dva nálezy rúd v mezozoiku Ľumbierské zóny. Věst. stat. geol. úst. XIII. Praha. — [8] Zoubek V., 1951: Zpráva o geolog. výzkumu jižního svahu Nízkých Tater, mezi Bystrou a Jasenskou dolinou. Věst. ústř. úst. geol. XXVI. Praha. — [9] Zoubek V., a Kubíny D., 1956: Předběžná zpráva o přehlednom výskume západnej časti nízko-tatranského jadra. Práce geol. úst. D. Štúra, Zprávy 9. Bratislava. —

DUSAN KUBÍNY

BEITRAG ZUR GEOLOGIE DER UMGEBUNG VON TRANGOŠKA

Das Kristallin der Niederen Tatra in der breiteren Umgebung des Berges Trangoška wird aus verschiedenen Typen von Migmatiten, Granitoiden und Pegmatit-Gängen gebaut. Die Pegmatitgänge sind als Folge der altersmässig und petrographisch unterschiedlichen Intrusionsphasen, und zwar:

1. die Intrusionsphase der anatektischen Granite (Typus Králiček) mit umfangreichen Granitisations- und Migmatitisationsprozessen (Zoubek 1937);
2. die Intrusionsphase der Granitoide von Ľumbier (Zoubek—Kubíny 1956) mit Migmatiten der endokontakten und exokontakten Zone (Kubíny 1956);
3. Pegmatite mit rosafarbigem Orthoklas als Folge der spätorogenen bis nachorogenen herzynischen Intrusionsphase (Zoubek—Kubíny 1956, Kubíny, 1956, 1958);
4. Pegmatite, die in untertriadische Quarzite eindringen, höchstwahrscheinlich als Folge der hochorogenen kretazeischen Intrusionsphase (Typus Hrončok; Kubíny 1959).

Im Mesozoikum an der Grenze zwischen der Unter und Mitteltrias wurden endostratische Brekzien als Folge der unruhigen Periode der Vertiefung von Geosynklinale der Karpaten festgestellt.

Es wurden neue Erzgänge von Fe und Pb-Mineralien im Gebiet des Berges Veľký Gápel gefunden, die an die Falten und Milonit-Störungen des neoiden Alters gebunden sind.

*

An den Südhängen der Berge Ľumbier, Chopok und Dereš treten umfangreiche Karsterscheinungen vom Hochgebirge-Typus auf. Diese Bildungen entstanden in den Karbonschichten der mesozoischen Hülle. Dieser Komplex von Karstbildungen wird in zwei besondere Karstsysteme mit selbständigen hydrographischen Regimen eingeteilt. Die Hauptquelle des Karstes befindet sich im Tal von Trangoška in der Höhe von 1125 m und hat eine Kapazität von 50 l/sec.

Der grösste Teil des Karstgebietes ist vom glazialen, fluvioglazialen und fluviatilen Löss überschüttet. Die Karstbildungen sind auch heutzutage noch aktiv.

JÁN SENEŠ

BURDIGALSKÁ FAUNA V SLIENITÝCH SEDIMENTOCH POVAŽIA

(Nemecké resumé)

Litorálne a sublitorálne asociácie mäkkýšov z piesčitej fácie burdigalu, charakterizované hlavne veľkými druhmi rodu *Pecten*, *Cardium*, *Pitaria* a *Lutraria* (lokality Čausa, Vaďovce, Krajné, Podkylava, Horovce) a z brakického slienitého sublitorálu (Čausa) sú nám z intrakarpatskej depresie dobre známe (Č t y r o k ý P. 1959: *Fauna morských mäkkýšů spodního burdigalu v Pováží*. Geolog. práce, Zoš. 51. Bratislava. — S e n e š J., 1959: *Biotop a podmienky vzniku spodno-burdigalských sedimentov horného Ponitria*. Geolog. práce, Zoš. 52. Bratislava). Nemali sme však doteraz typ burdigalskej mäkkýšovej fauny zo slienitých sublitorálnych a neritických usadenín.

Preto v rámci sústavného paleontologického hodnotenia sedimentov jednotlivých stupňov terciéru som spracoval mäkkýšovú faunu z pelitických sedimentov burdigalu zo sublitorálneho a neritického sedimentačného prostredia na Považí, z dvoch veľmi typických lokalít. Našiel ju kolektív dr. Budaya v rámci výskumu pre zostavenie generálnych geologických máp ČSR.

Prvá lokalita je 1,5 km na SZ od obce Sverepec v doline, SV od kóty 362 v nárazovom brehu potoka oproti kameňolomu, druhá na JZ konci mesta Považská Bystrica v záreze poľnej cesty na úbočí kopca Hradište (kóta 350).

Na lokalite S v e r e p e c v jemnopiesčitých šedomodrých vápenatých slieňoch vystupuje mäkkýšová fauna dvojakého charakteru. Jeden typ biocenózy vystupuje v dvoch nad sebou ležiacich obzoroch a obsahuje biomasy temer výlučne z druhov:

Crassatella (*Crassatina*) *carpatica* nov. sp.

Cardita (*Cyclocardia*) *scalaris* S o w.

Aloidis gibba (O l i v i).

Druhá biocenóza, čo do počtu jedincov je chudobnejšia, no vyskytuje sa v nej množstvo rozmanitých druhov s prevládajúcim počtom druhov *Cardium moeschianum* a *Isocardia subtransversa*. Elementy tejto biocenózy charakterizujú celé peli-

tické súvrstvie okrem uvedených dvoch obzorov prvej biocenózy. Lokalita obsahuje tieto druhy:

<i>Leda (Ledina) mayeri</i> G ü m b e l	10 exempl.
<i>Leda subfragilis</i> R. H ö r n.	1
<i>Nucula placentina</i> L a m k.	10
<i>Nucula mayeri</i> M. H ö r n.	5
<i>Nucula</i> aff. <i>laevigata</i> S o w.	3
<i>Arca (Anadara)</i> cf. <i>fichteli</i> D e s h.	5
<i>Pinna pectinata brocchi</i> d' O r b.	5
<i>Pecten</i> sp. ind.	2
<i>Chlamys</i> sp. ind.	3
<i>Lima</i> sp.	1
<i>Crassatella (Crassatina) carpatica</i> nov. sp.	10
<i>Isocardia subtransversa</i> d' O r b.	10
<i>Cardita (Cyclocardia) scalaris</i> (S o w.)	10
<i>Anisodonta (Basterotia) woodi</i> (D e s h.)	5
<i>Cardium moeschanum</i> M a y.	20
<i>Cardium (Acanthocardia) saucatusense</i> M a y	5
<i>Cardium (Cerastoderma)</i> cf. <i>fortelamellatum</i> H ö l z l	1
<i>Cardium</i> sp. (<i>C. moeschanum</i> juv.?)	1
<i>Pitaria</i> cf. <i>schafferi</i> K a u t s k y	1
<i>Pitaria (Macrocallista)</i> cf. <i>lamarcki</i> (A g.)	5
<i>Venus (Circomphalus) haidingeri</i> H ö r n.	5
<i>Lutraria lutraria</i> cf. <i>jeffreysi</i> D e G r e g.	1
<i>Gastrana fragilis</i> (L.)	1
<i>Angulus (Peronidia) nysti</i> (D e s h.)	2
<i>Angulus (Peronidia) nysti</i> <i>pseudofallax</i> H ö l z l	1
<i>Aloidis gibba</i> (O l i v i)	10
<i>Pholadomya</i> cf. <i>alpina</i> M a t h.	2
<i>Thracia (Cyathodonta) pubescens</i> (P u l t n.)	3
<i>Cuspidaria cuspidata</i> (O l i v i)	5
<i>Dentalium sexangulum noe</i> B o n e l l i	5
<i>Bolma</i> sp. (<i>B. meynardi</i> M i c h t.?)	2
<i>Turritella (Haustator)</i> cf. <i>turris</i> B a s t.	2
<i>Turritella (Haustator)</i> cf. <i>vermicularis</i> (B r o c c.)	1
<i>Protoma cathedralis paucicincta</i> S a c c.	1
<i>Turbonilla</i> sp. ind.	
<i>Calyptrea chinensis</i> (L.)	2

<i>Calyptraea deformis</i> Lamk.	2 exempl.
<i>Drepanocheilus (Arrhoges) speciosus</i>	
<i>megapolitanus</i> (Beyr.)	15
<i>Natica</i> cf. <i>millepunctata</i> Lamk.	10
<i>Ficus conditus</i> (Brong.)	1
<i>Genota</i> cf. <i>ramosa</i> (Bast.)	1
<i>Aturia</i> sp.	
<i>Lamna</i> sp.	

Na lokalite pri Považskej Bystrici vyskytuje sa fauna v hnedožltých hrubších piesčitých slieňoch. Predstavuje nám tiež kardium-izokardiiovú biocenózu a je zastúpená týmito druhmi:

<i>Leda (Ledina) mayeri</i> Gümbel	2 exempl.
<i>Nucula mayeri</i> Hörn.	1
<i>Nucula laevigata</i> Sow.	3
<i>Arca (Anadara) cf. fichteli</i> Desh.	5
<i>Pinna pectinata brocchi</i> d'Orb.	1
<i>Chlamys</i> sp. ind.	2
<i>Ostrea</i> cf. <i>crassissima</i> Lamk.	1
<i>Ostrea</i> sp. ind.	1
<i>Lima</i> sp. ind.	1
<i>Isocardia subtransversa</i> d'Orb.	30
<i>Cardium (Laevicardium) cf.</i>	
<i>cingulatum</i> Goldf.	20
<i>Cardium (Acanthocardia) saucatense</i> May.	5
<i>Cardium (Cerastoderma) cf.</i>	
<i>fortelamellatum</i> Hölzl	5
<i>Cardium moeschani</i> May.	5
<i>Cardium</i> div. sp. ind.	20
<i>Pitaria (Paradione) beyrichi</i>	
<i>postera</i> Hölzl	10
<i>Pitaria (Macrocallista) italica</i> (Defr.)	5
<i>Pitaria (Macrocallista) cf.</i>	
<i>lilacionoides</i> Schff.	1
<i>Dosinia (Orbiculus) cf. exoleta</i> (L.)	5
<i>Venus (Circomphalus) haidingeri</i> Hörn.	5
<i>Venus</i> sp. ind.	2
<i>Paphia clandestina</i> (May.)	3
<i>Paphia</i> sp. ind.	1
<i>Angulus (Peronidia) planatus</i>	
<i>lamellosus</i> (D. C. G.)	1

<i>Angulus (Peronidia) cf.</i>	
<i>aquitanicus</i> (M a y.)	2 exempl.
<i>Angulus (Peronidia) nysti</i> (D e s h.)	5
<i>Angulus (Peronidia) bipartitus</i> (B a s t.)	10
<i>Angulus (Peronidia) nitidus</i> (P o l i)	10
<i>Tellina serrata</i> R e n.	1
<i>Solenocurtus basteroti</i> D e s M o u l.	1
<i>Sphenia anatina</i> (B a s t.)	1
<i>Zozia coarctata</i> (G m e l.)	5
<i>Panopea meynardi</i> D e s h.	2
<i>Turritella (Haustator) cf.</i>	
<i>turris</i> B a s t.	1
<i>Drepanocheilus (Arrhoges) speciosus</i>	
<i>megapolitanus</i> (B e y r.)	1
<i>Natica cf. millepunctata</i> L a m.	1

Nápadná podobnosť zloženia fauny oboch lokalít poukazuje nesporne na ich rovnaký vek. Časť druhov je rozšírená v spodnom miocéne Európy, časť je známa v celom miocéne. Také druhy, ktoré by boli charakteristické len pre vrchnomiocénne alebo oligocénne vrstvy, sa vo faune nevyskytujú. V analýze vekového rozšírenia fauny beriem do úvahy len druhy presne určiteľné. Druhy známe v akvitánskych a burdigalských usadeninách (prípadne aj v severonemecskom šate) sú: *Isocardia subtransversa*, *Cardium saucatense*, *Angulus nysti*, *Angulus bipartitus* a *Drepanocheilus speciosus megapolitanus*. Len v akvitánskych vrstvách juhozápadného Francúzska sa našiel zatiaľ druh *Paphia claudestina*. Doteraz len z burdigalských usadenín sú citované druhy: *Leda mayeri*, *Cardium moeschani*, *Pitaria beyrichi postera*, *Angulus planatus lamellosus* a *Angulus nysti pseudofallax*. Vo faune sa nevyskytuje ani jeden druh, ktorý by bol typický len pre helvét alebo tortón; naproti tomu asociácia obsahuje 5 druhov, typických len pre burdigal a jeden druh, ktorý sa našiel doteraz len v akvitánskych vrstvách. Celkové zloženie fauny poukazuje na burdigalský vek usadenín v oblasti Považskej Bystrice i v okolí Sverepca. Nápadná je podobnosť týchto faun s bioasociáciami mäkkýšov z burdigalských vrstiev Horného Bavorska z lokalít od Kaltenbachgraben (H ö l z l H., 1958: *Die Mollusken-Fauna des oberbayerischen Burdigals*. Geologica Bavarica. 38. München).

Čo sa týka biotopov jednotlivých lokalít, pri ich stanovení vychádzame z prítomnosti dvoch typov biocenóz. Biocenóza *astarte-aloidis-karditová* žila pravdepodobne v afytálnej sublitorálnej zóne. Vo faune sme nezistili bylinožravé gastropódy ani riasy, typické pre fytálny charakter sublitorálu. Dvojlastúry menovite druhov *Astarte* a *Corbula* svedčia o náleze pravej, nepremiestnenej biocenózy, ktorá žila na pomerne mäkkom, ílovito-piesčitom podklade. Z uvedených troch

Druhov, ktoré sa vyskytujú v kolóniách, recentne žije v európskych moriach *Aloidis gibba*. Veľké kolónie tvorí len do hĺbky 50–100 m, zriedkavejšie do 200 m. Preto môžeme predpokladať, že uvedená bioasociácia vznikla v sublitorálnej zóne pravdepodobne nie hlbšie ako 100 m. Slanosť vody počas sedimentácie bola vzhľadom na prítomnosť druhov *Cardita scalaris* a *Astarte* normálna, aerácia a prínos detritu vzhľadom na koloniálny výskyt druhov pravdepodobne optimálne.

Biocenóza *kardium-izokardiová* na lokalite S v e r e p e c má toto kvantitatívne zloženie:

vedúcimi druhmi (po 15–20 exemplárov) sú: *Cardium moeschanum* a *Drepanocheilus speciosus*;

charakteristickými druhmi (po 10 exemplárov) sú: *Leda mayeri*, *Nucula plectinella*, *Crassatella carpatica*, *Isocardia subtransversa*, *Cardita scalaris*, *Aloidis gibba*, *Natica millepunctata*;

sprievodnými druhmi (po 5 exemplárov) sú: *Nucula mayeri*, *Pinna pectinata brocchi*, *Anisodonta woodi*, *Cardium saucatusense*, *Pitaria lamarcki*, *Venus haidingeri*, *Cuspidaria cuspidata* a *Dentalium sexangulum noe*.

Medzi náhodilými druhmi je pozoruhodný výskyt neurčiteľného úlomku rodu *Aturia*.

Tá istá biocenóza pri P o v a ž s k e j B y s t r i c i má takéto zloženie:

vedúcimi druhmi sú (po 20 až 30 exemplárov) *Isocardia subtransversa* a bližšie neurčiteľné exempláre rôznych druhov rodu *Cardium*. Na lokalite Sverepec sa tieto elementy nachádzajú tiež medzi charakteristickými a sprievodnými druhmi.

Charakteristickými druhmi (po 10 exemplárov) sú: *Pitaria beyrichi postera*, *Angulus bipartitus* a *Angulus nitidus*. Sprievodnými druhmi sú: *Cardium saucatusense*, *Cardium fortelamellatum*, *Cardium moeschanum*, *Pitaria italica*, *Dosinia exoleta*, *Venus haidingeri*, *Angulus nysti* a *Zozia coarctata*.

Rozdiely v kvantitatívnom zložení medzi obidvoma lokalitami sú hlavne v tom, že v Považskej Bystrici medzi charakteristickými druhmi prevládajú zástupcovia rodu *Angulus* z typu tenkolastúrnatých menších foriem a ťhýbajú zástupcovia rodu *Leda*, *Nucula* a *Cuspidaria*, známe zo Sverepeca. Tento rozdiel v zložení biocenózy si ťažšie možno vysvetliť podstatne odlišnou hĺbkou biotopov, ako skôr odlišnou povahou sedimentov morského dna. Pri Považskej Bystrici sú totiž sliene viac piesčité, ba miestami až strednopiesčité, následkom čoho lepšie vyhovovali podmienkam života niektorých pseudosésilných lamelibranchiátov z rodov *Angulus*, *Cardium* a *Isocardia*. Na jemnejšom a mäkšom podklade pri Sverepeci boli viac rozšírení zástupcovia rodov *Leda*, *Nucula*, *Cuspidaria* a niektoré gastropódy.

Nedostatok bylinožravých gastropódov a rias svedčí aj v tejto biocenóze o aftyálnom prostredí biotopu. Nedostatok koloniálneho výskytu druhu *Aloidis*

gibba a prítomnosť veľkého množstva zástupcov z rodov *Leda*, *Nucula*, *Cuspidaria*, *Drepanocheilus* a *Dentalium sexangulum* poukazuje na to, že fauna žila pravdepodobne už pod hranicou eufotickej (sublitorálnej) zóny, a to v neritickej hĺbke, pravdepodobne pod 100 metrov, no rozhodne nie hlbšie ako 200 m. Druh *Cuspidaria cuspidata* žije v dnešných moriach len zriedkavo plytšie než v hĺbke 50 m, obyčajne pod 100 m. *Leda mayeri* sa našla v Hornom Bavorsku tiež hlavne v bioasociáciách neritických mäsožravých gastropódov. Veľké množstvo druhov z rodu *Nucula* a tenkostenné formy rodu *Angulus* poukazujú tiež skôr na neritickú než sublitorálnu hĺbku. O hlbšej fácií svedčí tiež prítomnosť rodu *Drepanocheilus* (syn. *Chenopus partim*). Pre väčšiu hĺbku sedimentačného prostredia môže svedčiť aj prítomnosť makroplanktónu, zastúpeného rodom *Aturia*. Je teda veľmi pravdepodobné, že kardiaum-izokardiová biocenóza považského burdigalu žila na báze sublitorálnej zóny, alebo v zóne neritickej v hĺbke asi medzi 100 a 200 m.

Slanosť pri vzniku kardiaum-izokardiového biotopu bola normálna, aerácia vzhľadom na prítomnosť bohatej bentóznej fauny dobrá, klíma subtropická.

Výskyt biomasy druhov *Crassatella carpatica*, *Cardita scalaris* a *Aloidis gibba* v dvoch obzoroch sverepeckého profilu si nemožno vysvetliť ani nejakými špecifickými ekologickými podmienkami, vhodnými len pre populáciu týchto troch druhov, ani periodicitou populácie, lebo ide o koloniálny výskyt troch úplne rozličných rodov. Vysvetlenie vzniku rozdielnej biocenózy musíme hľadať v batymetrických rozdieloch pri vzniku sedimentov. Postupné prechody z aloidisovej do kardioidovej biocenózy na lokalite Sverepec však poukazujú na to, že výkyvy v hĺbke sedimentácie neboli veľké.

Záverom môžeme konštatovať, že miocénne slienité sedimenty v okolí obce Sverepec a pri Považskej Bystrici vznikli v burdigale z mora normálne slaného, za subtropickej klímy, v hĺbke neritickej a hlbšej sublitorálnej. V dobe sedimentácie boli mierne rytmické pohyby dna v hĺbkach pravdepodobne medzi 50 a 150 m.

Paleontologický materiál z uvedených lokalít je uložený v zbierkach GÚDŠ v Bratislave pod inv. č. P 8500—9000.

V ďalšom uvediem opis nového druhu rodu *Crassatella*, ktorý sa vyskytuje hromadne v kardito-aloidisovej biocenóze na lokalite Sverepec.

Familia Crassatellidae

Genus *Crassatella* Lamarck (1799) 1801

Subgenus *Crassatina* Weinkauff 1881

Crassatella (Crassatina) carpatica nov. sp.

Obr. v texte, str. 111.

Holotyp: v zbierkach GÚDŠ v Bratislave pod inv. č. P 8586, vyobrazený v tejto práci
Locus typicus: Československo, kraj Žilina, obec Sverepec v záreze potoka severozápadne od obce.

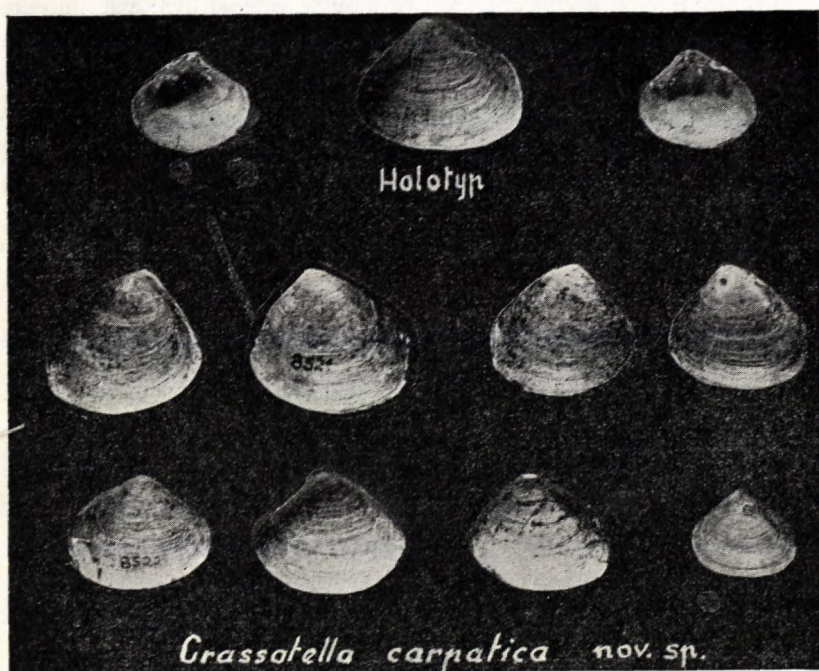
Stratum typicum: Burdigalien; šedomodré silne piesčité sliene; biocenóza *Cardita scalaris* + *Aloidis gibba*; slanost normálna, hĺbka sublitorálna.

Derivatio nominis: lokalita Sverepec, na ktorej sa nový druh našiel je v oblasti Západných Karpát.

Diagnóza: nový druh rodu *Crassatella* trojuholníkového tvaru, zadná časť lastúry hranatá, lastúra stredne veľká, koncentrická ozdoba veľmi slabá.

Našlo sa asi päťdesiat dobre zachovaných exemplárov, medzi nimi boli aj dvojlastúry.

Morfologický opis. Lastúry sú malé až stredne veľké, trojuholníkového tvaru. Vrchol je málo prosogýrny. Horné okraje lastúry uzatvárajú 90 až 120° uhol. Zadný okraj je hranatý, zvisle seknutý. Spodný okraj je mierne, predný ostro zaokrúhlený. Povrch lastúry je rovnomerne klenutý, horná zadná okrajová priehlbina je slabo výrazná. Ozdoba je slabá, lastúra je buď úplne hladká, alebo zdobená len slabými koncentrickými čiarami. Zámok, hlavne umiestnenie



dvoch zubov v ľavej lastúre odpovedá ostatným druhom rodu *Crassatella*. Paleálna čiara je málo výrazná, paleálna plocha je však veľmi široká. Predný svalový odtlačok je na pravej i ľavej lastúre silnejší než zadný.

Variabilita: Tvar lastúry je premenlivý čo do šírky, zadná časť je často pretiahnutá. Rozmery variačného okruhu sú tieto:

výška pod vrcholom v mm

8

8

10

11

12

12

13

13

16

16

17

18

19

19

19

šírka v mm

9 juvenil

11

12

16

15

16

16

18

19

22

22

22 holotyp

20

22

23

Priehlbina zadného horného okraja je na niektorých exemplároch širšia a výraznejšia. Taktiež intenzita koncentrickej ozdoby je premenlivá; väčšina exemplárov je bez výraznej ozdoby, sú temer hladké. Podobne premenlivá je i šírka paleálnej plochy.

Vzťahy a rozdiely: *C. carpatica* sa najviac podobá *C. concentrica* Duj., a to variete *tisa* De Greg. (1909 Dollfus — Dautzenberg: *Conch. Loir.*, str. 276, tab. 11, obr. 19—20) ako aj základnému druhu *C. concentrica*, vyobrazenému u Dollfus — Dautzenberga na tab. 11, obr. 15—16. Na rozdiel od tohto druhu však *C. carpatica* je vždy bez výraznej koncentrickej ozdoby a dospelé exempláre sú podstatne väčšie než *C. concentrica*.

JÁN SENEŠ

BURDIGALISCHE MOLLUSKENFAUNEN AUS MERGELIGEN ABLAGERUNGEN DES WAAGTALES IN WESTKARPATEN

Nach Verarbeitung der litoralen Weichtierfaunen aus dem Burdigal der intrakarpatischen Depression in der Slowakei (P. Čtyrský, 1959: *Fauna mořských měkkýšů spodního burdigalu v Pováží*; Geologické práce, Zoš. 51. Bratislava. — J. Seněš, 1959: *Biotop a podmínky vzniku spodnoburdigalských sedimentů horného Ponitria*; Geol. práce, Zoš. 52. Bratislava) ist man zur makrofaunistischen Auswertung der neritischen burdigalischen Typlokalitäten herangetreten.

Die reichsten von ihnen befinden sich im Waagtal in der Westslowakei bei den Gemeinden Sverepec und Považská Bystrica.

Der Weichtierfauna nach (Artenverzeichnis siehe im slowakischen Text, S. 106—108) sind die mergeligen Sande burdigalischen Alters und weisen zweierlei Biozönose aus. Die erste (*Aloidis gibba* — *Cardita scalaris* — *Crassatella carpatica*) entstand im tieferen aphytalen Horizont des Sublitorals bei normaler Salinität, die zweite wiederum in neritischer Tiefe bei normaler Salinität und guter Aeration. Auffallend ist die Ähnlichkeit der letzteren Biozönose mit einigen burdigalischen Faunen Oberbayerns an der Lokalität Kaltenbachgraben (Hölzl H., 1958: *Die Mollusken-Fauna des oberbayerischen Burdigals*, Geol. Bavarica 38. München).

In der Fauna kommt massenhaft eine neue Art der Gattung *Crassatella* vor, deren Charakteristik wird im weiteren angeführt.

Familia Crassatellidae

Genus *Crassatella* Lamarck (1799) 1801

Subgenus *Crassatina* Weinkauff 1881

Crassatella (*Crassatina*) *carpatica* nov. sp.

Holotypus: In Sammlungen des Geologischen Instituts D. Štúr zu Bratislava, unter inv. No P 8586.

Locus typicus: Tschechoslowakei, Kreis Žilina (Sillein), Gemeinde Sverepec, in dem Bacheinschnitt NW der Gemeinde.

Stratum typicum: Burdigalien; graublaue sandige Mergel; Biozönose: *Cardita scalaris* und *Aloidis gibba*; Salinität normal, Tiefe: sublitoral.

Derivatio nominis: Die Fundstelle (Lokalität Sverepec) befindet sich im Gebiet der Westkarpaten.

Diagnose: Die neue Art des Genus *Crassatella* ist von dreieckiger Form, mittelhoch, Hinterteil der Klappe ist eckig, die konzentrische Verzierung sehr fein.

Es wurden etwa 50 gut erhaltene Exemplare gefunden, darunter auch Doppelklappen.

Morphologische Beschreibung: Die Klappen sind klein bis mittelhoch, von dreieckiger Form. Die Gipfelung ist wenig prosogier. Die oberen Ränder der Klappen schliessen einen 90 bis 120° Winkel ab. Der Hinterrand ist eckig, vertikal abgeschnitten. Der Unterrand ist mässig, der Vorderrand scharf abgerundet. Die Oberfläche der Klappen ist gleichmässig gebogen, die obere Hinterrandvertiefung ist schwach ausgeprägt. Die Verzierung ist schwach, so dass die Klappe entweder ganz glatt, oder nur mit schwachen konzentrischen Linien verziert ist. Der Schlossapparat, besonders die Lage der zwei Zähne in der linken Klappe entspricht den übrigen Arten des Genus *Crassatella*. Die paleale Linie ist wenig ausgeprägt, die paleale Fläche jedoch sehr breit. Der vordere Muskelabdruck ist an der rechten, wie auch an der linken Klappe stärker als der hintere.

Die Variabilität: Die Form der Klappe ist veränderlich in die Breite, gezogen, der Hinterteil ist oft verlängert. Ausmasse des variablen Umkreises sind wie folgt:

Die Höhe unter der Gipfelung	Breite
in mm	in mm
8	9 juvenil
8	11 juv.
10	12
11	16
12	15
12	16
13	16
13	18
16	19
16	22
17	22
18	22 Holotypus
19	20
19	22
19	23

Die Vertiefung des hinteren Oberrandes ist an einigen Exemplaren breiter und ausgeprägter. Auch die konzentrische Verzierung ist, was die Stärke anbelangt, veränderlich. Die Mehrzahl von Exemplaren ist ohne eine ausgeprägte Verzierung, fast ganz glatt. Auch die Breite der palealen Fläche ist veränderlich.

Beziehungen und Unterschiede: *C. carpatica* ist am meisten der *C. concentrica* Duj., und zwar ihrer Varietät *tisa* De Greg. (1909, Dollfus — Dautzenberg: Conch. Loir., S. 276, Taf. 77, Abb. 1920), wie auch der Grundform *C. concentrica*, abgebildet von Dollfus — Dautzenberg, Taf. 11, Abb. 15—16, ähnlich. Zum Unterschied von dieser Art ist jedoch *C. carpatica* immer ohne eine ausgeprägte konzentrische Verzierung und die erwachsenen Exemplare sind wesentlich grösser als die der *C. concentrica*.

Geologischen Institut D. Štúr,
Bratislava

PAVEL ČTYROKÝ

FAUNA SVRCHNÍHO BURDIGALU Z WINTERBERGU U SKALICE NA ZÁPADNÍM SLOVENSKU

Předloženo dne 15. 1. 1959

(Tab. XIII—XVI, německé resumé)

V práci je popsána a stratigraficky zhodnocena mořská fauna z litorálních sedimentů svrchního burdigalu na západním Slovensku. Jedná se o první paleontologicky zpracované fauny svrchního burdigalu západních Karpat vůbec. Jejich zpracování potvrdilo názory i o stratigrafické posici ekvivalentních sedimentů pelitických, z nichž byla a je známa jen mikrofauna.

Přehled geologických poměrů a výzkumů

Na vrchu Winterberg jihovýchodně od Skalice na Slovensku jsou v nadloží šlíru lužických vrstev (T. B u d a y, 1954, T. B u d a y a I. C i c h a, 1956) vyvinuty v poměrně velké mocnosti písky a pískovce, o jejichž stratigrafické posici nebylo dlouho rozhodnuto. Jedná se o polymiktní, hrubě až jemně zrnité pevné pískovce a rozpadavé písky, které byly kartograficky vymezeny T. B u d a y e m (1937, 1955).

Převahu klástického materiálu tvoří flyšové pískovce a světlé vápence; poměrně časté jsou polohy a čočky drobnozrnných slepenců neb ojedinele velké, dobře oválené balvany flyšových pískovců a závalky flyšových břidlic v jemnozrnných pískovcích. Na basi jsou slepencové polohy hojnější, místy jsou pískovce i křížově vrstveny. Přímé podloží těchto sedimentů bylo zjištěno na vrchu Gájec u Mokrého Háje, kde pískovce winterbergské transgredují na flyš. Na Winterbergu jsou písky a pískovce spojeny do podloží pozvolnými přechody se šlírem lužických vrstev (T. B u d a y, 1955).

Z povahy sedimentů, nevytříděností, rychlých změn litofaciálních ve směru horizontálním i vertikálním, je zřejmo, že se jedná o sedimenty litorální až sublitorální, v nichž docházelo v důsledku oscilace hladiny k rychlému střídání faciální povahy a k místní redeposici sedimentů.

Do roku 1949 byly kladeny winterbergské písky a pískovce do tortonu (L.

Sommermeier, 1938, T. Buday, 1937), později na basi helvetu (K. Horčík, 1948/49). K. Bílek (1954) zařadil konglomeráty nejistě k helvetu (+ burdigal?) a uvádí makrofaunu z oblasti Skalice, Koválovce, Chropova, Lopašova a Unína. Tato makrofauna je zřejmě směsí z lokalit burdigalských a helvetských a u jednotlivých druhů není udána přesná lokalizace.

Na základě nových mapování a rozborů mikrofauny byly zařazeny winterbergské písky do svrchního burdigalu (T. Buday, 1955, T. Buday a I. Cícha, 1956, V. Špička a I. Zapletalová, 1956). Podle výzkumů zmíněných autorů odpovídají winterbergské pískovce písčitém vrstvám spodních lužických vrstev vnitroalpské pánve, které jsou v nadloží suťového slepence (Schlierbassisschut rakouských autorů), hallskému šlíru v Rakousku.

Makrofauna ze svrchního burdigalu Vídeňské pánve nebyla dosud popsána. Z území Rakouska zpracoval makrofaunu šlíru E. Veit (1943), ze suťového slepence z vrteb v oblasti Zistersdorfu popsal druhově bohaté společenstvo R. Sieber (1953). Na základě určení špatně zachovalé fauny usoudil na svrchně helvetské stáří slepence. Při zhodnocení shora zmíněné thanatocenose měkkýšů je nápadné, že v jednotlivých jádrech spolu s druhy vyložené litorálními se vyskytují i formy bathymetricky hlubších zón, což uvádí i sám autor. Tuto skutečnost vysvětluje smísením faun při postupné transgresi na jakousi ostrovní oblast, kde přeplavováním došlo k smísení faun různých biofacií.

Podle známých faktů z československé části Vídeňské pánve o rozšíření a povaze suťového slepence a na základě fauny nalezené na Winterbergu, je možno předpokládat, že thanatocenosa popsaná R. Sieberem (1953) mohla obsahovat i fragmenty přeplavené ze spodnoburdigalských sedimentů; kromě toho je oprávněná domněnka, že některé druhy pro jejich špatný stav zachování nebyly správně určeny. Tak ku př. *Pecten praebenefictus* Tourn. mohl být ve skutečnosti burdigalský *P. hornensis* Dep. et Rom., *Pecten solarium* Lmk. snad *Chlamys gigas* (Schlotheim). Tuto domněnku potvrdil i J. Seneš, který měl možnost sběry z vrteb zpracované R. Sieberem vidět na Spol. geologickém ústavu ve Vídni.

Poznámky k metodice, zachování a určování

Fauna byla sbírána z rozpadavých pískovců na dvou lokalitách v otevřených pískovnách. Obě lokality se nalézají v bazálních písčitých polohách v nadloží šlíru. Velké množství fragmentárních misek mlžů a balanidů bylo získáváno přesíváním písku na velkém síti.

Povaha fauny svědčí přesvědčivě o litorálním prostředí. V thanatocenose mají převahu zástupci rodu *Balanus*, kterých bylo nalezeno velké množství jako izolované části schránky. Z mlžů jsou to převážně zástupci čeledi *Pectinidae*, *Ostreidae* a *Anomiidae*. Nedostatek ostatních druhů litorálních měkkýšů lze přičíst selektivní

fosilizaci (A. C. Fleming, 1956), neboť není pravděpodobné, že by se vyskytovaly jen zmíněné čeledi.

Zachování misek mlžů je velmi fragmentární. Celé misky byly nalezeny jen ojediněle, nejčastěji poměrně menší misky juvenilních exemplářů druhu *Chlamys* cf. *scabrella* neb poměrně silnostěnné misky uštic a anomí. Ostatní druhy čeledi *Pectinidae* byly nalezeny většinou jen ve fragmentech. Na základě většího množství fragmentů různých částí misek téhož druhu a srovnání s materiálem ze spodního burdigalu Pováží (P. Čtyrkoký, 1959) bylo možno provést určení poměrně přesně.

Potíže působilo určování stěnových desek rodu *Balanus*. Vzhledem k tomu, že nebyl nalezen ani jediný úplný exemplář a nemohla být porovnáním zjištěna příslušnost jednotlivých desek k jistým exemplářům, nebylo možno určovat na základě celkové morfologie schránky. Kromě toho vzhledem ke známé velké variabilitě recentních zástupců rodu *Balanus* (C. Davadieu-Suadeau, 1953, F. Trushheim, 1932) v závislosti na různé ekologii, nepokládám za dostatečně přesné určovat jednotlivé druhy, resp. poddruhy na základě povrchových skulptur. Použil jsem proto metody seriálních řezů, nábrusů a vyleštění řezné plochy, kterou použili již C. Davadieu-Suadeau (1952) a I. E. Cornwall (1956). Přestože není dokonale propracována na všech fosilních miocenních zástupcích rodu *Balanus*, umožní exaktnější určování a vyloučí snad variabilitu povrchových skulptur.

Na velkou variabilitu utváření povrchových skulptur a polymorfii u rodu *Balanus* poukázalo již více autorů (C. Davadieu-Suadeau, 1952, 1953, G. Kolosváry, 1942). Proto jsme povrchové skulptury pro určování použili jen s ohledem na velkou variační šířku.

Ojediněle byly nalezeny jednotlivé, většinou fragmentární zuby žraloků, náležející k rodům *Lamna* a *Odontaspis*.

Seznam druhů z lokalit Winterberg-Skalica

	lok. 42	lok. 43
<i>Ditrupa cornea</i> (L.)		1
<i>Chlamys</i> cf. <i>scabrella</i> (Lk.)	10 (110)	5 (90)
<i>Chlamys gigas</i> (Schlotheim)	4	7
<i>Chlamys</i> aff. <i>northamptoni</i> (Micht.)	1	4
<i>Chlamys</i> cf. <i>jakloweciana</i> (Kittl)	3	
<i>Chlamys</i> sp. [<i>Hinnites</i> sp.]	4	1
<i>Chlamys</i> div. sp.	16	19
<i>Pecten hornensis</i> Dep. et Rom.	6	26
<i>Pecten</i> sp.	2	3
<i>Pecten</i> (<i>Amussiopecten</i>) aff. <i>burdigalensis</i> L.	3	1
? <i>Lima</i> sp.		4

<i>Anomia ehippium</i> cf. <i>ehippium</i> L.	4	3
<i>Anomia ehippium</i> div. ssp.	20	30
<i>Ostrea edulis</i> ssp.	21	5
<i>Balanus concavus</i> cf. <i>concavus</i> Bronn.	(170)	(86)
<i>Calyptraea</i> sp.		1

Poznámka: Číselné vyjádření neodpovídá však zcela přesně počtu exemplářů, neboť se jedná většinou o fragmenty. V závorce jsou uvedeny u druhu *B. concavus* jen počty izolovaných desek.

Systematická část

POLYCHAETA

Serpulidae Burmeister

Serpulinae Rioja

Ditrupa Berkeley, 1834

Ditrupa cornea (Linnaeus, 1767)

- 1767 *Dentalium corneum* Linnaeus C., Systema naturae, edit. X., str. 1263.
 1944 *Ditrupa cornea* Meznerics I., Ditrupa-Reste aus Ungarn, str. 44, tab. 2, obr. 1–5, 10–22.
 1955 *Ditrupa cornea* Schmidt W. J., Die tertiären Würmer Österreichs, str. 42, tab. 4, obr. 1–7.
 1958 *Ditrupa cornea* Čtyroký P., Zpráva o výsledcích makropaleont. výzkumu, str. 19.

Materiál: lok. 43: 1 fragmentární rourka

Popis: Rourka mírně zahnutá, na povrchu hladká s přitmelenými zrny písku. Morfologii a rozměry se velmi blíží exemplářům ze spodního burdigalu Po-váží.

Rozměry: délka: 12 mm.

MOLLUSCA

LAMELLIBRANCHIATA

Pectinidae, Lamarck

Chlamys Bolten, 1798

Chlamys cf. *scabrella* (Lamarck, 1819)

Tab. XIII, obr. 1, 2, 3, 4; tab. XIV, obr. 2.

- 1819 *Pecten scabrellus* Lamarck J. B., Hist. nat., str. 183, č. 24.
 1910 *Aequipten scabrellus* Schaffer F. X., Das Miocän von Eggenburg, str. 33, tab. XV, obr. 9–12.
 1938 *Chlamys scabrella* Roger J., Le genre Chlamys, str. 104, tab. XII, obr. 8, 9, 9a, 10, 10a, tab. XIII, obr. 3–12.

Materiál: lok. 42: 5 levých, 5 pravých misek a 110 fragmentů; lok. 43: 4 levé, 1 pravá miska a 90 fragmentů.

Popis: Misky zaobleně kruhového obrysu, levá miska dosti klenutá, na povrchu 16–17 žeber (u juvenilních malých misek obvykle 16). Laterální okrajová žebra obvykle slaběji vyvinuta. Žebra na povrchu hladká, neb jen se slabě vyvinutými koncentrickými přírůstkovými lamelami. U velkých misek vytvářejí se v rýhách jemná granulovaná druhotná žebírka v počtu 2–3. V rýhách dobře vyvinuté paralelní, koncentrické, jemně šupinaté přírůstkové lamely; zámkový okraj přímý, přední ucho pravoúhle trojúhelníkového obrysu; radiální jemná šupinatá žebírka a hlubší bysální výřez.

Pravá miska shodná s levou, přední ucho s hlubokým bysálním výřezem a radiálními granulovanými žebírky, zadní ucho pravoúhle trojúhelníkového obrysu s radiálními žebírky. U juvenilních misek skulptury v rýhách omezeny jen na přírůstkové lamely, zatím co u adultních misek se vyvíjejí druhotná granulovaná žebírka.

Rozměry: *Pravá miska:* v: 21, d: 20; v: 15, d: 13; v: 15, d: 15; v: 17, d: 15; v: 14, d: 13; v: 16,5, d: 16 mm

levá miska: v: 19, d: 19,4; v: 20, d: 19; v: 33, d: 33 mm

Poznámky: Druh *Chlamys scabrella* vykazuje velkou variabilitu během burdigalu, helvetu a tortonu (J. Roger, 1939). Nalezené exempláře na Winterbergu se odlišují od spodnoburdigalských forem jemnější skulpturou povrchu, zejména přírůstkovými šupinovitými lamelami v rýhách. Podle srovnání se zobrazeními u J. Rogera (1939) se jeví největší podobnost se synonickými formami *Pecten preascabrellus* Almera a Bofill, 1897 = *Chlamys scabrellus* (Lamarek) z burdigalu Španělska.

Celkově je však možno říci, že vývojové linie u tohoto druhu jsou velmi složité a bez početnějšího srovnávacího materiálu z různých oblastí a stratigrafických stupňů není možno řešit jeho systematiku. Variabilita u povrchových skulptur je u tohoto druhu velmi velká. Kromě toho bylo dokázáno, že povrchové skulptury jsou ovlivněny vnějšími ekologickými faktory a mohou se iterativně vyvíjet ve více liniích.

Chlamys gigas (Schlotheim, 1813)

Tab. XIV, obr. 1.

- | | | |
|------|----------------------------|--|
| 1813 | <i>Pectinites gigas</i> | Schlotheim A. G., Beiträge zur Naturgeschichte der Versteinerungen, str. 92. |
| 1910 | <i>Amussiopecten gigas</i> | Schaffer F. X., Das Miozän von Eggenburg, str. 42, tab. 21, obr. 1, 2. |
| 1928 | <i>Chlamys gigas</i> | Kautsky F., Die biostratigraphische Bedeutung der Pectiniden, str. 267. |
| 1939 | <i>Chlamys gigas</i> | Roger J., Le genre Chlamys, str. 17, tab. I, obr. 5, tab. II, obr. 2, 3, tab. III, obr. 2. |
| 1952 | <i>Chlamys gigas</i> | Hano V. a Senes J., Spodnomiocénna fauna pri Rapovciach, str. 324. |
| 1953 | <i>Chlamys gigas</i> | Csepregy – Meznerics I., A salgótarjáni kőszénfekvé rétegek, str. 47, tab. 4, obr. 6. |

- 1958 *Chlamys gigas* Čtyroký P., Předběžná zpráva o revisním paleontologickém výzkumu, str. 72.
 1958 *Pecten gigas* Hölzl O., Mollusken Fauna etc., str. 59, tab. 3, obr. 4, tab. 4, obr. 1.

Materiál: lok. 42: 4 fragmenty levé misky
 lok. 43: 7 fragmentů levé misky

Popis: Fragmentární části levých misek dovolují stanovit jen některé znaky. Miska poměrně silnostěnná (avšak slabší než u exemplářů ze sp. burdigalu Pováží), žebra poměrně silná, zaobleného profilu, rýhy ploché, jemné koncentrické přírůstkové linie. Uši pravoúhle trojúhelníkového profilu s jemnými vertikálními přírůstkovými liniemi.

Vrcholový úhel u jedné levé misky 116° , laterální okraje mírně vyduté, jamka chondroforu velká, trojúhelníkového obrysu.

Poznámky: Přes fragmentární povahu je možno provést určení poměrně přesně. Podle srovnání s materiálem ze spodního burdigalu Pováží se jednalo o misky poměrně menší velikosti; maximální výška levé misky byla asi 80–100 mm.

Chlamys aff. *northamptoni* (Michelotti, 1839)

Tab. XIV, obr. 5, 6.

- ? 1839 *Pecten northamptoni* Michelotti, Brevi cenni d. Acef. dei terr. tert. d'Italia, str. 8.
 ? 1958 *Chlamys northamptoni* Čtyroký P., Zpráva o výsledcích makropaleontologického výzkumu sp. miocénu atd., str. 46, tab. IX, obr. 2, 3, tab. X, obr. 1, tab. XI, obr. 1, 2.

Materiál: lok. 42: 1 fragment laterálně paliální části misky;
 lok. 43: 4 fragmenty paliální a vrcholové části misky.

Popis: Z fragmentárních úlomků jsou zřetelné jen některé znaky. Miska poměrně plochá, žebra slabě klenutá, rýhy dosti mělké, směrem k paliálnímu okraji se rýhy a žebra splošťují. Na paliálním okraji dobře zřetelné koncentrické přírůstkové linie.

Poznámka: Fragmentární povaha nedovoluje přesné určení. Morfologií žebor a rýh připomínají některé fragmenty velmi silně formy *Ch. northamptoni* ze spodního burdigalu v Podkylavě v Pováží (P. Čtyroký, 1959).

Chlamys cf. *jakloweciana* (Kittl, 1887)

Tab. XV, obr. 5–6.

- ? 1887 *Pecten jaklowecianus* Kittl E., Die Miozänablagerungen des Ostrau-Karwiner Steinkohlreviers, str. 274, tab. 9, obr. 12–16.
 ? 1939 *Chlamys jakloweciana* Roger J., Le genre *Chlamys*, str. 163, tab. 22, obr. 9, 10, 16–18, tab. 23, obr. 1, tab. 24, obr. 7, tab. 26, obr. 18–19.

Materiál: lok. 42: 3 malé fragmenty misek.

Popis: Fragmenty velmi malé, žebra zaobleně hranatého profilu s filamentální střední rýhou; v dvojnásobně široké rýze poměrně úzké žebírko. Směrem k vrcholu se centrální rýha na žebrou a druhotné žebírko v rýze postupně redukuje. Charakteristickým znakem, který umožnil poměrně přesné určení je retikulární mikroskopická struktura povrchu misky. Zvláště dobře je na fragmentech zřetelná na boku rýhy (viz tab. XV, obr. 6).

Poznámky: Fragmenty nedovolují popsat detailní morfologii misky. Na základě srovnání s originálním materiálem druhu z Jaklovce je však možno konstatovat celkovou podobnost v morfologii žeber, rýh a retikulární struktury.

Chlamys sp. [= *Hinnites* sp.]

Tab. XIII, obr. 6.

Materiál: lok. 42: 4 fragmenty misek;

lok. 43: 1 fragment misky.

Popis: Poměrně tenkostěnné fragmenty misek s typickou povrchovou skulpturou rodu. Žebra jsou slabá, nepravidelného průběhu, granulovaného povrchu, rýhy široké, mělké. V rýze 1–2 slabší žebírka granulovaného povrchu. Miska na povrchu slabě zprohýbána.

Poznámky: Fragmentární povaha nedovoluje bližší druhové určení. Podle I. A. Korobkova (1954, 1957) není rod *Hinnites* De France, 1821 věcně opodstatněný, a je synonymem rodu *Chlamys* Bolten, 1798. Bylo dokázáno, že některé druhy rodu *Chlamys* (ku př. *Chlamys multistriata* Poli) za určitých okolností ztrácejí básální upevnění, přirůstají jednou miskou k substrátu a misky nabývají vzhledu zcela shodného se zástupci rodu *Hinnites*.

Chlamys div. sp.

Materiál: lok. 42: 16 fragmentů různých částí misek

lok. 43: 19 fragmentů různých částí misek

Popis: Fragmenty jsou často se zatmelenými neb korodovanými povrchovými skulpturami a je pravděpodobné, že náleží více druhům.

Pecten Müller, 1776

Pecten hornensis Depéret et Roman, 1902

Tab. XIV, obr. 3, 4; tab. XV, obr. 2.

- | | | |
|------|-------------------------|--|
| 1902 | <i>Pecten hornensis</i> | Depéret et Roman, Pectinidés néogènes de l'Europe, díl I, str. 27, tab. 3, obr. 1, 1a. |
| 1910 | <i>Pecten hornensis</i> | Schaffer F. X., Das Miocän von Eggenburg, str. 44, tab. 22, obr. 3–7. |
| 1939 | <i>Pecten hornensis</i> | Roger J., Le genre <i>Chlamys</i> , str. 241. |

- 1953 *Pecten hornensis* Csepreghy — Meznerics I., A salgótarjani köszenfekvő rétegek etc., str. 46, Tab. 5, obr. 1—5.
 1958 *Pecten hornensis* Čtyroký P., Zpráva o výsledcích makropaleontologického výzkumu spodního miocénu, str. 32, tab. III, obr. 1—7.

Materiál: lok. 42: 4 fragmentární pravé misky;
 2 fragmentární levé misky;
 lok. 43: 13 fragmentárních pravých misek;
 13 fragmentárních levých misek;

Popis: Z fragmentů lze usuzovat jen na některé znaky. Misky dosahovaly poměrně velkých rozměrů, výšky maximálně 5—7 cm; pravá miska silně klenutá, žebra zaobleně hranatého profilu, jemné koncentrické přírůstkové linie; na uchu jemné svislé přírůstkové lamely. Levá miska mírně konkávní, žebra zaobleně hranatého profilu, rýhy asi dvojnásobně širší žebor; úzké jemné přírůstkové lamely, zvláště dobře patrné v rýhách. U juvenilních (menších) levých misek žebra asi trojnásobně užší než rýhy; v rýhách dobře zřetelné jemné koncentrické přírůstkové lamely, laterální okraje levé misky zdviženy a naduty se slabě zřetelným svazkem slabých žebor.

Rozměry: maximální výška misek asi 50—70 mm.

Poznámky: Přes fragmentární charakter misek je možno určení provést poměrně přesně. Pravé misky jsou velmi charakteristické klenutím a profilem žebor, levé profilem žebor a dobře vyvinutými koncentrickými lamelami. Ve srovnání s exempláři ze spodního burdigalu v Pováží (P. Čtyroký, 1959) dosahují v průměru větší velikosti.

Pecten (Amussiopecten) Sacco, 1897

Pecten (Amussiopecten) aff. *burdigalensis* Lamarck, 1806

- ? 1806 *Pecten burdigalensis* Lamarck J. B., Annales du Mus. d'Hist. nat. Paris, díl 8, str. 355 (non fig.).
 ? 1955 *Flabellipecten burdigalensis* Accordi B., Stratigrafia e paleontologia, str. 50, tab. 4, obr. 7.
 ? 1955 *Pecten (F.) burdigalensis* Sieber R., Systematische Übersicht, str. 174.

Materiál: lok. 42: 3 malé fragmenty misek;
 lok. 43: 1 fragment laterální části misky.

Popis: Z nalezených fragmentů je patrný hladký povrch misky, na vnitřní straně jsou vyvinuta jemná úzká žebírka zaobleného profilu. Na povrchu jemné koncentrické přírůstkové lamely.

Poznámka: Fragmentární povaha nedovoluje přesné určení. Některé misky musely být dosti velkých rozměrů.

Pecten sp.

Materiál: lok. 42: 2 fragmenty pravých misek;
 lok. 43: 3 fragmenty pravých misek.

Popis: Právě misky jsou poměrně dosti klenuté, žebra zaobleně hranatého profilu, užší zaoblené rýhy. Fragmenty se morfologií žebor a rýh blíží druhu *P. hornensis*, avšak špatné zachování nedovoluje přesné určení.

Limidae d'Orbigny

Lima Brugière 1797

? *Lima sp.*

Materiál: lok. 43: 4 fragmenty misek.

Popis: Na povrchu fragmentů poměrně jemná, hustá radiální žebra, nepravidelně řídce šupinatá. Pro špatné zachování nelze z jistotou určit ani rodově.

Anomiidae Gray

Anomia Müller, 1776

Anomia ephippium cf. *ephippium* (Linnaeus, 1758)

Tab. XV, obr. 1.

Materiál: lok. 42: 4 téměř úplné levé misky a větší počet fragmentů;

lok. 43: 3 téměř úplné levé misky a větší počet fragmentů.

Popis: Levé misky silně klenuté, nepravidelně kruhového obrysu, na povrchu nepravidelné skulturování drobnými sulky a rýhami. Ve většině případů povrch silně korodován neb ztmelen pískem. Vzhledem k poměrně špatnému zachování a známé variabilitě nelze přesně rozhodnout, zda misky náležejí k typické subspecii. Rozměry: d: 26, v: 20; d: 34, v: 27 mm.

Anomia ephippium div. ssp.

Materiál: lok. 42: 20 fragmentů různých částí misek;

lok. 43: 30 fragmentů různých částí misek.

Popis: Na základě fragmentů nelze stanovit bližší určení. Fragmenty mají odlišnou povrchovou skulpturu, takže je pravděpodobné, že se jedná o více ekologických (?) subspecií. Užívám proto k označení otevřené nomenklatury.

Ostreidae Lamarck

Ostrea Linnaeus, 1758

Ostrea edulis ssp.

Tab. XV, obr. 3, 4.

Materiál: lok. 42: 18 více neb méně fragmentárních pravých misek, 3 levé a větší počet fragmentů;

lok. 43: 5 fragmentárních pravých misek a velký počet fragmentů.

Popis: Pravá miska nepravidelně zaobleně ledvinovitého, až zaobleně trojúhelníkového obrysu s dobře zřetelnými přírůstkovými koncentrickými liniemi při okrajích. Vnitřní strana misky hladká, svalový otisk nepravidelně půlměsíčitého až kapkovitého obrysu.

Levých misek a jejich fragmentů bylo nalezeno mnohem méně a vykazují velkou variabilitu v povrchových skulpturách. Některé vykazují v povrchové morfologii podobnost se ssp. *adriatica*, jiné se blíží formám označovaným F. X. Schafferem (1910) jako *O. lamellosa* Brocchi. Podle názoru J. Tejkala (1955) není však možno tento druh považovat za samostatný, nýbrž jako subspecii druhu *O. edulis* L.

Levé misky vykazují podobnost s formami *O. edulis* ssp. ze spodního burdigalu v Pováží (P. Čtyrský, 1959).

Vzhledem k známé velké variabilitě druhů rodu *Ostrea* a fragmentární povaze materiálu používám otevřené nomenklatury.

Cirripedia

Hexameridae Gruvel, 1905

* *Balanus* Da Costa, 1778

Balanus concavus cf. *concavus* Bronn

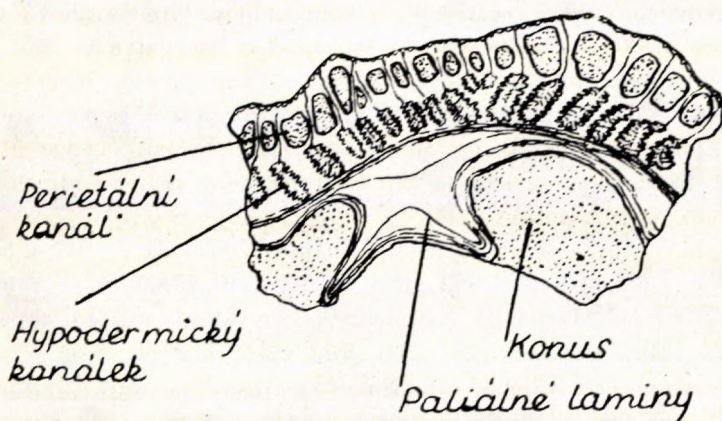
Tab. XIII, obr. 5; tab. XV, obr. 7; tab. XVI.

- | | | |
|--------|----------------------------|---|
| ? 1910 | <i>Balanus concavus</i> | Alessandri G., Die Cirripedier des Miocäns von Eggenburg, str. 121, tab. 48, obr. 2—8. |
| ? 1942 | <i>Balanus c. concavus</i> | Kolosváry G., Über die foss. Formen von <i>B. concavus</i> , str. 104, tab. I, obr. 5. |
| ? 1952 | <i>Balanus concavus</i> | Davadie-Suadeau C., Contribution á l'étude des Balanides etc., str. 17, tab. III, obr. 1, 2, tab. V, obr. 1, 2, tab. VI, obr. 1, 1bis, 2. |
| ? 1953 | <i>Balanus concavus</i> | Davadie-Suadeau C., Description d'une faune Pliocene etc., str. 101, tab. VI, obr. 5. |
| ? 1959 | <i>Balanus concavus</i> | Cornwall I. E., Identifying fossil and recent barnacles etc., str. 646, text. obr. 1h. |

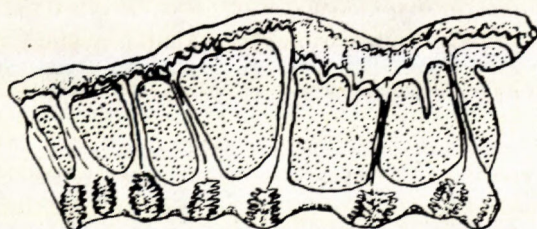
Materiál: lok. 42: 170 fragmentárních stěnových desek a velký počet menších fragmentů, 5 fragmentárních scut;
lok. 43: 86 fragmentů stěnových desek a velký počet malých fragmentů.

Popis: Jednotlivé části schránky byly nalezeny vždy izolovaně. Barva stěnových desek žlutobílá až šedorůžová (jedná se v mnoha případech o postmortální zabarvení), u menších exemplářů na povrchu úzká, hustá, od base vybíhající žebra, u velkých desek na povrchu silná, avšak málo početná žebra; u některých velkých desek jsou povrchová žebra dosti redukována, takže povrch je téměř hlad-

ký. Na rayonech a křídlech (alae, názvy podle C. Davadie-Suadeau, 1952) jsou jemné paralelní lamely. Pochva hladká, v oddílu carinolaterale jemné horizontální proužky. Celkový tvar schránky nelze z jednotlivých desek bezpečně určit, avšak měl zřejmě velkou variabilitu. Juvenilní exempláře měly tvar poměrně nízké, široce kuželovité, zatím co adultní (velké) byly vysoce kuželovité. Velká variabilita se jeví i u povrchových skulptur na stěnových deskách, některé se velmi podobají exemplářům G. Kolosváryho (1942) z miocénu Maďarska.



Obr. 1. *Balanus concavus* cf. *concavus* Bronn, řez stěnovou deskou ve výši pochvy.



Obr. 2. *Balanus concavus* cf. *concavus* Bronn, řez stěnovou deskou na bázi.

Scutum je mírně prohnuté, vysoce trojúhelníkovitého tvaru, s jedním rohem zaobleným. Na povrchu svazek radiálních a koncentrických lamel, které tvoří spolu retikulární skulpturu; podélné linie sahají až k artikulačním okrajům. Vnitřní strana scuta nemohla být zkoumána.

Za účelem studia vnitřní stavby stěnových desek byly zhotoveny řezy a seriální řezy z jednotlivých desek a povrch vyleštěn. Tuto metodiku použili již C. Davadie-Suadeau (1952) a I. E. Cornwall (1956).

Na řezích stěnových desek se projevuje též velká variabilita jednotlivých

obrazců. Parietální kanálky poměrně velké, na basi zaobleně hranatého průřezu, směrem k vrcholu nepravidelně tří- až čtyřúhelníkového průřezu. V parietálních kanálcích směrem k vnějšímu povrchu desky jsou druhotné rekrystalisované výplně čirého kalcitu. Na vnějším okraji stěnových desek jsou drobné sulkovité záhyby a svrážetliny, někdy se slabě vyvinutými filamentárními kanálky.

Hypodermické kanálky leží v prostoru mezi kanálky parietálními a paliálními. Kanálek hypodermický je stromečkovitého tvaru, leží na vnitřní straně mezi dvěma parietálními kanálky; laterální výběžky jsou zřetelné na okraji, kde vybíhají ze stromečkovitého útvaru; jsou tenké a končí malou, blíže kruhovitou naduřeninou. Na řezech, které jsou vedeny ve výši pochvy jsou zřetelné paliální laminy, hustě za sebou následující a v oblých tvarech obíhající konus. Na řezech vedených na basi stěnové desky chybí paliální laminy s konusem a hypodermické kanálky sahají až k vnitřnímu okraji. Při zhotovení seriálních řezů z jedné stěnové desky je zřetelné, že směrem od base se obrazy (t. j. průřezy parietálních a hypodermických kanálků) zmenšují.

Srovnáním s popsányými řezy druhu *Balanus concavus* a jeho subspecií u C. D a v a d i e - S u a d e a u (1952) jeví se největší podobnost se zobrazením na tab. XXV, obr. 1. Malé odlišnosti se jeví v utváření průřezu hypodermických kanálků. U našich exemplářů jsou laterální výběžky zřetelné až v místech, kde vybíhají ze stromečkovitého útvaru. Na druhé straně je nutno konstatovat odlišnost našich obrazců od obrazů *Balanus concavus* B r o n n z miocénu Calvert Beach (Maryland) u I. E. C o r n w a l l (1956). Odlišné je zejména utváření parietálních a hypodermických kanálků. Naproti tomu jeví se jistá podobnost s exemplářem *Balanus tintinnabulum californicus* P i l s b r y na obr. 1e. Jisté rozdíly jsou však v průběhu hypodermických kanálků a jejich morfologii.

P o z n á m k a : O druhu *Balanus concavus* je známo, že v miocénu a pliocénu vykazuje velikou variabilitu. Povrchové skulptury jsou u různě ontogeneticky starých jedinců značně rozdílné. Kromě toho u recentních druhů je známá variabilita schránek jednoho druhu v závislosti na prostředí, kde je přisedlý (F. T r u s h e i m, 1932). Otázka variability obrazů jednotlivých kanálků není dosud propracována na větším materiálu, takže variabilita u našich exemplářů nemůže být systematicky zhodnocena. Zároveň není možno určit, na jaké objekty naše formy přisedaly, neboť se jedná o izolované části schránek.

Stratigrafické zhodnocení

Při hodnocení litorální thanatocenosa mořské fauny z lokalit na Winterbergu je nutno zdůraznit špatné zachování, zejména u misek mlžů. Tato okolnost měla pochopitelně vliv na přesnost určení u některých druhů. Z hodnocení je nutno tedy vyjmout ty druhy, které nebylo možno v důsledku špatného zachování určit, neb jejichž stratigrafické rozšíření je v rámci miocénu značně velké.

Patří k nim červ *Ditrupea cornea* (L.), mlži *Chlamys* sp. [= *Hinnites*], *Chlamys* div. sp., *Chlamys* cf. *scabrella* (Lk.), *Pecten* sp., ?*Lima* sp., *Anomia ephip-*

pium cf. *ephippium* L., *Anomia ephippium* div. sp., *Ostrea edulis* ssp., cirriped *Balanus concavus* cf. *concavus* Bronn. a plž *Calyptrea* sp.

Druhy, které zbývají pro řešení stratigrafie jsou tedy: *Chlamys gigas* (Schlotheim), *Chlamys* aff. *jakloweciana* (Kittl), *Chlamys* aff. *northamptoni* (Michelotti), *Pecten hornensis* Depéret et Roman a *Pecten* (*Amussiopecten*) aff. *burdigalensis* Lamarck.

Chlamys gigas a *Pecten hornensis* jsou druhy, které v karpatských pánvích jsou charakteristickými druhy spodního burdigalu (F. X. Schaffer, 1910, F. Kautsky, 1928, O. Ganss, 1936, J. Roger, 1939, I. Csepregy — Meznerics, 1953, 1957, T. Buday a I. Cicha, 1956, J. Seneš, 1952, 1957, P. Čtyroký, 1957, 1959 a O. Hölzl, 1958). Jediný nález nepřesně určeného *Pecten* aff. *hornensis* z typového profilu helvetu v Imihubel ve Švýcarsku uvádí R. F. Rutsch (1958). Tento nález nemá rozhodujícího významu, jednak proto, že se nejedná o přesné určení, jednak proto, že helvet karpatských pánví neodpovídá patrně původnímu stratotypu Mayer — Eymara (I. Cicha a J. Tejkal, 1959, I. Cicha, 1959).

Chlamys jakloweciana (Kittl) byl původně popsán z litorálních sedimentů z Jaklovce v Ostravě (E. Kittl, 1887), které jsou nyní řazeny do burdigalu (O. Ganss, 1936, P. Čtyroký, 1958). K. Bílek (1954) uvádí tento druh bez bližší lokalisace z oblasti Skalice a Chropova. F. Kautsky (1928) na základě chybného řazení Jaklovce do helvetu považoval tento druh za helvetský a uvádí jej i z lokalit Stetten a Gaindorf (helvet) a Sievring (torton). J. Roger (1939) na základě revise všech známých nálezů uvádí, že je znám ze svrchního burdigalu Španělska (sub. syn. *P. bryozodermis* Alm. et Bof. a *P. triliratus* Alm. et Bof.), z helvetu mediterranní a atlantické provincie. Jediným nálezem v tortonu je údaj z lokality Sievring v Rakousku. Na základě literárních dat je nutno uvažovat u *Ch. jakloweciana* o velkém stratigrafickém rozšíření; vzniká též domněnka, nejedná-li se o homeomorfní tvary vzniklé odstěpením v různých údobích miocénu.

Chlamys northamptoni (Michelotti) z území karpatských pánví je znám ze spodního miocénu (akvitánu) u Balašských Ďarmot (A. Schréter, 1929, I. Gaál, 1938), problematicky z burdigalu v Rapovcích (V. Hano a J. Seneš, 1952) a ve spodním burdigalu v Pováží (P. Čtyroký, 1959). Podle sdělení I. Csepregy — Meznerics (in litt.) vyskytuje se v akvitánu v Egeru a v burdigalu Recsk — Darnó. Z ostatních oblastí uvádí Th. Fuchs (1881) tento druh z prvního mediterranu od Torina, S. Venzo (1939) a B. Accordi (1955) ze šatu a akvitánu sev. Italie; J. Roger (1939) všeobecně z tongrienu až helvetu, F. Roman a J. Roger (1939) z burdigalu Malty. Z východomediterranní provincie F. X. Schaffer (1901) ze spodního miocénu Syrie a L. Erünal — Erentöz (1956) z burdigalu Anatolie.

Pecten (*Amussiopecten*) *burdigalensis* Lamarck je znám jako vůdčí druh

spodního miocénu (J. Roger 1939), z oblasti karpatských pánví z akvitánu v Balašských Ďarmotách (I. Gaál, 1938), z burdigalu v Rapovcích (V. Hano a J. Seneš, 1952), z burdigalu v Prešově (J. Švagrovský, 1953), z akvitánu v Egeru (J. Noszky, 1936) a z burdigalu salgótarjánské pánve, okolí Budapešti, úpatí pohoří Cserhát a Börzsöny (I. Csepregy - Meznerics, 1956).

Na základě fauny pectinidů je možno říci, že písčité litorální sedimenty na Winterbergu jsou *burdigalského stáří*. Fauna pectinidů vykazuje velkou podobnost s faunami spodního burdigalu Pováží (P. Čtyroký, 1959), jižního Slovenska (J. Seneš, 1952, V. Hano a J. Seneš, 1952), Jaklovce v Ostravě (O. Ganss, 1936, P. Čtyroký, 1958) a s faunami maďarského burdigalu (I. Csepregy - Meznerics, 1953, 1956).

Bohatý výskyt druhu *Balanus concavus* nemá pro stratigrafii větší význam. Podle G. Kolosváryho (1942) atlantické třetihorní formy druhu *Balanus concavus* jsou známy od oligocénu do pliocénu. Z maďarského oligo-miocénu uvádí tři subspecie *Balanus concavus concavus*, *Balanus concavus chesapeakeensis* a *Balanus concavus glyptotoma*. Typický druh vyskytuje se podle tohoto autora začátkem miocénu, ostatní dvě subspecie vznikly později během miocénu. Tyto subspecie nejsou jen systematické, ale i biologické, neboť přisedají na různé objekty. Na Winterbergu byly nalezeny toliko jednotlivé části schránky a otázka subspecií nemohla být tedy řešena. Hromadný výskyt zástupců rodu *Balanus* svědčí patrně na poměrně teplé klimatické poměry v době svrchního burdigalu v oblasti Vídeňské pánve.

Otázka, zda se jeví faunistické odlišnosti mezi faunami mořských měkkýšů spodního a svrchního burdigalu (ve smyslu T. Buday a I. Cicha, 1956), nemohla zatím být s konečnou platností vyřešena. Fauna z Winterbergu je jedinou chudou faunou měkkýšů svrchního burdigalu a srovnání s bohatými faunami spodního burdigalu by bylo značně schematické. Je nutno zatím zdůraznit, že všechny druhy pectinidů, nalezené na Winterbergu se vyskytují i ve spodním burdigalu karpatských pánví. Na druhé straně v sedimentech spodního burdigalu se na žádné lokalitě na našem území nevyskytují sessilní *Cirripedia* v tak velkém množství; ovšem tato okolnost má patrně jen význam biofaciální.

Při řešení otázek rozdílnosti faun spodního a svrchního burdigalu na území karpatských pánví je nutno si povšimnout korelace jednotlivých stupňů burdigalu. Z Rhônské pánve (D. Mongin, 1952) jsou známy tři postupně se rozšiřující transgrese spodního, středního a svrchního burdigalu. Jednotlivé stupně mají odlišnou faunu pectinidů a jsou faunisticky oddělitelné. Zatím co transgrese spodnoburdigalská byla velmi omezeného rozsahu, transgrese středně a svrchnoburdigalská zasáhly daleko na sever a severovýchod až do perialpinní deprese. Na základě faunistických vztahů vyslovila zmíněná autorka názor, že obě mladší burdigalské transgrese v Rhônské pánvi mají, kromě k faunám aquitánským a ital-

ským, vztah též k faunám burdigalu Vídeňské pánve. Je si tedy nutno uvědomit z hlediska celoevropské korelace burdigalu, že spodní burdigal karpatských pánví (v marinním vývoji) zřejmě neodpovídá spodnímu ale patrně svrchnímu, nanejvýše střednímu burdigalu pánve Rhônské.

Právě tak transgrese svrchního burdigalu ve vídeňské pánvi (ve smyslu T. Budaye a I. Cichy, 1956) znamenala jen jistou, byť i časově patrně dosti oddělenou oscilaci omezeného geografického rozsahu, a nekryje se svým rozsahem s celým svrchním burdigalem Rhônské pánve. Je ovšem těžko řešitelné, v jakém rozsahu si tyto stupně odpovídají, neboť v mobilních oblastech karpatských pánví existovaly jistě odlišné a časově jiné pohyby, než v jiných místech alpskokarpatského oblouku.

Stručné závěry

V práci je zpracována mořská fauna litorálních sedimentů svrchního burdigalu na vrchu Winterberg u Skalice na Slovensku.

Ve fauně bylo s různou taxionomickou přesností určeno 13 mlžů, 1 plž a po jednom druhu červů a cirripedií. Zachování fauny je velmi fragmentární, avšak nález většího počtu fragmentů některých druhů umožnil přesnější určení.

Při určování izolovaných částí druhu *Balanus concavus* bylo použito metody řezů a nábrusů stěnových desek.

Nejpočetněji jsou v thanatocenose zastoupené druhy čeledi *Pectinidae*. Na základě výskytu některých druhů této čeledi, jako *Chlamys gigas*, *Pecten hornensis*, *Pecten burdigalensis* a *Chlamys northamptoni* je možno potvrdit burdigalské stáří sedimentů. Důležitá je i okolnost, že všechny nalezené druhy pectinidů na Winterbergu byly nalezeny na území karpatských pánví i ve spodním burdigalu (ve smyslu T. Budaye a I. Cicha, 1956).

Vzhledem k tomu, že nalezená fauna je fragmentární a druhově poměrně chudá, nebylo možno provést vyčerpávající srovnání s faunami spodního burdigalu, resp. odlišení mořských faun spodního a svrchního burdigalu. Takové srovnání chudých faun z Winterbergu s bohatými faunami spodního burdigalu by vyznělo značně schematicky.

Na základě dosavadních znalostí je však možno vyslovit názor, že ve faunách čeledi *Pectinidae* ve svrchním a spodním burdigalu na našem území se nejeví podstatné rozdíly.

Při hodnocení stratigrafického stáří a korelaci je poukázáno na okolnost, že sedimenty spodního burdigalu ve Vídeňské pánvi odpovídají patrně rozsáhle transgresivnímu svrchnímu, nanejvýše střednímu burdigalu Rhônské pánve (D. Mongin, 1952); sedimenty svrchního burdigalu ve Vídeňské pánvi tvoří pak jen svrchní, transgresivně samostatnou, avšak paleogeograficky omezenou oscilaci tohoto cyklu.

Ústřední ústav geologický,
Praha

- [1] Accordi B., 1956: Stratigrafia e paleontologia delle formazioni oligomioceniche del Trevigiano orientale, Mem. degli Inst. di Geol. e Min. dell'Univ. di Padova, vol. XIX, 1955—56, Padova. — [2] Alessandri G., 1910: Die Cirripedier des Miocäns von Eggenburg, in Schaffer F. X., Abhandlungen k. k. Geol. Reichsanstalt, Bd. 22, Wien. — [3] Andrusov D., 1938: Faune du Burdigalien et de l'Helvétien de la Slovaquie occidentale, Bull. de l'Assoc. russe les recherches scient. a Prague, vol. VII, č. 44, Praha. — [4] Bellardi L. a Sacco F., 1872—1904: I. molluschi dei terreni terziarii del Piemonte e della Liguria, Torino. — [5] Bílek K., 1955: Nové poznatky o neogénu vnitroalpské Vídeňské pánve, Geologický sborník, V., č. 1—4, Bratislava. — [6] Buday T., 1937: Bericht über die Kartierungsarbeiten im Jahre 1937, Zpráva Vacuum Oil Co., Praha, (rukopis), Geofond — Praha. — [7] Buday T., 1955: Zpráva o přehledném výzkumu neogénu pro generální mapu ČSR na listech Hodonín, Trenčín a Bratislava v roce 1955, Geofond. — [8] Buday T., 1955: Současný stav stratigrafických výzkumů v spodním a středním miocénu dolnomoravského úvalu, Věstník ÚÚG, roč. 30, č. 4, Praha. — [9] Buday T., 1955: Zpráva o geologickém mapování v severovýchodní části dolnomoravského úvalu, Zpráva o geol. výzkumech v r. 1955, Praha. — [10] Buday T. a Cícha I., 1956: Nové názory na stratigrafii spodního a středního miocénu dolnomoravského úvalu a Pováží, Geol. práce, zoš. 43, Bratislava. — [11] Bürgel H., 1949: Zur Stratigraphie und Tektonik des oberösterreichischen Schliers, Verhandlungen Geol. Bundesanstalt, 1946, Heft 10—12, Wien. — [12] Cícha I., 1956: Stratigr. zhodn. neog. mikrofaun v sv. části dolnomoravského úvalu a v neogénu Pováží, Zpr. o geol. výzk. v r. 1955, Praha. — [13] Cícha I., 1957: Současný stav názorů na vývoj mikrofauny burdigalu a helvetu Vídeňské pánve a Pováží (sv. část pannonské pánve), Věstník ÚÚG, roč. 32, Praha. — [14] Cícha I., 1959: Je helvet ve smyslu stratotypu samostatným stupněm? (v tisku). — [15] Cícha I. a Tejkál J., 1959: Zum Problem des sog. Oberhelvets in den karpatischen Becken (v tisku). — [16] Cornwall I. E., 1956: Identifying fossil and recent barnacles by the figures in the shell, Journ. of Paleont., vol. 30, no. 3, Tulsa. — [17] Csepregy — Meznerics I., 1953: A salgátarjani kőszénfekvé rétegek faunája és kőra, Földtani Közlemények, vol. 83, Budapest. — [18] Csepregy — Meznerics I., 1956: Stratigraphische Gliederung des ungarischen Miozäns im Lichte der neuen Faunauntersuchungen, Acta geol. acad. Sci. Hungaricae, tom IV, fasc. 2, Budapest. — [19] Čtyroký P., 1957: Zpráva o paleontologickém výzkumu na několika neogenních lokalitách v Pováží, Zprávy o geol. výzkumech v r. 1956, Praha. — [20] Čtyroký P., 1957: Předběžné výsledky makropaleontologického výzkumu v Pováží, Geofond Praha. — [21] Čtyroký P., 1958: Předběžná zpráva o revisním paleontologickému výzkumu na Jaklovci v Ostravě, Věstník ÚÚG, roč. 33, č. 1, Praha. — [22] Čtyroký P., 1958: Zpráva o výsledcích makropaleontologického výzkumu spodního miocénu v Pováží v letech 1956—57, Geofond Praha. [23] Čtyroký P., 1959: Výskyt Diptura cornea (L.) ve spodním miocénu ČSR, Časopis pro mineralogii a geologii r. 4, č. 3. — [24] Čtyroký P., 1958: Fauna mořských měkkýšů spodního burdigalu v Pováží, Geol. práce, zoš. 51, Bratislava. — [25] Davadieu — Suadeau C., 1952: Contribution á l'étude des Balanides tertiaires de l'Algérie, Bull. Serv. Carte géol. Algérie, 1 sér. Paleont., no. 15, Alger. — [26] Davadieu — Suadeau C., 1953: Description d'une faune Pliocène et Quaternaire de Cirripedes provenant de l'Italie du Sud et de la Sicile, Bull. du Serv. de la Carte Géol. de l'Algérie, 1 sér. Paleont., no. 15, Alger. — [27] Depéret Ch. a Roman F., 1902: Monographie des Pectinides néogènes de l'Europe et des régions voisines, genre Pecten, Mém. Soc. Geol. France, vol. 26, prém. part., Paris. — [28] Erünaal-Erentöz L., 1956: Stratigraphie des Bassins néogènes de Turquie plus spécialement d'Anatolie meridionale et comparaisons avec le Domaine mediterraneén dans son ensemble, Public. de l'Istit. d'études et de rech. minières de Turquie, sér. C, no. 3, Ankara. —

- [29] Fleming C. A., 1957: The Genus *Pecten* in New Zealand, New. Zeal. Geol. Survey, Paleont. Bull. 26, Wellington. — [30] Fuchs Th., 1881: Über die miocänen *Pecten*-Arten aus den nördlichen Apenninen in der Sammlung Manzoni, Verhandlungen k. k. geol. Reichsanstalt, no. XVI, Wien. — [31] Fuchs Th., 1881: Über die von G. Michelotti aus den Serpentinanden von Turin beschriebenen *Pecten*-Arten, Verhandlungen der k. k. geol. Reichsanstalt, no. XVI, Wien. — [32] Gaál I., 1938: Über mit der Egerer gleichalterige tertiäre Molluskenfauna von Balassagyarmat und das Oligozän-Problem, An. Mus. Nat. Hungarici, vol. 31, Budapest. — [33] Ganss O., 1936: Das Miocän des Jaklovec bei Mähr. Ostrau und dessen Bedeutung für die Stratigraphie des Schlesischen Miocäns, Firgenwald, 9 Jhg. Liberec. — [34] Grill R., 1943: Über mikropaleontologische Gliederungsmöglichkeiten im Miozän des Wiener Beckens, Mitt. Reichsanst. f. Bodenf., Bd. 6, Wien. — [35] Hano V. a Seneš J., 1952: Spodnomiocénna fauna pri Rapovciach, Geol. Sborník slov. akad. vied, 1952, č. 1–2, Bratislava. — [36] Hagn H. et Hölzl O., 1952: Geologisch-paleontologische Untersuchungen in der subalpinen Molasse des östlichen Oberbayerns zwischen Prien und Sur mit Berücksichtigung des im Süden ausschliessenden Helvetikums, Geologica Bavarica, Nr. 10, München. — [37] Hölzl O., 1958: Die Mollusken-Fauna des oberbayerischen Burdigals, Geologica Bavarica, Nr. 38, München. — [38] Hörnes M., 1870: Die fossilen Mollusken des Tertiär-Beckens, von Wien, II. díl, Abhandl. k. k. Geol. Reichsanstalt, Bd. 4, Wien. — [39] Kautsky F., 1928: Die biostratigraphische Bedeutung der Pectiniden des niederösterreichischen Miocäns, Ann. der Naturhist. Mus. in Wien, Bd. 42, Wien. — [40] Kittl E., 1887: Die Miocänablagerungen des Ostrau-Karwiner Steinkohlen-Reviers und deren Fauna, Ann. der k. k. Naturhist. Hofmus. in Wien, Bd. 2, Wien. — [41] Kolosváry G., 1942: Über die fossilen Formen von *Balanus concavus* Bronn. in Ungarn, Ann. Hist. Nat. Mus. Hungarici, p. min. geol. paleont., 1942, Budapest. — [42] Korobkov I. A., 1954: Spravočnik i metodičeskoje rukovodstvo po tretičnym molluskam, Platinčatožabernyje, I. díl, Leningrad. — [43] Korobkov I. A., 1957: K sistematike semejstva Pectinidae, Vestnik Leningradskogo obščestva, no. 18, vyp. 3, ser. geol. i geogr., Leningrad. — [44] Meznerics I., 1944: Ditrupa-Reste aus Ungarn, Ann. hist. nat. Mus. Hungarici, pars min. geol. pal., vol. 37, Budapest. — [45] Mongin D., 1952: Gastropodes et Lamellibranches du Burdigalien de Provence, Mém. Mus. Nat. d'hist. nat., nouv. ser., ser. C, t. II, fasc. 2, Paris. — [46] Noszky J., 1936: Die Molluskenfauna des Oberen Cattiens von Eger, Ann. Mus. Nat. Hist. Hung., vol. 30, Budapest. — [47] Roger J., 1939: Le Genre *Chlamys* dans les formations néogènes de l'Europe, Mém. Soc. Géol. France, vol. 40, Paris. — [48] Roman F. et Roger J., 1939: Observations sur la faune des Pectinidés de Malte, Bull. Soc. Géol. France, 5 ser. t. IX, Paris. — [49] Rutsch R. F., 1958: Das Typus-Profil des Helvétien, Eclogae Geol. Helvetiae, vol. 51, Basel. — [50] Schaffer F. X., 1901: Beiträge zur Kenntnis des Miocänbeckens von Cilicien, Jahrbuch der k. k. Geol. Reichsanstalt, 51 Bd., Wien. — [51] Schaffer F. X., 1910: Das Miocän von Eggenburg, Abhandl. k. k. Geol. Reichsanstalt, Bd. 22, Wien. — [52] Seneš J., 1951: Geologické pomery územia medzi obcami Rapovce a Čakanovce na južnom Slovensku, Geol. sborník slov. akad. vied, II, Bratislava. — [53] Seneš J., 1952: Štúdium o akvitánskom stupni, Geol. práce, zoš. 31, Bratislava. — [54] Seneš J., 1956: Nové názory na stratigrafiu spodného miocénu južného Slovenska na základe nových výzkumov v strednej Európe, Geol. sborník, roč. VII, č. 3–4, Bratislava. — [55] Seneš J. a Csepregy-Meznerics I., 1957: Neue Ergebnisse der stratigraphischen Untersuchungen miozäner Schichten in der Südslowakei und Nordungarn, Neues Jahrbuch Paläont., 1957, Nr. 1, Stuttgart. — [56] Schmidt W. J., 1955: Die tertiären Würmer Österreichs, Österr. Akad. Wiss., math. naturwiss. Kl., Denkschriften. 109 Bd., 7 Abh., Wien. — [57] Schröter A., 1929: A borsod-hevesi szén- és lignitterületek bányaföldtani leírása, A. m. Kir. Föld. Kiadvány, Budapest. — [58] Sieber R., 1953: Die Fauna des Schlierbasisschutt des Steinberggebietes von Zistersdorf, Verh. Geol. Bundesanstalt, 1953, Heft 3, Wien. — [59] Sieber R., 1953: Systeme-

matische Übersicht der jungtertiären Bivalven des Wiener Beckens, Ann. natur-hist. Mus. in Wien, 60. Bd., Wien. — [60] Sommermeier L., 1938: Die tektonischen und stratigrafischen Grundlagen der Erdöllagerstätten im Neogen von Südmähren und der Slowakei, Petroleum, roč. 33, Berlin. — [61] Špička V., 1953: Výroční geologická zpráva o výzkumné vrtné činnosti v oblasti Hodonín v roce 1952, Zpráva ČND, Hodonín. — [62] Špička V. a Zapletalová I., 1956: Příspěvek k poznání spodního a středního miocénu v severovýchodní části Vídeňské pánve, Práce. úst. pro naft. výzkum, řada E, publ. č. 23–25, Praha. — [63] Švagrovský J., 1953: Geologické pomery a fauna severnej časti Košickej kotliny, Geol. sborník SAV, r. III, č. 3–4, Bratislava. — [64] Tejkal J., 1955: Mlži tortonských písků z Kienbergu u Mikulova, Sborník ÚÚG, sv. 22, odd. paleont., Praha. — [65] Trusheim F., 1932: Paläontologische Bemerkenswertes aus der Ökologie rezenter Nordsee-Balaniden, Senckenbergiana, Bd. 14, Frankfurt a. M. — [66] Urban K., 1946: Příspěvek k poznání hlubšího miocénu v okolí Hodonína, Sb. St. úst. geol., roč. XIII, Praha. — [67] Veit E., 1943: Zur Stratigraphie des Miozäns im Wiener Becken, Mitt. des Reichsamts f. Bodenforschung, Bd. VI, Wien. — [68] Vanzo S., 1938: La presenza del Cattiano a molluschi nel Trevigiano e nel Bassanese, Boll. Soc. Geol. Ital., vol. 58, fasc. 2. — [69] Zapletalová I., 1953: (in Horčic K.) Výroční zpráva ČND v Hodoníně, Geofond, Praha.

PAVEL ČTYROKÝ

DIE OBERBURDIGALISCHE FAUNA VOM WINTERBERG BEI SKALICA IN DER WESTSLOWAKEI (Inneralpines Wiener Becken)

Die vorliegende Arbeit beschäftigt sich mit der marinen Fauna aus litoralen Ablagerungen Oberburdigals in der Westslowakei.

Am Winterberg bei Skalica in der Slowakei sind im Hangenden der Schlierschichten von Lužice (T. Buday et I. Cicha, 1956) ziemlich mächtige Sand- und Sandsteinlagen entwickelt, deren stratigraphische Position eine lange Zeit ungelöst blieb. Auf Grund neuer Kartierung und der Mikrofauna-Analyse wurden die Winterberger Sande zum Oberburdigal eingegliedert (T. Buday, 1955, T. Buday et I. Cicha, 1956, V. Špička et I. Zapletalová, 1956). Die obenangeführten Autoren haben bei ihren Untersuchungen festgestellt, dass die Sandsteine vom Winterberg den basalen Sandschichten von Lužice im inneralpinen Becken entsprechen, die sich im Hangenden der Schuttkonglomerate (Schlierbasisschutt der österreichischen Autoren) und der Haller Schlierschichten in Österreich befinden.

Die oberburdigalische Makrofauna wurde bisher aus dem Wiener Becken noch nicht beschrieben. Aus Bohrungen im Schuttkonglomerat (Schlierbasisschutt) im Gebiet von Zisterdorf beschrieb eine ziemlich artenreiche Faunenassoziation R. Sieber (1953). Auf Grund einer schlecht erhaltenen Fauna hält er die Schuttkonglomerate (Schlierbasisschutt) für Oberhelvet. Unsere im tschechoslowakischen Teil des Wiener Beckens festgestellte Tatsachen über Ausbreitung, Art und Weise des Schuttkonglomerates, wie auch die am Winterberg gefundene Fauna gestatten uns die Vermutung zu äussern, dass die von R. Sieber (1953) beschriebene Thanatozönose auch die aus den unterburdigalischen Ablagerungen überschwemmten Faunenbruchstücke enthalten könnte und einige Arten wegen ihres fragmentären Zustandes nicht richtig bestimmt werden könnten.

Mit verschiedener taxionomischer Genauigkeit wurden am Winterberg 13 Arten von Lamellibranchiaten und je 1 Art von Gastropoden, Würmern und Cirripeden bestimmt.

Ein übersichtliches Artenverzeichnis wird im tschechischen Teil (S. 117) veröffentlicht. Die

Fauna ist nur im fragmentären Zustand erhalten; aber eine grössere Anzahl von Bruchstücken einiger Arten (besonders die der Pectinidenschalen) ermöglichte uns doch nähere Bestimmung der gefundenen Fauna.

Bei der Bestimmung der einsamen Teilen von *Balanus concavus* cf. *concavus* Bronn. wurde die Methode serialer Schnitte und Schleifen der Wandplatten angewandt (C. Davadieu-Suadeau, 1952, I. E. Cornwall, 1956).

Zahlenmässig am häufigsten sind in der Thanatozönose Formen der Gattung *Pectinidae* vertreten. Den vorgefundenen Arten dieser Gattung nach, wie z. B. *Chlamys gigas* (Schlotheim), *Pecten hornensis* Depéret et Roman, *Pecten* aff. *burdigalensis* Lamarck und *Chlamys* aff. *northamptoni* (Michelotti) konnte das burdigalische Alter dieser Ablagerungen bestätigt werden.

Von Wichtigkeit ist die Tatsache, dass alle am Winterberg gefundenen Arten in den Gebieten der Karpatenbecken auch im Unterburdigal vorkommen (F. X. Schaffer, 1910, F. Kautsky, 1928, O. Gan'ss, 1936, J. Roger, 1939, I. Csepregy-Meznerics, 1953, 1956, T. Buday et I. Cicha, 1956, J. Seneš, 1952, 1957, P. Čtyroký, 1957, 1959, O. Hölzl, 1958).

Wegen des fragmentären Zustandes der vorgefundenen, ziemlich artenarmen Fauna musste eine ausführliche Vergleichung mit den unterburdigalischen Faunen, bzw. die Unterscheidung der marinen Fauna Unter- und Oberburdigals unterbleiben. Eine solche Vergleichung der artenarmen Fauna vom Winterberg mit reicher unterburdigalischen Fauna dürfte ziemlich schematisch erscheinen.

Auf Grund unserer bisherigen Kenntnisse kann doch die Ansicht geäußert werden, dass die Fauna der Gattung *Pectinidae* im Ober- und Unterburdigal unseres Gebietes keine wesentlichen Unterschiede aufweist.

Bei der Beurteilung des stratigraphischen Alters und bei der Korrelation wird in der vorliegenden Arbeit auf die Tatsache verwiesen, dass die unterburdigalischen Ablagerungen im Wiener Becken wahrscheinlich dem umfangreichen, transgressiven Ober-, höchstens Mittelburdigal des Rhône-Beckens (Provence) entsprechen (D. Mongin, 1952); die oberburdigalischen Ablagerungen demgegenüber nur die obere, transgressiv zwar selbständige, paläogeographisch jedoch begrenzte Oszillation dieses Zyklus darstellen. Diese Voraussetzung wird auch durch eine ziemlich grosse Übereinstimmung der unterburdigalischen und oberburdigalischen Pectinidenfauna in unserem Gebiet bestätigt (im Sinne T. Buday et I. Cicha, 1956).

Geologische Zentralanstalt,
Praha

Übersetzt von Ing. M. Rumann.

Erläuterungen zu den Abbildungen

Abb. 1 (im tschechischen Text): *Balanus concavus* cf. *concavus* Bronn, Wandplattenschnitt in Höhe der Scheide.

Abb. 2: *Balanus concavus* cf. *concavus* Bronn, Wandplattenschnitt an der Basis.

Taf. XIII

Abb. 1. *Chlamys* cf. *scabrella* Lmk., Oberflächenskulptur, Lok., 42, Winterberg, 3,5fach vergrößert.

Abb. 2. *Chlamys* cf. *scabrella* Lmk., Lok. 42, Winterberg, 1,5fach vergr.

Abb. 3. *Chlamys* cf. *scabrella* Lmk., Lok. 42, Winterberg, 1,5fach vergr.

- Abb. 4: *Chlamys* cf. *scabrella* Lmk., Lok. 42, Winterberg, 1,5fach vergr.
 Abb. 4: *Chlamys* cf. *scabrella* Lmk., Lok. 42, Winterberg, 1,5fach vergr.
 Abb. 5: *Balanus concavus* cf. *concavus* Bronn, Scutum, Lok. 43, Winterberg, 1,5fach vergr.
 Abb. 6: *Chlamys* sp. (= *Hinnites* sp.), Lok. 42 Winterberg, 1,5fach vergr.

Taf. XIV

- Abb. 1: *Chlamys gigas* (Schlotheim), Lok. 43 Winterberg, 1,5fach vergr.
 Abb. 2: *Chlamys* cf. *scabrella* Lmk., Lok. 43 Winterberg, 1,5fach vergr.
 Abb. 3: *Pecten hornensis* Dep. et Rom., Lok. 42 Winterberg, 1,5fach vergr.
 Abb. 4: *Pecten hornensis* Dep. et Rom., Lok. 42 Winterberg, 1,5fach vergr.
 Abb. 5: *Chlamys* aff. *northamptoni* (Micht.), Lok. 43 Winterberg, 1,5fach vergr.
 Abb. 6: *Chlamys* aff. *northamptoni* (Micht.), Lok. 42 Winterberg, 1,5fach vergr.

Taf. XV

- Abb. 1: *Anomia ephippium* cf. *ephippium* L., Lok. 42 Winterberg, 1,5fach vergr.
 Abb. 2: *Pecten hornensis* Dep. et Rom., Lok. 42 Winterberg, 1,5fach vergr.
 Abb. 3: *Ostrea edulis* ssp., Lok. 42 Winterberg, 1,5fach vergr.
 Abb. 4: *Ostrea edulis* ssp., Lok. 42 Winterberg, 1,5fach vergr.
 Abb. 5: *Chlamys* cf. *jakloweciana* (Kittl), deutliche retikuläre Skulptur, Lok. 42 Winterberg, 3,5fach vergr.
 Abb. 6: *Chlamys* cf. *jakloweciana* (Kittl), Lok. 42, Winterberg, 1,5fach vergr.
 Abb. 7: *Balanus concavus* cf. *concavus* Bronn, carinolaterale, Lok. 42, Winterberg, 1,5fach vergr.

Taf. XVI

- Balanus concavus* cf. *concavus* Bronn, Lok. 42 und 43 Winterberg, einzelne Schalentteile.
 Alle Bilder verfertigte H. Váňová Fotolaboratorium der Geologischen Zentralanstalt zu Prag.
 Das Material befindet sich in den Sammlungen der XII. Abt. der Geologischen Zentralanstalt zu Prag.

E. HANZLÍKOVÁ—E. MENČÍK—V. PESL

SVRCHNOKŘÍDOVÉ VRSTVY FLYŠOVÉHO VÝVOJE V BRADLOVÉM OBALU U HANUŠOVců NAD TOPLOU

(*Německé resumé*)

Při přehledném geologickém mapování v roce 1957 jsme studovali odkryvy v levém nárazovém břehu Tople severně a severozápadně od Bystrého a profil vrstev, odkrytý zářezem silnice vedoucí z Hanušovců n. Toplou do Remenin, jakož i geologické poměry u Ďurdoše a Prosačova. V uvedeném prostoru byly zjištěny sedimentární série paleogenní a svrchnokřídové. Paleogenní souvrství patří k nejjižnější magurské flyšové jednotce — lackovecké (V. P e s l — E. M e n č í k, 1958, 1959). Svrchnokřídové série vnitřního bradlového pásma jsou tam zastoupeny jednak ve vývoji pestrých globotruncanových slínů „púchovských vrstev“, jednak ve vývoji vrstev flyšového charakteru.

V tomto krátkém článku se nebudeme podrobněji zabývat litologií a stratigrafickým zařazením paleogenních vrstev jednotky lackovecké; zdůrazňujeme jen, že jsou součástí paleogenního obalu vnitřního bradlového pásma. Rovněž opomíame vývoj a bližší stratifikaci pestrých globotruncanových slínů, představujících svrchnokřídový obal bradlového pásma. Svoji pozornost zaměříme na flyšovou sérii svrchnokřídového stáří, skládající hřbet a jižní úpatí vrchů Grozdin (344), Široke (337,5) a Poloma (374).

Šířka pruhu flyšového souvrství svrchnokřídového stáří dosahuje v údolí Remeninského potoka 600 m, o něco dále k západu v příčném profilu přes kotu 337,5 (Široke) něco přes 700 m.

Dosud nejúplnější litologický profil těmito vrstvami jsme zjistili ve svahu nad silnicí z Hanušovců k Vidumě a Remeninám, západně od soutoku Remeninského potoka s Toplou.

V délce něco přes 500 m jsou tam odkryty v izolovaných, nesouvislých výchozech vrstvy, které na základě posice hieroglyfů na spodních vrstevních plochách pískovců ukazují normální polohu.

Na bázi profilu bylo zjištěno ve výchozech asi 6 m mocné souvrství, vyznačující se podstatnějším zastoupením pískovců. Byly pozorovány pískovce žlutošedé, jemnozrné, vápnité v lavicích 10–50 cm mocných. Většinou se deskovitě odlučují, někdy se nepravidelně kusovitě rozpadají. Pozorovali jsme jejich nahromadění v polohách 1 a 3 m mocných, vystupujících vždy v několikametrové vzdálenosti. Meziprostory, zřejmě břidličnatého charakteru, jsou zasutěné. Směrem do podloží přímé výchozy nevystupují na povrch. V délce 50 m se však povalují ve svahu úlomky těchto pískovců místy s drobnými kalcitovými žilkami.

Ve výbrusu z těchto silně vápnitých pískovců jsou klastická zrna o průměrné velikosti 0,10–0,20 mm, ojedinělá zrna dosahují rozměrů 0,34–0,46 mm. Převládá subangulární křemen, ojediněle se vyskytují kys. plagioklasy, světlá slída, velmi jemnozrné kvarcity, klastický vápenec. Z akcesorií těžkých minerálů se objevují zirkon, granát, rutil, staurolit, turmalin. Jejich úlomky jsou většinou ostrohranné, jen rutil je výrazně idiomorfní (vzorek 4367/3-50a).

Nad pískovcovou polohou je vyvinuto 12 m mocné břidličné souvrství hnědavě šedých nebo zelenošedých, v bazálních částech silně, výše jemně písčitých slínovců břidličných. Jako podřadné vložky jsou zastoupeny lávky 1–10 cm šedých, jemnozrných vápnitých pískovců se zelenými povlaky na vrstevních plochách. Poměr slínovců k pískovcům je 5 : 1. Silnější lavice pískovců téhož petrografického typu v síle 10–15 cm a 2 lavice v síle 40 a 50 cm se objevují v souvrství v odstupech 50–100 cm.

Ze spodní části tohoto souvrství byl odebrán ze slínovců vzorek 4367/3-51e, ve svrchní části 4367/3-51d.

Po krátkém přerušení pokračuje souvrství v mocnosti 10 m šedými, olivově šedě navětrávanými, jemně písčitými slínovci drtkovitými s jednou vložkou 25 cm pískovce hnědošedého, jemnozrného, houževnatého a vápnitého.

Pro mikropaleontologickou analýzu odebrán vzorek slínovců 4367/3-51c.

Směrem k východu pokračuje profil jen zastřenými polovýchozy a sutí, tvořenou v délce 200 m žlutohnědými až světle hnědošedými jemně až středně zrnitými pískovci deskovitými, z lávek do síly 30 cm.

Po tomto přerušení plynulého profilu objevují se na výchozech opět v mocnosti 3 m šedé, jemnozrné vápnité pískovce v lávkách do 5 cm, prokládané olivově šedými, žlutošedě navětrávanými, jemně písčitými slínovci s rozpadem drtkovitým. Poměrné zastoupení slínovců k pískovcům je 2 : 1.

Z těchto vrstev odebrán spodnější vzorek 4367/3-52a a svrchnější 4367/3-52b.

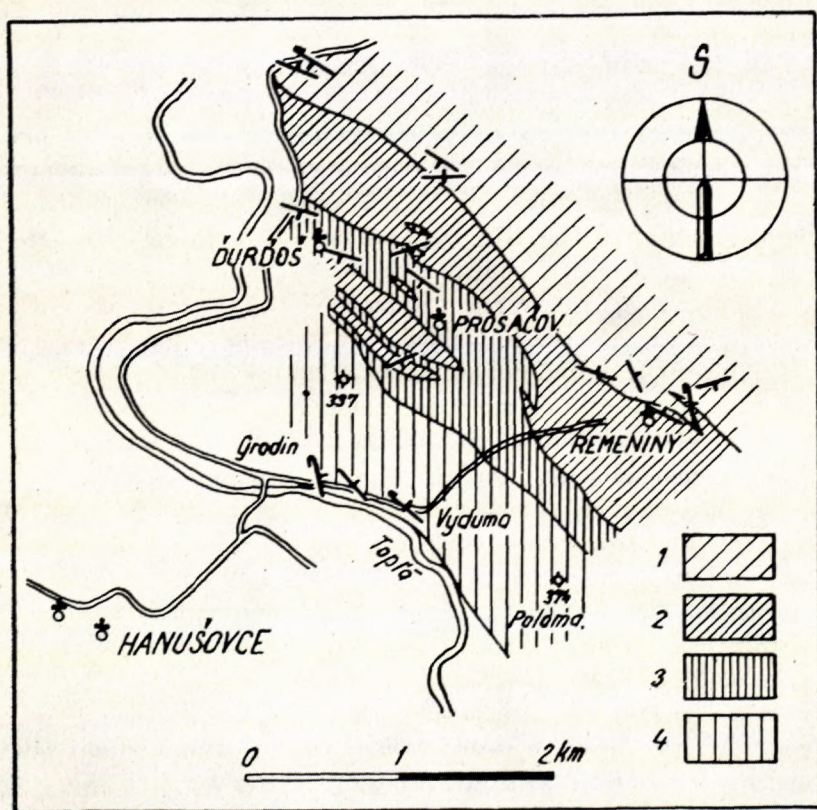
Drobný výchoz je odkryt dále k východu v ohybu silnice u mostu přes Remenský potok. Podle polohy hieroglyfů na svrchní vrstevní ploše pískovců jde tam o překocenou sérii. Výchoz se skládá z několika izolovaných lávek 10–30 cm silných, jemně zrnitých, vápnitých pískovců oddělovaných v poměru 1 : 1 šedými, jemně písčitými slínovci.

V polovýchozech jsme pozorovali skelet pískovců v pravém svahu nad Remenským potokem, 1 km jižně od kostela v Prosačově. Jsou to jemně až středně

zrnité vápnité pískovce deskovité o síle do 10 cm. S nimi se objevují i lávky šedých, jemnozrnných, písčitých vápenců až silně vápnitých pískovců. Pelitická složka souvrství nebyla zjištěna. Tyto vrstvy končí poněkud severněji na dosti výrazné morfologické hranici (250 m západně od k. 164) proti růžově hnědým střípkovitým slínovcům („púchovský typ“), zjištěným tam ve výkopu pro sloup elektrického vedení. Bohatá globotruncanová mikrofauna (vzorek 4367/3-55) těchto slínů ukazuje podle určení M. Holzknechta na kampan (*Globotruncana lapparenti* Brotzen, *G. fornicata* Plummer, *G. linneiana* d'Orb.).

Na jihozápadním úbočí Polomy (374) povalují se v délce 1 km v sutí jen úlomky šedých aleuritických až jemnozrnných silně vápnitých pískovců z lávek 2–5 cm.

Na základě získaných popisů jednotlivých odkryvů lze sestavit souhrnně tento litologický profil svrchnokřídovým flyšovým souvrstvím severovýchodně od Hanušovců nad Toplou.



Obr. 1. 1. lackovecká jednotka (svrchní oddíl paleogénu); 2. lackovecká jednotka (spodní oddíl paleogénu); 3. svrchnokřídový obal (pestré globotruncanové slíny); 4. svrchnokřídový obal (flyšový vývoj).

Ve spodní části vrstev se uplatňuje podstatnější měrou sedimentace písčité, vyjádřená lavicemi pískovců jemnozrnných, vápnitých, žlutošedých v síle do 50 cm, které se místy sdružují do poloh až 3 m mocných. Břidličná složka souvrství nebyla na výchozech zjištěna, lze ji však předpokládat a místy odhadovat vzájemný poměr obou komponent na 2 : 1 pro pískovce. Celkovou mocnost pískovcových vrstev nelze pro nedokonalé odkryvy stanovit.

Vyšší část souvrství se naproti tomu vyznačuje břidličnatějším vývojem dosahujícím poměru 2 : 1 až 5 : 1 ve prospěch pelitů vůči pískovcům. V profilu byly zjištěny i polohy vysloveně pelitické (až 10 m) bez pískovcových vložek. Mocnost vyššího oddílu odhadujeme ve studovaném profilu asi na 250 m. Souvrství se vyznačuje dosti silnou vápnitostí jak u pelitů, tak i pískovců. Slínovce jsou šedé, zelenošedé, olivově šedé, silně nebo slabě písčité, někdy s rozpadem drtkovitým. Pískovce v této vyšší části souvrství jsou většinou v tenčích lávkách do 10 cm, silnější jsou nepříliš časté. Jsou převážně jemnozrnné, podřadně i středně zrnité, šedé a žlutošedé, vápnité. Na tenkých lavičkách byly pozorovány i zelenavé jílovité povlaky.

Vcelku lze posuzovat vyšší část vrstev jako břidličné souvrství flyšového charakteru.

Pro stratigrafické zhodnocení flyšových svrchnokřídových vrstev z bradlového obalu bylo z popisovaného profilu odebráno 5 vzorků pro mikropaleontologickou analýzu (4367/3-52a, 52b, 51c, 51d, 51e). Získaná společenstva foraminifer byla doplněna dále vzorky (1075—1078/58), odebranými z téhož profilu Dr. A. Matějkou v roce 1958, které byly použity v diskusi o stratigrafickém zařazení vrstev.

Společenstva dírkovců jsou v celém souvrství utříděna podle velikosti a nepřesahují nikde průměr 0,5 mm. Na základě kvalitativního zhodnocení mikrofauny a její proměnlivosti je možno dobře mikrostratigraficky odlišit spodní oddíl souvrství od jeho vyšších částí. Nutno poznamenat, že toto biostratigrafické rozdělení se vztahuje na vyšší oddíl litologicky definovaného souvrství, které poskytlo pelity pro mikropaleontologickou analýzu.

Provedený rozbor mikrofaunistických společenstev ukazuje, že část souvrství z těsného nadloží pískovcového komplexu (vzorky 4367/3-51d, 51e), možno zařadit snad ještě do santonu, zatím co vyšší část souvrství (vzorky 4367/3-52a, 52b, 51c) možno počítat spíše již ke spodnímu kampanu než santonu.

Za stratigraficky cenné mikrofosilie se považuje jednak plankton a některé druhy aglutinujícího, hlavně pak vápnitého benthosu.

Plankton je téměř ve všech společenstvech převažující složkou. Je kvalitativně málo proměnlivý. Ve spodních částech souvrství byly zjištěny druhy *Globotruncana* ex gr. *coronata* (Bolli) a juv. nedorostlé exempláře druhu *Globotruncana* ex. gr. *tricarinata* (Quereau), který nabývá na významu a četnosti teprve ve vzorku 52a. U druhu *Globotruncana coronata* je uváděna dolní hranice stratigrafického výskytu od svrchního turonu do santonu. Podle našich pozorování

v bradlových obalech na Trstensku a v oblasti šarišsko-lubovňanské se zdá, že je tento druh vázán na souvrství zhruba od koňaku výše. Tato pozorování nejsou nikterak v rozporu s novějšími studiemi Schijfsmy (1955), Sigala (1956). Literární údaje o stratigrafickém rozšíření jednotlivých druhů planktonu před tímto revisním údobím nutno brát s rezervou. Pod označením *Globotruncana* ex gr. *tricarinata* (Quereau) zahrnuje E. Hanzlíková (1958) ve svrch. křídě bradlového obalu skupinu subspecií, které pro nedostatek standartních profilů nelze dosud dostatečně taxonomicky definovat. Problematickým se zdá být též literární údaj o svrchnoturonském výskytu tohoto druhu uváděn Książkiewiczem (1958), neboť platí o něm zhruba totéž, co bylo napsáno o druhu *Globotruncana coronata*.

Všechny nesrovnalosti ve stratigrafickém oceňování dolní hranice některých planktonických foraminifer vyplynuly z jednostranné interpretace pásma s *Globotruncana helvetica*. Podle revizí literárních údajů se domníváme, že druh *Globotruncana tricarinata* se počíná objevovat v santonu a pokračuje až do maestrichtu. Akceptujeme-li zde zásadu o proměnlivosti klenby spirální strany globotruncan v závislosti na fylogenezi, musíme, vzhledem k vývojům svrchního kampanu v púchovském biofaciálním vývoji přilehlých oblastí, považovat zjištěné formy druhu *G. tricarinata* za fylogeneticky starší než svrchnokampanské, což dotvrzuje též přítomnost staršího benthosu.

Pro santon-kampanské stáří svědčí též ojedinělé výskyty druhu *Globotruncana longilocula* (Gandolfi), *Globotruncana fornicata* Plummer, které byly zjištěny v lépe zachovaných společenstvech vzorků 1076 a 1078/58. Při tom vápnitý benthos všech těchto společenstev zůstává souhlasný (*Allomorphina* ex gr. *allomorphinoides* — *camerata*).

Ojedinělý výskyt druhu *Globotruncana (Rugoglobigerina) loetterli* (Nauss) zůstává tedy jediným stratigraficky nejmladším druhem planktonu. Podle literárních údajů je vázán na sedimenty kampanské až maestrichtské. V našem profilu se vyskytuje ve svrchních částech souvrství, kde je doprovázen velkým rozvinutím druhu *Globotruncana* ex gr. *tricarinata* (Quereau), který je ontogeneticky podstatně vyspělejší než ve spodních částech souvrství. Současně lze pozorovat úbytek druhu *Globotruncana coronata* (Bollí). Neustálá přítomnost tohoto druhu ve společenstvech vylučuje jejich stratigrafickou příslušnost k vyššímu kampanu.

Benthosní foraminifery jsou kvalitativně značně pestřejší než planktonní, ač počtem převládají. Vápnitý benthos, hlavně stensiöiny jsou velmi výraznou složkou ve spodních částech souvrství (vzorky 51d, 51e). Byly určeny druhy *Stensiöina exsculpta* var. *juvenilis* Hofker (1957), o úzkém stratigrafickém rozsahu santonského stupně. Tento druh je doprovázen druhem *Stensiöina* ex gr. *gracilis* (Brotzen) — střední santon až spodní kampan, který nabývá na četnosti ve vzorku 51e. Ostatní vápnitý benthos se vyskytuje méně pravidelně a v menším

Mikropaleontologická charakteristika vrstev od Hanušovců

Foraminiferový druh:	Stratigrafické rozšíření:	Studované vzorky				
		52a	52b	51c	51d	51e
Hyperamminidae:						
<i>Dendrophrya</i> ex gr. <i>excelsa</i> Grzyb.	křída-paleogén		2—3		1	
Ammodiscidae:						
<i>Ammodiscus</i> diver. spec.	křída-paleogén	2	2		1	
<i>Glomospira irregularis</i> (Grzyb.)	křída-paleogén				1	
Lituolidae:						
<i>Trochamminoides irregularis</i> (White)	senon-eocén svrchní		1			
<i>Haplophragmoides</i> ex gr. <i>excavatus</i> Cushman & Watters	senon	1	1		1	
<i>Haplophragmoides eggeri-rugosus</i>	senon		2—3		1	1
<i>Ammobaculites</i> cf. <i>agglutinans</i> (Orb.) emend. Hofker	svrchní santon-spodní kampan		3	1	3	
Textulariidae:						
<i>Spiroplectammina suturalis</i> Kalinin	senon spodní	2				
<i>Bigenerina</i> cf. <i>velascoensis</i> Cushman	senon		1			
Verneulinidae:						
<i>Gaudryina foeda</i> (Reuss)	svrchní turon-senon		4		2	
<i>Gaudryina cretacea</i> (Karrer)	spodní kampan-spodní maestricht	2	1	2	3	2
<i>Ataxophragmium</i> cf. <i>rimosum</i> (Marsson)	svrchní senon	1				
<i>Ataxophragmium</i> cf. <i>puschi</i> (Reuss)	santon-spodní kampan	1	3		1	4
<i>Ataxophragmium</i> sp., megalosféry	?		1			1
<i>Marssonella</i> ex gr. <i>oxycona</i> (Reuss)	spodní kampan-maestricht	3—4		3	2	
<i>Marssonella</i> ex gr. <i>turris</i> (Orb.)	svrchní turon?-santon-kampan	1		1	1	3
<i>Pseudoclavulina</i> ex gr. <i>eggeri</i> Cushman	senon	1	1	1	2	

Lagenidae:					
<i>Lenticulina (Planularia) harpa</i> (Reuss)	senon	1		1	1
úlomky dentalin etc.	?	1	1	2	2
Polymorphinidae:					
<i>Ramulina</i> sp.	?	1		1	1
Buliminidae:					
<i>Bolivina</i> sp. juv. — bez ornamentace	?	1			
Chilostomellidae:					
<i>Allomorphina</i> ex gr. <i>allomorphinoides</i> (Reuss)					
emend. Hofker — <i>camerata</i> Brotzen	svrchní koňak-maestricht	3		2	3
<i>Allomorphina</i> ex gr. <i>minuta</i> Brotzen	koňak-santon	2	1		1
Discorbididae:					
<i>Gyroidinoides praeglobosa</i> Brotzen	koňak-santon	1			1
<i>Gyroidinoides</i> cf. <i>pontoni</i> Brotzen	kampan-maestricht			1	
<i>Gyroidinoides octocamerata</i> Cushman & Hanna	křída-paleogén			1	
<i>Osangularia whitei</i> (Brotzen)	koňak-santon	1		1—2	2
<i>Neocorbina</i> cf. <i>supracretacea</i> (Schijfsma)	spodní-střední kampan			1	
<i>Alabamina dorsoplana</i> (Brotzen)	kampan-maestricht			1	
<i>Stensiöina exsculpta juvenilis</i> Hofker	santon				2
<i>Stensiöina</i> ex gr. <i>gracilis</i> (Brotzen)	střední santon-spodní kampan			2	2
Globorotaliidae:					
<i>Globotruncana</i> ex gr. <i>coronata</i> (Bolli)	svrchní turon?-santon	2		2	2
<i>Globotruncana</i> ex gr. <i>tricarinata</i> (Quereau)	svrchní turon?-kampan-maestricht?	5		4	3
<i>Globotruncana (Rugoglobigerina) loetterli</i> (Nauss)	kampan-maestricht	1			
blíže neurčitelné zbytky foraminifer		1	2	1	1
úlomky exoskeletů echinoideí		2		1	1

Vysvětlivky četnosti foraminifer: 1 = 1 — 3 kusy, 2 = 4 — 6 kusů, 3 = 7 — 10 kusů, 4 = 10 — 15 kusů, 5 = nad 15 kusů.

množství. Podle literárních údajů je stratigraficky ceněn z koňaku až kampanu. Jedná se o druhy gyroidinoidů jako *G. preaglobosa* (Brotzen) — koňak-santon, *G. cf. pontoni* (Brotzen) — kampan-maestricht, *Allomorphina* ex gr. *minuta* Brotzen — koňak-santon, *Lenticulina* (*Planularia*) *harpa* (Reuss) — svrchní křída, *Eponides* (*Osangularia?*) *whitei* (Brotzen) — koňak-santon. Poměrně značně početná je intermediální forma *Allomorphina* ex gr. *allomorphinoides* emend. Hofker — *camerata* Brotzen. Uvedená forma se vyskytuje ve všech souvrstvích studované série. Není dosud taxionomicky zpracovaná. Domníváme se, že je intermediální formou o stratigrafickém rozsahu santon-spodní kampan.

Velmi specifickými jsou též aglutinující foraminifery ve společenstvech, které kvalitativně zřetelně odlišují studovaný biofaciální vývoj od běžného standardního púchovského biofaciálního vývoje. V některých asociacích (vzorek 52b) převládá zcela aglutinující složka, plankton i vápnitý benthos v nich pak téměř chybí. Některé druhy tohoto benthosu se vyskytují průběžně i v bohatých vápnitých asociacích. Byly zde zjištěny druhy dírkovců, které jsou téměř typickými představiteli flyšové svrchnokřídové biofacie, jako jsou na př. zástupci rodu *Dendrophrya*, druh *Gaudryina foeda* (Reuss), intermediální forma druhů *Haplophragmoides eggeri* — *rugosa* a další. Výraznou složkou některých asociací jsou megasféry druhů: *Ataxophragmium* cf. *rimosum* (Marsson), *Ataxophragmium* cf. *puschi* (Reuss) a *Ataxophragmium* sp., z nichž posledně jmenovaný bude nutno taxionomicky revidovat pro špatné zachování schránek (nedostatek mikrosferické generace, nemožnost prosvětlení výbrusů atd.). Tyto druhy se rovněž vyslovují spíše pro spodnosenonské stáří. Marssonelly se vyskytují převážně v megasferických exemplářích ve dvou druzích. Ve spodních částech souvrství (vzorek 51e) byl zjištěn druh *Marssonella turris* (Orb.) o stratigrafickém rozpětí koňak-santon, zatím co četný druh *Marssonella* ex gr. *oxycona* (Reuss) se vyskytuje teprve ve svrchních částech souvrství. Podle Hofkerových studií je dolní hranice stratigrafického výskytu uváděna teprve z kampanu. Většina aglutinujících druhů má poněkud větší stratigrafické rozpětí. Na př. druh *Haplophragmoides excavatus* (Cus. & Wat.) se vyskytuje od santonu do maestrichtu, *Dendrophrya excelsa* Grzyb. od koňaku do paleogénu, *Trochamminoides irregularis* (White) od senonu do paleogénu, *Gaudryina cretacea* (Karrer) od spodního kampanu až do spodního maestrichtu. *Pseudoclavulina eggeri* Cushman zastupuje senon. Některé z aglutinancí mají též užší stratigrafický rozsah jako na př. *Ammobaculites* cf. *agglutinans* (Orb.) emend. Hofker, jenž se vyskytuje pouze ve svrchním santonu až kampanu. Je velmi četný ve vzorku 52b, ve společenstvu bez planktonu. Vyskytuje se dále i v některých planktonických asociacích.

Společenstva jako celek jsou doprovázena úlomky zástupců čeledi *Lagenidae* a jehlicemi echinoideí.

Uvedené aglutinující komponenty svou přítomností a průměrná menší velikost schránek planktonu odlišují tato společenstva od stratigraficky ekvivalentních faun

púchovské biofacie. Možno je dobre kvalitatívne srovnávať s vývoji flyšové biofacie trstenské, ktorá má mohutnejši vyvinutou dendrophryovou komponentu, i s biofaciálnym flyšovým vývojom svrchní kridy šarišskej a lubovníanskej oblasti.

Hledáme-li obdobu našich flyšových vrstev od Hanušovců s jinými flyšovými sériemi z okruhu svrchnokřídového obalu vnitřního bradlového pásma, naskytá se možnost porovnání s flyšovou facií jarmutských vrstev, jak ji definuje K. Birkenmajer (1956): „Pískovce flyšové facie jsou jemně zrnité, jejich vrstvy jsou silné jen několik málo centimetrů až 20 cm a ojediněle i 1 m. Obsahují vložky slinitých břidlic, přibližně stejně mocných. Poměr břidlic k pískovcům kolísá od 1 : 1 do 2 : 1.“

V práci K. Birkenmajera — T. Wiesera (1956) je ostatně drobná zmínka o přítomnosti jarmutských vrstev ve východní části bradlového pásma v okolí Hanušovců n. T. Usuzuje tak K. Birkenmajer na základě vzorků hornin sbíraných tam H. Šwidzińskim (22. IX. 1933) a uložených ve sbírkách Geologického Institutu ve Varšavě (inv. č. 77.II.179). Přesto, že není uvedeno bližší místo odběrů vzorků, lze mít za to, že horniny pocházejí z našeho území.

Shoda svrchnokřídových flyšových vrstev od Hanušovců s flyšovým vývojem jarmutských vrstev z polských Pienin se jeví při srovnání jejich litologické charakteristiky. Obtížnější otázkou je stratigrafické a biofaciální porovnání.

Pod stratigraficko-faciálním pojmem *jarmutské vrstvy* rozumí K. Birkenmajer (1956) řadu faciálních vývojů bathymetricky odlišných. Stáří vrstev jarmutských se dokládá faunou velkých dírkovců: *Lepidorbitoides socialis* Ley m., *Siderolites vidali* Douv., *Orbitoides* cf., *O. media* d'Arch., určených F. Biedou (1935) a zařazených do maestrichtu. K. Birkenmajer (1956) upozorňuje též na možnost zastoupení kampanu. Není blíže uvedeno, z které facie jarmutských vrstev pochází fauna velkých foraminifer, zdá se však nejpravděpodobnější, že byla získána z facie slepenco-pískovcové. Tento vývoj však v profilu severovýchodně od Hanušovců postrádáme. Bližší biofaciální vztahy můžeme předpokládat jen v jediném z definovaných typů jarmutských vrstev, a to s bathymetricky hlubším vývojem flyšovým. Zde však postrádáme v práci K. Birkenmajera (1956) paleontologických dokladů.

Rovněž není možné pozitivní srovnání s pestrými vrstvami na lokalitě Jarmuta (Birkenmajer 1954, str. 16, 17), vystupujících tam v těsné blízkosti maestrichtských pískovců a slepenců jarmutských. Výše studované mikroasociace od Hanušovců mají s primitivní aglutinující mikrofaunou z pestrých vrstev Jarmuty společné pouze primitivní faciální ukazatele ve rhizamminidní složce. Asociace z jarmutských vrstev lokality Jarmuta mají proti studovaným faunám svrchnokřídové flyšové facie od Hanušovců již paleocénní nebo až spodnoeocénní charakter (což ostatně potvrzuje i litologická charakteristika sedimentů).

Přesné stratigrafické srovnání jarmutských vrstev se svrchnokřídovým souvrstvím od Hanušovců není prozatím možné. Zjištěná mikropaleontologická společen-

stva se odlišují jak svou kvalitou, tak i stratigrafickým obsahem. Prozatím lze říci, že svrchnokřídový bradlový obal od Hanušovců je svým litologickým vývojem nejbližší facii jarmutských vrstev. Rovněž toto souvrství na základě litologie můžeme srovnávat s částí vývoje vrstev upohlavských, které D. Andrusov (1945) popisuje jako střídání pískovců a slínů flyšového charakteru a místy s převahou slínovcové sedimentace. Všechna tři uvedená souvrství naznačují stejné bathymetrické poměry v sedimentaci bradlového obalu.

Ve vnitřním bradlovém pásmu severovýchodně od Hanušovců jsou tedy zastoupeny dva zřetelně odlišné litologické vývoje bradlového obalu. Při jižní straně bradlového pásma je vyvinuta flyšová série nejspíše stáří svrchní santon-spodní kampan. Při severní straně pak vystupují pestré globotruncanové slíny („typu púchovských slínů“) se stratigrafickým rozsahem kaman — maestricht. Stratigrafický přechod těchto dvou vývojů bradlového obalu nebyl prozatím potvrzen. Jde pravděpodobně o styk tektonický.

LITERATURA

- [1] Andrusov D., 1945: Geologický výzkum vnútorného bradlového pásma v Západných Karpatoch IV, V. Stratigrafia doggeru, máľmu a kriedy. Práce ŠGÚ, 13b, Bratislava. — [2] Bieda F., 1935: Sprawozdanie z badań nad otworami fliszu pieninskiego. Pos. Nauk. PIG, 42, Warszawa. — [3] Birkenmajer K., 1954: O wieku tak zwanych margli puchowskich w Pieninach na tle stratygrafii osłony pasa skałkowego. I. G. Biul. 88, Warszawa. — [4] Birkenmajer K., 1956: Sedimentary Characteristics of the Jarmuta Beds (Maestrichian) in the Pieniny Klippen Belt (Central Carpathians). Bull. Acad. Pol. Sc., IIICl., IV/10, Varsovie. — [5] Birkenmajer K. — Wieser T., 1956: Tufity w warstwach pstrych osłony pieninskiego pasa skałkowego. Acta geol. pol. VI/1, Warszawa. — [6] Książkiewicz M., 1958: On the turonian in the Pieniny Klippen Belt, Bul. de l'Acad. Pol., Sc. VI/8, Warszawa. — [7] Pesl V. — Menčík E., 1958: Předběžná zpráva o přehledném geologickém mapování mezi Toplou a Olkou na východním Slovensku. Archiv VÚN, Brno. — [8] Pesl V., Menčík E., 1959: Přehledné geol. mapování magurského flyše na vých. Slovensku. Zprávy o geol. výzkumech za rok 1957, Praha. — [9] Schijfsma, 1955: La position stratigraphique de Globotruncana helvetica Bolli en Tunisie. Micropaleontology 1/4, New York. — [10] Sigal, 1956: A propos de Globotruncana helvetica Bolli. C. R. du somm. de séan. Soc. Géol. France, Paris. str. 36—37.

HANZLÍKOVÁ—MENČÍK—PEŠL

DIE FLYSCHSCHICHTEN DER OBERKREIDE IN DER KLIPPENHÜLLE BEI HANUŠOVCE NAD TOPLOU

In der inneren Klippenzone nordöstlich der Gemeinde Hanušovce nad Topľou (Ostslowakei) sind zwei deutlich unterschiedliche lithologische Entwicklungen der Klippenhülle vertreten. An der südlichen Seite der Klippenzone ist eine Flysch-Serie entwickelt, die auf Grund ihrer faziellen Analyse mit der Flysch-Fazies der Jarmuta oder Upohlava-Schichten verglichen werden kann.

In den unteren Teilen dieser Schichten macht sich in grösserer Masse die Ablagerung der Sandsteine geltend, die in Form von feinkörnigen, kalkigen, gelbbraunen, bis 50 cm mächtigen Bänken auftreten und stellenweise bis 3 m mächtige Lagen bilden.

Ihre vollständige Mächtigkeit kann mangels der ungenügenden Aufschlüsse nicht festgestellt werden. Der höhere Teil dieser Schichtfolge zeichnet sich demgegenüber durch eine mehr schieferige Entwicklung, wobei das Verhältnis zwischen den Peliten und Sandsteinen 2:1 bis 5:1 zu Gunsten der Pelite ausmacht. Im Profile wurden auch ausgesprochen pelitische Lagen (bis 10 m mächtig) ohne Sandsteineinlagen festgestellt. Die Mächtigkeit der höheren Teile schätzen wir im studierten Profil auf ca 250 m. Die Schichtfolge zeichnet sich durch eine ziemlich grosse Kalkhaltigkeit sowohl der Pelite als auch der Sandsteine aus. Die Mergeln sind grau, grüngrau, olivengrau, stark oder schwach sandig. Die Sandsteine treten meistens in dünneren Bänken (bis 10 cm) auf; die stärkeren Bänke kommen nur selten vor. Sie sind überwiegend feinkörnig, seltener auch mittelkörnig, grau und gelbgrau, kalkig. An den dünnen Bänken wurde auch der grünliche Lehmbeleg beobachtet.

Auf Grund der Mikrofauna reihen wir den unteren Teil der studierten Schichtfolge, auf deren Basis eine stark sandige Entwicklung auftritt, dem Obersanton an; der höhere Teil der Schichtfolge mit ihrem schieferigen Charakter gehört dem Unterkampan an.

An der Nordseite tritt in der Klippenhülle eine Fazies von bunten Globotruncanen-Mergeln (Typus der Púchov-Schichten) mit stratigraphischem Bereich Kampan — Maestricht. Der stratigraphische Übergang dieser beiden Entwicklungen der Klippenhülle wurde vorläufig nicht bestätigt. Nördlich der Gemeinde Hanušovice nad Toplou handelt es sich wahrscheinlich um einen tektonischen Kontakt.

ERLÄUTERUNGEN:

Abb. 1. (Karte im Texte): 1. die Lackovecker Einheit (der obere Teil des Paläogens); 2. die Lackovecker Einheit (der untere Teil des Paläogens); 3. Hülle der Oberkreide (bunte Globotruncanen-Mergeln); 4. Hülle der Oberkreide (die Flysch-Entwicklung).

Tabelle im slow. Text: Mikropaläontologische qualitative Charakteristik der Schichten von Hanušovice. Erläuterungen der Häufigkeitsnummern: 1 = 1–3 Exemplare, 2 = 4–6 Ex., 3 = 7–10 Ex., 4 = 10–15 Ex., 5 = mehr als 15 Exemplare.

V. ZÝKA— J. VTĚLENSKÝ

GEOCHEMIE SLOVENSKÝCH TRAVERTINŮ

(Tab. VI—XII)

Úvod

Slovenské travertiny byly mnohokrát předmětem podrobného výzkumu, zaměřeného buď *geologicky* (D. Andrusov 1938, O. Hynie 1926, 1927, R. Kettner 1937, A. Matějka 1927, 1935, Volko-Starohorský 1922 a j.), *paleobotanicky* (L. Máčel 1939, F. Němejc 1927, 1936, 1937), *malakozoologicky* (J. Petrboš 1924, 1926 a j.), nebo v souvislosti s výskytem travertinů byly studovány prameny, které byly hlavním činitelem při jejich vzniku (R. Řetovský, J. Hamáčková 1933, M. Mahel 1952 a j.). Geochemií a mineralogií travertinů se dosud nikdo nezabýval, snad pro jejich minerální jednotvárnost.

V předložené studii jsou souborně uvedeny mineralogicko-geochemické poznatky o slovenských travertinech a závěry, vyplynuvší z jejich studia.

Po mineralogické stránce z makroskopického hlediska popisuje stručně travertiny z jednotlivých lokalit L. Ivan (1943). Jeho studie má sice převážně charakter topografický, někde však je uveden i makropopis jednotlivých typů travertinu. Z popisu vyplývá, že struktura i textura travertinů závisí na několika faktorech, z nichž nejdůležitější je:

1. geologické stáří;
2. povaha vývěru, z kterého se travertin usazoval (teplota, chemické složení vody);
3. prostředí, ve kterém se travertin usazoval (mechové porosty, zbytky organických látek — listy stromů, větvičky, trávy a jiné, vliv klimatických podmínek a j.).

Geologické stáří travertinů

Vývoj travertinů spadá svým maximem do období čtvrtohor, jak dosvědčují mimo jiné rozsáhlé studie paleobotanické. Pouze v několika případech (např.

Vrútky, Ratnovce) se travertin počal tvořit nesporně už na konci třetihor. Mnohé travertiny sa usazují dodnes. Souběžně se stářím se mění zpravidla i struktura travertinů, a to i na jediné lokalitě, přičemž relativně starší travertin bývá zpravidla pevnější, kdežto mladší až recentní travertin je pórovitý, křehký a málo pevný. Často bývá travertin i písčitý, rozsypavý a pomíšený hlinou, v níž vznikl usazováním v podobě konkrecí, zrněk i vrstviček.

F. Němejc (1943) charakterisuje makroskopicky v několika profilech i povahu travertinu. Uvádí například:

Hradiště pod Vrátnom: a) staré pevnější travertiny mezi mlýnem a hřbitovem (slabší změna vývěrů, erose a krasovatění starších sintrů);

b) mladé křehké sintry, případně travertinové zeminy (erose mladších sintrů).

Gánovce: a) nejstarší würmienské travertiny (slabé přemísťování vývěrů, erose, krasovatění pleistocenních travertinů);

b) hlavní holocenní travertiny, sypké bělavé až nažloutlé i rezavé travertinové zeminy (značné přemísťování vývěrů);

c) nejmladší recentní až subrecentní travertiny (v ornici a různých mladých hlinách a sutích; pod tím neolitická černoze a hlouběji hnědé hlíny a suti starých travertinů).

Týž autor (1937) popisuje z obce *Hôrka* profil:

a) pevný starý travertin; b) sypké bílé travertinové mladé zeminy; c) hnědé hlíny, travertinová suť, mladý travertin ve slabých vrstvičkách; d) černá zem.

Mezi starými pevnými travertiny a mladšími sypkými je stratigrafický hiát, který vznikl zřejmě v souvislosti se změnou vodního režimu.

Několik těchto příkladů jasně dosvědčuje úzký vztah strukturních poměrů travertinu k jeho relativnímu stáří.

P o v a h a v ý v ě r ů

Struktury travertinů souvisejí dále s obsahem rozpuštěných minerálních látek ve vývěru stejně tak, jako s jeho výtokovou mocností. Chemismus pramenů se během dlouhého údobí, ve kterém se tvořil travertin, mnohokrát změnil kvantitativně; zdá se však, že jeho kvalitativní složení zůstávalo nezměněno tenkrát, měnila-li se místy původní aragonitová struktura travertinu v kalcitovou. Kvantitativní změny možno pozorovat i makroskopicky na zbarvení travertinů, které se podle pozorování L. Ivana (1943) mění i v průběhu jediného roku. Ivan uvádí například pozorování z Bešeňové, kde na jaře a v létě se vylučuje z vody světlejší travertin, na podzim a v zimě vyloučený travertin je červenější. Souvisí to s kolísavým vylučováním hydroxysloučenin železa. Na téže lokalitě je možno pozorovat i rozložení Fe-hydroxydického pigmentu podle vzdálenosti od místa vývěru. Lze to vysvětlit tím, že se hydroxysloučeniny železa snáze vylučují z roztoku než složka karbonátická.

S teplotou vody souvisí vylučování buď kalcitu nebo aragonitu. Aragonit se

zpravidla vylučuje při teplotách vyšších než 30–35 °C, kalcit při teplotách nižších. Za určitých podmínek, zejména za přítomnosti stopového množství některých kovů, se může vylučovat aragonit i z chladnějších roztoků. Aragonit jako relativně nestálá modifikace CaCO_3 přechází za normálních tlaků při nižších teplotách v kalcit, což se zřejmě děje i v případě travertinů. Je totiž velmi zajímavé, že na složení slovenských travertinů se převážnou většinou podílí kalcit, kdežto aragonit je přítomen skutečně mimořádně nebo jako lokální výskyt. Při tom však mnohé travertiny se usazují při poměrně vysokých teplotách a je tedy pravděpodobné, že původně se vysrážely jako sintr aragonitový. Pravděpodobně velmi krátká doba za normálních podmínek stačí k přeměně aragonitu v kalcit.

Sledujeme-li teploty pramenů, ze kterých se mohou travertiny dnes usazovat a také se usazují, zjišťujeme značné teplotní výkyvy.

Podle M. Mahela (1952) i podle vlastních měření jsou teploty pramenů z některých lokalit, zahrnutých v této studii, sestaveny v tomto pořadí:

Sklené Teplice	pramen Josef	52–53 °C
Bojnice	Staré kúpele	47,6
Trenčianské Teplice	Prazdroj „Sina“	39,9
Sliač	Kúpeľný	33,4
Lúčky	„	31–32
Dudince	„	25,1–28
Lipt. Sv. Ján	„	26
Vyšné Ružbachy	Hlavný	24,5
Gánovce	Kúpeľný	23,6
Bešeňová	„Jazierko“	22
	1. pramen	14,7
	2. pramen	16
Borová Hora	„Jazierko“	21,7
Sivá Brada	Kúpeľný	20,5
Santovka	Kyselka	14,5
Dolná Mičina	1. pramen	12
Rojkov		13,3
Žaškov	1. pramen	9,2
	2. pramen	8,6

Zajímavé je zjištění, že se v některých případech mísí aragonit s kalcitem, přičemž aragonit je blíže puklinek nebo tam, kde byly puklinky zcela vyplněny, tvoří jejich výplň.

Například na lokalitě Sivá Brada je na vrcholu kupy paralelně uložený jemně krystalický téměř bílý pevný travertin s proměnlivým množstvím pórů a dutinek. Ty jsou místy vyplněny sněhobílým sintrem aragonitu. V materiálu ze Spišského Podhradia byl ve vzorku z vrtu zjištěn aragonit slabě okrově zbarvený. Tvoří pásma v jemnozrnném celistvém travertinu, prostoupená žilkami bílého krystalického kalcitu.

Prostředí vzniku travertinu

S hlediska prostředí je vývoj struktur travertinu nejvíce ovlivněn spolupůsobením (aktivním nebo i jen pasivním) rostlinstva. Vztahy mezi srážením travertinu a činností organismů, hlavně rostlin studují různí badatelé, přičemž se dochází k velmi různým závěrům. Nesporné však je, že se organismy zúčastňují tvorby travertinů a jejich přítomnost ovlivňuje jejich strukturu.

Pevné, masivní travertiny obsahují zpravidla méně nebo žádné organické zbytky, kdežto pórovité, lehké, mladší travertiny mají ve svých dutinách hojné zbytky po inkrustovaných rostlinných částech, nebo se travertin usadil přímo pouze na rostlinných zbytcích, které se rozložily a vyluhovaly nebo tvoří část tmavého pigmentu. Nejlehčí a nejpórovitější travertiny vznikají z inkrustovaných mechů a játrovek, a v dutinách takto fosilisovaných rostlin se později ukládá další karbonát, nebo se dutinky vyplňují zemitou černou nebo rudohnědou hmotou. Podstatný vliv na tvorbu velkých travertinových mas však rostliny nikdy neměly.

Struktura travertinů

Všechny makrotypy travertinu možno podle mikroskopického výzkumu rozdělit podle různého uspořádání struktury. V řadě různých strukturních typů je možno vytýčit některé charakteristické typy, ve většině případů však se jedná o typy přechodní, v nichž se uplatňuje vždy několik strukturních prvků.

Všechny studované vzorky možno podle povahy struktury i textury přiřadit k některému z následujících 15 strukturních typů:

A	Textura celistvá	struktura útržkovitá
B		krátce zpeřená
C		dlouze zpeřená
D		rovnoběžně vláknitá
E		ledvinitá
F		sférolitická
G		hrubě zrnitá
H		jemně zrnitá
I		celistvá
J		zpeřeně zrnitá
K		smíšená (jemně zrnitá, hrubě zrnitá, zpeřeně zrnitá)
L		celistvá nebo zrnitá se žilkami, sférolity nebo zpeřením
M	„ mírně dutinkatá	celistvá
N	„ hruběji „	smíšená, jemně, hrubě nebo zpeřeně zrnitá až celistvá
O	„ velmi hrubě dutinkatá (krajkovitá)	jemně zrnitá až celistvá nebo smíšená

Analogicky s makrotexturou můžeme sledovat i znaky mikrotexturní. Starší travertiny mívají zpravidla celistvou strukturu, buď zcela bez dutinek nebo jen s velmi malým obsahem pórů. Při tom jsou tyto travertiny zpravidla ve vyšším stupni krystalisace nebo i překrystalování, takže u nich nacházíme i rovnoběžně vláknité, hrubě zrnité nebo dlouze zpeřené struktury. Celistvé travertiny přecházejí v travertiny s mírně dutinkatou texturou. V nich se uplatňují většinou drobně krystalické hmoty. Hruběji dutinkatou až velmi hrubě dutinkatou (podle výbrusů možno označit „krajkovitou“) texturu mají zejména recentní a subrecentní travertiny, které nalézáme na povrchu travertinových kup, na povrchu kaskád, případně v travertinových konkrecích v pokryvných hlinách.

Strukturně rozlišujeme travertiny podle stupně a habituálního uspořádání karbonátového agregátu.

Podle tohoto kritéria jsou nejjednodušší struktury zrnité, jež lze podle velikosti zrna dělit na *jemnozrné*, *hrubozrné*, případně *celistvé*, se všemi přechody mezi sebou. Travertiny s celistvou strukturou jsou tak jemně zrnité, že vápencový agregát při běžném zvětšení petrografickým mikroskopem splývá v jediný celek. Zrnění těchto travertinů je pod hranici 5μ . Větší zrna, až do 50μ lze považovat za jemná, kdežto větší tvoří hrubozrnnou strukturu. Povaha zrn je v těchto strukturách panallotriomorfní, zrnka jsou zpravidla isometrická.

S protažením zrn přecházejí struktury ve zpeřené, a to buď krátce zpeřené nebo dlouze zpeřené. Zpeřenou strukturu tvoří sloupečkovité až vláknité kalcity nebo i aragonity, skládají jednosměrně radiálně paprscité agregáty, vzájemně se hypoparalelně prorůstající. Pokud se jednotlivé krystalky protahují do délky, mění se postupně zpeřená struktura v rovnoběžně vláknitou. Naopak, zkrátí-li se vlákna na minimum, mění se zpeřená struktura ve zpeřené zrnitou, protože jednotlivé agregátky radiálně zpeřených svazků tvoří výše uspořádanou, panallotriomorfní strukturu.

Zvláštním případem jsou struktury *sférolitické*, kde radiálně paprscité agregáty přecházejí v pŕkulovité, až ledvinovité útvary. Jsou-li tyto útvary nahromaděny, tvoří ledvinitou strukturu v korách, složených z krystalického vápence.

Mimořádná je struktura *útržkovitá*, nebo *brekciovitá*, ve které se jasně uplatňují dva různě staré travertiny, z nichž mladší, zpravidla čistší, tmelí úlomky staršího celistvého a většinou zakaleného karbonátu.

Dvě poslední struktury travertinu s celistvou texturou jsou v podstatě smíšený z různých typů struktur; v prvním případě s isometrickým vývinem partií, složených z jednotlivých typů struktury, v druhém případě se žilným nebo impregnačním vývinem.

Travertiny s dutinkatými texturami jsou zpravidla mladší a tak nedošlo k jejich hrubozrnnější rekrystalisaci. Tím jsou u nich prakticky vyloučeny všechny hruběji

a hrubě zrnité struktury a uplatňují se pouze struktury celistvé, jemně zrnité, jemně zpeřeně zrnité a jejich směsi.

Barva travertinů

Základní zbarvení travertinů kolísá v několika málo barevných variantách a vesměs ve *světlých odstínech*. Vedle *čirých* kalcitů se hojně uplatňují kalcity *bíle* zakalené jílovými nerosty, místy jsou úplně jimi zneprůhledněny. Některé kalcity jsou bílé vlivem své velmi jemné struktury, přičemž mezi jednotlivými zrny jsou velmi jemné póry vyplněné vzduchem, který zcela ruší průhlednost.

Druhou základní barvou travertinů je *rezivě žlutá barva*. Tvoří ji jemně rozptýlený Fe-hydroxydický pigment. Množstvím přimíšeného pigmentu se mění intenzita i tón zbarvení od jemně vínově žluté barvy, přičemž kalcit může zůstat zcela průhledný, až po okrově žlutou barvu celistvého neprůhledného travertinu. Stejný okrově žlutý pigment často vyplňuje dutinky i větší prázdné prostory v pórovitých travertinech. Tam, kde došlo k větším místním akumulacím limonitického pigmentu, stává se jeho barva silně tmavě hnědá až téměř černá a hmota jím prosycená je zcela neprůhledná.

Hydroxysloučeniny železa mohou způsobit též *rudé* zbarvení vzorků tam, kde se vytvářejí složky s obsahem hematitu; jsou však mnohem vzácnější a objevují se spíše při krasovatění starého travertinu v pokryvných hlinách mladších usazenin.

Třetí základní barvou je *černá* nebo *tmavě hnědošedá* barva. Toto zbarvení může mít dvojí původ. Častěji je působí humusový pigment jako produkt rozkladu organických látek převážně rostlinného původu.

V některých případech se na tmavém až černém zbarvení travertinu podílejí i vyšší oxysloučeniny manganu (např. travertin z Borové Hory) většinou společně s limonitickým pigmentem.

Typickým zjevem u mnohých travertinů je jejich vrstevnatá makrotextura, často zdůrazněná střídajícím se zbarvením jednotlivých vrstev. Při tom se zpravidla jednotlivé charakteristicky zbarvené skupiny vrstev pravidelně střídají, což svědčí o rytmicky kolísavém vylučování pigmentačních látek, zejména Fe-hydroxydické komponenty u žlutavě zbarvených odrůd, nebo o rytmicky proměnlivých podmínkách stupně krystalisace u odrůd bílých. Řadou autorů bylo dokázáno, že se místy mění povaha zbarvení během roku. Je tedy pravděpodobné, že byl charakter zbarvení ovlivňován i jinými pronikavými vlivy, jako byla změna klimatu nebo kolísání celkového vodního režimu v oblasti vývoje travertinu.

Minerální složení travertinů

Základním a absolutně všude převládajícím nerostem travertinů je **kalcit**. Vyskytuje se ve formě hrubě i jemně krystalické, tak, jak se vysrážel v teplých

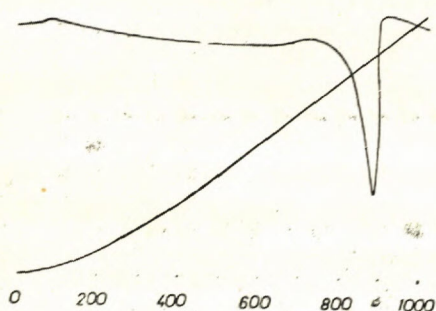
T a b. 1. Spektrální analýzy různých typů karbonátů z travertinů různých lokalit.

	Ag	Al	As	Ba	Be	Ca	Cd	Co	Cr	Cu	F	Fe	Ga	Ge	K	Mg	Mn	Mo	Na	Ni	Pb	Y	Sc	Si	Sn	Sr	Ti	V	Yb	Zn	Zr	
Vyšné Ružbachy, sklovitý kalcit	?	△		○	○	▲				○	△	●				▲	○		○		○			△	○	△	○					
Vyšné Ružbachy, bílý vláknitý kalcit	?	●		○	○	▲				○	△	●				▲	○		○		○			△	○	△	○					
Vyšné Ružbachy, bílý kalcit. povlak	○	●		○	○	▲				○	△	●				▲	○		○		○			△	○	△	○					
Vyšné Ružbachy, bílý kalcit. povlak	?	●		○	○	▲					△	○				△	○				○			△	○	○	○					?
Vyšné Ružbachy, bílý kalcit. povlak	○	△		○		▲			○			●				△	○							△		●	○				○	○
Vyšné Ružbachy, oranžový kalcit	?	●		○	?	▲					△	○				▲	○		○		?	○		●	○	△	○	?		○	○	
Vyšné Ružbachy, růžový kalcit	?	△		○	○	▲		○	○	○	△	△	○			▲	○		○	○	○	○		△	○	△	○					
Vyšné Ružbachy, růžově hnědý kalcit	?	△		○	○	▲			○		●	▲	○			▲	○			○	○	○		△	○	●	○			○	○	
Vyšné Ružbachy, okrově žlutý kalcit		△	●	○	○	▲						△				△	○				?	○		△		△						
Nížné Ružbachy, čirý kalcit	?	△		○	○	▲				○	△	○				△	○		○		?			●		△	?			○	○	
Nížné Ružbachy, mléčně bílý kalcit	?	△		○	○	▲						●				▲	○		○		?			△		●	○			○	○	
Spišské Podhradie, čirý kalcit		●		?	○	▲				○		○				●	○		○		?	?		●		○	?					
Spišské Podhradie, bílý celistvý kalcit	?	●		○	○	▲				○	●	●				△	○		?		○			●	○	△	?					
Cesta Spiš. Podhradie—Spiš. Vlasy, bílý kalcit	○	●		?	○	▲				○		●				△	○		○		○			△	?	●	○				○	
Bešeňová, Velko—Skala, bílý kalcit. povlak	?	△		○	○	▲			?		△					▲	○		○	○				△	○	○	●			?	?	
Bešeňová, kaskáda, bílý cukrový kalcit		●		○	○	▲				○	●	△		?		△	○		○	○				△		●	○					
Bešeňová, Velko—Skala, světle žlutý kalcit		△		○	○	▲				○		●				▲	○		○		?			△		●	○					○
Bešeňová-kaskáda, žlutý kalcit		●		○	○	▲				○	△	△				△	○		○	○	○			△	○	△	○					
Bešeňová, Velko—Skala, vínově žlutý kalcit		●		○		▲				○	△	○				△	○		○	○	○			●	○	△						
Bešeňová, Velko—Skala, okrově žlutý kalcit	○	△	?	●	○	▲				○		△		?		△	○		○	○	○			△	○	●	○			○	○	
Bešeňová, Velko—Skala, okrově žlutý kalcit		▲		○		▲				○	○	△	○		△	△	●		△	○	○			▲	○	●	△	○			○	○
Bešeňová, Velko—Skala, okrově žlutý kalcit	○	△	○	○	○	▲				○	○	△	○		△	△	○		○	○	○			△	○	●					○	
Borová Hora, karbonatický okr		△	○	?	●	△		○	○	○		▲	?	○		●	○	○		○	○	?		△		?	○	○	○	○	○	
Borová Hora, tmavý karbonát. pigment	?	△	?	●	○	▲	○		○	○		●				●	▲				○		○	△		○	●				○	

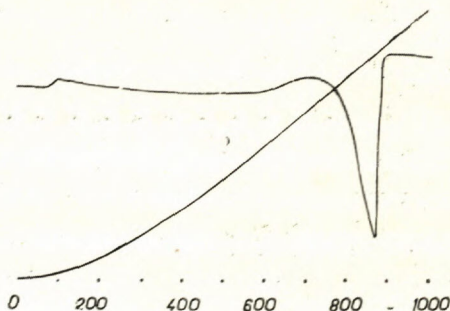
▲ = množství podstatné △ = množství podřadné ● = množství vedlejší
○ = množství stopové ? = problematická přítomnost

i studených pramenech, bohatých na CO_2 a $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$, nebo se přeměnil z aragonitu. Podmínky, za kterých se vylučoval kalcit nebo aragonit z roztoků, jistě kolísaly, a tak se měnil od místa k místu i habitus obou nerostů. Tam, kde postupovala krystalisace rychleji z koncentrovanějších roztoků, tvořily se jemné, kostrovité struktury (zpeřené, vláknité). Kde došlo k pozvolné krystalisaci z málo nasycených roztoků, což se zpravidla dělo v době vývojově nejmladší, vytvořily se agregáty s isometrickým zrněním, nebo struktury hrubě krystalické. Pokud se kalcit tvořil na stěnách dutinek a volných prostorů, vykrystaloval obvykle v podobě dokonalých základních rhomboedrů, vzácně s otupenými hranami. Méně časté jsou krystalky skalenoedrické. Častěji než krystalické drúzy na stěnách dutin, jsou vláknité krystalické kúry a povlaky, tvořící kolomorfní ledvinité až hroznovité útvary (např. travertin z Hradiště pod Vrátnem, Domaniža, Predhorie a j.). Místy mají kalcity až krápníkovitý charakter, zřejmě tam, kde došlo ke krašovatění starších travertinů (např. Bešeňová a j.).

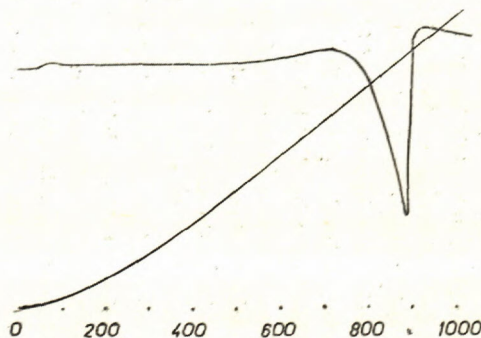
K sledování chemismu různých druhů různě zbarvených vzorků kalcitu byly vyseparovány pokud možno typické a homogenní materiály a byly podrobeny kvalitativní spektrální analýze se semikvantitativním relativním vyhodnocením visuál-



Obr. 1. Křivka diferenční termické analýzy travertínu z Vyšných Ružbach 4 (viz spektr. anal. tab. 7).



Obr. 2. Křivka diferenční termické analýzy travertínu z Vyšných Ružbach 2 (viz spektr. anal. tab. 7).



Obr. 3. Křivka diferenční termické analýzy travertínu z Bešeňové (Velko Skala).

ním odhadem z přítomnosti a intensity čar. Výsledky analys jsou přehledně uvedeny v tabulce 1. Analysy shotovili pracovníci spektr. lab. ÚNS.

Podle výsledků analys je v hlavní skupině prvků především *vápník, hořčík, stroncium, křemík, hliník a železo* a v určité části vzorků též *fluor*. Zatímco křemík a hliník patří nesporně heterogenním alumosilikátovým příměsím, je vazba ostatních jmenovaných prvků nejistější.

Hořčík je zřejmě vázán v karbonátové molekule, není však jisté, zastupuje-li diadočně vápník nebo je vyloučen jako součást heterogenního dolomitu. Výsledky diferenční termické analysy tří vzorků s relativně vysokým obsahem hořčíku (viz obr. 1—3) ukázaly, že hořčík není patrně složkou nějakého samostatného nerostu, nebo je tento nerost zastoupen jen v takovém množství, že se na DTA-křivce vůbec neprojevil. Je tedy hořčík s největší pravděpodobností v travertinu diadoční s vápníkem.

Železo je prakticky všudypřítomný prvek, který možno v kalcitu interpretovat buď jako součást limonitického pigmentu, případně může vápník i přímo diadočně být zastupován dvojmocným železem. Srovnáme-li obsah železa v travertinu a v nerozpustném zbytku po působení 3 % HCl (viz tab. 2), můžeme s jistou pravděpodobností konstatovat, že je patrně část železa v podobě limonitického pigmentu; menší část železa diadočně zastupuje vápník.

Tabulka 2.

Spektrální rozbory nerozpustných zbytků (3 %-ní HCl).

Množství Vzorek	≥ 1 %	> 1 % - 0,1 %	0,1 % - 0,01 %	< 0,01 %	Přítomnost sporná
74.	Al, Si	Ca, Fe, K, Ti	Mg, Na	Ag, Ba, Cr, Cu, Ga, Ge, Mn, Ni, Pb, Sb, Sr, V, Zn, Be	Zr
89.	Al, Si	Ca, Fe, K, Ti	Mg	Ag, As, Ba, Be, Cr, Cu, Ca, Ge, Mn, Na, Ni, Pb, Sb, Sr, V, Zn, Zr	

Stroncium se velmi dobře zastupuje s vápníkem v mnohých minerálech, zejména v kalcitu a aragonitu. Jeho větší akumulace můžeme očekávat v těchto nerostech, vznikajících za zvýšených teplot, přičemž obsah stroncia bývá vždy vyšší než obsah barya, vzhledem k větší rozpustnosti síranu strontnatého než síranu barnatého. Obsahy stroncia a barya v našich vzorcích tento poměr pře-

vážně zachovávají, pouze v posledním vzorku v tab. 1 je vyšší obsah barya. Je možné, že baryum je v tomto případě vázáno na limonitický pigment s adsorbovanými prvky.

Fluor je prvkem, jehož přítomnost v kalcitu je problematická. Vyskytl se v mnohých vzorcích a podle spektrálních analys kalcitu je vázán na karbonát, nikoliv na nerozpustný zbytek po působení 3 % HCl. Také podle zvýšeného obsahu fluoru ve spektrální analýze čistě vyseparovaného kalcitu oproti průměrnému vzorku travertinu z téže lokality [např. Vyšné Ružbachy, tab. 1 (růžově hnědý kalcit) a tab. 7, anal. 6] lze soudit, že fluor je součástí karbonátu, nikoliv pigmentu.

V jaké formě je fluor vázán v karbonátech, nelze zcela spolehlivě říci. Jeho nepřítomnost v nerozpustném zbytku po působení 3 % HCl prakticky vylučuje možnost vazby fluoru v podobě fluoritu, protože se tento nerost v HCl za studena prakticky vůbec nerozpouští. Z těchto důvodů nelze uvažovat i o přítomnosti silikátů s obsahem fluoru. Kromě toho v žádném vzorku s vyšším obsahem fluoru nebyl zjištěn minerál, který by mohl obsahovat fluor. Nutno tedy předpokládat, že v travertinech je fluor dispergován ve formě některého minerálu v 3 % HCl rozpustného v submikroskopických individuích nebo je přímo strukturně vázán v mřížce kalcitu. Druhá alternativa je pravděpodobnější vzhledem k tomu, že známe karbonáty, v nichž fluor diadočně zastupuje $(OH)^-$ nebo $(CO_3)^{--}$ radikál, jako jsou například karbonáty řady bastnäsit-cerussitové.

Řada dalších prvků se pravidelně objevuje ve většině vzorků, ale pouze ve stopových množstvích. Jedná se zejména o *baryum*, *berylum*, *měď*, *mangan*, *sodík*, *olovo*, *titan* a méně pravidelně se vyskytující *zinek*. Mezi výskytem jednotlivých stopových prvků nelze zjistit prakticky žádnou závislost nebo pravidelnost. Přítomnost některých z nich, zejména barya, manganu a mědi je zcela stálá. Vazbu všech těchto prvků možno alespoň zčásti vysvětlovat adsorbční schopností jílových a limonitických pigmentačních látek, jak je patrné podle spektrální analýsy nerozpustných zbytků (tab. 2). Některé z těchto prvků jsou pak diadoční vůči vápníku v kalcitu (napr. mangan, baryum, olovo a j.).

Velmi zajímavá je přítomnost berylia ve spektrálních analysách. Podle Th. S a h a m y a K. R a n k a m y (1950) je berylium v karbonátových horninách negativní nebo jen v nepatrných koncentracích. Bude tedy berylium v travertinech vázáno na jílové nebo slídnaté částice a jeho obsah bude indikátorem jejich přítomnosti. Souhlasně vyznělo i stanovení chemismu nerozpustných zbytků po působení 3 % HCl, v nichž je berylium v téže spektrální koncentraci jako v celém vzorku travertinu. Spektrálně stanovený vyšší obsah berylia ve vzorku karbonátového okru (tab. 1) je zřejmě ovlivněn vyšším obsahem pigmentu aluminosilikátů.

Pátrání po přítomnosti vateritu, hexagonální modifikace kalcitu (J. D. D a n a, E. S. D a n a etc., 1951), který se může tvořit za určitých podmínek jako bílá

sypká kůra na kalcitu, bylo zcela negativní. Vaterit snadno přechází i za normálních podmínek v aragonit a kalcit.

Aragonit je ve studovaných travertinech velmi málo zastoupen. Jeho sporadické výskyty jsou vázány vesměs na výrony teplých uhličitých kyselek. Malé jeho rozšíření lze vysvětlit jeho malou stálostí; většinou se přeměnil v kalcit. Na studovaných lokalitách je především hojný v levických lomech, kde tvoří polohy, těžené k broušení a leštění. V menším množství byl zjištěn společně s kalcitem na lokalitě Sívá Brada a ve vrtu SP 4 v hloubce 19–21 m ve Spišském Podhradí. V tomto vrtu tvořil zcela masivní polohu okrově zbarvenou, ve směsi s velmi jemnozrnným, okrově zbarveným kalcitem.

Aragonit byl identifikován barvicí metodou Meigenovou a Feigl-Leitmeyerovou a identifikace byla též potvrzena rentgenograficky. Výsledek rentgenové identifikace je uveden v tab. 3.

Chemismus aragonitu byl sledován pouze spektrálně na vzorcích z Levíc (viz tab. 7) a nejeví naprosto žádných kvalitativních a v podstatě řádově ani kvantitativních rozdílů oproti spektrálním analysám kalcitu.

Křemen, případně i jiné modifikace SiO_2 , figurují v travertinech vesměs pouze jako akcesorie a jsou velmi málo rozšířeny. Křemen bývá převážně klastický, v podobě drobných, částečně omletých zrněk nebo zrnitých agregátů s uzavřenými šupinkami slídnatých minerálů. Křemenná zrnka nalézáme v travertinech z mnohých lokalit (Valča, Staré Hory, Mošovce, Slovány a mnoho jiných). Někdy je místo křemenných zrněk přítomen jemný siltový materiál (Sv. Ondřej, Rojkov a j.). V některých travertinech je jemně zrnitý agregát křemene, o němž nelze spolehlivě stanovit, je-li detritický nebo zda vznikl authigenně z koloidní SiO_2 -hmoty (Slovány a j.).

Z dalších klastických minerálů je v travertinech akcesoricky přítomen velmi vzácně úlomkovitý *živec-plagioklas* s nezřetelným lamelováním (Slovány). Je možné, že i krystalonomicky omezené dutinky v travertinech z této lokality jsou otisky po vyvětralých živcových krystalcích nebo štěpných úlomcích a materiál ve výbrusech představuje jejich relikt.

Vzácně se v nerozpustném podílu najdou i *těžké minerály*. V travertinu ze Sívé Brady byl nalezen sloupeček rutilu.

Pestré zbarvení travertinů působí pigmentační nerostné složky, z nichž nejdůležitější jsou:

- illit, případně jiné jílové minerály — bílé a bělavé zbarvení;
- hydroxysloučeniny železa — žluté až tmavě hnědé zbarvení, opakní partie;
- kyslíkaté sloučeniny manganu — černé až černošedé partie.

Jílové nerosty. Z jílových minerálů byly v travertinech zjištěny nerosty ze skupiny hydromuskovitu. Jsou zastoupeny illitem, podle rentgenové analýsy patrně dioktaedrického typu. Jsou velmi jemně zpravidla až submikroskopicky šupinkaté a naplňují v různém množství karbonátovou masu. V malém množství

Tabulka 3

Tabulka rentgenové analýsy aragonitu.

Rentgenový přístroj Mikrometa. Metoda Debye-Scherrerova. Záření Cu. Filtř Ni. Napětí 28 kV. Intenzita 24 mA. Průměr komůrky 57,3 mm. Průměr clonky 1 mm. Exp. doba 4 hod. Cejchovací 1. Al. Vzorek nalepený na skleněném vlásku o průměru asi 0,2 mm při expozici otáčen.

Naměřené hodnoty		Tabelární hodnoty			
aragonit + kalcit		kalcit		aragonit	
Spišské Podhradie		C. Torre—J. Carrido (1953):			
I	d	I	d	I	d
—	—	6	3,84	—	—
2	3,52 ¹	—	—	10	3,40
8	3,39	—	—	5	3,29
2	3,25	—	—	—	—
4	3,14 ¹	10	3,03	<1	3,05
10	3,03	—	—	<1	2,88
0,5	2,89	—	—	6	2,70
3d	2,71	4	2,49	5	2,49
4	2,49	—	—	5	2,36 ²
—	—	6	2,28	—	—
1	2,27	—	—	1	2,19
—	—	6	2,10	2	2,10
3	2,10	—	—	10	1,98
5	1,973	8	1,920	—	—
4	1,913	7	1,370	6	1,88
6	1,877	—	—	3	1,82
2	1,817	4	1,718	4	1,74
4dd	1,741	—	—	<1	1,63
0,5	1,629	5	1,602	—	—
1	1,598	—	—	1	1,56
0,5	1,561	5	1,520	<1	1,53
0,5d	1,517	4	1,470	1	1,50
0,5	1,468	4	1,437 ¹	1	1,470
—	—	4	1,420	—	—
0,5	1,411	1	1,355	1	1,410
1d	1,357	—	—	1	1,362

Exponoval: Anděl Vyhodnotil: Havránková Kontroloval: Kupka

¹ Zdvojení následující linie.

² Splývá s linií Al.

Tabulka 4

Tabulka rentgenových analys illitu.

Debye-Scherrerova metoda. Podmínky: přístroj Mikrometa, záření Fe, filtr Mn. Průměr komůrky 57,3 mm, průměr clonky 1 mm. Doba expozice 14 hod. Napětí elektrického proudu 24 kW, intenzita 22 mA. Cejchováno Al. Vzorek nalepený na skleněném vlásku, průměru asi 0,2 mm při expozici otáčen.

Naměřené hodnoty				Tabelární hodnoty			
Illit		Illit		Illit		Křemen	
Spišské Podhradie		Sv. Ondrej		ASTM (1945)		A. I. Kitajgorodskij (1952)	
I	d	I	d	I	d	I	d
—	—	—	—	1,0	10,0 ¹	—	—
2	4,89	1	4,92	0,4	4,9	—	—
5	4,44	5	4,44	1,0	4,46	—	—
3	4,23	4	4,21	—	—	0,25	4,25
—	—	—	—	0,2G	4,11	—	—
—	—	0,5d	3,68	0,2	3,64	—	—
10	3,33	10	3,33	0,7	3,33	100	3,35
0,5	3,19	2	3,19	0,2G	3,2	—	—
0,5	2,97	1	3,00	0,4G	2,98	—	—
0,5	2,85	0,5dd	2,84	0,3	2,83	—	—
5d	2,56	4d	2,58	1,0	2,56	—	—
1d	2,44	2	2,45	0,4G	2,44	15	2,45
3	2,38 ²	2	2,38	0,5	2,37	—	—
0,5	2,28	1	2,28	—	—	10	2,29
0,5	2,23	1	2,24	0,6G	2,24	6	2,23
0,5	2,17	0,5	2,19	0,4G	2,18	—	—
2	2,13	3	2,13	0,4	2,12	9	2,12
2	1,989	2d	1,983	0,5	1,99	8	1,97
3	1,822	4	1,818	—	—	25	1,82
4dd	1,664	2d	1,668	—	—	8	1,66
		1	1,645	{ 0,3	1,65	—	—
				{ 0,5	1,64	—	—
2	1,539	3	1,539	—	—	20	1,54
4	1,500	3d	1,502	0,9	1,50	—	—

Exponoval Anděl, vyhodnotila Havránková, kontrola Kupka.

¹ Splývá se spojitým zčernáním pozadí filmu.

² Splývá se zdvojenou následující linií Al.

Spišská oblast

Hornádská kotlina

Spišská Kapitula (strukтуры E, F, K, L). Byly zastiženy tři typy travertinu. Jeden je velmi silně pigmentován okrovitým limonitickým pigmentem; je téměř celistvý pouze s nehojnými dutinkami, jejichž stěny jsou povlečeny jemným bílým karbonátovým povlakem. Starší pigmentovaný travertin je místy podrcen a setmelen méně pigmentovaným kalcitem s náznaky sférolitické struktury.

Druhým typem jsou dobře uvrstvené, patrně mladší travertiny, s velmi hojnými protáhlými puklinami. Dutiny jsou pigmentovány černě až okrově hnědě a po jejich stěnách je kalcit krystalonomicky omezen. Někde je povrch dutinek ledvinitý nebo bradavčitý; v těsných trhlínkách jsou dendritické kresby limonitu.

Travertin třetího typu je bílý s velkými nepravidelnými dutinami, vystlanými žlutým ledvinitým kalcitem.

Sivá Brada. Převážně masivní bílý karbonát (zejména při vrcholu kupy) s barevně (bílá — světle nažloutlá) odlišnými vrstvami. Do dutin vykrystaloval kalcit v drobných krystalcích, zbytek prostoru je místy vyplněn téměř černou hmotou s podstatným obsahem manganu. Vzorky se vyznačují pěknou mikrostrukturou kolomorfního sférolitického typu. Materiál z úpatí kupy je poněkud hruběji zrnitý, zejména při dutinkách, kde panallotriomorfně zrnitý kalcit přechází až v palisádovitý. Tento materiál obsahuje malý podíl těžkých frakcí psammitických sedimentů (identifikován byl rutil).

Spišské Vlasy (struktura B). Materiál byl sbírán v cestě mezi Spišským Podhradím a Spišskými Vlasy. Travertin odtud je téměř bílý, místy s hojnými protáhlými až válcovitými dutinkami. Místy jsou stěny dutinek zbarveny limonitickým okrem, povlékajícím nedokonalé krytality karbonátu.

Spišské Podhradie (struktura B, F, G, H, I, J, K, L, M). Vzorky odtud představují vrtná jádra z několika vrtů a z různých hloubek (hlavně vrtů SP-5 a SP-4) a několik vzorků z lomů. Z materiálu z vrtů je dobře patrná zónalnost ve stavbě celé travertinové masy, při čemž při bázi ložiska převládá spíše masivní bílý, nebo jen slabě zbarvený karbonát, bez příliš hojných dutinek nad ostatními typy, kdežto ve svrchních polohách jsou travertiny většinou růžově šedé až okrově hnědé, mnohem lehčí a pórovitější. V celém profilu zejména ve vrtu SP-4 je vidět zcela nepravidelné střídání různě zbarvených travertinů. Světle zbarvené travertiny — bílý až krémový, jsou především ve vyšších polohách (9–10 m); hlubší partie travertinu jsou šedavé, hnědavé až i hnědé. Také vývoj makrostruktury se mění nepravidelně; travertin v polohách s většími dutinkami zpravidla druzovitě vykrystaloval do dutinek; někde se vyvinula ledvinitá skulptura povrchu, někde se usadil pouze jemný bílý zemitý sintr.

Ve vrtu SP-5 jsou naopak vzorky blíže povrchu zbarveny limonitickým pigmentem, kdežto travertiny z větších hloubek mají bělavé zbarvení.

Vzorky z lomů reprezentují bílý celistvý až jemně krystalický kalcit místy s dutinkami, jejichž stěny jsou potaženy druzami drobných rhomboedrických krystalků. Vzorky jsou téměř úplně čisté, prosté nerozpustného zbytku. Bílé zbarvení je většinou působeno množstvím trhlinek, vyplněných vzduchem.

Místy kalcit vykristaloval v hrubších hypoparalelně srostlých stébelnatých krystalech s příčnými barevnými zónami.

Popradská kotlina

V y š n é R u ž b a c h y. Z této lokality pocházejí vzorky především z lomu lázní, bílé až hnědavé barvy. Místy je bílý až někde skelně průhledný kalcit uspořádán do stébelnatých sférolitických agregátů s nehojnými dutinkami, vyplněnými jílovito-limonitickou usazeninou. Častějšími formami jsou bílé až hnědé celistvé travertiny s hojnými dutinkami, jejichž stěny jsou potaženy vrstvami bílého nebo slabě zbarveného kalcitu. Masivnější travertin přechází místy v polohy silně pórzní, hnědé. Jeho dutinky jsou vystlány druzami rhomboedrických krystalků kalcitu. Někde jsou vrstvy travertinu rozmanitě zprohýbány a výrazně vrstevnaté, různobarevné. Travertiny z lomu lázní mívají struktury typu C, F, H, K, N.

Od pramenů nad lázněmi pochází světle žlutohnědý, nepravidelně vrstvený travertin s nehojnými dutinkami a se strukturou typu E. Je velmi silně pigmentován limoniticko-jílovitou substancí a obsahuje místy dosti hojný valounkovitý klastický křemen. Poblíž dutinek jsou výrazné kolomorfní ledvinité struktury.

V obecním lomu je travertin velmi silně pórovitý, až kavernosní. Dutinky jsou vystlány krystalovými druzami a často vyplněny zemitým okrem, který však celkem nezbarvuje vlastní karbonátovou hmotu. Někde má travertin až hrachovcovitou stavbu. Strukturně byl zjištěn typ B a H.

N i ž n é R u ž b a c h y (struktura typu D). Odtud pochází vínově žlutý, vláknitý, někde zcela bílý travertin s příčným barevným proužkováním. Do dutin vnikají ostrá zakončení kalcitových skalenoedrů.

V cestě mezi Nižnými a Vyšními Ružbachy je silně pórzní hnědavý travertin se strukturou typu N a se značným obsahem jílových minerálů. V dutinkách vykristaloval kalcit v drobných skalenoedrech.

S v ě t ý O n d r e j (struktury A, N, O). Starší masivní travertin je šedý až narůžovělý, téměř celistvý, místy s velkým množstvím dutinek. Po stěnách dutinek se usadil bílý karbonát. Výbrus prozradí poměrně vysoký obsah slídnatých úlomků sedimentárních hornin a jemně zrnitého siltu.

Mladší až recentní travertin je měkký, cukrovitý karbonát, rezavě zbarvený. Velmi hojně v sobě uzavírá otisky rostlinných zbytků, na nichž se původně usazoval. Někde má až pěnovitý charakter; je velmi lehký, trubičkovitý po zbytcích stonků a větviček.

Hôrka (struktura H, K, N). Různé typy travertinu možno sledovat i na této lokalitě. Šedavě nahnědlý masivní travertin s velmi hojnými okrouhlými i plochými dutinkami přechází téměř v bílý, drsný na omak. Místy je nahromadění limonitického pigmentu tak veliké, že zneprůhledňuje výbrusy. Nejmladší travertin obsahuje množství otisků rostlin.

Gáňovce. Z této lokality byly vzaty vzorky z lomu v oblasti Kozelce (strukturní typ B, H, L), kde je travertin žlutý, žlutohnědý i bílý, s hojnými dutinkami, do nichž vykrystaloval kalcit v jemných druzách. Dutinky jsou někde povlečeny černým až hnědým filmem Fe, Mn-sloučenin.

Travertin od minerálního pramene má strukturu typu O. Je vrstevnatý, špinavě žlutý a jeho jemně druzovité dutinky jsou vyplněny žlutým okrem. Místy uzavírá zbytky rostlin.

V odkryvu ve středu obce je travertin masivní, příjemně smetanové barvy s nehojnými dutinkami, v nichž vykrystaloval růžový kalcit.

Hamry — Hranovnice. Travertin odtud je hnědorůžový, téměř celistvý s nevelkými různě hojnými dutinkami. Patří převážně k strukturnímu typu H a N.

Liptovská kotlina

Bešeňová. Vzorky pocházejí z lomu Velko-Skala, který produkuje travertin různého typu struktury B, C, D, F, I, J, L. Převládá téměř celistvý žlutý, jemně vrstevnatý karbonát s malými protáhlými dutinkami, místy vystlanými limonitickou nebo Mn-substancí. Místy přechází celistvá travertinová hmota v systém destiček, téměř paralelně uspořádaných a zprohýbaných, mezi nimiž jsou úzké ploché dutinky, do nichž krystalovaný kalcit vniká jemným druzovitým povrchem. Zajímavé je strukturní uspořádání krystalického kalcitu, který je hypoparalelně srostlým agregátem zrn, protažených kolmo ke směru vrstev.

Některé partie travertinu jsou prosyceny směsí jílových nerostů a limonitu, zejména povrchové části v masivnějších polohách; vnitřní partie jsou bílé. Nejsvrchnější partie v dutinách bývají jemně až vláknitě krystalické s ledvinitým povrchem plným ostrých rohů vynikajících krystalků. Na průřezu jsou i tyto krystalické kůry vrstevnaté s barevně i strukturně ostře oddělenými zónami. Někde dosáhly pestře páskované partie větší mocnosti a travertin je pak velmi ozdobný.

V páskovaných travertínech jsou relativně hojné i drobné úlomky klastického křemene.

Několik vzorků travertinů bylo odebráno z kaskády. Jsou strukturně celkem jednotné (typ N, O) a vesměs velmi silně pórovité až pěnovité konsistence. Obsahují též velmi hojně otisky a zbytky po rostlinstvu. Vlastní karbonát je bílý až žlutý, prostory dutin jsou mnohdy vyplněny okrovitou limonitickou hmotou. Zajímavé jsou zejména travertinové partie s plástvovitě uspořádanými vrstvami, tenkými jen zlomky mm a zprohýbanými. Na zbarvení travertinu se účastní též

humusové látky a rostlinné zbytky. Jedná sa zřejmě o subrecentní až recentní travertin, jak také ukazuje výskyt travertinového písku, jehož jednotlivá zrna jsou téměř netmelena, takže se tlakem rozpadají. Písek uzavírá hojné organické zbytky.

L ú č k y. Odtud byl k studiu odebrán z lomu masivní světle hnědý travertin s velkými dutinami, jejichž stěny jsou potaženy vrstvou úplně čirého nebo místy mléčně zakaleného kalcitu. Mladší travertin odtud je jemně krystalický s ledvinitým povrchem v dutinkách, místy křehký cukrovitý. Je nepravidelně smouhovitě pigmentován. Patří strukturně k typu M.

B í l ý P o t o k. Travertin z této lokality pochází z vrtných jader vrtů 01 a 02. Je nažloutlý až hnědavý, silně dutinkatý až silně pórovitý s hojnými zbytky skořápek měkkýšů. Je zřejmě subrecentní až recentní. Struktury má především typu I a N.

T r l e n s k á D o l i n a. Travertin odtud je tmavě hnědý, velmi lehký, podobný vzorkům z Bílého Potoka. Strukturně patří typu O.

P o t o k. V oblasti obce Potok je travertin podobný pórovitému travertinu bešeňovskému, je velmi jemnozrný, s velkými dutinami, s povrchem hnědě až černě zbarveným. Strukturně je typu H.

L i p t o v s k á L u ž n á. Křehký žlutavý až žlutavě šedý celistvý travertin s hojnými hranatými dutinkami a strukturou typu O.

L i p t o v s k ý S v. J á n. Odtud byly vzaty vzorky hnědavého, téměř celistvého, velmi pevného travertinu s malým počtem dutinek a skoro bílý travertin, křehčí s vysokým obsahem okrouhlých dutinek, vystlaných sněhově bílým sintrem. Strukturu má typu G a N.

V y š n ý S l i a č. Travertin odtud je bílý, velmi silně porézni, křehký. Ve větších dutinách se vytvořily dosti mocné kory medově až hnědě zbarveného travertinu s vláknitě sférolitickou strukturou. Mikroskopicky patří ke strukturám typu C a N.

L i p t o v s k á Š t i a v n i č k a. Travertin je bílý cukrovitý, křehký; místy mění zbarvení do šeda až žlutava a stává se pevnější. Travertin z kupy má strukturu typu F.

L u d r o v á. Velmi pevný, světle hnědý, většinou vrstevnatý travertin s menším množstvím dutinek. Strukturně patří typu G.

Přelom Váhu mezi Liptovskou a Turčianskou kotlinou

R o j k o v (strukturní typ H, O, M). Velmi křehký, silně pórovitý travertin kolísá mezi šedožlutou až bílou barvou. Dutiny bývají silně plošně protažené, někdy vyplněné směsí jílových nerostů a okru. Samotná hmota travertinu je jemně zrnitá až téměř celistvá.

Travertin vzniká usazováním na listech a zbytcích rostlin a jejich otisky jsou velmi hojné.

Druhý typ je zřejmě starší. Je těžký, celistvý, světle hnědý nebo růžově hnědý s malým počtem dutinek, které bývají zčásti vyplněny hlinou, nebo jejich stěny jsou povlečeny produkty organickými i anorganickými.

Kotlina Turce

Mošovce. Mošovecký travertin je bílý až úplně hnědý, většinou celistvý, s množstvím jemných pórů a dutinek, někdy až silně pórovitý, ale vesměs pevný. Strukturní typ bývá A, N. Vzorky obsahují místy nehojný klastický křemen.

Někde přechází struktura travertinu v brekciovitou, při čemž světlý až bílý úlomkovitý karbonát a vzácněji i drobné klastické křemeny jsou tmeleny silně okrem pigmentovaným mladším travertinem. Někde naopak starší hruběji úlomkovitý travertin je tmelen čistým karbonátem (strukturní typy A, G).

Slováky. U mostu v obci byl sbírán bílý jemnozrnný až celistvý travertin s malým množstvím dutinek a s malou příměsí křemene a též zrníček plagioklasu. Hojný je šedý masivní travertin s velkými hojnými, téměř isometrickými dutinami, jejichž stěny jsou rovné a omezují prostory po krystalech nebo štěpných tvarech neznámého minerálu (živce?).

Podobný materiál byl sbírán i v potoce. Stěny dutinek bývají povlečeny bradavkami a hrozníčky kalcitu a někdy vyplněny směsí okrovitého limonitu a jílových nerostů. Někde je travertin téměř brekciovité struktury, přičemž čistý, úlomkovitý kalcit je tmelen hnědým zakaleným kalcitem. Nejmladší travertin, tvořící se z pramene v potočním korytu je lehký, „omítkovitě“ struktury s hojnými dutinkami, jejichž stěny jsou povlečeny vrstvičkou žluté okrovité hmoty. Strukturu má travertin ze Slovan převážně typu I, M, případně N.

Vrútky. Nejlepší výskyt je na lokalitě „Dubná skala“. Pevný, šedavě hnědý travertin má zde rohovcovitý vzhled a pouze menší množství dutinek. Pokud jsou dutinky větší, jsou jejich stěny pokryty bradavčitém bílým krystalickým vápencem nebo i dokonalými vínově žlutými až čirými krystalky kalcitu rhomboedrického habitu, přičemž základní rhomboedr má otupeny všechny hrany. Místy se místo normálních rhomboedrů vytvořil kalcit dlouze jehlicovitý, skládající sférolitické útvary. Většina travertinu ukazuje na počáteční krystalisaci na organických zbytcích, které se ovšem nezachovaly, připomíná je však strukturní uspořádání ve výbrusech. Strukturní typy zejména K, méně I a N.

Valča (strukturní typ M). Na této lokalitě je travertin zejména v zahradě domu č. 29. Je téměř celistvý, růžový s velkými krystalonomicky omezenými dutinami, podobně jako ve Slověnech. Dutinky povléká jemný film žlutého okru nebo jsou někdy vystlány jemným světlým sintrem.

Mladší travertin je křehký, krémově zbarvený, otírá se o prsty a je složen z drobečků uvnitř dutých. V hmotě travertinu je množství organických zbytků, v některých místech připomíná travertin svými červíkovitými útvary „železný květ“ z Eisenerzu. Místy uzavírá travertin drobná zrna křemene.

Oravská oblasť

Ž a š k o v. Travertiny z této lokality jsou zčásti starší, těžké, bělavé, s hojnými dutinkami, ale masivní; mladé jsou velmi silně pórovité, hnědé. Obsahují otisky rostlin, často též zbytky inkrustovaných rostlinných buněčných pletiv. Byly odebírány na katastru osady Majer, nedaleko rekreační chaty a z hornin nad pramenem. Starší pevnější travertin mívá dutinky vyplněny rezivým až černým pigmentem.

Strážovská hornatina

D o m a n i ť a (strukturní typ M). Travertin odtud je velmi křehký, téměř bílý s rourkovitou stavbou, přičemž středy rourek zůstaly duté. Jedná se zřejmě o recentní travertiny, na jejichž vzniku se účastnily rostliny.

O m š e n i e (strukturní typ N). Z lomu na této lokalitě pochází krémově zbarvený velmi lehký travertin s hojnými velkými dutinami a množstvím otisků listů; travertin se tvořil zřejmě původně na rostlinných zbytcích, které byly zpočátku pokryty a pak setmeleny.

P r e d h o r i e - P r u ť i n a (strukturní typ I). Tyto travertiny jsou velmi podobné materiálu z lokality Omšenie. Velmi lehké bílé vrstvy jsou dutinkaté a mají hrubě ledvinitý povrch, pokrytý bílou křídovitou hmotou recentního kalcitu.

T r e n č i a n s k e T e p l i c e (strukturní typ M). Z lokality „pri Baračke“ pochází téměř bílý, žlutavý, silně pórovitý travertin s ledvinitým povrchem. Je pevnější než oba předchozí výskyty, ale též křehký.

Střední Pováží

V e l k ý K o l a č i n (strukturní typ O). Světlý nahnědlý travertin z této lokality je velmi křehký, drobivý. Uzavírá v sobě množství dutinek, hlavně po rostlinných zbytcích.

Bojnická kotlina

B o j n i c e (strukturní typ G). Bojnický travertin je velmi tvrdý, celistvý, s jemnými plochými dutinkami, zbarvený v dutinkách limonitickým pigmentem. Povrchové vrstvy jsou krémově bílé, sypké, velmi lehké, pěnivé.

O p a t o v c e (strukturní typ M). Opatovecký travertin je krémově zbarvený, pěnivý, podobný recentnímu bojnickému. V dutinkách je usazen sněhobílý kalcitový povlak.

Malé Karpaty a Záhorská nížina

H r a d i š ť e p o d V r á t n o m (strukturní typ N). Pórovitý travertin odtud je velmi pevný; má růžově hnědou barvu a do dutinek je ledvinovitě vyvinut. Ledviny jsou pokryty povlakem mladého karbonátu, který se otírá o prsty.

Čeladince (strukturní typ M). Travertin odtud je světle šedý až nahnědlý s velkými dutinami a hojnými otisky rostlin. Je velmi silně pórovitý, ale přitom si zachovává značnou pevnost. Místy je v dutinách světle žlutá jílovitá výplň.

Dudince. Dudinecký travertin je pevný, bílý až hnědý, často úplně celistvý, jen s malým množstvím pórů. Někde přechází v jemně vláknitý. Má charakter wollastonitového agregátu. Některá místa jsou tvořena hruběji vláknitým úplně hnědým karbonátem. V těchto travertinech lze zjistit velmi rozmanité struktury, nejčastěji typy D, G, H, L, N.

Moravany (strukturní typ G). Moravanský travertin je celistvý s malými póry, světle žlutohnědý. V dutinách je okrovitý limonit pomísený s jílovými nerošty a s rudou hlinkou Fe-hydroxydů. Je velmi pevný.

Ratnovce (strukturní typ I). Travertin odtud je podobný předchozímu, bývá však tmavší a proniklý hojnými trubkovitými dutinkami vyplněnými zemitým limonitem. Je velmi pevný a makroskopicky má rohovecovitý charakter.

Sádok (strukturní typ H). Travertin je ve své hlavní masě velmi podobný moravanskému, velmi pevný, masivní s dutinkami s ledvinitým povrchem, povlečeným bílým až okrovým sintrem.

Santovka. Santovecký travertin je křehký, pórovitý, světle šedý s bílým usazeným sintrem na povrchu a v dutinách. Pevnější je sněžně bílý, dutinkatý travertin s krystalickou druzovitou výstelkou dutin. Mikroskopicky má travertin odtud strukturu typu A, G, H.

Bory. Odtud je travertin celistvý tmavě šedý až skoro černý s velkými nehojnými dutinkami. Mladší je velmi silně kavernosní, zbarvený intensivně limonitickým pigmentem. Borský travertin mívá strukturu typu A a N.

Levice (lomy). Levický materiál se liší od ostatních výskytů především tím, že je převážně tvořen aragonitem. Ozdobný, pestře pruhovaný, vláknitě krystalický, paralelně uspořádaný aragonit je příčně pruhován různě intensivním zbarvením limonitického pigmentu. Je velmi vyhledávaným ozdobným kamenem („levický onyx“). Levické travertiny jsou převážně strukturního typu D.

Vedle typického aragonitu jsou v lomech zastoupeny i normální travertiny od světle žluté až do sytě hnědé barvy. Prakticky však všechny výskyty mají podobný charakter struktury. Jsou velmi tvrdé, méně pórovité až celistvé, se střídajícími se strukturami převládajícího typu B, C, H, I a K.

Materiál z Levic (Šikloš) je velmi podobný předchozím travertinovým vzorkům, je však ještě pevnější, většinou světlejší, celistvý se strukturami typu B, H, I, K a L.

Oblast kremnicko-štiavnických hor

Sklené Teplice. Travertin, usazený z teplých pramenů se prakticky ani vzhledem ani svým chemickým složením neliší od travertinů, usazených z chladné vody. Je celkem pevný, hnědé až hnědožluté barvy, většinou hodně pórovitý, podobný omítce. Mívá strukturu typu J a M.

Zvolenská kotlina

Borová Hora. Ze svahu nad železniční tratí, níže plicního sanatória, je travertin šedohnědý, pórovitý, celkem pevný, s póry vyplněnými tmavě šedou hmotou s poměrně vysokým obsahem manganu. Světlejší kalcit tmelí brekciovitě tmavé úlomky travertinu. Stěny větších dutinek jsou povlečeny růžově hnědým kalcitem s druzovitým povrchem. Pigmentace se zúčastňují tmavá zrna limonitické substance. Obsah klastického křemene je malý. Strukturně možno zařadit travertin odtud k typu C.

Místy na svahu je travertin nažloutlý, jemně až silně dutinkatý, drsný na omak, poměrně lehký, křehký, otírá se o prsty. Patří strukturně k typu M a N.

Dolní Mičina. Vzorky odtud patří mladému až recentnímu travertinu. Byly vzaty přímo ze dvou pramenů (pramen č. 1 a 4). Travertin je velmi silně pórovitý, lehký, nepříliš pevný. Dutinky jsou vesměs vyplněny sypkým, okrovitým limonitem a černými produkty rozkladu organických zbytků. Vzorky patří k strukturnímu typu N a O.

Na cestě k Čerínu po pravé straně silnice, je travertin masivní, pěkně barevně pruhovaný, krystalický. Žlutě zbarvené polohy jsou jemnozrnné, světlé jsou sféroliticky krystalické. Některé vzorky připomínají „levický onyx“.

Místy se najdou nehojné zbytky rostlin, inkrustované kalcitem. Strukturně patří materiál typu E a I.

Sliáč. Sliáčské travertiny jsou různorodé; převládá silně okrově zbarvený materiál, masivní, s mosaikovitě se střídajícími polohami, světlejšími. Nepříliš hojné dutinky jsou vystlány bělavým kalcitem. Světlejší polohy jsou pórovitější než tmavší. Masivní travertin patří strukturnímu typu H a I. Mladší travertiny jsou lehké, pórovité, různě intenzivně prosycené limonitickým pigmentem. Strukturně je nejčastěji travertin typu H, I a O.

Staré Hory. V potoce poblíž osady Jelenec je travertin pórovitý, šedavě bílý i limoniticky zbarvený. Na jeho vzniku spolupůsobily zbytky rostlinné. Místy je travertin velmi čistý, ledvinitý, zonálně zbarvený, nebo jen mléčně zakalený. Místy má travertin trubkovitou stavbu, přičemž jsou zachovány vnitřní dutinky.

Někde je v travertinu soustředěno mnoho křemenných klastických zrn. Strukturně patří tyto travertiny typu B, K.

Z lokality Halier pochází velmi lehký, silně pórovitý travertin, buď slabě žlutě okrem zbarvený, nebo někde až červený, podobný železnému květu. V pevnějších

partiích bývají velké dutiny potaženy na svých stěnách bradavčítým kalcitem. Některé partie obsahují dosti úlomků křemitých hornin, nebo zrněk klastického křemene. Místy je travertin tvořen shlukem dokonalých krystalků-klenců v tmelici karbonát-jílovité hmotě. Strukturně je zde travertin typu A, N, O.

V Motyčské dolině je vrstevnatý travertin hnědavě a bíle proužkovaný, přičemž zbarvený je jemně zrnitý, kdežto bílý je radiálně paprscitý a tvoří ledvinité útvary. Někde je velmi pórovitý až keříčkovitý, zřejmě velmi mladý, světle okrově na-
hnědlý. Strukturu má H a O.

B a d í n. Odtud je travertin okrově a bíle stříkaný s množstvím dutinek, vyplněných jílovými nerosty, pigmentovanými limonitem. Strukturu má typu N.

Chemismus travertinů

Mezi dominující složky slovenských travertinů patří CaCO_3 , MgCO_3 , SiO_2 , sloučeniny Fe^{2+} a Fe^{3+} , Mn a Al; všechny ostatní komponenty jsou většinou přítomny v celkovém množství pod 1 % (obvykle jen několik desetin %). Orga-

Tabulka 5

	1	2	3	4	5	6	7	8
CaO	54,69	53,48	53,28	53,01	55,33	52,90	44,15	50,42
MgO	0,21	0,73	0,86	0,74	0,39	0,40	0,20	0,86
FeO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,53	0,17	0,21
Fe ₂ O ₃	0,07	0,17	0,14	0,15	0,09	1,35	17,58	4,00
MnO	st.	st.	0,41	0,03	st.	0,04	0,05	0,08
Al ₂ O ₃	0,23	0,37	0,33	1,08	0,24	0,46	0,60	0,56
TiO ₂	nest.	nest.	nest.	nest.	nest.	st.	st.	st.
SiO ₂	0,25	0,68	1,60	1,60	0,21	0,56	0,51	1,02
CO ₂	42,92	43,27	42,92	42,89	43,39	42,71	35,19	40,20
SO ₂	0,37	0,45	0,41	0,47	0,15	0,24	0,25	1,38
ztráta suš. při 105 °C/2 hod.	0,23	0,08	0,16	0,08	0,07	0,11	0,32	0,56
CaO/MgO	261,4	72,3	61,9	71,6	121,8	132,2	110,7	58,6
CaO + MgO : SiO ₂	219,6	79,5	33,8	33,6	255,8	95,1	86,9	50,2

1 — Bílý Potok „Jazierce“: světlý, žlutošedý, křehký, pórovitý; 2 — Bílý Potok „Jazierce“: světlý, bělošedý, tvrdý, pórovitý; 3 — Vyšné Ružbachy, lom lázní: šedý s černými vrstvičkami, tvrdý, pórovitý; 4 — Vyšné Ružbachy, lom lázní: narůžovělý, tvrdý, pórovitý; 5 — Vyšné Ružbachy, lom lázní: bělošedý, tvrdý, pórovitý (zde nejběžnější typ); 6 — Bešeňová, lom Velko Skala: žlutooranžový, celistvý, velmi tvrdý, pevný; 7 — Bešeňová, lom Velko Skala: oranžově-hnědý, křehký, bohatý limonitem; 8 — Bešeňová, vrchol sintrové kaskady: červenohnědý, žluto-červený až červeno-fialový, křehký, poměrně mladý.

Analýsy: Šlangerová (č. 1—5); Beutl (č. 6, 8); Chyba (č. 7).

nické látky nebyly stanoveny; jejich množství je také většinou velmi malé. Přesto chemismus travertinů není jednotvárný; naopak často doznává významnějších odchylek od průměru a to nejen pokud jde o chemické „makrosložky“, nýbrž i co do obsahu většiny mikrokonstituent. Tyto změny lze pozorovat nejen na různých lokalitách, nýbrž i na téže lokalitě, a to jak ve směru vertikálním, tak i ve směru horizontálním. Rozdílnosti chemismu jsou patrné z údajů v tabulce 5 a 6.

Tabulka 6.

	9	10	11	12	13	14	15
CaO	44,81	52,77	54,87	52,59	53,36	51,04	50,43
MgO	1,07	0,59	0,68	0,40	0,55	0,30	0,96
FeO	0,95	0,28	0,00	0,13	0,11	0,13	0,16
Fe ₂ O ₃	5,74	2,65	0,07	1,54	0,18	1,04	0,52
MnO	0,12	0,04	st.	0,14	0,17	0,06	0,20
Al ₂ O ₃	1,16	0,49	0,04	1,04	0,27	2,34	1,00
TiO ₂	0,11	st.	st.	st.	st.	0,04	st.
SiO ₂	4,16	0,49	0,19	1,18	0,48	3,20	3,41
CO ₂	38,30	41,37	42,73	41,53	42,92	40,66	40,56
SO ₃	1,37	0,88	0,60	0,87	2,03	0,26	2,69
ztráta suš. při 105 °C/2 hod.	1,05	0,21	0,18	0,22	0,19	0,48	0,23
CaO/MgO	41,9	80,9	80,6	131,4	97,0	170,1	52,5
CaO + MgO : SiO ₂	11,0	10,8	292,3	44,9	112,3	16,0	15,07

9 — Bešeňová, vrchol sintrové kaskády: červenohnědé okry usazené v odtokovém korytě kráterového pramene; 10 — Badín: nažloutlý, v četných dutinách až červenohnědý, bohatý limonitem; 11 — Lúčky, lom v obci: šedohnědý, tvrdý, pórovitý, místy (na čerstvém lomu) šedohnědý s odstínem do červená; 12 — Sliač, lom lázní: špinavě červený, pórovitý, velmi tvrdý; 13 — Sliač, lom lázní: bělošedý s tmavými vrstvičkami, tvrdý, pórovitý; 14 — Sliač, lom lázní: narůžovělý, pórovitý, tvrdý; 15 — Sliač, lom lázní: žlutý, křehký, měkký.

Analysy: Beutl (č. 9—11); Chyba (č. 12—15).

Obsah CaO pohybuje se v rozmezí 44,15—55,33 %, obsah MgO v rozmezí 0,20—1,07 %; hodnoty poměru CaO/MgO kolísají od minimální 41,9 do maximální 261,4.

Značné kolísání jeví se v obsahu SiO₂ — 0,19 až 4,16 %; hodnoty poměru CaO + MgO : SiO₂ se pohybují od 10,8 do 292,3.

Obsah FeO se pohybuje od 0,00 do 0,95 %, obsah Fe₂O₃ od 0,07 do 17,58 %. Výše oxydovaná forma Fe je tedy zcela pochopitelně v rozhodující převaze.

Méně značné jsou výkyvy v obsahu Al₂O₃ (0,23 — 2,34 %). Obsah síranů dosahuje maximální hodnoty 2,03 %.

Nejpozoruhodnější je však obsah Mn a F (viz tab. 9). Obsah Mn se pohybuje

od nepatrných stop do mezní hodnoty 1,23 %, obsah F od stop do 1,46 %. Průměrný obsah Mn v 68 analysovaných vzorcích travertinů z různých lokalit činí 0,039 %, průměrný obsah F je reprezentován hodnotou 0,19 % (průměr z 68 stanovení).

Nelze tedy po stránce chemického složení mluvit o stereotypní jednotnosti slovenských travertinů.

Pokud jde o změny v chemismu travertinu na jediné lokalitě názorně jsou tyto ilustrovány analysami materiálu z Bílého Potoka, Vyšných Ružbachů, Bešeňové a Sliache. Nápadné jsou rozdíly v chemismu zejména v Bešeňové (viz analysy 6–9 v tabulce 5 a 6). Vzorky 6 a 7 jsou relativně staré (vzorek 6 starší než vzorek 7), vzorky 8 a 9 jsou mladé (travertin č. 9 je fakticky recentní). Je pozoruhodné, že od vzorku 6 ke vzorku 9 přibývá obsahu SiO_2 , MgO , Al_2O_3 a SO_3 ; podobně je tomu i na jiných lokalitách, např. ve Sliachi. Nejnápadnější jsou však změny chemismu v závislosti na stáří, patrné na obsahu SiO_2 .

Spektrální analysou provedenou na 162 vzorcích slovenských travertinů jsme zjistili přítomnost 36 chemických prvků: Ag, Al, As, B, Ba, Be, Bi, Ca, Cd, Co, Cr, Cu, F, Fe, Ga, Ge, In, K, Li, Mg, Mn, Na, Ni, Pb, Rb, Sb, Si, Sn, Sr, Ti, Tl, V, Y, Yb, Zn a Zr (viz tabulku 7).*)

Popisy vzorků (k tabulce 7).

1. Hradište pod Vrátnom: šedý, velmi tvrdý, pórovitý.
2. Ratňovce: špinavě šedý s nádechem do modra. Na puklinách limonitovaný, velmi tvrdý, poměrně málo dutin.
3. Moravany 1: žlutohnědý s nádechem do červená, celistvý, velmi tvrdý a pevný.
4. Moravany 2: červenohnědý, celistvý, velmi tvrdý s menšími dutinami.
5. Trenč. Teplice (Pri Baračke): špinavě šedý, velmi pórovitý, křehký tuf.
6. Omšenie: bělošedý, velmi pórovitý, křehký tuf.
7. Velký Kolačín: bělošedý, měkký vápenatý tuf.
8. Čeladince: modrošedý, pórovitý, velmi tvrdý.
9. Sádok 1: bělošedý, poměrně celistvý tuf.
10. Sádok 2: šedý, na puklinách limonitovaný, pórovitý, velmi tvrdý.
11. Opatovce: špinavě šedý, velmi pórovitý, křehký tuf.
12. Bojnice: šedý, velmi křehký a pórovitý tuf.
13. Predhorie (Pružina): bílý s nádechem do šeda, pórovitý, velmi křehký tuf.
14. Domaníža: nažloutlý, pórovitý, poměrně tvrdý tuf.
15. Slovany 1 (výskyt při potoce): šedý, velmi pórovitý, se žlutými limonit. skvrnami.
16. Slovany 2 (výskyt „pri moste“): šedý, velmi tvrdý a pevný, místy limonitovaný.
17. Valča 1 (v potoce u domu č. 29): bělošedý, velmi křehký, pórovitý.
18. Valča 2 (výskyt u domu č. 29): hnědošedý, tvrdý, pevný, pórovitý, v dutinách skvrny limonitu.
19. Valča 3 (v zahradě domu č. 29): světle žlutohnědý, křehký, měkký, pórovitý.

*) Spektrální analysy byly zhotoveny na přístrojích Q 24 a ISP na fotomateriálu Foma s. o. 30 sec. expozicí, stř. obl. na elektrodách C—ČKD Stalingrad pracovníky spektr. lab. ÚNS.

T a b. 7. Spektrální analýsy travertínů

	Ag	Al	As	B	Ba	Be	Bi	Ca	Cd	Co	Cr	Cu	F	Fe	Ga	Ge	In	K	Li	Mg	Mn	Mo	Na	Ni	Pb	Rb	Sb	Si	Sn	Sr	Ti	Tl	V	Y	Yb	Zn	
Hradištie pod Vrátnom		△			○			▲			○	○		△	○					△	○	○	●	○	○	○	○	○	△	△	○	○	○				○
Ratnovce	?	△			○			▲			○	○	○	○	○	○				△	○	○	○	○	○	○	○	○	△	△	○	○	○			○	
Moravany 1		△			○			▲			○	○	○	○	○	○			○	△	○	○	○	○	○	○	○	○	△	△	○	○	○			○	
Moravany 2	○	▲			○			▲			○	○	△	△	○	○		△	○	▲	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○			○
Trenč. Teplice		▲			○			▲			○	○	○	○	○	○				△	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○			○	
Omšenie		△			○			▲			?	○	○	●	○	○				△	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○				
Veľký Kolačín		△			○			▲			○	○	○	●	○	○				△	○	○	○	○	○	○	○	○	△	○	○	○	○			○	
Čeladince	?	△			○			▲			○	○	○	?	△	○		?		△	○	○	○	○	○	○	○	△	△	○	○	○	○			○	
Sádok 1		△			○			▲			?	○	○	●	○	○				△	○	○	○	○	○	○	○	○	△	○	○	○	○			○	
Sádok 2		●			○			▲				○	○	○	○	○				△	○	○	○	○	○	○	○	?	○	○	○	○	○			○	
Opatovce		●			○			▲				○	○	○	○	○				△	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○			○	
Bojnice		△			○			▲			○	○	○	?	△	○				△	○	○	○	○	○	○	○	○	△	△	○	○	○			○	
Predhorie		△			○			▲			○	○	○	○	○	○				△	○	○	○	○	○	?	○	○	○	○	○	○	○			○	
Domaniža		△			○			▲			○	○	○	△	○	○			△	○	○	○	○	○	○	○	○	△	△	○	○	○	○			○	
Slovany 1	○	▲		○	○			▲			○	○	○	▲	△	○		△	○	○	○	○	○	○	○	○	○	△	△	○	○	○	○	○			○
Slovany 2		▲		○	○			▲		?	○	○	○	△	△	○		△	○	○	○	○	○	○	○	○	○	△	△	○	○	○	○	○			○
Valča 1	?	△			○			▲			?	○	○	○	○	○			△	○	○	○	○	○	○	○	○	△	△	○	○	○	○			○	
Valča 2		△		○	○			▲			○	○	○	○	△	○		?	○	○	○	○	○	○	○	○	○	△	△	○	○	○	○	?		○	
Valča 3	○	△			○			▲			?	○	○	○	△	?				△	○	○	○	○	○	○	○	△	△	○	○	○	○	?		?	
Vrútky	○	○	●		○	○	○	▲			?	○	○	○	○	○				△	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○			○	
Mošovce 1	○	△			○			▲			○	○	○	?	△					△	○	○	○	○	○	○	○	△	△	○	○	○	○			○	
Mošovce 2	?	△			○			▲			○	○	○	○	○	○				△	○	○	○	○	○	?	○	○	△	○	○	○	○			○	
Mošovce 3	○	△			○			▲			○	○	○	○	○	○				△	○	○	○	○	○	○	○	△	△	○	○	○	○			○	
Sklené Teplice 1		▲				○		▲			○	○	○	○	△	?				△	○	○	○	○	○	○	○	△	△	○	○	○	○			○	
Sklené Teplice 2		▲			○			▲			○	○	○	○	○	○				△	○	○	○	○	○	○	○	△	△	○	○	○	○			?	
Borová Hora	○	△			○		○	▲			○	○	△	○	○					△	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○			?	
Badín		●			○	○		▲			○	○	○	○	△					△	○	○	○	○	○	○	○	△	△	○	○	○	○				
Sliač 1		△		?		○		▲			○	○	○	○	△	?				△	○	○	○	○	○	○	○	△	△	○	○	○	○				

[illegible]

▲ = množství podstatné
○ = množství stopové

$$\bigcirc = \text{množství stopové}$$

Δ = množství podřadné $\odot$ =
? = problematická přítomnost

? = problematická přítomnost

⊙ = množství vedlejší

	Ag	Al	As	B	Ba	Be	Bi	Ca	Cd	Co	Cr	Cu	F	Fe	Ga	Ge	In	K	Li	Mg	Mn	Mo	Na	Ni	Pb	Rb	Sb	Si	Sn	Sr	Ti	Tl	V	Y	Yb	Zn
Bešeňová 5		▲			○	○		▲			○	○	●	▲	○	○		△		△	○		△	○	○			▲	○	△	○		○		○	○
Bešeňová 6		△			○	○		▲				○	●	△		○				△	●		△	○	○	○		△	○	△	○				○	○
Potok	○	▲			○	○		▲				○	●	△	○	○				△	●		○	○	○	○		△	△	△	○				○	○
Liptovský Sv. Ján 1		●			?			▲				○	●	△						△	●		○	○	○	○		●	●	●	○				?	?
Liptovský Sv. Ján 2		△			○	○		▲				○	●	△						△	○		○	○	○	○		●	●	●	○				?	?
Liptovský Sv. Ján 3		△			○	○		▲				○	△	●						△	○		○	○	○	○		△	○	○					○	○
Hranovnica-Hámry 1		▲			○	○		▲				○	△	●	○					△	○		○	○	○	○		△		△	○				○	○
Hranovnica-Hámry 2		△			○	○		▲				○	●	△						△	○		○	○	○	○		●	●	●					?	?
Hranovnica-Hámry 3		▲			○	○		▲				○	●	△	○					△	○		○	○	○	○		△	△	△	○				○	○
Gánovce 1	○	△			?	○	○	▲				○	△	●						△	○		○	○	○	○		△	△	△	○					○
Gánovce 2	○	△			○	○	○	▲		○		○	△	●						△	○		○	○	○	○		△	△	△	○					
Gánovce 3	?	△	○		○	○		▲			○	○	△	△						△	●		○	○	○	○		△	△	△	●					
Hôrka 1	○	△			○	○		▲				?	△	△						△	●		○	○	○	○		△	△	△	○					
Hôrka 2		○			○	○		▲				○	△	△						△	●		○	○	○	○		△	△	△	○					
Hôrka 3		●	○	○	○	○		▲				○	△	△						△	●		○	○	○	○		△	△	△	○					
Svätý Ondrej 1	?	△			○	○		▲		○		○	△	●		○				△	●		○	○	○	○		△	△	△	○				○	
Svätý Ondrej 2	○	●	●		○	○		▲				○	△	△		?				△	●		○	○	○	○		△	△	△	○					
Nižné Ružbachy		●			○	○		▲		○	○	○	?	●						△	○		○	○	○	○		△	○	○	○					
Vyšné Ružbachy 1		△		?	○	?		▲		○	○	○	●	●						△	○		○	○	○	○		△	○	○	○					
Vyšné Ružbachy 2	○	△			○	?		▲		○	○	○	●	●						△	△		○	○	○	○		△	?	●	○					
Vyšné Ružbachy 3		△			○	?		▲		○	○	○	△	△	○			●		△	○		○	○	○	○		△	○	○	○					
Vyšné Ružbachy 4		●			○	○		▲				○	?	●						△	○		○	○	○	○		△	○	○	○					
Vyšné Ružbachy 5		△	○		○	○		▲		?		○	●	△						△	○		○	○	○	○		△	○	○	○					
Vyšné Ružbachy 6		△			○	○		▲		○		○	△	●						△	○		○	○	○	○		△	○	○	○					
Spišská Kapitula 1		○			○	○		▲			?	○	△	●						△	●		○	○	○	○		△	○	○	○					
Spišská Kapitula 2	○	△			○	○		▲			?	○	△	●						△	○		○	○	○	○		△	○	○	○					?
Spišské Podhradie		●			○	○		▲				○	○	●						△	○		○	○	○	○		△	○	○	○					
Spišské Vlachy 1	○	△			○	○		▲		?		○	?	△		○		○		△	△		△	○	○	○	○	△	○	○	○					

Spišské Vlasy 2		○	○ ○	▲	○	●	△ ○	○	?	●	●	○	
Spišské Vlasy 3	○	△	○ ○	▲	○	●	△ ○	○	○	△	△	●	?
Sivá Brada 1			○	▲			△ ○				○	○	
Sivá Brada 2		●	○	▲			△ ○		?		○	○	
Sivá Brada 3		● ●		▲			△ ○				○	○	
Dudince 1		▲	○ ●	▲			△ ○		○		△	○	○
Dudince 2		▲	○ ●	▲			△ ○	○			△	○	○
Dudince 3		△	○ ○	▲			△ ○	○			△	○	○
Dudince 4		△	○ ●	▲			△ ○	○			△	○	○
Dudince 5		▲	○ ○	▲			△ ○	○			△	○	○
Dudince 6		△	○ ○	▲			△ ○	○ ? △	?		△	○	○
Santovka 1		△	○ ●	▲			△ ○	○ ● ●			△	○	○
Santovka 2		△	○ ●	▲			△ ○	○	○ ●		△	○	○
Santovka 3		▲	○ ●	▲			△ ○	○	○		△	○	○
Levice (lomy) 1		▲	○ ○	▲			△ ○	○		?	▲	○	○
Levice (lomy) 2		△	○ ○	▲			△ ○	○		?	●	△	○
Levice (lomy) 3		▲	○ ●	▲			△ ○	○	○		△	○	○
Levice (Šikloš) 1		▲	○ ○	▲			△ ○	○		?	△	○	○
Levice (Šikloš) 2		△	○ ○	▲			△ ○	○			△	○	○
Levice (Šikloš) 3		▲	○ ○	▲			△ ○	○ ● △	?		△	○	○
Levice (Šikloš) 4		▲	○ ○	▲			△ ○	○ ● △	?		△	○	○
Levice (Šikloš) 5		▲	○ ○	▲			△ ○	○ ● △			△	○	○
Levice (Šikloš) 6		△	○ ○	▲			△ ○	○ ? △			△ ○	○	○
Levice (Šikloš) 7		△	○ ○	▲			△ ○	○ ● △			△	○	○
Bory 1		▲ ○	○ ○	▲			△ ○	○ ● △	○ ○		△	○	○
Bory 2	?	▲ ○	○ ●	▲			△ ○	○ ● △	○ ○		△	○	○
Bory 3		△	○ ○	▲			△ ○	○ ● △	?		△	○	○
Bory 4		▲ ○	○ ●	▲			△ ○	○ ● △	○ ○		△	○	○
Bory 5	○	▲ ○	○ ●	▲			△ ○	○ ● △	○ ○		△	○	○
Bory 6		▲ ○	○ ○	▲			△ ○	○ ● △	○ ○		△	○	○

▲ = množství podstatné △ = množství podřadné ● = množství vedlejší
○ = množství stopové ? = problematická přítomnost

	Ag	Al	As	B	Ba	Be	Bi	Ca	Cd	Co	Cr	Cu	F	Fe	Ga	Ge	In	K	Li	Mg	Mn	Mo	Na	Ni	Pb	Rb	Sb	Si	Sn	Sr	Ti	Tl	V	Y	Yb	Zn	
Vrt 04; 5,20–5,50 m	▲	▲	?		○	○		▲	?	○	○	○	△	△	○					△	●		○	○	○	○		▲	▲	△	●	●					○
Vrt 04; 9,7 – 100 m	△				○	○	?	▲	?		○	○	○	●	△	○				△	○	○	○	○	○	○		▲	▲	△	●	●					○
Vrt 04; 10,0–12,0 m	▲				○	○		▲			○	○	△	△	○	○				△	○	○	○	○	○	○		▲	▲	△	●	●					○
Vrt 04; 13,30–13,60 m	△				○	○		▲			○	○	△	△	○	○				△	○	○	○	○	○	○		▲	▲	△	●	●					○
Vrt 04; 15,0–16,0 m	△			○	○	○		▲		?	○	○	○	△	○	○				△	○	○	○	○	○	○		▲	▲	△	●	●					○
Vrt 04; 15,8–16,0 m	△				○	○		▲			○	○	△	△	○	○				△	○	○	○	○	○	○		▲	▲	△	●	●					○
Vrt 04; 16,3–16,5 m	▲		?		○	○		▲	?		○	○	△	△	○	○				△	●		○	○	○	○		▲	▲	△	●	●					○
Vrt 01; 3,0–4,0 m	●				○	○		▲			○	○	○	●	○	○				△	○	○	○	○	○	○		▲	▲	△	○	○					○
Vrt 01; 11,6–14,0 m	○	●			○	○		▲			○	○	○	●	○	○				△	○	○	○	○	○	○		▲	▲	△	○	○					○
Vrt 01; 18,4–20,2 m	●	●			○	○		▲			?	○	○	●	○	○				△	○	○	○	○	○	○		▲	▲	△	○	○					○
Vrt 01; 22,2–24,2 m	●	●			○	○		▲			?	○	○	●	○	○				△	○	○	○	○	○	○		▲	▲	△	○	○					○
Vrt 02; 11,0–12,0 m	○	▲			○	○		▲		?	○	○	○	△	○	○		●		△	○	○	○	○	○	○		▲	▲	△	●	●					○
Vrt 02; 18,0–18,30 m	○	△			○	○		▲			○	○	●	△	○	○				△	○	○	○	○	○	○		▲	▲	△	○	○					○
Vrt SP 4; 5–6 m	△		?		○	○		▲			?	○	○	△	○	○				△	○	○	○	○	○	○		▲	▲	△	○	○					?
Vrt SP 4; 9–11 m	●				○	○		▲			○	○	○	○	○	○				△	●		○	○	○	○		▲	▲	△	○	○					○
Vrt SP 4; 9–11 m	●				○	○		▲			○	○	○	○	○	○				△	●		○	○	○	○		▲	▲	△	○	○					○
Vrt SP 4; 13–15 m	△				○	○		▲			?	○	○	○	○	○				△	●		○	○	○	○		▲	▲	△	○	○					?
Vrt SP 4; 15–17 m	?	△			○	○		▲			?	○	○	○	○	○				△	●		○	○	○	○		▲	▲	△	○	○					?
Vrt SP 4; 19–21 m	▲				○	○		▲			○	○	△	△	○	○				△	○	○	○	○	○	○		▲	▲	△	○	○		○			○
Vrt SP 4; 19–21 m	▲	○			○	○		▲			○	○	○	○	○	○				△	○	○	○	○	○	○		▲	▲	△	○	?		○			?
Vrt SP 4; 19–21 m	▲				○	○		▲			○	○	○	△	○	○				△	○	○	○	○	○	○		▲	▲	△	○	?		○			?
Vrt SP 4; 21–23 m	▲				○	○		▲			?	○	○	△	○	○				△	○	○	○	?	?	?		▲	▲	△	○	○					?
Vrt SP 4; 21–23 m	▲				○	○		▲			○	○	○	△	○	○				△	○	○	○	○	○	○		▲	▲	△	○	○					?
Vrt SP 4; 21–23 m	▲				○	○		▲			○	○	○	△	○	○				△	○	○	○	○	○	○		▲	▲	△	○	○					?
Vrt SP 4; 23–25 m	○	●			○	○		▲			?	○	○	○	○	○				△	○	○	○	○	○	○		▲	▲	△	○	○					?
Vrt SP 4; 25–27 m	△				○	○		▲			?	○	○	○	○	○				△	○	○	○	○	○	○		▲	▲	△	○	○					?
Vrt SP 4; 27–29 m	△				○	○		▲			?	○	?	○	○	○				△	○	○	○	○	○	○		▲	▲	△	○	○					?
Vrt SP 4; 29–31 m	△				○	○		▲			○	○	○	○	○	○				△	○	○	○	?	?	?		▲	▲	△	○	○					?

20. Vrútky — Dubná Skala: tmavohnědý, celistvý, velmi tvrdý a pevný.
21. Mošovce 1: bělošedý, křehký, měkký, pórovitý.
22. Mošovce 2: bělavě žlutošedý, tvrdý, velmi pevný, pórovitý.
23. Mošovce 3: světle šedohnědý, celistvý, velmi tvrdý a pevný, podobný travertinu z Vrútek, avšak světlejší.
24. Sklené Teplice 1 (travertinová kupa v lázeňském objektu): šedý až světle šedohnědý, pórovitý, tvrdý.
25. Sklené Teplice 2: šedohnědý, velmi tvrdý, pórovitý.
26. Borová Hora (svah pod sanatoriem): špinavě šedožlutý, velmi tvrdý, pórovitý.
27. Badín: nažloutlý, v dutinách červenohnědý limonitem.
28. Sliač 1: šedočervený, velmi tvrdý a pevný, pórovitý.
29. Sliač 2: bělošedý s tmavými vrstvičkami, tvrdý, pevný, pórovitý.
30. Sliač 3: narůžovělý, tvrdý, pórovitý.
31. Sliač 4: žlutý, velmi křehký, měkký.
32. Dolní Mičina 1 (malá kupa u l. pramene): pestrý, červenohnědý, místy s odstínem do fialova, tvrdý, křehký.
33. Dolní Mičina 2 (dtto): červený až červenohnědý, tvrdý, křehký, velmi pórovitý.
34. Dolní Mičina 3 (výběr nejzazšího pramene — směrem k lomu Vápenná Skala): recentní, červenohnědý, křehký, velmi pórovitý.
35. Dolní Mičina 4 (kupy na pravé straně cesty vedoucí k Čerínu): velmi tvrdý, pevný, pórovitý, pestrý, špinavých barev, na této lokalitě zřejmě nejstarší travertin.
36. Dolní Mičina 5 (dtto): s hojnými černými smouhami, velmi pevný a pórovitý.
37. Staré Hory 1 (Halier): žlutý, křehký, velmi pórovitý.
38. Staré Hory 2 (Halier): žlutý až červenohnědý, velmi pórovitý, křehký.
39. Staré Hory 3 (Jelenec; v údolí starohorského potoka): žlutohnědý, celistvý, velmi tvrdý a pevný.
40. Staré Hory 4 (Jelenec; v potoce): bílý až šedý, velmi křehký, měkký, pórovitý.
41. Liptovská Lužná: žlutý až žlutošedý, velmi tvrdý a pórovitý.
42. Ludrová: světle žlutohnědý, velmi tvrdý, pórovitý.
43. Bílý Potok 1 (Jazierce): světle žlutošedý, křehký, pórovitý.
44. Bílý Potok 2 (Jazierce): bělošedý, tvrdý a pevný, pórovitý.
45. Trlenská Dolina: šedý, velmi světle šedožlutý, křehký, pórovitý.
46. Liptovská Štiavnica: bělošedý, velmi tvrdý, pevný, pórovitý.
47. Rojkov 1: špinavě hnědošedý, tvrdý, pevný, pórovitý (starší než 2).
48. Rojkov 2: žlutohnědý, tvrdý, pórovitý.
49. Žaškov 1 (Majer; lom nad minerálními prameny): nažloutlý, tvrdý, pórovitý.
50. Žaškov 2 (pod rekreační chatou): špinavě hnědošedý se žlutými skvrnami limonitu v dutinách a na puklinách, tvrdý, velmi pórovitý.
51. Lúčky (lom): šedohnědý, tvrdý, pórovitý, místy (na čerstvém lomu) šedohnědý s odstínem do červená.
52. Vyšný Sliač 1 (kupa 1): bílý až bělošedý, tvrdý, pórovitý.
53. Vyšný Sliač 2 (kupa 2): dtto.
54. Vyšný Sliač 3 (lom): šedý až světle hnědošedý, tvrdý, pórovitý.
55. Bešeňová 1 (lom Velko Skala): sytě žlutooranžový, celistvý, velmi tvrdý, pevný, bez dutin.
56. Bešeňová 2 (lom Velko Skala): hnědooranžový, křehký, bohatý limonitem.
57. Bešeňová 3 (vrchol sintrové kaskády): červenohnědý, žlutohnědý, místy až červenofialový, křehký.
58. Bešeňová 4 (vrchol sintrové kaskády): červenohnědé okry usazované v odtokových korytech kráterových pramenů.

59. Bešeňová 5 (lom Velko Skala — horní lom): hnědočervený, celistvý, velmi tvrdý.
60. Bešeňová 6 (vrchol sintrové kaskády): světle hnědý, křehký, mírně pórovitý.
61. Potok: špinavě šedohnědý, tvrdý, pórovitý.
62. Liptovský Svätý Ján 1: šedohnědý, tvrdý, pórovitý.
63. Liptovský Svätý Ján 2: dtto.
64. Liptovský Svätý Ján 3: hnědošedý, tvrdý, pórovitý.
65. Hranovnica (chotár Hámry) 1: šedý až světle šedohnědý, velmi tvrdý, pórovitý.
66. Hranovnica (chotár Hámry) 2: dtto.
67. Hranovnica (ve svahu 2 km od chotáru Hámry) 3: šedý s odstínem do hněda, tvrdý, pevný, pórovitý.
68. Gánovce 1 (bývalý lom v středu obce): bílý, místy nažloutlý, velmi tvrdý, pórovitý.
69. Gánovce 2 (Lom Kozelec): bílý, mírně nažloutlý, tvrdý, pórovitý.
70. Gánovce 3 (kupa v lázeňském parku): šedý s červenohnědými skvrnami limonitu, celistvý, velmi tvrdý.
71. Hôrka 1: pestrý, světle šedočervený, s černými a tmavě šedými vrstvičkami, tvrdý, pórovitý.
72. Hôrka 2: bílý, mírně nažloutlý, tvrdý, mírně pórovitý.
73. Hôrka 3: pestrý, tvrdý, křehký, velmi pórovitý.
74. Svätý Ondrej 1: šedý, tvrdý, pevný, málo pórovitý.
75. Svätý Ondrej 2: žlutohnědý, křehký, měkký, bohatý limonitem, pórovitý.
76. Nižné Ružbachy: šedohnědý, velmi tvrdý, pevný, pórovitý.
77. Vyšné Ružbachy 1 (obecní lom): světle žlutošedý, tvrdý, pórovitý.
78. Vyšné Ružbachy 2: (u lázeňského pramene 2): bělošedý, tvrdý, pórovitý.
79. Vyšné Ružbachy 3 (lom lázní): šedý s černými vrstvičkami, tvrdý, pórovitý.
80. Vyšné Ružbachy 4 (lom lázní): narůžovělý, tvrdý, pórovitý.
81. Vyšné Ružbachy 5 (lom lázní): bělošedý, tvrdý, pórovitý (zde nejběžnější typ travertinu).
82. Vyšné Ružbachy 6 (u lázeňského pramene 1): bělošedý s hojnými červenohnědými vrstvičkami, tvrdý, pórovitý.
83. Spišská Kapitula 1: bílý až bělošedý s vrstvičkami světle šedomodrými, tvrdý, pórovitý.
84. Spišská Kapitula 2: šedožlutý, celistvý (mírně pórovitý), tvrdý, pevný.
85. Spišské Podhradie (lom „Baňa“): bílý až bělošedý, tvrdý, pórovitý.
86. Spišské Vlachy 1 (ve svahu cesty Spišské Podhradie—Spišské Vlachy, blíže ke Spišskému Podhradi): bílý s hojnými černými povlaky, tvrdý, pórovitý.
87. Spišské Vlachy 2 (dtto, avšak blíže ku Sp. Vlachům): bělošedý s narůžovělým odstínem, tvrdý, pórovitý.
88. Spišské Vlachy 3 (dtto jako 2): bílý, jen mírně pórovitý, velmi tvrdý.
89. Sívá Brada 1 (na vrcholu kupy pramene Sv. Ondrej): šedý až světle modrošedý, tvrdý, pórovitý.
90. Sívá Brada 2: bělošedý, celistvý, velmi tvrdý.
91. Sívá Brada 3: bělošedý, měkký, křehký.
92. Dudince 1 (Porošín): bílý až šedožlutý, pravidelně vrstevnatý, celistvý, velmi tvrdý.
93. Dudince 2 (kupa 1. v parku): bílý až bělošedý, velmi tvrdý, pórovitý.
94. Dudince 4 (kupa 2. v parku): dtto.
95. Dudince 4 (kupa 3. v parku): dtto.
96. Dudince 5 (při cestě z D. do Levic): cukrově bílý, celistvý, velmi tvrdý.
97. Dudince 6 (Porošín): žlutý, celistvý, pravidelně vrstevnatý, velmi tvrdý.
98. Santovka 1 (Mlýnský Vršok): bílý, pórovitý, velmi tvrdý.
99. Santovka 2 (Mlýnský Vršok): šedý, pórovitý, velmi tvrdý.
100. Santovka 3 (Baňa): bílý, pórovitý, velmi tvrdý.
101. Levice 1 (lom): sytý červenohnědý, velmi tvrdý, pórovitý.

102. Levice 2 (lomy): pestrobarevný, tence vrstevnatý, celistvý, tvrdý.
 103. Levice 3 (lomy): levický „zlatý onyx“.
 104. Levice 4 (Šikloš): sytě žlutý až světle žlutočervený s nádechem oranžovým, velmi tvrdý, mírně pórovitý.
 105. Levice 5 (Šikloš): světle žlutý s odstínem do růžova, velmi tvrdý, mírně pórovitý.
 106. Levice 6 (Šikloš): sytě žlutý, celistvý, velmi tvrdý.
 107. Levice 7 (Šikloš): bílý až bělošedý, tvrdý, mírně pórovitý.
 108. Levice 8 (Šikloš): žlutohnědý, celistvý, tvrdý, nepatrně pórovitý.
 109. Levice 9 (Šikloš): bílý se slabým nádechem do žluta, tvrdý, pórovitý.
 110. Levice 10 (Šikloš): žlutohnědý, celistvý, velmi tvrdý.
 111. Bory 1 (kupa 1. pramene na levé straně potoka tekoucího od Borů): špinavě hnědý, pórovitý, křehký.
 112. Bory 2 (kráter 1. pramene na pravé straně potoka): modrošedý, celistvý, tvrdý (odebrán z okraje kráteru).
 113. Bory 3 (kráter 2. pramene na pravé straně potoka): žlutohnědý, pravidelně a tence vrstevnatý, tvrdý.
 114. Bory 4 (kráter 4. pramene): hnědý, křehký, značně pórovitý.
 115. Bory 5 (kráter 3. pramene): hnědý, celistvý, tvrdý.
 116. Bory 6 (kupa 1. pramene): pestrý, červenohnědý sintr, tvrdý, pórovitý.

Vzorky v tabulce 7 z vrtných jader sme nepopisovali. Námí uváděné popisy se vztahují pouze na analysované vzorky. Při výběru vzorků ke spektrální analýze jsme dbali toho, aby vzorek reprezentoval alespoň přibližně převažující charakter materiálu z dané lokality. Pořadí v popise souhlasí s pořadím spektrálních analys v tabulce 7).

Tabulka 8.

Prvek	Počet anal.	zjištěn v	t. j. %	Prvek	Počet anal.	zjištěn v	t. j. %
Ag	162	23	14,20	Li	162	9	5,55
Al	162	162	100,00	Mg	162	162	100,00
As	162	17	10,49	Mn	162	162	100,00
B	162	15	9,26	Na	162	155	95,68
Ba	162	141	87,04	Ni	162	69	42,59
Be	162	122	75,31	Pb	162	145	89,51
Bi	162	9	5,55	Rb	162	1	0,62
Ca	162	162	100,00	Sb	162	12	7,40
Cd	162	5	3,09	Si	162	162	100,00
Co	162	8	4,94	Sn	162	25	15,43
Cr	162	76	46,91	Sr	162	162	100,00
Cu	162	162	100,00	Ti	162	120	74,07
F	162	77	47,53	Tl	162	1	0,62
Fe	162	162	100,00	V	162	12	7,41
Ga	162	51	31,49	Y	162	9	5,55
Ge	162	32	19,75	Yb	162	9	5,55
In	162	sporná přít.	—	Zn	162	124	76,54
K	162	11	6,79	Zr	162	sporná přítomnost	—

Hojnost zastoupení zjištěných prvků v travertinech udává tabulka 8. Ukazuje se, že průběžně ve všech analysovaných vzorcích je přítomno několik málo prvků:

Al, Ca, Cu, Fe, Mg, Mn, Si a Sr (hlavní složky vytvářející chemický charakter travertinů). Ve více než 70 % vzorků jsou přítomny prvky: Ba, Be, F, Na, Pb, Ti a Zn (hlavní akcesorické složky, významné kvantitativním zastoupením i hojností výskytu).

Všechny ostatní prvky řadíme mezi vedlejší, akcesorické — na chemickém charakteru travertinu se významněji nepodílí a ani hojností výskytu nejsou zvlášť významné.

Stejně jako hlavní složky, i složky vedlejší se nevyskytují v travertinech v konstantním množství; jejich obsah značněji kolísá na jediné lokalitě obvykle v mezích jednoho řádu, na různých lokalitách v hranicích několika řádů. Kvantitativně byl sledován pouze obsah Cu, Pb, Zn, F a Mn; v ojedinělých případech bylo stanoveno Ge a Ni (viz tabulku 9 a 10). Stanovení byla provedena běžnými analytickými metodami.

Obsahy obou těchto prvků jsou však malé, i když ve zkoumaných vzorcích značně převyšují obsah ve vzorcích z ostatních lokalit.

V této souvislosti třeba uvést výsledky V. K u d ě l á s k a a V. Z ý k y (1956), kteří v travertinu z Badína zjistili 0,0035 % GeO_2 ; okr. v dutinách travertinu obsahoval pouze 0,0012 % GeO_2 . V minerálních vodách byly nalezeny jen zcela nepatrné stopy Ge. V travertinech dochází tedy k obohacení tohoto prvku, vedle řady jiných.

Genese travertinů a příčiny rozdílnosti jejich chemismu

Problémem genese travertinů se zabývala řada autorů, jejichž názory lze shrnout takto:

1. travertiny vznikají samovolným srážením uhličitanu vápenatého z vod při jejich dosažení povrchu země (W. H. E m i g, 1917);
2. vznik travertinů je podmíněn změnou fys.-chem. podmínek, vyvolanou biogenními pochody (S. P r á t, 1929; J. B a b i ě k a, 1932; J. G r ü s s, 1919 a j.);
3. travertiny jsou původu organického (F. C z a p e k, 1921);
4. travertiny vznikají srážením uhličitanu vápenatého z vod; proces může být podporován vodním rostlinstvem, které přispívá ke změně podmínek. Mohutné travertinové výskyty, které známe na př. ze Slovenska, jsou však podmíněny výhradně specifickými poměry geochemickými za žádné, nebo kvantitativně naprosto bezvýznamné účasti rostlinných organismů (V. Z ý k a, 1956, 1957).

Podrobným sledováním chemismu vod ukládajících travertin bylo zjištěno, že jde o minerální vody typu kalcium-bikarbonátového, kalcium-sulfátového, kalcium-(natrium)-sulfátového a jeho podtypů. Všechny vody jsou bohaté volným CO_2 .

Travertin může však být ukládán i obyčejnými vodami kalcium-bikarbonátového a kalcium-sulfátového typu. Je však třeba zdůraznit, že kvantitativně významná, ekonomicky cenná ložiska travertinu jsou na Slovensku přidružena výhradně

Tabulka 9.

Vzorek1)	%				
	Cu	Pb	Zn	Mn	F
2.	nest.	nest.	nest.	0,06	0,12
3.	nest.	nest.	nest.	0,03	0,12
4.	nest.	nest.	nest.	0,04	0,14
15.	0,0005	0,003	0,004	0,012	0,15
16.	0,0005	0,003	0,004	0,013	0,63
17.	0,001	0,003	0,010	st.	st.
18.	0,0005	0,001	0,009	0,003	1,46
19.	0,002	0,003	0,005	0,003	0,05
20.	0,0009	0,002	0,003	0,005	st.
21.	0,003	st.	0,007	0,002	0,12
24.	nest.	nest.	0,005	0,018	0,02
25.	nest.	nest.	0,005	0,018	0,07
26.	0,002	st.	0,004	0,022	0,05
32.	0,0005	0,004	0,010	0,282	0,08
33.	0,001	0,006	0,056	0,037	0,13
34.	0,0008	0,003	0,010	nest.	0,05
35.	0,0007	0,006	0,009	0,146	0,73
36.	0,0003	0,012	0,023	1,230	0,79
37.	0,0009	0,004	0,026	0,011	0,35
38.	0,003	0,006	0,025	0,025	st.
39.	0,001	0,003	0,011	0,006	0,12
40.	0,006	0,002	0,007	0,001	st.
41.	nest.	nest.	0,002	0,019	0,10
42.	nest.	nest.	0,002	0,019	0,05
45.	nest.	nest.	0,005	0,009	0,023
46.	nest.	nest.	0,005	0,009	0,105
47.	0,0008	st.	0,005	0,021	0,24
48.	0,001	0,004	0,005	0,018	st.
49.	0,0005	st.	0,007	0,020	st.
50.	0,001	0,002	0,003	0,094	0,15
52.	nest.	nest.	0,005	0,058	0,09
53.	nest.	nest.	0,004	0,008	0,07
54.	nest.	nest.	0,002	0,005	0,204
55.	0,010	nest.	nest.	nest.	nest.
57.	nest.	nest.	0,004	0,009	0,09
61.	nest.	nest.	0,004	0,035	0,05
62.	nest.	nest.	0,007	0,061	0,05
63.	nest.	nest.	0,010	0,039	0,06
64.	nest.	nest.	0,003	0,006	0,08
65.	nest.	nest.	0,002	0,008	0,14
66.	nest.	nest.	0,002	0,005	0,03
67.	nest.	nest.	0,003	0,002	0,01
68.	0,002	0,003	0,004	st.	0,05
69.	0,0003	0,002	0,003	0,021	0,58
70.	0,0009	st.	0,006	0,030	0,39
71.	0,0006	st.	0,005	nest.	0,78
72.	0,0004	st.	0,005	0,007	st.
73.	0,0003	st.	0,008	0,023	st.
74.	0,001	st.	0,003	0,012	0,13
75.	0,0009	0,001	0,003	0,004	1,44
76.	0,001	0,003	0,004	nest.	st.
77.	0,0008	0,000	0,003	nest.	0,19
79.	0,0003	0,000	0,004	nest.	0,30
82.	0,0007	0,000	0,007	nest.	0,57

Pokračování tabulky 9.

Vzorek1)	%				
	Cu	Pb	Zn	Mn	F
83.	0,0005	0,003	0,004	nest.	st.
84.	0,001	st.	0,003	0,015	0,05
85.	0,0003	0,002	0,004	nest.	0,28
86.	0,002	0,000	0,003	nest.	0,51
87.	0,0005	st.	0,004	nest.	0,67
89.	0,001	0,004	0,011	nest.	0,05
90.	0,0002	0,002	0,003	nest.	st.
91.	0,002	st.	0,003	nest.	st.
92.	nest.	nest.	0,002	0,003	0,05
93.	nest.	nest.	0,002	0,018	0,07
94.	nest.	nest.	0,002	0,015	0,09
95.	nest.	nest.	0,002	0,038	0,018
96.	nest.	nest.	0,002	0,008	0,16
97.	nest.	nest.	0,003	0,018	0,03
98.	nest.	nest.	0,007	0,016	0,08
99.	nest.	nest.	0,005	0,010	0,09
100.	nest.	nest.	0,001	0,019	0,05
101.	nest.	nest.	0,003	0,008	st.
102.	nest.	nest.	0,002	0,005	0,18
103.	nest.	nest.	0,002	0,010	0,02
104.	nest.	nest.	0,003	0,009	0,09
105.	nest.	nest.	0,002	0,010	0,09
106.	nest.	nest.	0,003	0,007	0,07
107.	nest.	nest.	0,002	0,006	0,01
108.	nest.	nest.	0,003	0,006	0,04
109.	nest.	nest.	0,002	0,010	st.
110.	nest.	nest.	0,002	0,008	st.
111.	nest.	nest.	0,008	0,018	0,09
112.	nest.	nest.	0,011	0,028	0,10
113.	nest.	nest.	0,005	0,017	0,11
114.	nest.	nest.	0,011	0,014	0,08
115.	nest.	nest.	0,008	0,014	0,10
116.	nest.	nest.	0,003	0,022	0,11
průměr	0,0014 41 vz.	0,003 25 vz.	0,006 75 vz.	0,039 68 vz.	0,9 68 vz.

¹⁾ Čísla souhlasí s pořadím analysovaných vzorků v předchozím popisu.

Tabulka 10.

Vzorek	Ni %	Ge %
vzorek 3, tabulka 5.	0,004	nest.
vrt SP 4, 19—21 m, tabulka 7.	nest.	0,0064
vrt SP 4, 21—23 m, tabulka 7.	nest.	0,0023
vrt SP 5, 15—17 m, tabulka 7.	nest.	0,0026
vrt SP 5, 23—25 m, tabulka 7.	nest.	0,0031

k hydrogeochemické zóně kalcium-sulfátových, ale především kalcium-(natrium)-sulfátových smíšených minerálních vod. To prokázala geochemická mapa sestavená V. Z ý k o u (1957).

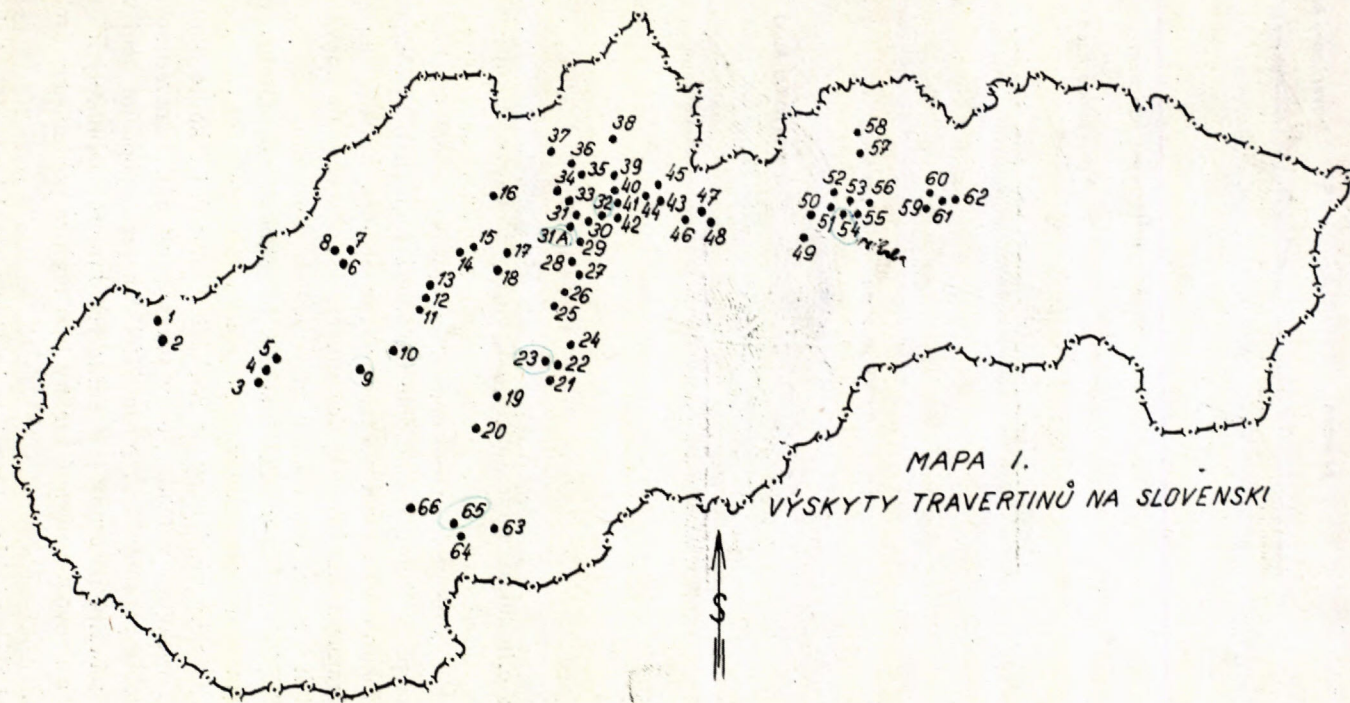
Tabulka 11.

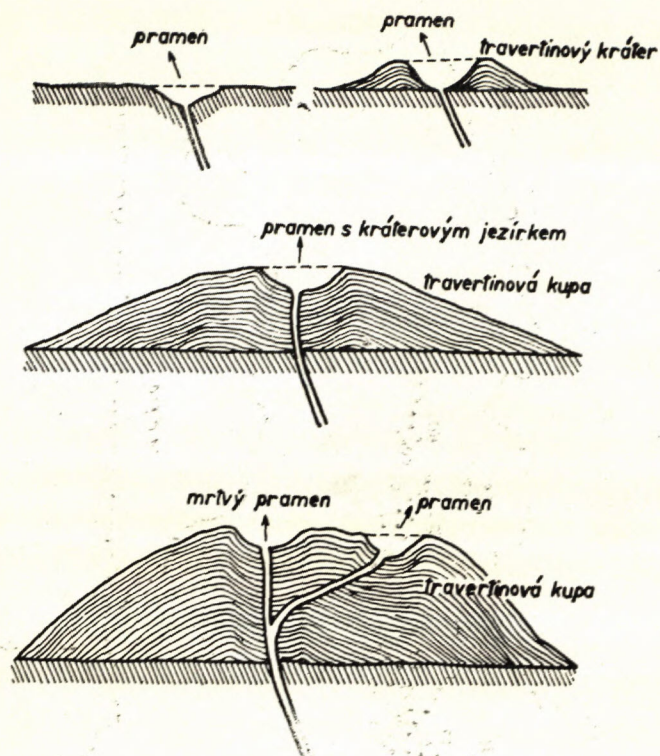
Seznam nalezišť travertinů na Slovensku.
(Vysvětlivky k mapě I.—VI.).

1. Oreské	23. Badín	45. Potok
2. Hradiště p/Vrátnom	24. Dolná Mičina	46. Závažná Poruba
3. Ratnovce	25. Staré Hory	47. Uhorská Ves
4. Banka	26. Jelenec	48. Lipt. Sv. Ján
5. Moravany	27. Motyčky	49. Hranovnica
6. Trenčianské Teplice	28. Jergalov	50. Poprad
7. Omšenie	29. Lipt. Lužná	51. Felice
8. V. Kolačín	30. Zemanská Ludrová	52. Gánovce
9. Čeladince	31. Biely Potok	53. Švábovce
10. Sádok	31.A Trlenská Dolina	54. Mikulášovce
11. Opatovce	32. Liptovská Štiavnička	55. Hôrka
12. Bojnice	33. Stankovany	56. Ondrej
13. Dubnica	34. Rojkov	57. Niž. Ružbachy
14. Slováky	35. Žaškov	58. Vyš. Ružbachy
15. Valča	36. Párnica	59. Spišská Kapitula
16. Vrútky	37. Zázrivá	60. Jablonov
17. Turč. Blatnica	38. Krivá	61. Spišské Podhradie
18. Mošovce	39. Lúčky	62. Hotkovce
19. Sklené Teplice	40. Madočany	63. Dudince
20. Výhne	41. Lipt. Teplá	64. Santovka
21. Borová Hora	42. V. Sliač	65. Bory
22. Sliač	43. Vrbie	66. Levice—Šikloš
	44. Bešeňová	

Kvantitativní výpočty však zcela chybí — měly by pouze teoretickou hodnotu. Charakter travertinových útvarů se mění (pokud jde o barvu a mikrochemismus) se vzdáleností od místa vývěru. Z dalších faktorů chemismus ovlivňuje kapacita pramene (změny v intenzitě vývěru), změny v průtokových cestách vod atd. Změny chemismu jsou pozorovatelné jak ve směru horizontálním, tak i vertikálním.

Převážná většina travertinových výskytů na Slovensku má charakter kup. Jde o zjev všeobecně rozšířený; tento tvar mají všechny travertiny vyvinuté z minerálních pramenů. Kupy dosahují až několika desítek metrů výšky. Na obnažených kupách je patrná klenbovitá stavba. Schema vzniku kupy je na obr. 4. Na vrcholu „živých kup“ bývá minerální pramen, velmi často vytvářející jezírko kráterového typu. Vedle hlavního kráteru na bocích kupy bývají často krátery boční, menších rozměrů. Zcela charakteristická v tomto ohledu je kupa „Čertovica“ s jedním kráterem hlavním na vrcholu (odumřelý, bez vody a plyných výronů) a menším kráterem bočním (viz tab. VI, obr. 2). Travertinové kupy i odumřelé jsou tak uka-





Obr. 4. Schema vzniku travertinové kupy.

zatelem přítomnosti minerálních vod. Někdy je na velké kupě celá řada kráterů živých i odumřelých (Sivá Brada). Jindy naopak velká kupa se nevytvořila, ale na dané lokalitě na poměrně omezeném prostoru je několik kup malých. Tak je tomu na př. v Dolní Mičině, kde na údolní louce u t. zv. Vápenné Skaly jsme zjistili 7 kup o výšce kolem 1 m. Větší travertinová kupa je zde v blízkosti cesty; je bez pramenů, morfologicky je však výraznější než malé kupy na levo od cesty vedoucí k Čerínu. Čtyři kupy mají dodnes minerální vodu, tři zbývající jsou „mrtvé“. Celkem se v údolí nachází 6 pramenů minerálních vod. Podobným příkladem jsou Bory. Zde v údolí potoka jsou čtyři menší kupy s kráterovými jezírky. O něco větší kupy se nachází v sousední lokalitě Santovce. Překrásné kupy se vyskytují v Dudincích v parku lázní a j. [Travertinové výskyty byly velmi dobře popsány Ivanem (1943) a proto popisům není v této práci věnována náležitá pozornost.] Z některých kráterů „odumřelých“ uniká kyslík uhlíčitý a sirovodík; některé krátery jsou doslova pohřebištěm drobných hlodavců a ptáků.

Pokud jde o rozdílnosti v mikrochemismu, mnohé o rozšíření chemických prvků

vyplývá již z tabulky 8. Mnohé z těchto rozdílů, zejména pokud jde o jejich příčiny, zůstává nevyjasněno.

Obsah Al, Ba, Ca, Fe, K, Na, Mg, Si, Sr netřeba diskutovat. Jde o prvky běžně rozšířené a formy jejich výskytu v travertinech a příčiny jejich hojnostního zastoupení nejsou příliš zajímavé.

Pokud jde o berylium, je tato otázka mnohem složitější a nemůžeme ji spolehlivě zodpovědět. Forma výskytu není tak zajímavá, jako příčiny geografických variací obsahu. Na Slovensku jsme zjistili dvě zóny zvýšených koncentrací Be (viz mapu II.). První zóna je reprezentována travertinovými výskyty na JV Slovenska (Dudince, Bory, Santovka), druhou zónu tvoří travertiny oblasti Bešeňová—Liptovský Svätý Ján. Příčinu těchto regionálních variací obsahu Be nemůžeme zatím zodpovědět.

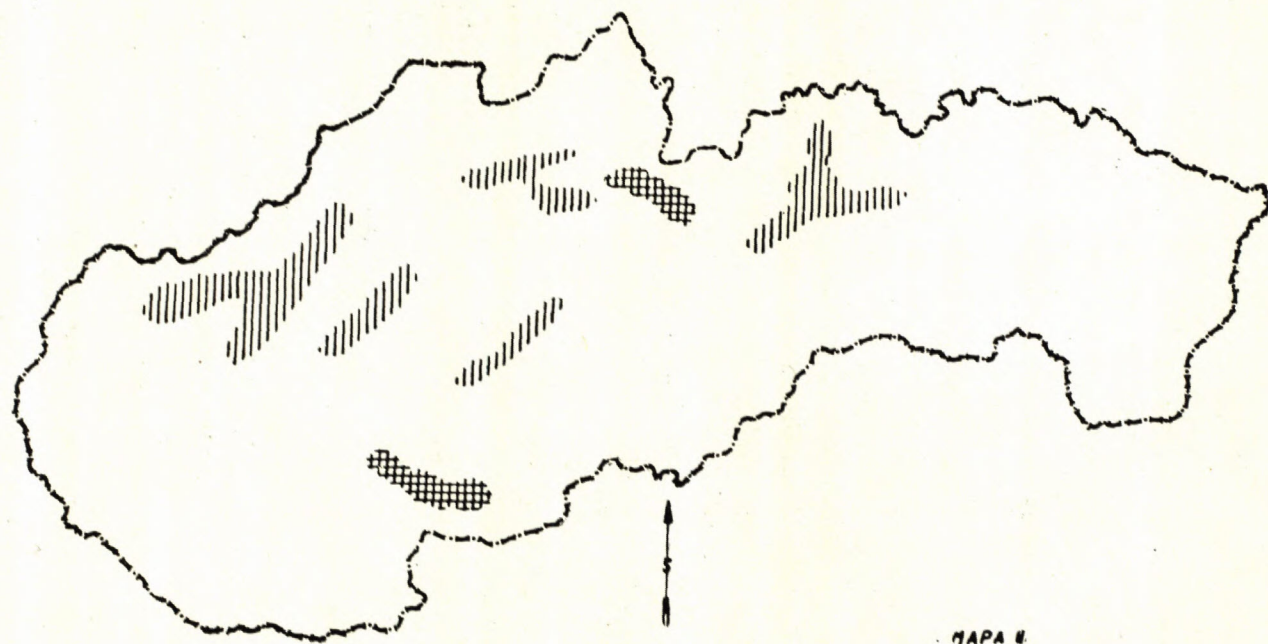
V případě fluoru je situace podobná, avšak případ tohoto prvku je zajímavější proto, že se jedná o pozoruhodná, kvantitativně významná množství. Fluor je prvek v karbonátových sedimentech na Slovensku běžně se vyskytující, někdy v pozoruhodném množství. O jak značná množství jde, vysvětlí z následující tabulky 12, sestavené z údajů shrnutých Th. S a h a m o u a R. R a n k a m o u (1950).

Tabulka 12.

Hornina	Obsah F g/t
vyvřelé horniny, průměr	600
uhlí, max.	100
normální půda	141
půda, průměr	292
bahna na mořském dně Pacifického oceánu	1100
ordovické vápence	250
ordovické břidlice	690
slovenské travertiny v průměru	2000

Je možné, že fluor pochází z flyšových sedimentů; pískovcové polohy bohaté fluoritem byly totiž zjištěny v SSSR a také Th. S a h a m a a K. R a n k a m a (1950) uvádějí, že fluoritem bohaté polohy se vyskytují v některých pískovcích. V slovenských travertinech fluorit zjištěn nebyl (viz také V e n d l A., 1953/54 a K o c h S., 1949).

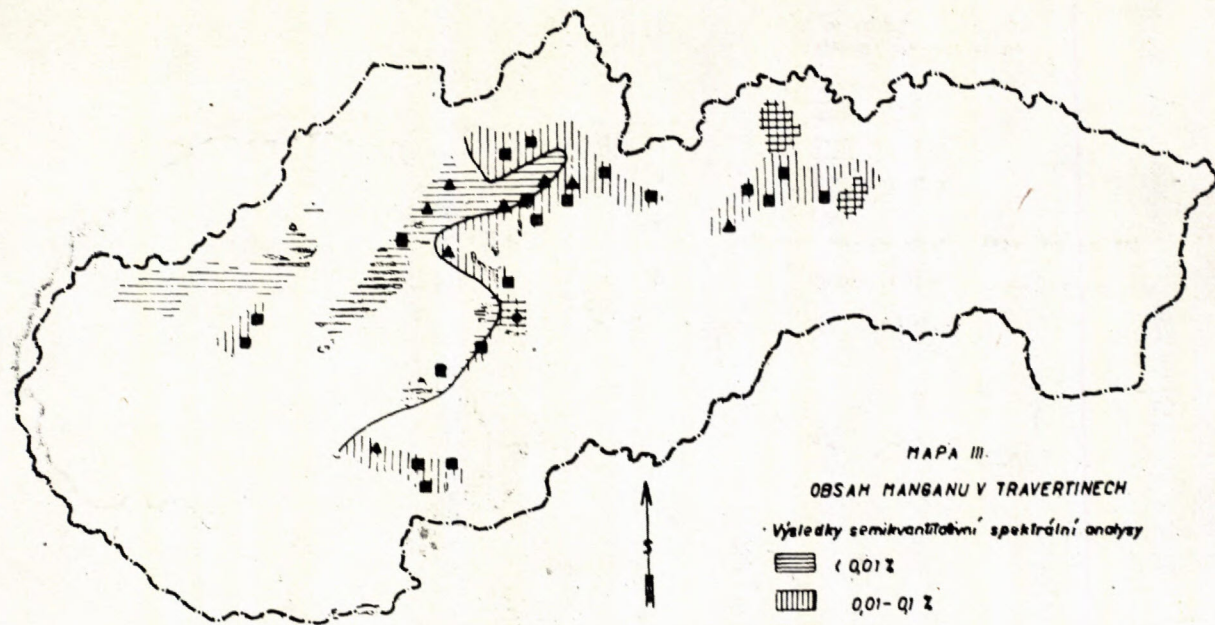
Neobyčejně zajímavé je geografické rozšíření fluoru v travertinech Slovenska. Nadprůměrné obsahy fluoru se vyskytují v travertinech na sever a severovýchod od Dolní Mičiny (Baňská Bystrica). V jižní a západní části Slovenska zvýšené obsahy F v travertinech zjištěny nebyly. Hranice, dělící oblast zvýšeného obsahu F od oblasti „sterilní“, je tvořena řekami Hron—Turiec—Váh—Orava.



MAPA II.

OBSAH BERYLIA V TRAVERTINECH.

stopy
vedlejší množství



MAPA III.

OBSAH MANGANU V TRAVERTINECH

Výsledky semikvantitativní spektrální analýzy

▨ < 0,01 %

▤ 0,01 - 0,1 %

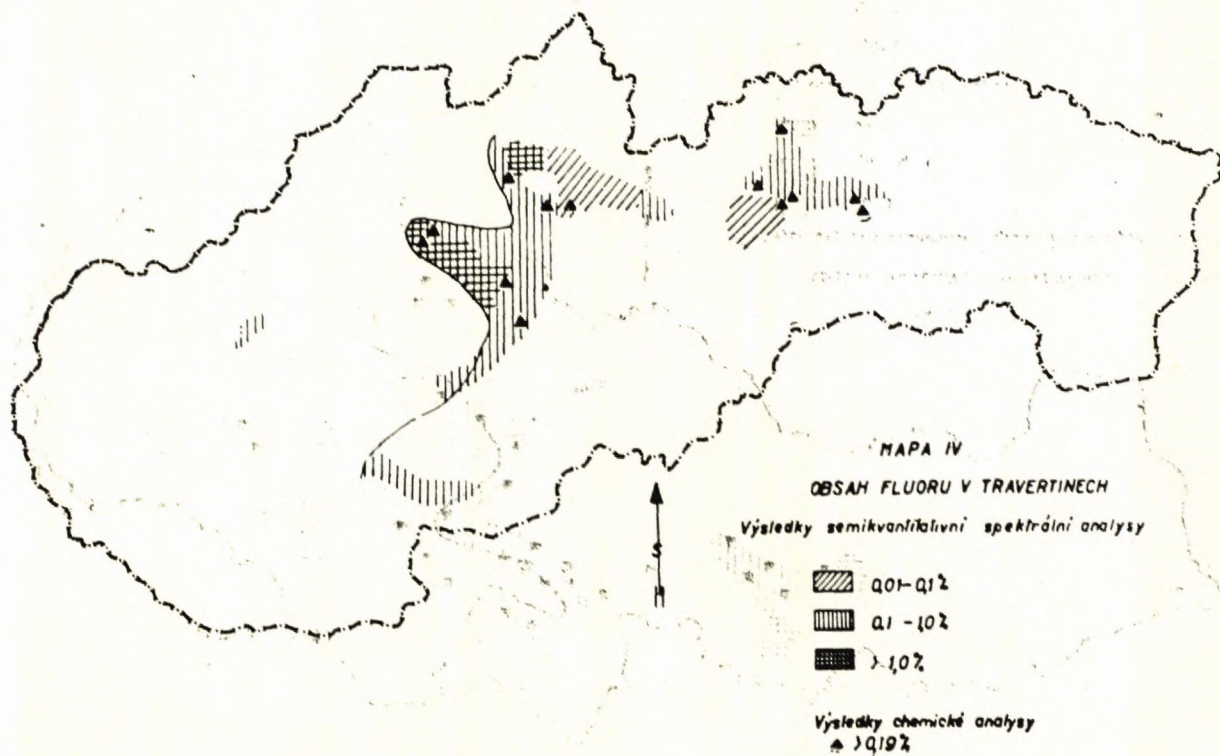
▧ > 0,1 %

Výsledky chemických rozborů

▲ < 0,01 %

■ 0,01 - 0,1 %

• > 0,1 %



Cín se vyskytuje převážně v travertinech středního a severního Slovenska; jeho maximální množství však bylo zjištěno v travertinu ze Santovky (viz mapa VI). Ve zrudněných oblastech Slovenska možno uvažovat o cínu jako o průvodci prvků barevných kovů. Chemismus travertinů však s obsahem uvažovaných prvků tyto závislosti nepodporuje. Při výzkumu vod byl zjištěn cín v minerálních vodách Moravy i Slovenska, na Moravě i v třetihorních horninách. Geochemii cínu na Slovensku bude třeba věnovat více pozornosti.

Podobně jako cín mimogreisenových oblastí bývá uvažován též vismut jako prvek polymetalických hydrotermálních oblastí. V travertinech se našel prakticky výhradně v oblasti středního Slovenska, pro kteroužto oblast je prvkem téměř typickým.

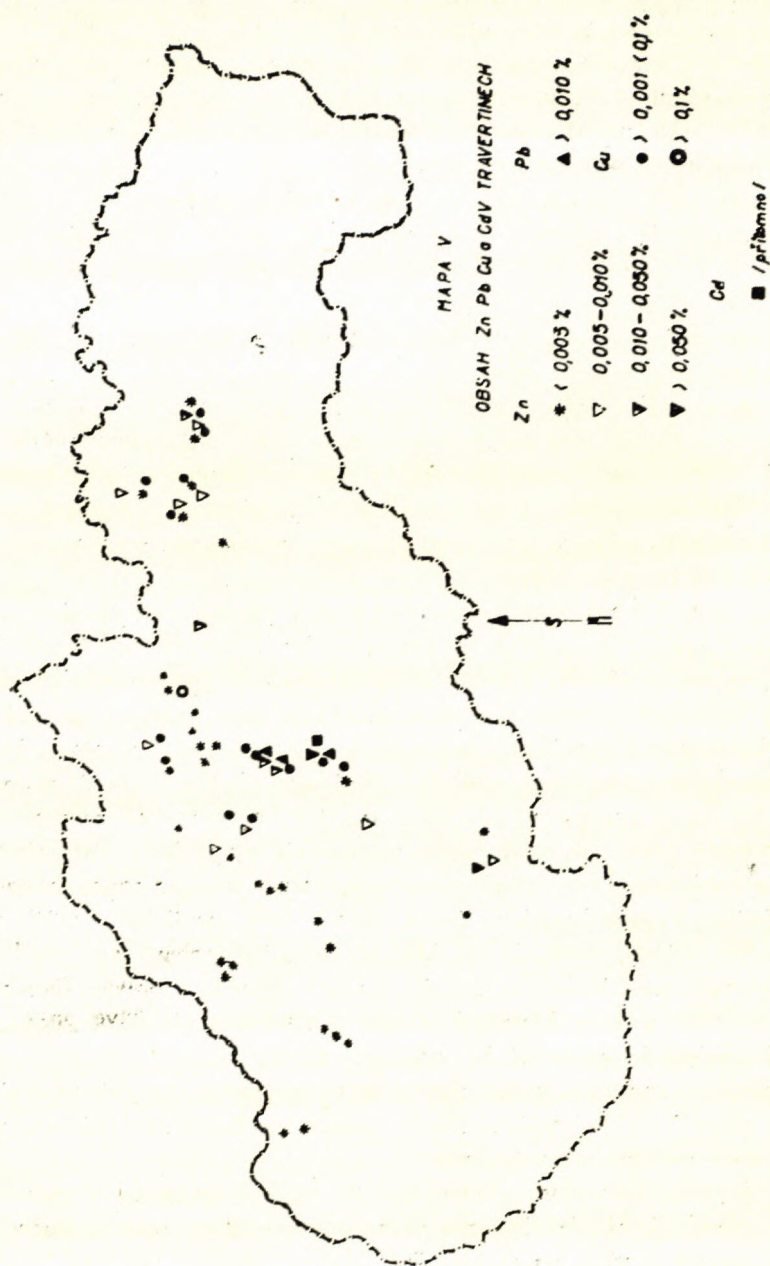
Pozoruhodné závislosti ukazuje rozšíření antimonu. Tento prvek totiž je obsažen pouze v travertinech západoslovenských, kde vytváří dvě zóny (viz mapu VI). Přítomnost antimonu v travertinech obou těchto geochemických ostrovů je tím zajímavější, že obě zóny jsou poměrně značně vzdáleny od antimonových ložisek karpatských i od ložisek polymetalického zrudnění v neovulkanitech, nehledě již k ložiskům nízkotatranským. I tak však není vyloučeno, že západní zóna by mohla mít souvislost s neovulkanickými eruptivy karpatskými, východnější s neovulkanity kremnicko-štiavnickými.

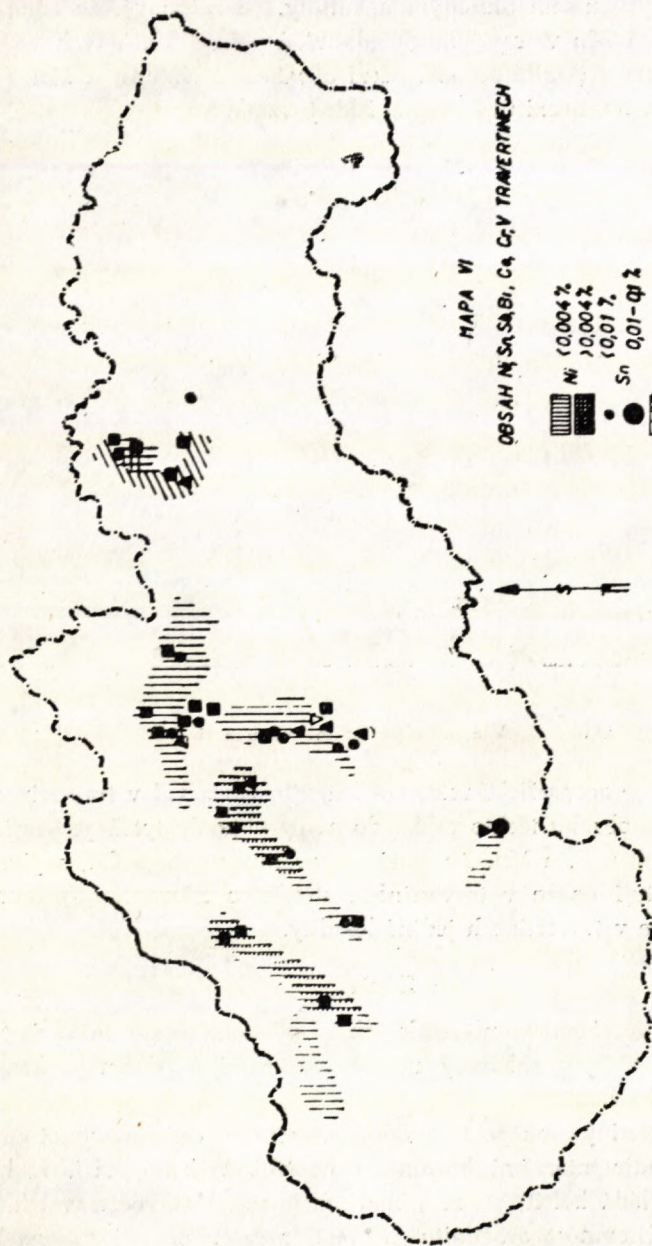
Hojně, ale pouze ve stopových množstvích je v travertinech obsažen nikl. Je to prvek, který zpravidla indikuje souvislost s ultrabasickými horninami. V travertinech není patrně přímou součástí karbonátů, ale je spíše vázán na pigmentační podíl limonitické substance, někde snad též jako produkt mafických detritických horninových součástí, uzavřených travertinovou hmotou. Nejvyšší stanovené množství niklu udala analýza z Ružbach (0,004 %), (viz mapa VI).

Podobné migrační podmínky jako nikl má též kobalt, jehož celkové obsahy však bývají ještě podstatně nižší než u niklu, (viz mapa VI). Tato skutečnost je potvrzena i analýsami travertinů, v nichž se kobalt vyskytl pouze jednou, a to v Dolní Mičině. V předchozích fázích výzkumu byly zastiženy i vyšší obsahy kobaltu; na př. v širší oblasti Dolní Mičiny byl zjištěn obsah až 1,04 % CoO v limonitické substanci. Kobalt se hojněji vyskytl zejména v oblasti Banské Bystrice v minerálních a důlních vodách a také v některých již dříve prováděných spektrálních analýsách travertinů byl pozitivně zjištěn.

Třetím prvkem, zpravidla svým původem vázaným na basické vyvřeliny, je chrom (viz mapu VI). Je poměrně hojně rozšířen ve všech travertinech, netvoří však nikde zóny zvýšených koncentrací.

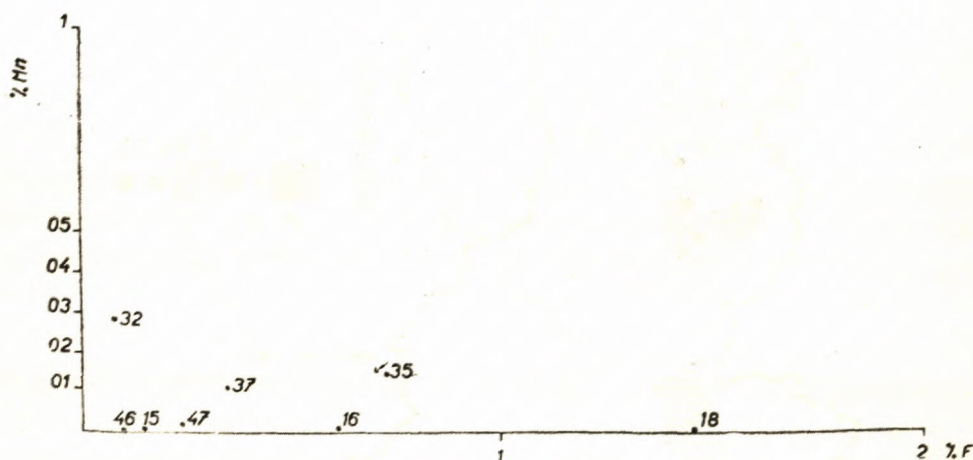
Podobný problém jako fluor představuje též výskyt manganu v travertinech. Rozšíření anomálních obsahů Mn má skoro stejný průběh jako u fluoru, zóna anomálních hodnot je však nepravidelnější. Mangan zřejmě, podobně jako fluor, pochází z flyšových hornin, alespoň v některých oblastech Slovenska. Je pravděpodobné, že oblast manganonosného flyše je mnohem rozsáhlejší, než se dosud





předpokládá. To je prokázáno zvýšeným obsahem Mn v minerálních vodách SZ Slovenska, zjištěným V. Z ý k o u (1957). Mangan je rozpuštěn minerálními vodami bohatými kyslíčnickem uhličitým a sulfáty. Je zajímavé, že zóna rozšíření zvýšených množství Mn v travertinech odpovídá oblasti smíšených vod (s CO_2 , typu kalcium-(natrium)-sulfátového). Mezi obsahem Fe a Mn a Mn a F v travertinech (viz obr. 5), neexistuje zřejmě žádný vztah.

.36



O b r. 5. Vzájemný poměr manganu a fluoru.

Velmi zajímavé je geografické rozšíření Zn, Pb, Cu a Cd v travertinech. Prakticky se vyneserím obsahu těchto prvků do mapy objevily tytéž geografické zákonitosti, jako je tomu u F. a Mn. To platí především pro Zn a Cu, zvýšená množství Pb se vyskytují pouze v travertinech středního Slovenska, přítomnost Cd byla zjištěna pouze v travertinech jediné lokality.

Závěr

Systematickým geochemicko-mineralogickým výzkumem slovenských travertinů téměř z 50 lokalit, byly shledány některé zajímavější poznatky, které možno shrnout do několika bodů.

1. Slovenské travertiny jsou po mineralogické stránce celkem monotonními karbonátovými sedimentárními horninami nepříliš velkého stáří. Z karbonátů absolutně převládá kalcit, pouze v malé míře se na stavbě travertinů účastní aragonit. Nepřítomnost aragonitu ve větší míře v oblasti pramenů s nadkritickou teplotou pro změnu modifikací kalcit-aragonit lze vysvětlit jeho nízkou stabilitou.

2. Z nerostných příměsí byl zjištěn autigenní i klastický křemen, klastické živce, jílové minerály jako hojná pigmentační příměs, klastické šupinky slíd a úlomky těžkých minerálů. Velmi intenzivním pigmentem jsou limonitické komponenty proměnlivého chemismu. V malém množství se pigmentace účastní i látky organogenní a sloučeniny manganu.
3. Byla sestavena klasifikace struktur a textur travertinu, založených na typu krystalisace, rekrystalisace a v úzké souvislosti se stářím a prostředím, v němž se travertiny vytvořily.
4. Speciální zájem byl věnován rozptýlení prvků v travertinech. Za tím účelem bylo značné množství travertinů chemicky a spektrálně analysováno a výsledky statisticky zhodnoceny s geografického hlediska.
5. Běžně rozšířenými, kvantitativně nejvýznamnějšími prvky slovenských travertinů jsou Al, Ba, Ca, Fe, Mg, Si, Sr. Ve významném množství je zastoupen fluor a mangan. Oblast zvýšeného obsahu obou prvků je rozložena na východ od hranice tvořené řekami Hron—Turiec—Váh—Orava. Mezi obsahem Fe a Mn a Mn a F však neexistuje žádný zřejmý vztah. Sledováním zvýšených množství Zn, Pb a Cu byly zjištěny tytéž geografické zákonitosti jako v případě Mn a F.
6. Velmi pozoruhodné kvantitativní variace byly zjištěny v případě stanovení geografického rozšíření a zastoupení berylia v travertinech. Příčiny těchto variací zatím nelze vysvětlit. Podobně je tomu v případě cínu.
7. Vizmut byl nalezen pouze v travertinech středního Slovenska; pro tuto oblast je to prvek typický.
8. Antimon naproti tomu vyskytuje se pouze v travertinech západního Slovenska. Tato okolnost může zavdat příčinu k event. závěru o spojitosti těchto výskytů s antimonovými ložisky karpatskými, případně i s neovulkanickými kremnicko-štiavnickými.
9. Nikl a kobalt jsou v travertinech přítomny pouze ve stopových množstvích. Zvýšený obsah Ni byl zjištěn pouze v travertinech z Ružbachů. Chrom je hojně rozšířen ve všech travertinech, avšak nikde nevytváří zóny zvýšených koncentrací.

*Ústav nerostných surovin,
Kutná Hora*

LITERATURA

- [1] Andrusov D. (1938): Geologie Slovenska, Praha. — [2] ASTM (1945): First supplement X-ray diffraction data cards. ASTM, Philadelphia. — [3] Babička J. (1938): Travertinové prameny v Kralickém údolí. Praha. Rozpr. II. tř. Ak věd, Praha. — [4] Babička J. (1929): Příspěvek k poznání čes. travertinů. Sb. přírod., Praha. — [5] Brannock W. W., Fix P. J. a j. (1948): Preliminary geochemical result at Steamboat Springs, Nevada. Am. Geophys. Union Trans. — [6] Czapek F. (1921): Biochemie der Pflanzen. Jena. — [7]

- Dana J. D., Dana E. S., Palach Ch., Berman H., Frondell C. (1951): The System of Mineralogy II. New York. — [8] Emig W. H. (1917): The travertine deposits of Oklahoma. Okl. Geol. Survey Bull., 29. — [9] Grüss J. (1919): Die Kalkwurzeln von Woltersdorf. Berichte deutsch. botan. Ges., Berlin. — [10] Hynie O. (1926): Geologické poměry okolí lázní Trenčanských Teplíc na Slovensku. Sborník St. G. Ú., 6, Praha. — [11] Hynie O. (1927): Geologická stavba širšího okolí lázní Píšťan a její termální zřídla. Sbor. St. G. Ú., 7, Praha. — [12] Ivan L. (1943): Výskyty travertínov na Slovensku. Práce Št. G. Ú., 9, Bratislava. — [13] Kettner R. (1937): La géologie des environs de Vernár en Slovaquie. Bull. inter. Acad. sci. de Bohême, Praha. — [14] Kitajgorodskij A. I. (1952) Rentgenostrukturnyj analiz melkokristalličeských i amorfnyh tel. Moskva. — [15] Koch S. (1949): Spring Limestone of Leva (Levice ČSR). Acta univ. szegedi min. petr. — [16] Kudělásek V., Zýka V. (1956): Stopové prvky minerálních vod kraje Banská Bystrica, Sborník věd. prací VŠB Ostrava. — [17] Máčel L. (1939): Flóra a fauna z travertínů v Hradčsti pod Vrátnom na Malých Karpatech. Sbor. klubu přír. věd. v Brně 25, Brno. — [18] Maheľ M. (1952): Minerálne pramene Slovenska so zreteľom na geologickú stavbu. Práce ŠGÚ, Zoš. 29., Bratislava. — [19] Matějka A. (1927): Geologická studie z okolí Ružomberka na Slovensku. Sbor. St. G. Ú. 7, Praha. — [20] Matějka A. (1935): Geologie okolí Lúček na Slovensku, Věst. St. G. Ú., 11, Praha. — [21] Němejc F. (1927). Paleobotanický výzkum travertinového masivu kolem vesničky Lúček a Ružomberku na Slovensku. Rozpr. II. sv. Čes. akad., 37, Praha. — [22] Němejc F. (1936): Paleobotanický výzkum travertinových uloženin Slovenského krasu. Rozpr. II. tř. Čes. akad. 46, Praha. — [23] Němejc F. (1937): Paleobotanické studie v travertinových sedimentech v oblasti obcí Gánovců a Horek u Popradu. Rozpr. II. tř. Čes. akad., 47, Praha. — [24] Němejc F. (1943): Výsledky dosavadních výzkumů paleobotanických v kvartéru západního dílu karpatského oblouku. Rozpr. II. tř. Čes. akad. 53, 35. Praha. — [25] Petrboš J. (1924): Měkkýši slovenských travertínů. Sbor. St. G. Ú., 4, Praha. — [26] Petrboš J. (1926): Měkkýši slovenských travertínů. Sbor. St. G. Ú., 6, Praha. — [27] Prát S. (1927): Travertinové lokality v ČSR. Věda přírodní, Praha. — [28] Prát S. (1929): Studie o biolithogenesi, Čes. Akademie věd a umění, Praha. — [29] Prát S., Hamáček J., Volko-Starohorský (1934): Slovenské minerální prameny a travertiny. Sb. Masaryk. akad. práce, VIII. — [30] Rankama Th., Sahama K. (1950): Geochemistry, Chicago. — [31] Řetovský R., Hamáček J. (1933): Fluktace kalcia a železa v travertinových pramenech, Bratislava. — [32] Torre C. de Assunção, Garrido J., (1953): Tables pour la détermination des minéraux au moyen des rayons X, Lisbonne. — [33] Ulrich F. (1931): Les travertins de Bešeňová. Knihovna St. G. Ú., 13 Praha. — [34] Vendl A. (1953/54): Vorkommen von Fluorit bei Levice. Acta min. petr. T. VII., Szeged. — Volko-Starohorský (1922): Minerálne pramene Liptova. Sbor. čl. spol. zem. Praha. — [35] Zýka V. (1956): Geochemie minerálních vod oblasti Šafárikovo—Lučenec—Levice. Geologické práce SAV, Bratislava. — [36] Zýka V. (1957): Naše travertiny. Věda a život, č. 6. — [37] Zýka V. (1959): Die Rolle der Ölfeldwässer bei der Akkumulation und Verteilung der chemischen Elemente. Acta Geol. Hung. Budapest.

BLAHOSLAV ČÍČEL

HALOYZIT A MONTMORILONIT V TUFITE OD SOBRANIÉC

(*Anglické resumé*)

V práci sú podané výsledky mineralogického rozboru tufitu z vrtu BŠC-2 od Podhorode. Ílovitá frakcia tufitu obsahuje minerály montmorilonit a haloyzit.

Orograficko-geologické pomery

Vrt BŠC-2 bol situovaný asi 2 km na J od Podhorode na sedle chrbta Borola (501), na orografickej línii medzi masívom Vihorlatu a Popričného a prešiel stratovulkanickými uloženinami, andezitovými prúdmi a pyroklastikami, ktoré mali hrúbku 5–10 m. V hĺbke asi 97 m navráťal usadeniny, miocénu tvorené žltými pieskami (pieskovcami), piesčitými ílovcami, vložkami tufitov a bielych tufitických ílovcov. Miocénne usadeniny pravdepodobne patria k báze podvihorlatskej lignitovej formácie (vyšší sarmat). Sedimenty tu ležia transgresívne na flyšových útvaroch centrálnokarpatského paleogénu, ktorý na severe medzi Podhorodou a Beňatinou transgreduje na obalovú sériu bradlového pásma.

Vzorka, ktorú mi priniesli K. Karolus a J. Káčer bola odobratá z vrtného jadra z hĺbky 114 m. Je kompaktná, pevná, tvrdosť 1,5–2,0. Vo vode sa rozpadá iba pri mechanickom zásahu.

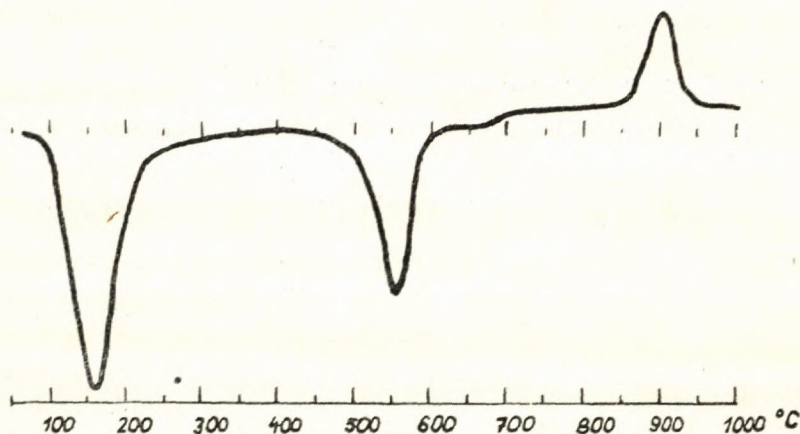
Po predbežnom zistení, že sa v ílovej frakcii nachádza haloyzit a montmorilonit, oddelila M. Marková tieto minerály metódou, ktorú opísal F. C. Loughnan (1957). Princíp metódy spočíva vo zmene špecifickej váhy montmorilonitu po napučení alkoholom. Pracuje sa so zmesou bromoformu a etylalkoholu, ktorá má špecifickú váhu $2,05 \text{ g.cm}^{-3}$. Priemerná šp. váha haloyzitu je $2,19 \text{ g.cm}^{-3}$, kým šp. váha montmorilonitu nasýteného alkoholom je $1,85 \text{ g.cm}^{-3}$. Niekoľkonásobným centrifugovaním rozdelíme vzorku na dve frakcie. Ľahšia obsahuje montmorilonit, ťažšia haloyzit a ostatné ílové minerály (kaolinit, illit).

M. Marková vyskúšala túto metódu na zmesi haloyzitu z Michaloviec a bentonitu z Kuzmíc. Zmes sa dobre rozdelila. Rovnakým spôsobom oddeľovala ílový podiel tufitu. Získané frakcie sa sušili pri teplote miestnosti 23–24 °C. Výsledky mineralogického rozboru budú uvedené v stati o röntgenovej analýze.

Vo výplave prevládajú biele nepriesvitné úlomky kremeňa spojené karbonátovým tmelom. V malom množstve sa nachádzajú sklovité úlomky živca so stopami magmatickej korózie. Z tmavých minerálov sa našiel ilmenit. Všetky minerály boli identifikované aj röntgenograficky. Okrem uvedených minerálov sa vo výplave zriedkavo vyskytuje aj pyrit.

Termická analýza

Výsledkom diferenčnej termickej analýzy je krivka na obr. 1. Pre DTA som použil prírodnú vzorku.



Obr. 1. DTA krivka prírodnej vzorky, ktorá obsahuje haloyzit a montmorilonit.
DTA curve of halloysite-montmorillonite mixture.

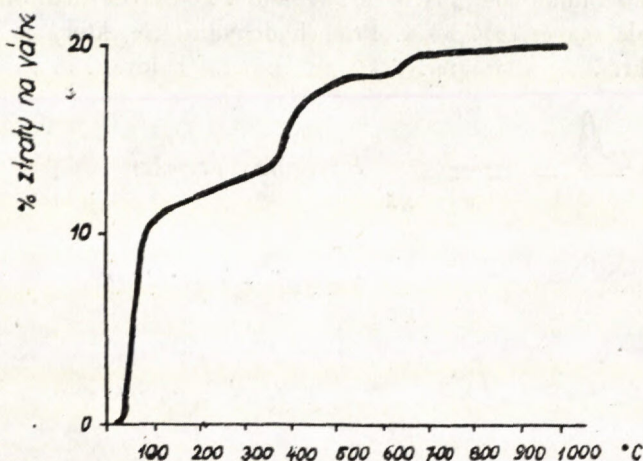
Na krivke je intenzívna endotermná výchylka, ktorá vrcholí medzi 155 a 160 °C. Druhá výchylka začína pri 450 °C a má extrém pri 555 °C. Medzi 670 a 710 °C je zrejme posunutie nulovej polohy. Posledná výchylka je exotermná. Začína pri 860 °C, maximum dosahuje medzi 905 a 910 °C.

Priebeh dehydratácie je znázornený na obr. 2.

Úbytok váhy po zahriatí do 150 °C je analogický s prvou endotermnou výchylkou na krivke DTA. Charakterizuje únik vody viazanej medzi vrstvičkami v haloyzite a v montmorilonite. Tvar endotermnej výchylky na krivke DTA ukazuje, že výmenné ióny v montmorilonitickom minerále sú pravdepodobne alkálie.

Pokles váhy medzi 350 až 500 °C je v súvislosti s druhou endotermnou výchylkou na krivke DTA. Je spôsobený dehydroxyláciou haloyzitu.

Posledný pokles váhy medzi 650 a 700 °C je spojený so zmenou nulovej polohy na krivke DTA a je typický pre montmorilonit.



Obr. 2. Dehydratačná krivka prírodnej zmesi haloyzitu a montmorilonitu. Dehydration curve of natural halloysite-montmorillonite mixture.

Pri zrovnávaní teplôt na krivke DTA a na dehydratačnej krivke vidíme, že dehydratácia nastáva pri nižších teplotách, ako udáva krivka DTA. Je to spôsobené rozdielmi v podmienkach prevedenia diferenčnej termickej analýzy a dehydratácie.

Z priebehu kriviek získaných oboma spôsobmi termickej analýzy sa dá jednoznačne vyvodiť, že ide o haloyzit a montmorilonit.

Röntgenová analýza

Pre röntgenovú analýzu som použil filtrované Co K α žiarenie, napätie 24 kV, prúd 22 mA, expozičnú dobu 4 hod. pre snímky podľa Debye—Scherera. Expozícia snímok metódou na priechod trvala 6 hod.

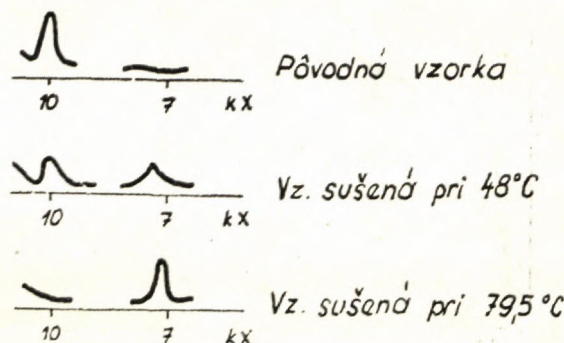
Vzdialenosť štruktúrnych rovín — d_{hkl} a odhad pomeru intenzít čiar uvádzam v tabuľke 1, súčasne s porovnávacími dátami.

Z uvedených výsledkov vyplýva, že vzorka obsahuje haloyzit, montmorilonit, α kremeň a živec. Správnosť mineralogického zloženia potvrdili aj ďalšie röntgenografické skúšky charakterizujúce vlastnosti haloyzitu a montmorilonitu.

Metódou na priechod som našiel čiaru 14,30 kX a 10,05 kX. Po nasýtení vzorky glycerínom sa medzirovinná vzdialenosť 15,30 kX zväčšila na 17,65 kX. Toto je charakteristické pre minerál montmorilonit.

Pôvodnú vzorku som sušil 140 min. pri 48 °C. Na röntgenovej snímke som našiel difúznú čiaru 10,1 kX aj čiaru 7,34 kX. Medzi nimi bola oblasť intenzívnejšieho sčernenia.

Vzorka po 120 minútovom sušení pri teplote 79,5 °C už nedávala difrakčnú čiaru 10,1 kX ale iba čiaru 7,3 kX. Priebeh dehydratácie, ktorý je schematicky zachytený na obr. 3, je charakteristický pre minerál halozyt.



Obr. 3. Schéma röntgenografického sledovania dehydratácie halozytu. Schema of X-ray examination of halloysite dehydration.

Röntgenové snímky metódou na priechod aj metódou Debye—Schererovou boli urobené aj z oboch podielov separácie ílovitej frakcie spôsobom, ktorý som uviedol na začiatku. Prvý podiel predstavoval koncentrát halozytu s prímiesou montmorilonitu; druhý podiel obsahoval skoro čistý montmorilonit. Hodnoty d_{hkl} boli zhodné s hodnotami uvedenými v tabuľke 1.

Chemická analýza a vyhodnotenie

Kompletnú chemickú analýzu vzorky urobila M. Šulcová. Výsledky sú v tabuľke 2.

Tabuľka 2

SiO ₂	53,98	MgO	0,61
Al ₂ O ₃	17,16	FeO	1,14
Fe ₂ O ₃	5,72	K ₂ O	0,35
P ₂ O ₅	0,28	Na ₂ O	0,65
TiO ₂	0,60	H ₂ O (do 110 °C)	7,92
MnO	0,10	H ₂ O CO ₂ (do 1000 °C)	8,37
CaO	2,65		99,53

Analyzovaná bola prírodná vzorka.

Na základe chemickej a dehydratačnej analýzy som prepočítal približne mineralogické zloženie vzorky: halozit 25 %; montmorilonit 45—50 %; kremeň

Tabuľka 1

Č.	Vzorka		Halloysit				montmorillonit		Ostatné zložky
			Jogansen		Mehmel		Nagelschmidt		
	d(hkl)	I	d(hkl)	I	d(hkl)	I	d(hkl)	I	
1	9,9	v. s.	10,1	8	10,1	v. s.			živec živec kremeň
2			9,7	7					
3			7,36	2*					
4	5,16	v. sl.					5,15	s.	
5	4,40	s.	4,41	10	4,48	s.	4,50	v. s.	
6	4,02	sl.							
7	3,75	sl.							
8	3,65	v. sl.	3,62	6*	3,40	str.			
9	3,36	str.							
10							3,07	v. s.	
11	2,685	sl.*					2,61	v. s.	
12	2,54	str.*	2,57	7	2,56	str.	2,55	v. s.	
13							2,41	sl.	
14									
15			2,33	3	2,37	sl.			
16	2,18	v. v. sl.	2,227	2	2,23	sl.	2,24	v. sl.	
17							2,155	v. sl.	
18							1,905	v. s.	
19	1,677	sl.*	1,685	4	1,685	sl.	1,682	v. s.	
20	1,477	str.*	1,483	7	1,481	sl.	1,497	v. s.	
21	1,290	sl.	1,286	5	1,288	sl.	1,292	str.	

v. s. — veľmi silná, s. — silná, str. — stredná, sl. — slabá, v. sl. — veľmi slabá, v. v. sl. — sotva znateľná čiara.

* — označenie difúznej čiary.

Zrovnávacie údaje pre haloyzit a montmorilonit sú citované v práci F. V. Čuchrova (1955). Živec a kremeň podľa G. W. Brindleya (1951).

20 %. Ostatok do 100 % predstavuje najviac karbonátový tmel (CaCO_3), ilmenit a živec.

Ako východiskový údaj pre prepočet som použil množstvo vody, ktoré vzorka stráca pri dehydroxylácii haloyzitu medzi 400 a 500 °C. Pomer $\text{H}_2\text{O} : \text{Al}_2\text{O}_3 : \text{SiO}_2$ je pri tejto teplote rovnaký ako v kaolinite (14 : 39,5 : 46,5) (A. G. Betehtin, 1956). Zvyšok Al_2O_3 bol prepočítaný na montmorilonit podľa priemeru analýz citovaných A. G. Betehtinom (1956), R. E. Grimom (1953) a K. Jasmundom (1955). Priemer obsahu Al_2O_3 bol blízko 20 %.

Zvyšok SiO_2 považujem za voľný α kremeň.

Z á v e r

Vo vzorke dodaného premeneného tufitu bol chemicky, röntgenograficky a termicky dokázaný minerál haloyzit a montmorilonit.

R. E. Grim (1958) vo svojej práci o diagenéze ílových minerálov cituje nie-

koľkých autorov, podľa ktorých tvorbu ílových minerálov ovplyvňuje obsah kyslíčnika horečnatého a alkálií, najmä draslíka. V prítomnosti draslíka vznikajú prednostne trojvrstvové mriežky, rovnako ako v prítomnosti MgO. Dvojvrstvové mriežky vznikajú v intenzívne vyluhovaných pôdach a v prípade, že obsah MgO neprevyšuje 0,5 %. Mineralogické zloženie vzorky je zaujímavé tým, že sa v nej nachádzajú oba typy mriežok vedľa seba.

Podobnú asociáciu ílových minerálov (montmorilonit a halozit) sme s dr. Jarkovským našli aj v Banskej Belej. O tomto výskyte podáme podrobnejšiu zpravu.

Záverom pokladám za povinnosť poďakovať K. Karolusovi a J. Káčerovi za prinesenie vzorky, dr. B. Leškovi za napísanie state o orograficko-geologických pomeroch vrtu BŠC-2, M. Markovej za ochotnú spoluprácu a M. Šulcovej za presnú chemickú analýzu.

LITERATÚRA

- [1] Betehtin A. G., 1956, Kurs mineralogii. Moskva. — [2] Brindley G. W., 1951, X-Ray Identification and Crystal Structures of Clay minerals. Londýn. — [3] Čuchrov F. V., 1955, Kolloidy v zemnej kore. Moskva. — [4] Grim R. E., 1953, Clay mineralogy, ruský preklad Moskva 1956. — [5] Grim R. E., 1958, Concept of diagenesis in argillaceous sediments, Bull. Am. Soc. Petrol. Geol. vol. 42, str. 246. — [6] Jasmund K., 1955, Die silikatischen Tonminerale. Meinheim. — [7] Laughnan F. C., 1957, A technique for the isolation of montmorillonite and halloysite, Am. Min. vol. 42, str. 393. Menasha.

BLAHOŠLAV ČÍČEL

HALLOYSITE AND MONTMORILLONITE IN TUFITE FROM SOBRANCE

In this paper are given qualitative and semi quantitative data of mineralogical analysis of tufite from Sobrance, east Slovakia.

Results of X-ray, differential thermal and thermogravimetric analysis combined with the data of chemical proofs shows the following composition

halloysite	25 %
montmorillonite	45—50 %
quartz	20 %

Further is present glassy feldspar, illmenite, and a little pyrite. Mass of tufite is confirmed with carbonatic cement probably CaCO_3 .

JURAJ ORVAN

O PŮVODE MINERÁLNÝCH VŮD V ŠAFÁRIKOVE

(*Nemecké resumé, obr. v texte*)

Úvod

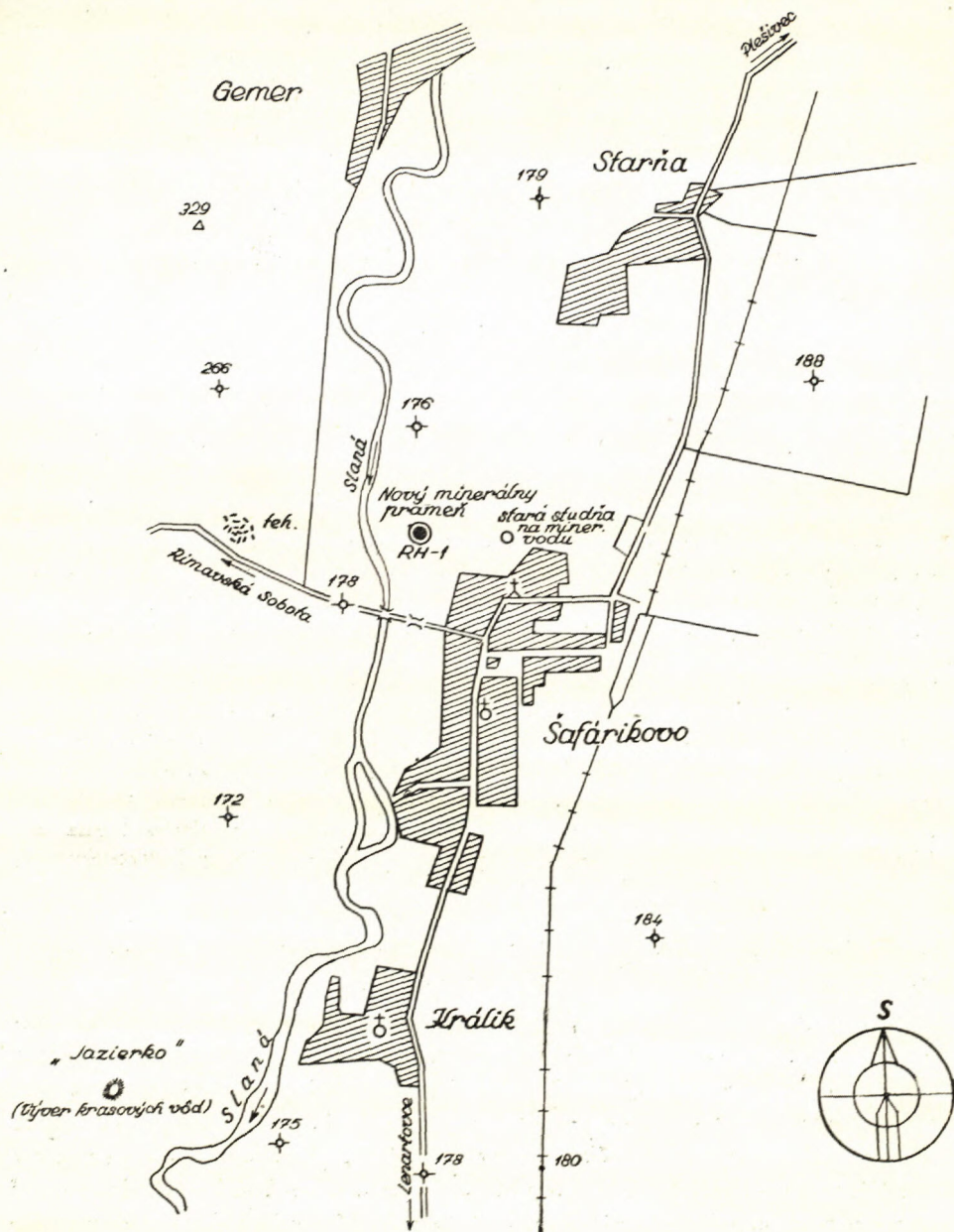
V okresnom mestečku Šafárikove je nedostatok dobrej pitnej vody. Dosiaľ sa okrem úžitkovej vody z domových studní používala na pitie voda z minerálneho prameňa zv. Štávica. Prameň, nachádzajúci sa v alúviu rieky Slanej je zachytený vo forme kopanej studne, hlbokej 5 m, opatrenej ručným čerpadlom. Voda bola vystavovaná povrchovému znečisťovaniu, takže bola bakteriologicky závadná.

V rámci základného hydrogeologického výskumu v oblasti Šafárikova, ktorý sa vykonával za účelom zistenia možnosti získať zdroje pitnej vody, sa okrem riečnych náplav Slanej študovali aj terciérne sedimenty. V týchto sa pri štruktúrnom vrtnom prieskume podarilo získať nový zdroj minerálnej vody, ktorý pre vysokú výdatnosť a vhodné chemické zloženie ako vody stolovej sa po úprave môže využiť pre jednu z najväčších plniární na Slovensku a na rekreačné účely.

Pre vysvetlenie celkovej genézy a prírodného mechanizmu tohto minerálneho žriedla, ako i vzťahu medzi novým a starým minerálnym prameňom uvedieme stručne geologicko-tektonickú stavbu širšieho okolia Šafárikova.

Oblasť Šafárikova, ktoré leží v údolí rieky Slanej, patrí do Rimavskej panvy, ktorá je súčasťou tzv. intravulkanickej brázdy (H r o m á d k a 1943).

Zo severu je táto oblasť ohraničená mezozoikom Juhoslovenského krasu, budovaného triasovými horninami. Na spodku sú to verfénske vrstvy v tzv. zeisskom a kampilskom bridličnatom vývoji. Nad nimi je mohutný komplex karbonatických hornín, tvorený na báze tenšou polohou guttensteinských vápencov a ladinských dolomitov, no väčšinou svetlými wettersteinskými vápencami (B y s t r i c k ý 1955). Vápencovo-dolomitické horniny budujú väčšinou strednú a východnú oblasť tohto mezozoika, kde tvoria známe krasové územie. Mezozoikum Juhoslovenského krasu sa približne od čiar Bretka—Držkovce—Šankovce—Višňové—Hostišovce—Hrušov ponárajú pod sedimenty terciéru. Tieto sedimenty začínajú bazálnymi zlepenkami a brekciami s vápencovo-dolomitickým materiálom; miestami sú vyvinuté vápnité organogénne pieskovce až vápence (V a ň o v á 1959). V ich nad-



Obr. 1. Situačný náčrt okolia Šafárikova.

loží je monotónne súvrstvie jemno až strednozrnných piesčitých slieňov až slieňitých pieskovcov. Mocnosť tohto súvrstvia je značná a zväčšuje sa od severného okraja smerom do panvy. Súvrstvie buduje celé územie západne od Rimavskej Soboty až k Šafárikovu. Do roku 1958 väčšina autorov (viď prehľad výskumov v práci V a ň o v e j 1959) zaraďovala tieto vrstvy do oligocénu. Najnovšie, pri ich porovnaní s miocénnymi vrstvami bavorskej molasy zaraďujú ich B u d a y, C i c h a a S e n e š (1958) do najspodnejšieho miocénu — akvitánu (len miestami, v strede panvy časť sedimentov možno označiť za rupel). Pri severnom ukončení Rimavskej panvy sa nachádza pásma tortónskych a sarmatských vulkanitov, kedysi súvislé, dnes v podobe erózných trosiek, zložených z andezitových tufov a aglomerátov, prerážajúcich mezozoické a terciérne horniny. Tiahnu sa od Skalníka v údolí Rimavy cez údolie Blhu k Poline severozápadne od Šafárikova. Z kvartérnych usadenín majú najväčší význam riečne štrkové a povodňové náplavy Slanej, hrubé 5—6 m.

Akvitánske sedimenty, ktoré transgredujú na silne zvrásnené mezozoikum, už neboli neskoršie intenzívne vrásnené, ale len mierne zvlnené a porušené zlomovou tektonikou. C í l e k (1955) rozoznáva na území Rimavskej panvy dva hlavné zlomové systémy, a to starší SZ—JV smeru, sledujúci hlavné riečne údolie, a mladšie, rázu poklesového, kolmé na predošlé. Hlavné tektonické línie sú v údoliach Rimavy, Blhu, Čížskeho potoka a Slanej; tieto používajú za výstupné cesty početné minerálne vody a výrony CO₂.

Po tomto stručnom úvode do geologických pomerov môžeme sa zamerať priamo na otázky, súvisiace so vznikom nového minerálneho prameňa. Štruktúrny vrt RH-1 bol umiestnený na ľavej strane údolnej nivy Slanej západne od mesta. Vŕtanie sa vykonávalo v mesiacoch máj—september 1957. Geologický profil vrtu je nasledovný:

- 0,00— 6,80 riečne náplavy Slanej — *kvartér*;
- 6,80—87,00 šedé slabopiesčité slieňe — *akvitán*;
- 87,00—99,72 bazálne zlepenca a brekie z vápencovo-dolomitického materiálu — *akvitán*.

Minerálna voda vystrekla pri vŕtaní 5. IX. 1957 v hĺbke 99,7 m z pomerne veľkej pukliny vo vápencovo-dolomitických bazálnych zlepencoch a brekciách, s výdatnosťou 27,4 l/sec. pri teplote 17 °C za silnej erupcie CO₂. Podľa rozboru vyhotoveného v chemickom laboratóriu Geologického prieskumu v Žiline voda je zemitá uhličitá, podľa osmotického koncentrácie hypotonická, podľa teploty studená. Výdatnosť i obsah CO₂ (nameraný v množstve 2100—2200 mg/lit.) sú stále.

Kompletný chemický rozbor minerálnej vody:

špecifická váha 1,002/20 °C
 odparok sušený pri 105 °C: 2190,0 mg/lit.;
 odparok žiňaný pri 600° C: 1782,0 mg/lit.;
 tvrdosť: 97,05 °n

pH: 6,15;

		mg/l	mval/l	mval %
Ca ..	=	462,0	23,05	56,45
Mg ..	=	140,0	11,52	28,20
Fe ...	=	0,25	0,13	0,318
Al ...	=	7,76	0,86	2,105
Mn ..	=	st.	—	—
Na ·	=	121,4	5,28	12,92
			40,84	
Cl '	=	47,0	1,325	3,32
Br ' .	=	0,0	0,0	0,0
I ' .	=	0,0	0,0	0,0
SO ₄ ' ' .	=	390,0	8,125	20,40
HCO ₃ ' .	=	1854,0	30,4	76,20
			39,850	

H₂SiO₃ : 33,8 mg/lit.

HBO₂ : 00,0 mg/lit.

Voľný CO₂ : 1340 mg/lit. (v lab.)

H₂S : 0,0 mg/lit.

NaHCO₃ : 3,95 mval/lit.

Palmerove indexy: 1. salinita S₁ = 12,92

2. salinita S₂ = 10,80

3. salinita S₃ = 0

1. alkalita A₁ = 0

2. alkalita A₂ = 76,20

Chloridová salinita = 14,0 %.

Síťanová salinita = 86,0 %.

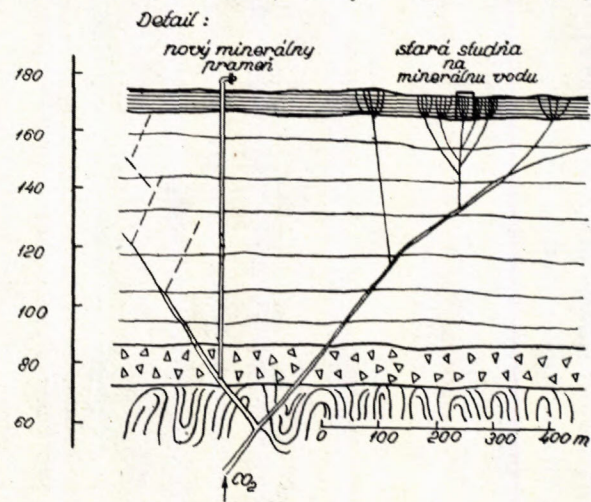
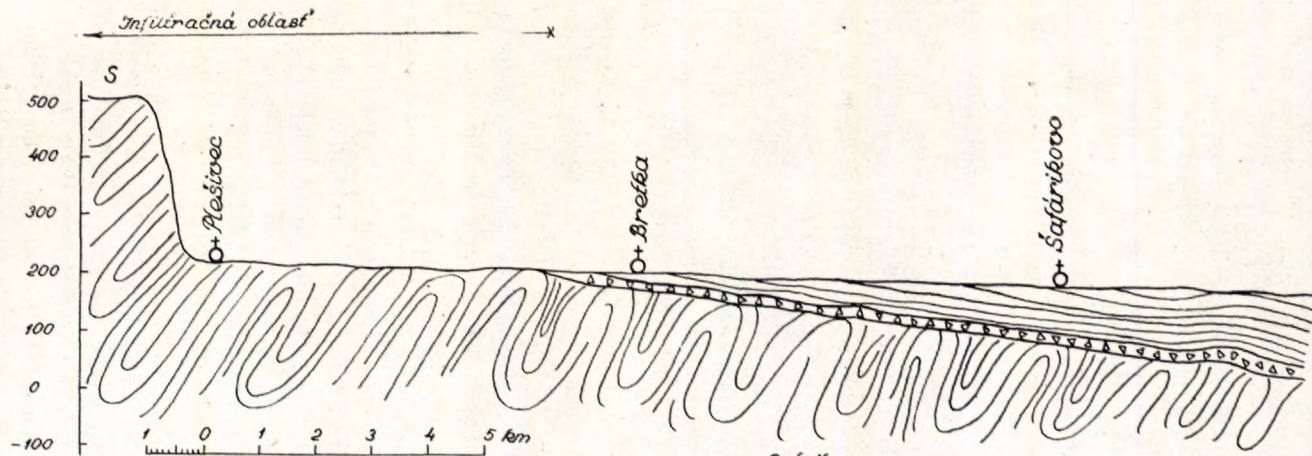
Hĺbkový faktor = 22,95.

Morský faktor Mg : Ca = 0,50.

Osmotická koncentrácia = 106,8 mmol/lit.

Z chemického rozboru vidieť, že charakter minerálnej vody tvoria kyslé uhličitany vápnika a horčíka, obsah CO₂ dodáva vode uhličitý charakter.

Chemizmus a geologická stavba okolia naznačujú, že vody vyvierajú z mezozoického vápencovo-dolomitického súvrstvia Juhoslovenského krasu. Silne skrasovatené vápence, najmä na rozsiahlych planinách — Silickej, Plešiveckej a Koniar pohlcujú značné množstvo zrážok a tvoria tak rozsiahlu infiltračnú oblasť. Vadózna voda minerálneho žriedla je teda závislá od vzdušných zrážok. Časť vody vyteká v podobe krasových výverov už priamo na území Juhoslovenského krasu (spravidla v miestach, kde údolia narezávajú styk vápencov s nepriepustnými verfénskymi vrstvami), no časť prúdi ďalej krasovými dutinami a zlomovými líniami až do miest, kde mezozoikum pokrývajú terciérne sedimenty. Vplyvom vápencovo-dolomitického prostredia sa voda obohacuje o katióny Ca .. a Mg .., a to sčasti už za spolupôsobenia vzdušného CO₂, kde časť týchto katiónov prechádza do roztoku vo forme bikarbonátov (a podieľajú sa na vyluhovaní krasových dutín); väčšinou sa však vody nasycujú kyslými uhličitany vápnika a horčíka za spolupôsobenia juvenilného CO₂, čím nadobúda voda zemitý charakter. Čiastočne zvýšený obsah síranov (ktorý však nespĺňa kritériá pre zaradenie k vodám sadrovým), z ktorých sa časť redukuje na H₂S (voda má veľmi slabý



Obr. 2. Náčrt geol. pomerov nového prameňa v Šafárikove.

zápach), pochádza z podložných verfenských vrstiev, v ktorých je častý sadrovec. Krasové vody sa totiž pri cirkulácii dostávajú až na nepriepustné verfenské podložie, čomu môže napomáhať aj celkové silné zvrásnenie mezozoických vrstiev. Podľa malého obsahu alkálií sa dá usúdiť, že voda nemá žiadne stopy po styku s akvitánskymi horninami. Celkove stupeň mineralizácie nie je veľký.

Počas viacerých kontrolných rozborov, robených v časovom rozmedzí 8 mesiacov od navrtania sa zistili tieto zmeny v charakteristických zložkách v mg/lit:

	5. IX. 57	19. IX. 57	21. IX. 57	6. V. 58
Ca...	455,9	467,0	469,0	462,0
Mg...	84,4	106,1	124,5	140,0
Na...	260,0	224,0	191,0	121,0
SO ₄ ''	399,6	393,0	479,0	390,0
HCO ₃ '	1920,0	1975,0	1865,0	1854,0
1. salinita	23,32	22,62	19,25	12,92
2. salinita	0	0	7,83	10,80
morský faktor Mg:Ca	0,30	0,38	0,44	0,50
NaHCO ₃	10,32 mval/l	8,53 mval/l	6,83 mval/l	3,05 mval/l

Ako vidieť z tejto tabuľky, voda v čase odberu prvých troch vzoriek ešte nemala celkom ustálené zastúpenie jednotlivých zložiek. Dôkazom toho sú Palmerove indexy, z ktorých sa zrači migrácia charakteristických prvkov. Síránová salinita je pomerne vyššia ako chloridová, a pomery oboch týchto salínit sa prakticky zachovali. Mierny vzostup nastal u morského faktora, čo súvisí s väčším obohatovaním minerálnej vody o chloridy a sírany horčíka. Z rozboru vzorky, odobranej 6. V. 1958 sa ukazuje ďalšie klesanie obsahu Na⁺ a stúpanie Mg⁺⁺, z čoho vyplýva vzostup druhej salinity a ďalší pokles koncentrácie iónov alkalických kovov. Podľa koncentrácie bikarbonátov vápnika a horčíka a kyslíčnika uhličitého možno povedať, že pri minerálnej vode sa prehľbuje a uštaluje zemitý charakter, súvisiaci s jej infiltračnou oblasťou. Uštalovanie charakteru minerálnej vody je zreteľné aj pri porovnaní klesania, príp. stúpania koncentrácie charakteristických zložiek vzhľadom na zväčšujúce sa intervaly medzi jednotlivými odbermi.

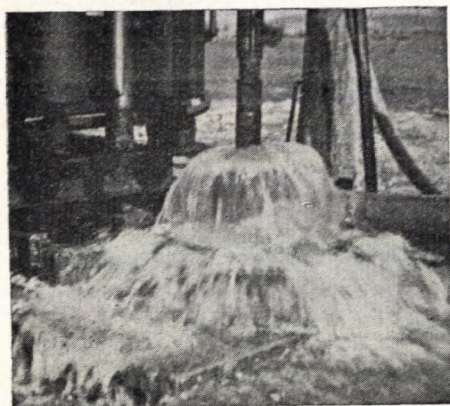
Voda starého minerálneho prameňa má obdobný chemizmus a poukazuje na genetickú spätosť s novým prameňom.

Pôvod CO₂ v Rimavskej panve vysvetľuje J a n á č e k (1957) ako juvenilný v širšom zmysle a odôvodňuje to tým, že podložie terciérnych sedimentov vytvárajú horniny karbonatické. CO₂ by sa teda mal tvoriť termickým rozkladom týchto hornín v hĺbkach. Toto tvrdenie však nemožno akceptovať, lebo v Rimavskej panve, najmä v jej západnej časti sa vyskytuje množstvo výverov tiež v určitej vzdialenosti od pásma vulkanických trosiek s výronmi CO₂, pričom podložie

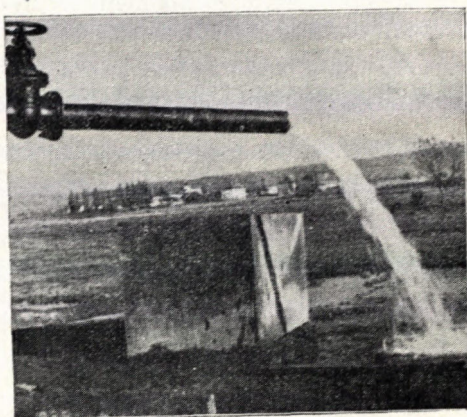
oligocénnych, miocénnych, prípadne iných mladších útvarov (panón poltárskej formácie) tu vytvárajú paleozoické fylity a iné kryštallické horniny.

Proti juvenilitu v širšom zmysle hovorí aj skutočnosť, že mezozoikum v podloží terciéru je zložené okrem vápencov aj z bridličnatého verfénu, ktorý v západnej časti mezozoika Juhoslovenského krasu prevláda, i pomerne malá hĺbka mezozoika.

Pôvod CO_2 možno označiť v súhlase s názorom Mahela (1952) a Čílk a (1955), ktorých práce sa týkajú výverov minerálnych vôd z iných miest Rimavskej panvy, za produkt postvulkanickej činnosti, prejavujúcej sa v súvislosti



Obr. 1. Výron minerálnej vody tesne po jej navŕtaní. Foto J. Orvan.



Obr. 2. Predbežne zachytený nový minerálny prameň v Šafárikove. Foto A. Jakab.

s miocénym andezitovým vulkanizmom pri severnom ukončení Rimavskej panvy (10 km od Šafárikova), ktorý je charakteristický pre okrajové časti vulkanitov vôbec (Mahel 1952).

Čo sa týka hĺbky vystupovania (tvorenia) vôd, podľa priemernej teploty minerálnej vody (17°C) a priemernej ročnej teploty v oblasti Šafárikova ($8-9^\circ\text{C}$) sa dá pomocou geotermického stupňa (keď uvažujeme jeho priemernú hodnotu 1°C na 33 m, prihliadajúc k jeho kolísavosti v rôznych prostrediach) predpokladať, že minerálna voda vystupuje z hĺbky 200–400 m. Výstup preplynenej vody obohatenej o minerálne látky z tejto hĺbky, podmienený pravdepodobne križovaním dvoch sústav zlomových porúch (ktoré udáva Čílek, 1955), sa deje hydrostatickým pretlakom (vyššie položená infiltračná oblasť) a tlakom voľného CO_2 .

Vody pôvodného minerálneho prameňa využívali za výstupnú cestu k povrchu rozvetvenú sústavu puklín v pásme porušených akvitánskych bazálnych zlepcov i nadložných piesčitých slieňov, ktorá je pravdepodobne súčasťou poruchového

pásma (pozdĺžneho charakteru), tiahnuceho sa údolím Slanej. O rozvetvenej sústave puklín hovoria pukliny, vyhojené kryštallickým kalcitom v akvitánskom súvrství, zachytené vrtom (ktoré nie sú známe v miestach mimo poruchových pásiem) i výrony CO_2 v blízkom jarku. Na výstupnej ceste k povrchu sa tieto vody rozlievali do plytkej nádrže prostej podzemnej vody, prúdiacej v štrkopiesčitých náplavách Slanej. O tom, že výver prebieha na väčšej ploche, svedčí skutočnosť, že i po zachytení minerálnej vody v mieste najintenzívnejšieho výveru do betónovej studne časť vôd, vyvierajúcich mimo, zapríčinila zvýšenú mineralizáciu prostých podzemných vôd. Výsledok chemického rozboru z pôvodného minerálneho prameňa a jeho porovnanie s chemizmom nového prameňa ukazuje, že pri starom minerálnom prameni je vplyv freatickej vody len slabo badateľný hlavne preto, že prameň vytvoril už určitú ochranu svojich výstupových ciest. Keďže vody majú uhličitý charakter, rozdiel sa prejavil okrem nepatrnej výdatnosti hlavne úbytkom voľného CO_2 . Ďalej pre pomerne slabú kryciu vrstvu nad riečnymi štrkami bola freatická voda vystavovaná povrchovému znečisťovaniu, čo sa prejavilo hygienickou závadnosťou minerálnej vody.

Nový minerálny prameň predstavuje vrtom primárne zachytenú minerálnu vodu v hĺbke pod freatickou vodou priamo na jednej z výstupných puklín s obrovskou výdatnosťou (27 l/sec.) i s plným obsahom minerálnych látok, ktorými je voda nasýtená vo väčších hĺbkach.

Nepredpokladáme, že celé množstvo minerálnej vody, ktoré dnes sonda produkuje, sa pôvodne rozptyľovalo do riečnych náplav. Je preto možné, že umelým zásahom (navrtaním) bola strhnutá do vrtu jednak časť vôd, ktoré boli predtým rozptýlené, jednak časť vôd, ktoré predtým necirkulovali a dali by sa prirovnať k stagnujúcim vodám (podľa zisteného klesania obsahu alkálií).

Podľa veľkej výdatnosti prameňa môžeme si urobiť predstavu (i keď len čiastočnú) o množstve a cestách hlavne tej časti zrážok, ktorá po pohltení krasovými územiami prúdi zlomovými líniami do stredu terciérnej panvy. Obraz o tom nám podáva aj pozoruhodný výver na JZ od obce Králiky (južne od Šafárikova). Ide o výver, upravený neskôr vybudovaním hrádziek na jazierko. Výdatnosť výveru meraná prepadom je ca 35 l/sec., teplota vody 18 °C.

Niektoré charakteristické hodnoty chemizmu tejto vody sú:

odparok pri 105 °C	627 mg/lit.	tvrdosť horečnatá	8,41° nem.
odparok pri 600 °C	529 mg/lit.	Ca'' mg/lit.	121,84
viazaný CO_2	129,9 mg/lit.	Mg'' mg/lit.	36,48
tvrdosť prechodná	16,52° nem.	HCO_3' mg/lit.	360,0
tvrdosť stála	8,93° nem.	SO_4'' mg/lit.	177,0
tvrdosť celková	25,45° nem.	CL' mg/lit.	11,35
tvrdosť vápenatá	17,04° nem.		

Podľa rozboru možno vodu označiť za *bikarbonátovo-vápenatú* s vyšším obsahom Mg'' a SO_4'' .

Obsah voľného CO_2 sa pomocou Haertlovho prístroja nezistil, takže nejde o kyselinu. Podľa zvýšenej teploty (priemerne o $5-7^\circ\text{C}$ vyššia ako teplota prostých podzemných vôd riečnych náplav a o $0,5-1,0^\circ\text{C}$ vyššia, ako teplota minerálnej vody v Šafárikove) i podľa značného obsahu Ca^{++} , Mg^{++} a síranov (väčšieho ako vody aluviálne, neovplyvnené minerálnymi vodami) a najmä podľa obrovskej výdatnosti tohto výveru možno súdiť na pôvod vody v mezozoiku (podobne, ako voda minerálneho žriedla v Šafárikove).

Voda vyvierá hydrostatickým pretlakom na zlomovej línii, tiahnucej sa údolím Slanej, nie však v miestach, kde vystupuje z hĺbky CO_2 . Pretože tu chýbalo prostredie CO_2 , mineralizácia vody je omnoho menšia ako v Šafárikove.

V súvislosti s tým považujeme za potrebné stručne načrtnúť pozíciu prameňov v Šafárikove vo vzťahu k ostatným výverom minerálnych vôd v celej Rimavskej kotline. Prevalu tu majú uhličitú kyselinu napr. Borica, Vieska, Lenartovce, Cakov, Radnovce, Sútor, Belín, v západnej časti Ožďany, Veľká Suchá, Maštinec a iné. Podľa Z ý k u (1955) možno tieto vody zaradiť spolu s vodou starého i nového minerálneho prameňa v Šafárikove do hydrogeochemickej provincie vôd *kalcium-bikarbonátového* typu nízkej mineralizácie s prevahou kationov Ca^{++} , Mg^{++} , len podradnejšie Na^+ , K^+ . Stupeň mineralizácie je rôzny; vo východnej časti je relatívne väčší vzhľadom na mezozoické podložie terciérnych sedimentov a na infiltráciu vo vzdialenejších severnejších oblastiach. Tam, kde leží terciér priamo na paleozoických bridliciach (väčšinou na fylitoch), povrchové a podpovrchové mäkké prosté podzemné vody, vsiaknuté do hĺbok sa miešajú s juvenilným CO_2 a podmieňujú vznik uhličitých kyseliek (okolie Poltára a Ožďan).

Výnimkou sú vody slané, naftového pôvodu (Číž, vrt „36“ SZ od Cakova); na ich chemizme sa podieľajú hlavne terciérne horniny, z ktorých pochádzajú aj časté výrony metanu i v miestach výverov minerálnych vôd iného pôvodu a chemizmu (Lenartovce).

Pôvod CO_2 je všade juvenilný a viaže sa na andezitový vulkanizmus na severe Rimavskej panvy. Dá sa tu pozorovať už známy zjav, že rozmiestnenie minerálnych prameňov s juvenilným kyslíčnikom uhličitým (včítane Šafárikova) nie je uprostred bývalých vulkanických centier, ale na ich okraji (v našom prípade južnom). Podľa M a h e l a (1952) zlomové poruchy nie sú tu utesnené magmou, ani hydrotermálnymi roztokmi (ako v centre), a preto sú schopné privádzať CO_2 na povrch.

Za výstupové cesty minerálnych vôd celej oblasti slúžia väčšinou zlomové systémy, porušujúce terciérne súvrstvie i podložné paleozoické a mezozoické horniny, ktoré sa tiahnu hlavnými riečnymi údoliami.

Na záver možno povedať, že nový minerálny prameň v Šafárikove svojou genézou má všetky predpoklady stálosti a je cenným prínosom do prírodného bohatstva Slovenska.

Systematickým prieskumom tejto oblasti by sa mohli zistiť i ďalšie prosté kra-

sové vody, ktoré by sa podobne ako výver v Králikoch mohli využiť aj na zásobovanie pitnou vodou.

*Geologický prieskum,
závod Žilina*

LITERATÚRA

- [1] Bystrický J.: Príspevok ku stratigrafii Juhoslovenského krasu. Geologické práce, Zprávy 3, Bratislava 1955. — [2] Buday T., Čícha J., Selneš J.: Vztahy spodního miocénu rakouské a bavorské molasy, jihovýchodní Moravy, a vnitrokarpatských pánví. Věstník ÚÚG roč. XXXIII. 1958 č. 6. — [3] Čílek V.: Zpráva o strukturním průzkumu v oligocenu JV Slovenska. (archív GÚDŠ). — [4] Čílek V. — Plička M.: Geologické poměry oligocenu v širokém okolí Rimavskej Soboty na jihovýchodním Slovensku. Sborník ÚÚG, sv. XXII. 1955. — [5] Čílek V.: Geologické poměry širšího okolí lázní Čížu na jihovýchodním Slovensku. Rozpravy Čs. Akad. věd 64,6. — [6] Čekalová V.: Geologické poměry západnej časti Juhoslovenského krasu. Geologické práce — Zprávy 1, 1954. — [7] Hynie O.: Hydrogeologie minerálních vod, (skriptá), Praha 1955. — [8] Ivan L.: Geologické mapovanie vo východnej časti Rimavskej kotliny, top. plán 4665. (1957), archív GÚDŠ. — [9] Ivan L.: Výskum terciérnych sedimentov v severnej oblasti Rimavskej kotliny, (I. časť), 1956, archív GÚDŠ. — [10] Ivan L.: Geologické pomery na území top. plánu Jesenské (1952), archív GÚDŠ. — [11] Urban K.: Zpráva o dosavadních geologických studiích v kutiskové oblasti na jv. Slovensku. 1938, archív ČND Hodonín. — [12] Janáček J.: Hydrogeologie a geochemie vývěrů léčivé jodové vody v Číži a okolí. Geologické práce 47, Bratislava 1957. — [13] Maheľ M.: Posudok o minerálnych prameňoch v Číži (archív GÚDŠ). — [14] Maheľ M.: Minerálne pramene Slovenska so zreteľom na geologickú stavbu. Práce št. geol. ústavu, Zošit 27, Bratislava 1952. — [15] Maheľ M.: Zhodnotenie výskumných prác v Číži z hľadiska hydrogeologického, 1952, archív Pov. zdravotníctva. — [16] Szöts E.: Les Problemes de la limite entre le Paléogene et le Néogene et des Etages Chattien et Aquitaniens. Acta Geol. Acad. Hung. Tom. IV., Fasc. 2, Budapest 1956. — [17] Váňová M.: Spodnomiocénna fauna z bazálnych zlepenčov zo širšieho okolia Šafárikova na južnom Slovensku. Geol. práce, Zoš. 51, 1959. — [18] Zýka V.: Geochemie minerálních vod v oblasti Šafárikovo—Lučenec—Levice. Geol. práce, Zprávy 3, 1955.

JURAJ ORVAN

URSPRUNG DER MINERALWÄSSER IM ŠAFÁRIKOVO

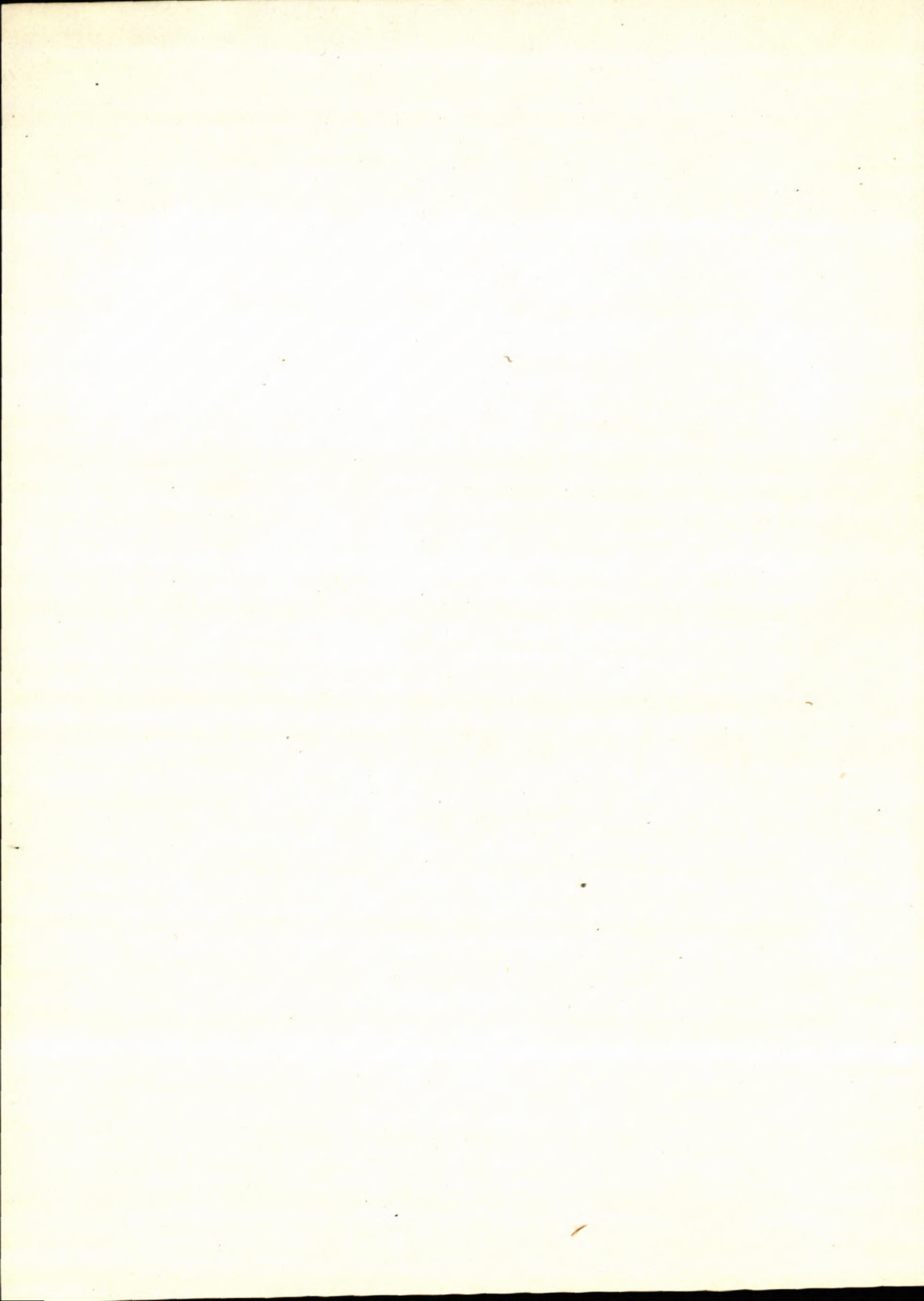
Das Wasser der neuen Mineralquelle in Šafárikovo ist kohlensäuer, erdig, hypotonisch, kalt. Der Gehalt an freiem Kohlendioxyd ist 2100—2200 mg/lit. Die Ausgiebigkeit beim freien Ausfluss beträgt 27,4 l/sec. Die Temperatur des Wassers ist 17° C.

Das durch die Bohrung angetroffene Mineralwasser fließt auf der Bruchlinie, die sich durch das Slaná-Tal zieht, aus dem durch das Mesozoikum des Gebirges Slovenský kras gebildeten Liegenden der aquitänischen sandigen Mergel und basaler Konglomerate, wo das Wasser schon teilweise mineralisiert wird, jedoch den erdigen Charakter bekommt es erst unter der Mitwirkung des Kohlendioxyds. Nach Maheľ (1952) und Čílek (1955) ist das Kohlendioxyd juvenilen Ursprungs und hängt mit dem andesitischen Vulkanismus an der nördlichen Beendigung des Rimavaer Beckens zusammen. Die Infiltration geschieht an den Stellen, wo das Mesozoikum

des Gebirges Slovenský kras auf die Erdoberfläche emporsteigt und ein ausgedehntes Karstgebiet bildet. Der Austritt des Wassers geschieht durch den hydrostatischen Überdruck (das Infiltrationsgebiet liegt höher) und durch den Druck des freien CO_2 . Nach Zýka (1955) kann man das Mineralwasser in die geochemische Provinz der calciumbicarbonatischen Wässer einreihen.

Im Unterschied zu der alten Mineralquelle, deren Wässer sich in ein seichtes Sammelbecken des gewöhnlichen Grundwassers zerstreuten, wurde die neue Mineralquelle direkt auf einer von den Austrittsspalten primär angetroffen, wodurch die Möglichkeit ihrer definitiven Ausnützung gegeben wird.

Aus dem Slowakischen übersetzt von F. Návara.



GEOLOGICKÉ PRÁCE

Zprávy 17

Vydal Geologický ústav Dionýza Štúra
roku 1960
vo Vydavateľstve Slovenskej akadémie vied
v Bratislave

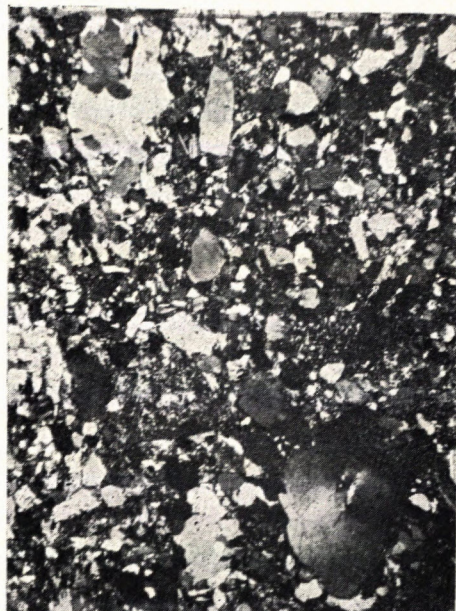
Hlavný redaktor doc. dr. Michal Maheľ
Technický redaktor Jozef Bielik

301-03 Daň 5 %. P. č. 740. VO-525/1959. Náklad 1000 výtlačkov. Papier 5154-01, 70×100,
80 g. PH 10,01, AH 17,98, VH 18,36. Vytlačila Pravda, vydavateľstvo ÚV KSS v Bratislave,
písmom garmond Kolektív. A-815490

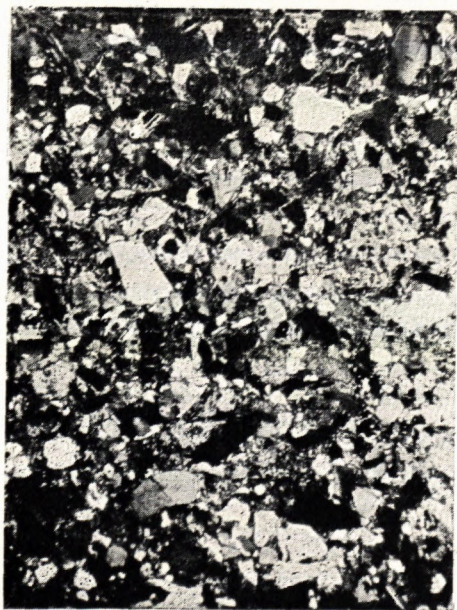
Cena brož. Kčs 21,50
56-III/3



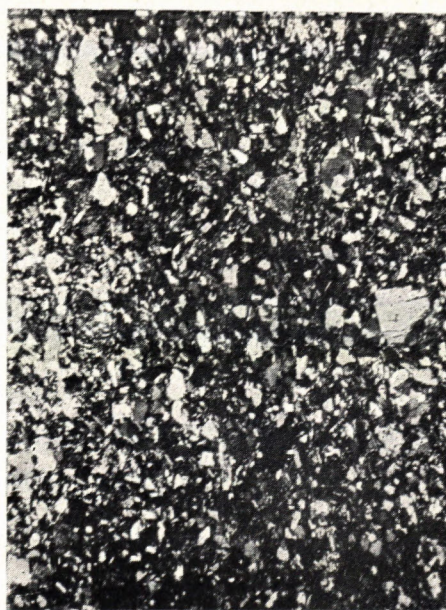
Obr. 1. Organogénno-detritický vápenec z menilitových vrstiev pri Papíne. = nikoly.



Obr. 3. Strednozrnný drobový pieskovec z podmenilitového eocénu. Zv. 12, nikoly $\times$.



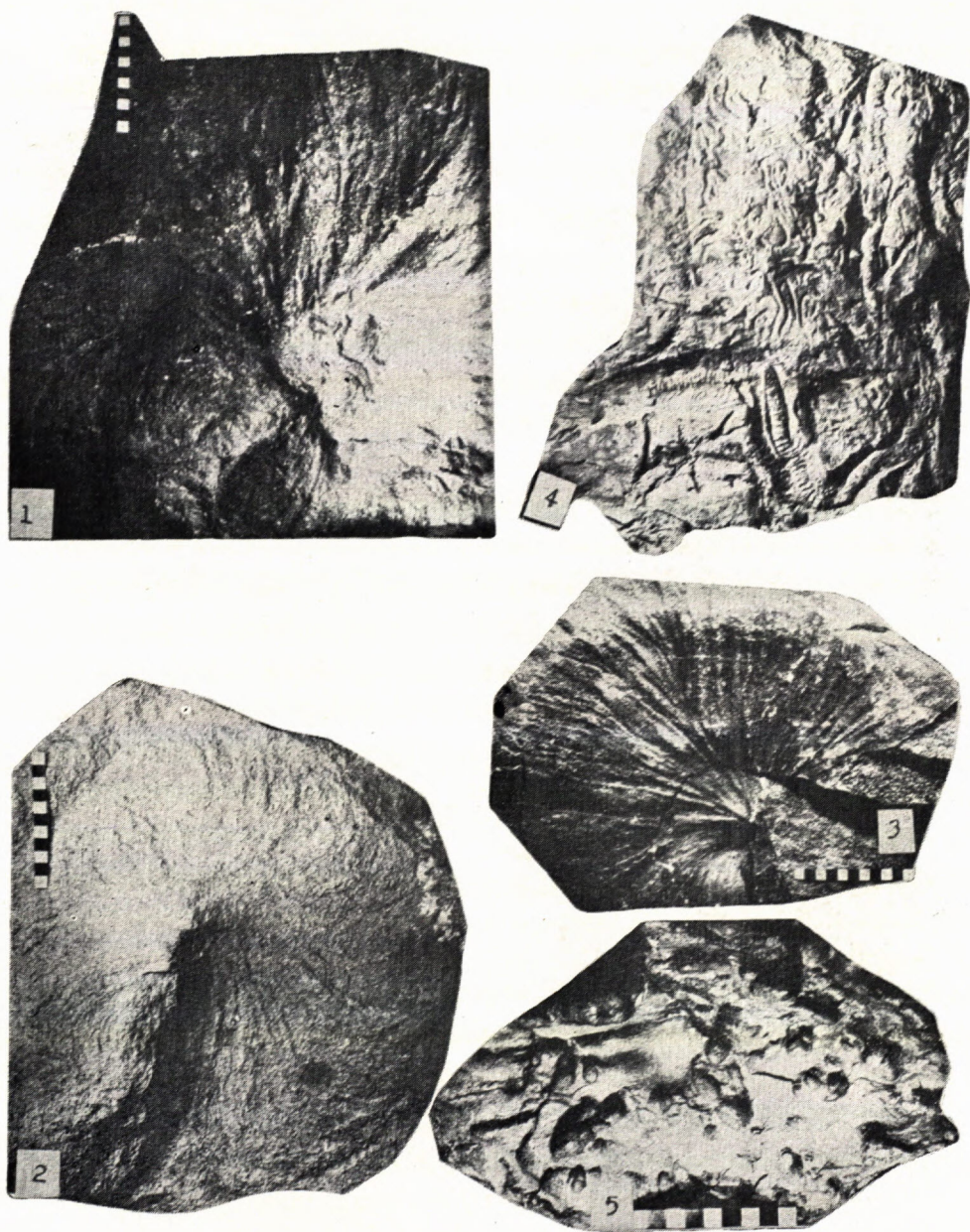
Obr. 2. Strednozrnný pieskovec s vápnitým tmelom z inocerámových vrstiev. Zväčš. 12, nikoly $\times$.



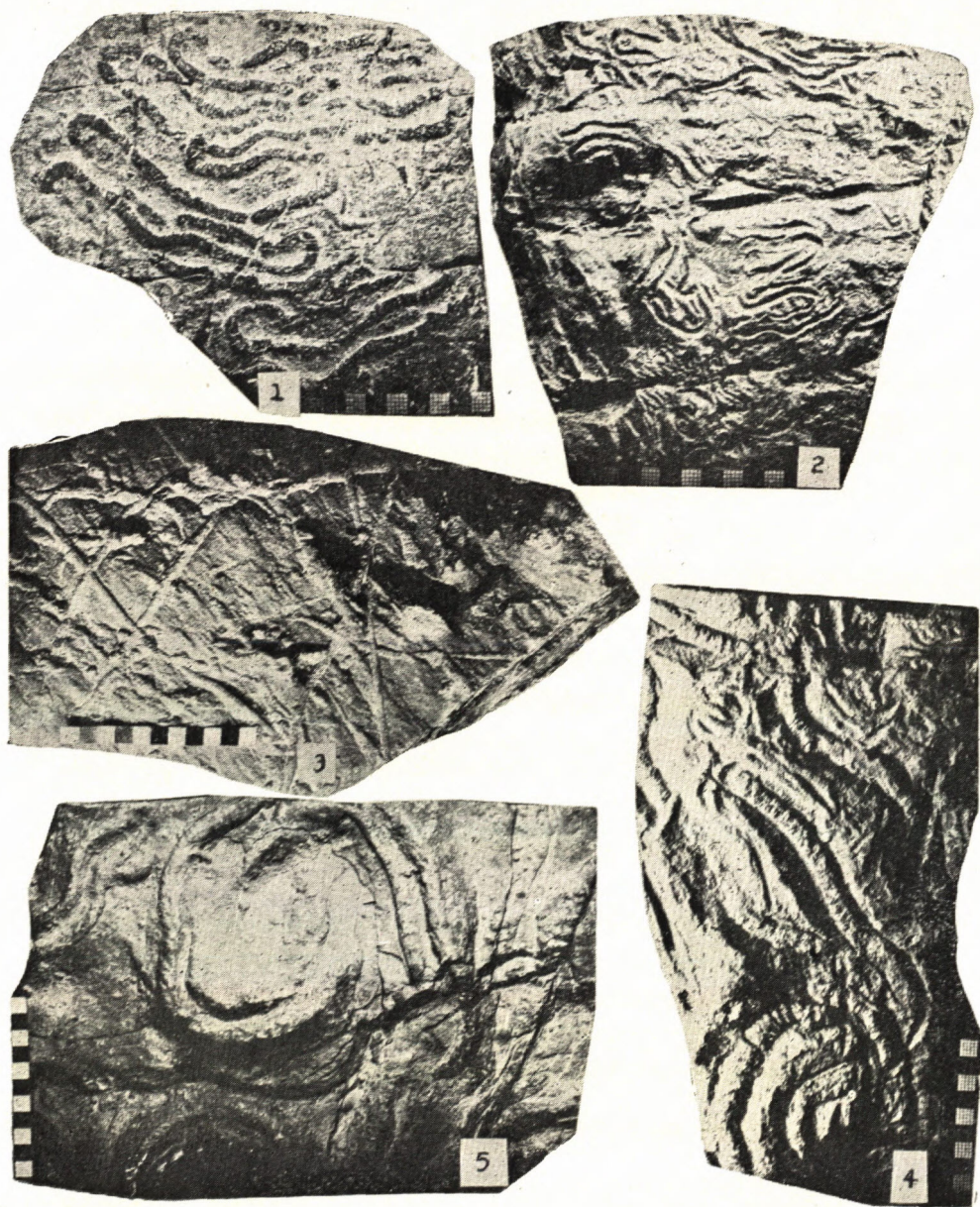
Obr. 4. Jemnozrnný drobový pieskovec z podmenilit. eocénu pri Stakčine. Zv. 12, nikoly $\times$.



Obr. 1. *Paleodictyon* (spodná strana pieskovca) z kochanovskej fácie. — Obr. 2. dtto z belovežských vrstiev. — Obr. 3. *Paleodictyon* so stopou typu *Bullia* na spod. strane pieskovca z kochanovskej fácie. — Obr. 4. *Paleodictyon* z podmenilit. eocénu. Foto Barč.



Obr. 1—3. Problematikum typu *Zoophycus* z inocerámových vrstiev. — Obr. 4. *Bullie* na spod. strane pieskovca z podmenilit. eocénu — Obr. 5. Jemné hrbolky na spod. strane siltovca z podmenilit. eocénu pri Staríne. Foto B. a. r.



Obr. 1–2. Stopy typu *Helminthoides* z podmenilit. eocénu. — Obr. 3. Kombinácia prúdových mechanoglyfov s bioglyfmi. — Obr. 4–5. Stopy typu *Bullia* z podmenilit. eocénu.

Foto Barč.



Obr. 1. Konvolútne zvrstvenie siltovca z inocerám. vrstiev. — Obr. 2. Prúdové mechano-
glyfy z podmenilit. eocénu. — Obr. 3. Jemné hrbolky na spod. strane pieskovca (organogén.
pôvodu?) z inocerám. vrstiev. — Obr. 4. Laminovaný siltovec z inocerám. vrstiev. —
Obr. 5. dtto z pestrého eocénu. — Obr. 6. Stopy po lezení červov na spod. strane pieskovca
z inocerám. vrstiev. — Obr. 7. Vtisky na spod. strane pieskovca podmenilit. eocénu.



O b r. 1. T r a v e r t í n o v á k a s k á d a v B e š e ň o v é.



O b r. 2. D e t a i l b o č n í h o k r á t e r u (k u p a Č e r t o v i c a v e V y š n é m S l i a č i).



Obr. 1. Travertinové kupy v Borech na loukách Budzgov (v popředí kráter, vzadu kupa).



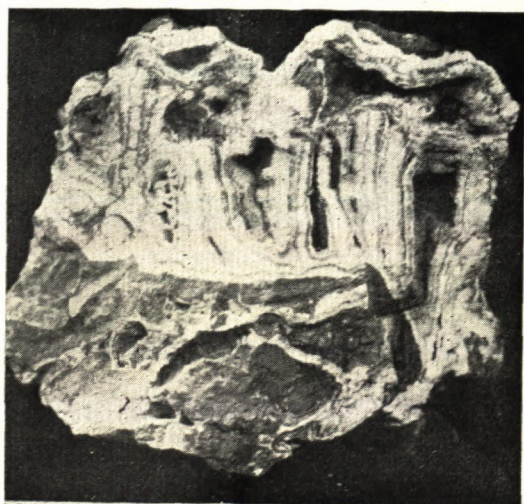
Obr. 2. Travertinový blok lomu v Levicích.



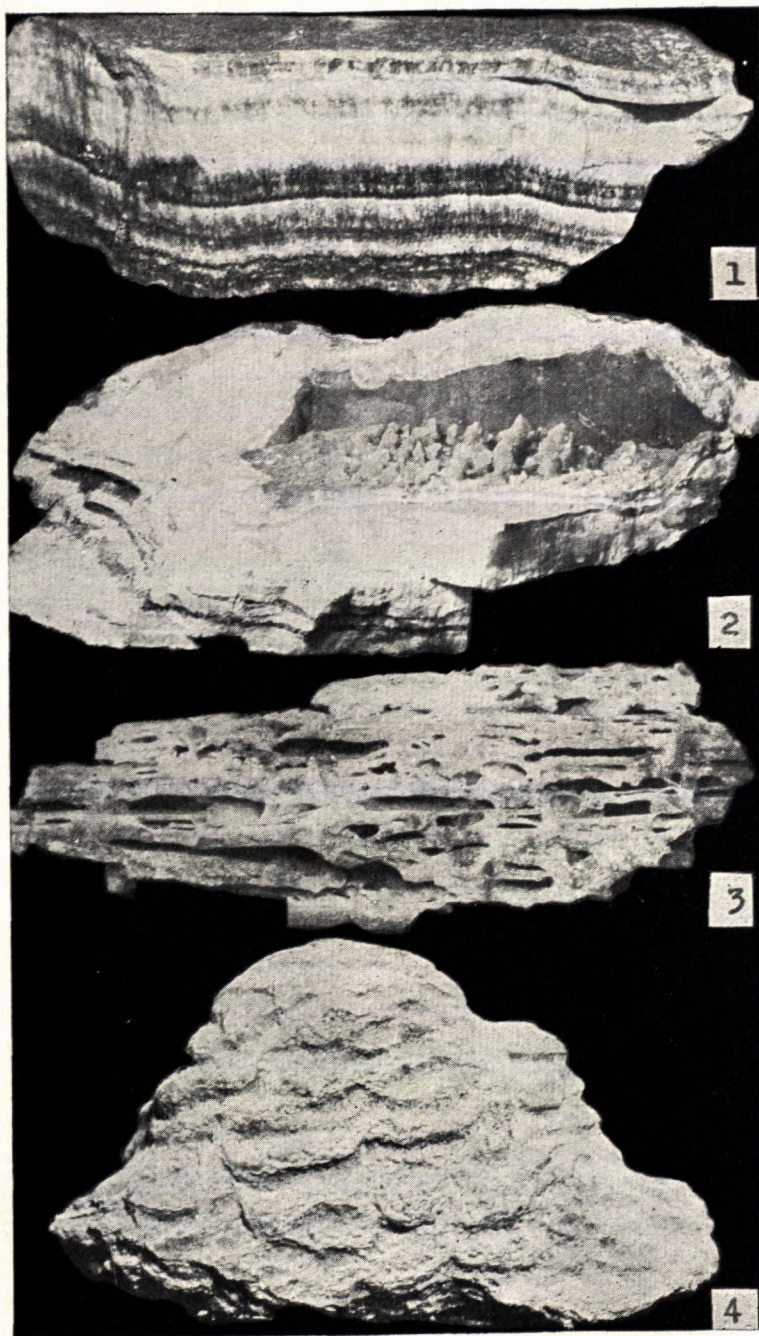
Obr. 1. Rostlinné zbytky v travertínu.



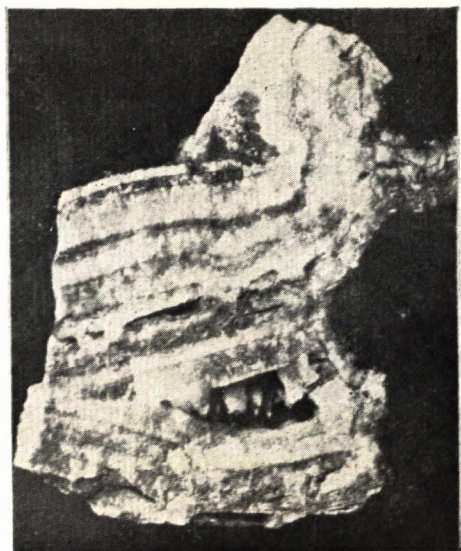
Obr. 2. Živočišné zbytky v travertínu z Domaníže.



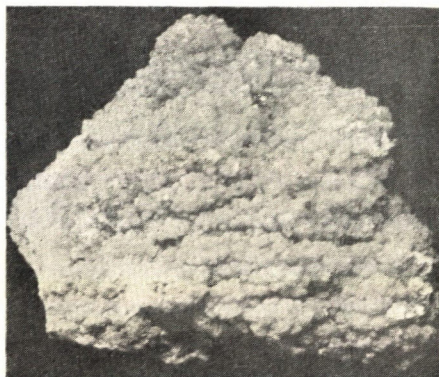
Obr. 3, 4. Travertin z Bešeňové, Velká Skala lom (obr. 3 — $\frac{1}{2}$ skut. vel., obr. 4 — $\frac{1}{3}$ skut. vel.).



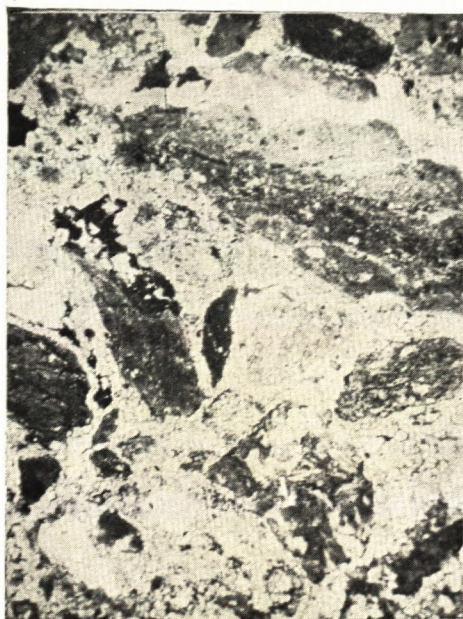
Obr. 1. Leštiteľný „levický onyx“ ($\frac{1}{3}$ skut. vel.).
Obr. 2-4. Travertín z Bešeňové, Veľko Skala, lom (2 - $\frac{1}{2}$; 3 - $\frac{1}{3}$; 4 - skut. vel.).



O b r. 1. Travertín z Vyšných Ružbachů, lom lázní ($\frac{1}{2}$ skut. vel.).



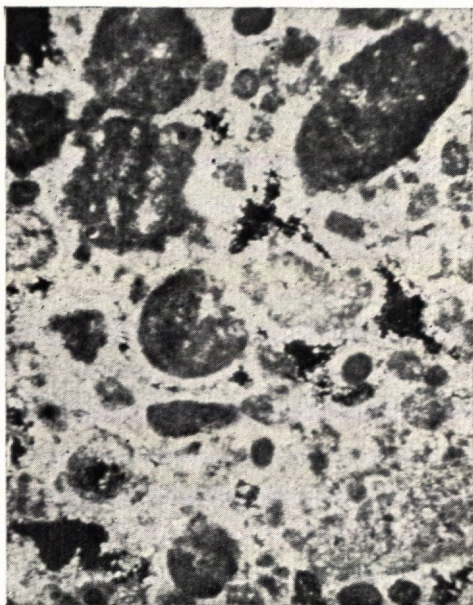
O b r. 2. Travertín z Bešeňové, Velko Skala, lom ($\frac{1}{2}$ skut. vel.).



O b r. 3—4. Mikrostruktura travertínu z Niž. Ružbachů, lom lázní. Výbrus, nikoly X, zv. asi $15\times$.



Obr. 1.



Obr. 2.

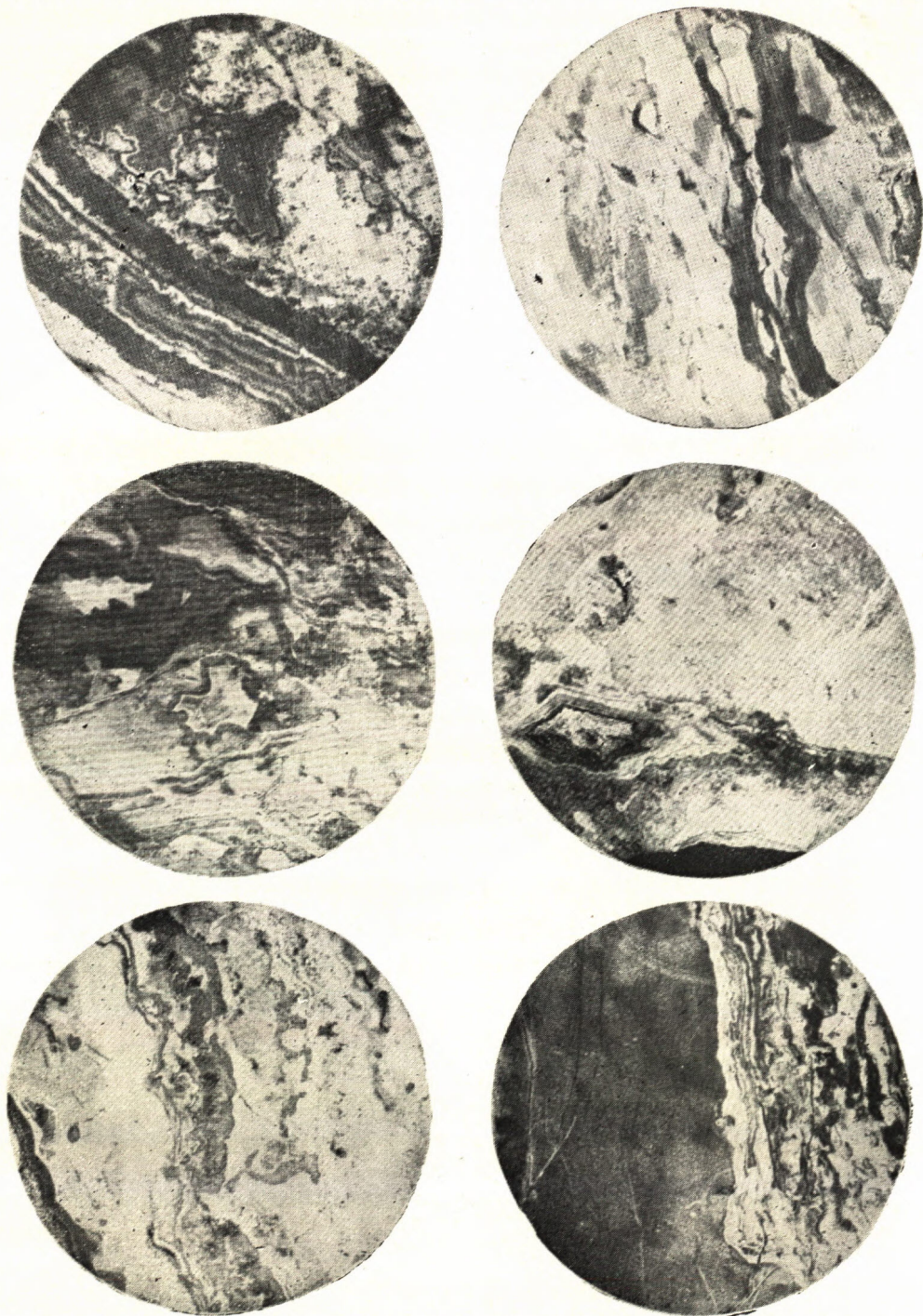


Obr. 3.

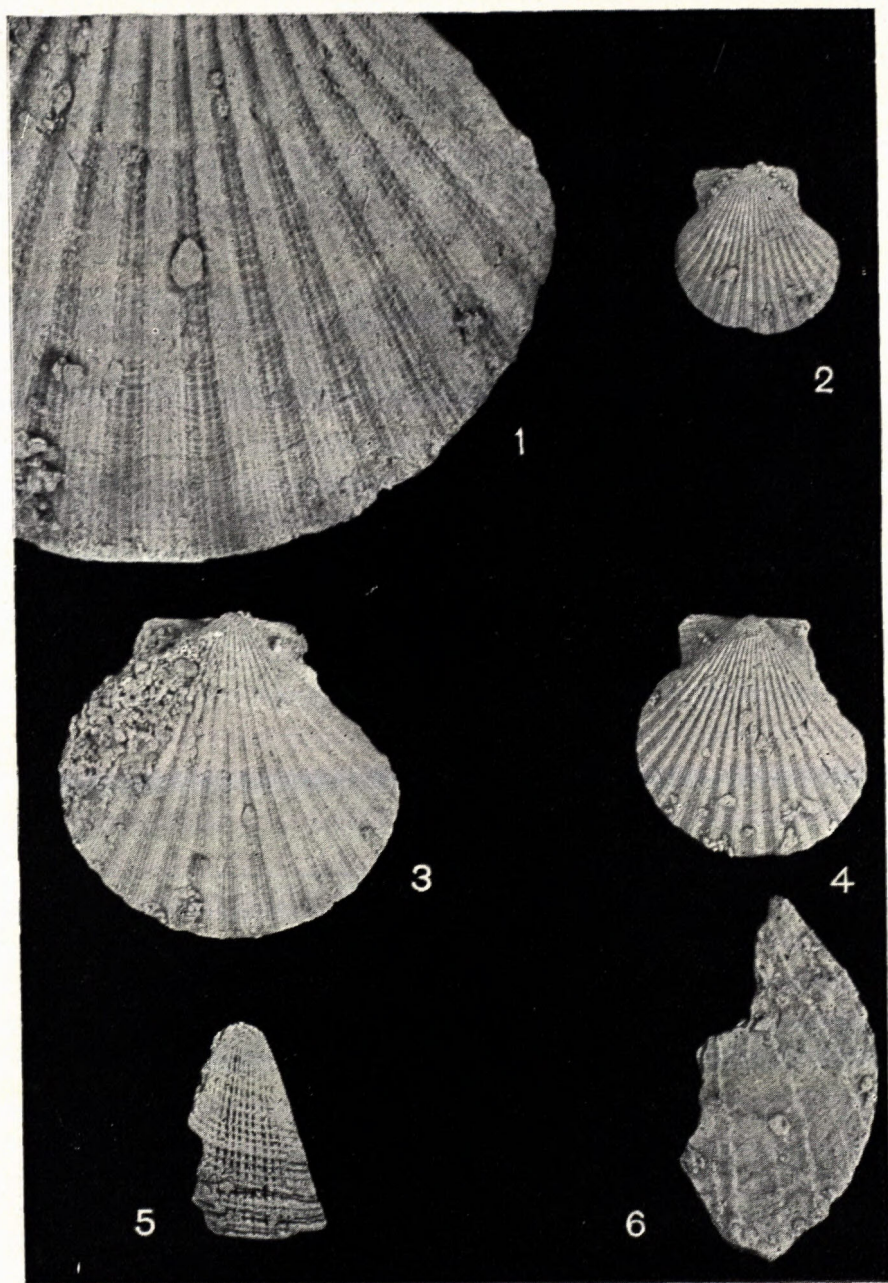


Obr. 4.

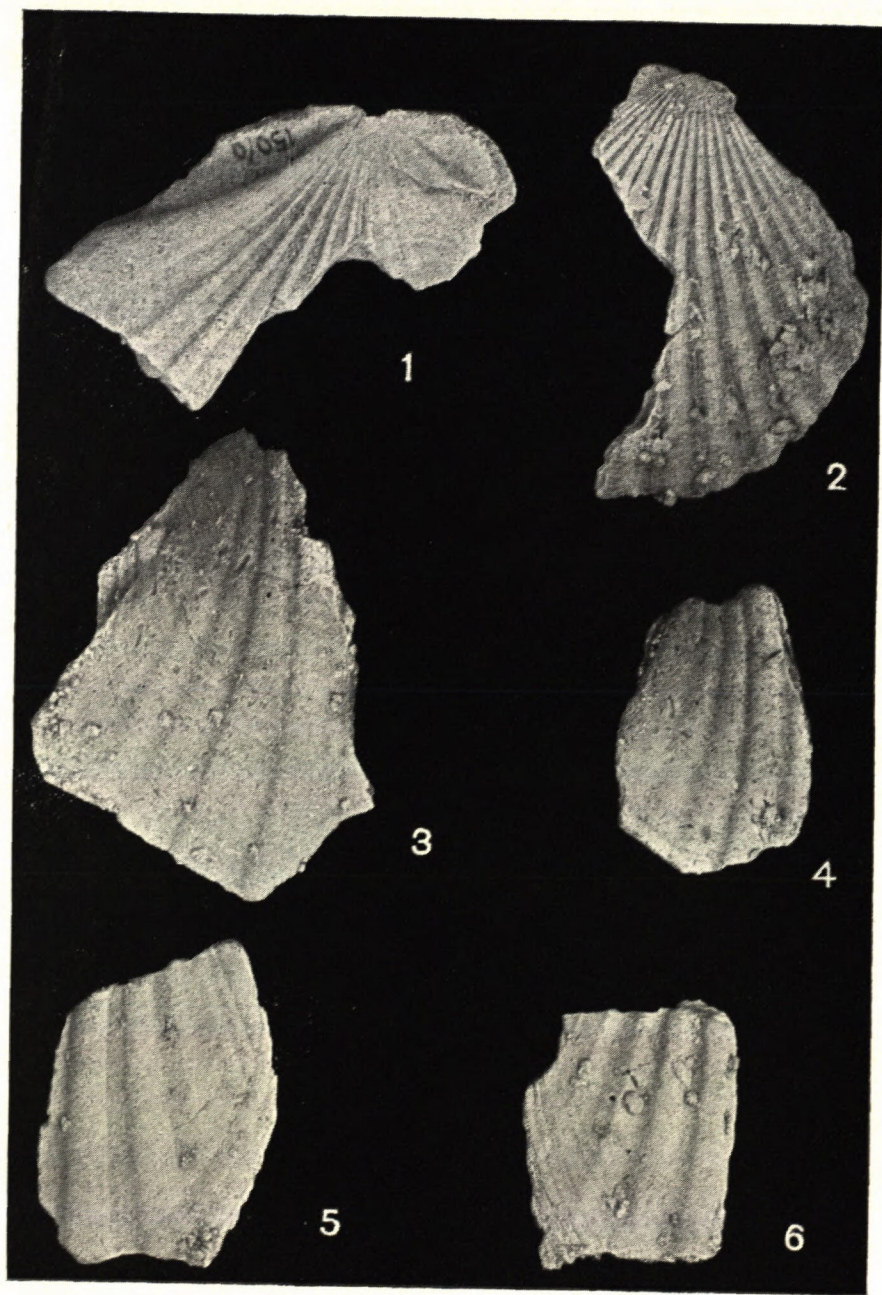
Mikrostruktura travertinu z Podhradí vrt SP-4. Výbrus, nikoly X, zv. asi 15×.



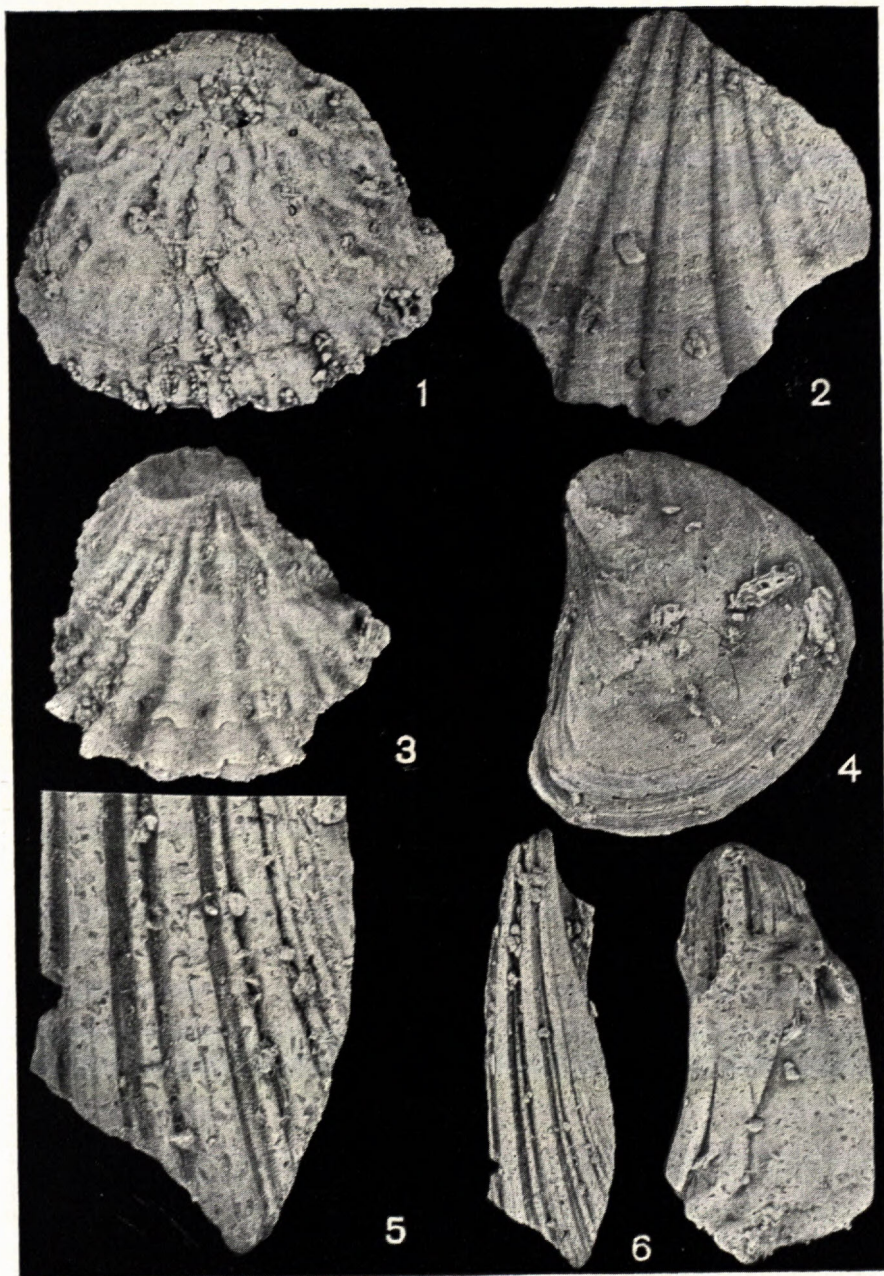
O b r. 1—6. Makrostruktury leštěných vrtných jader travertínu ze Spišského Podhradi ($\frac{1}{3}$ skut. vel.).



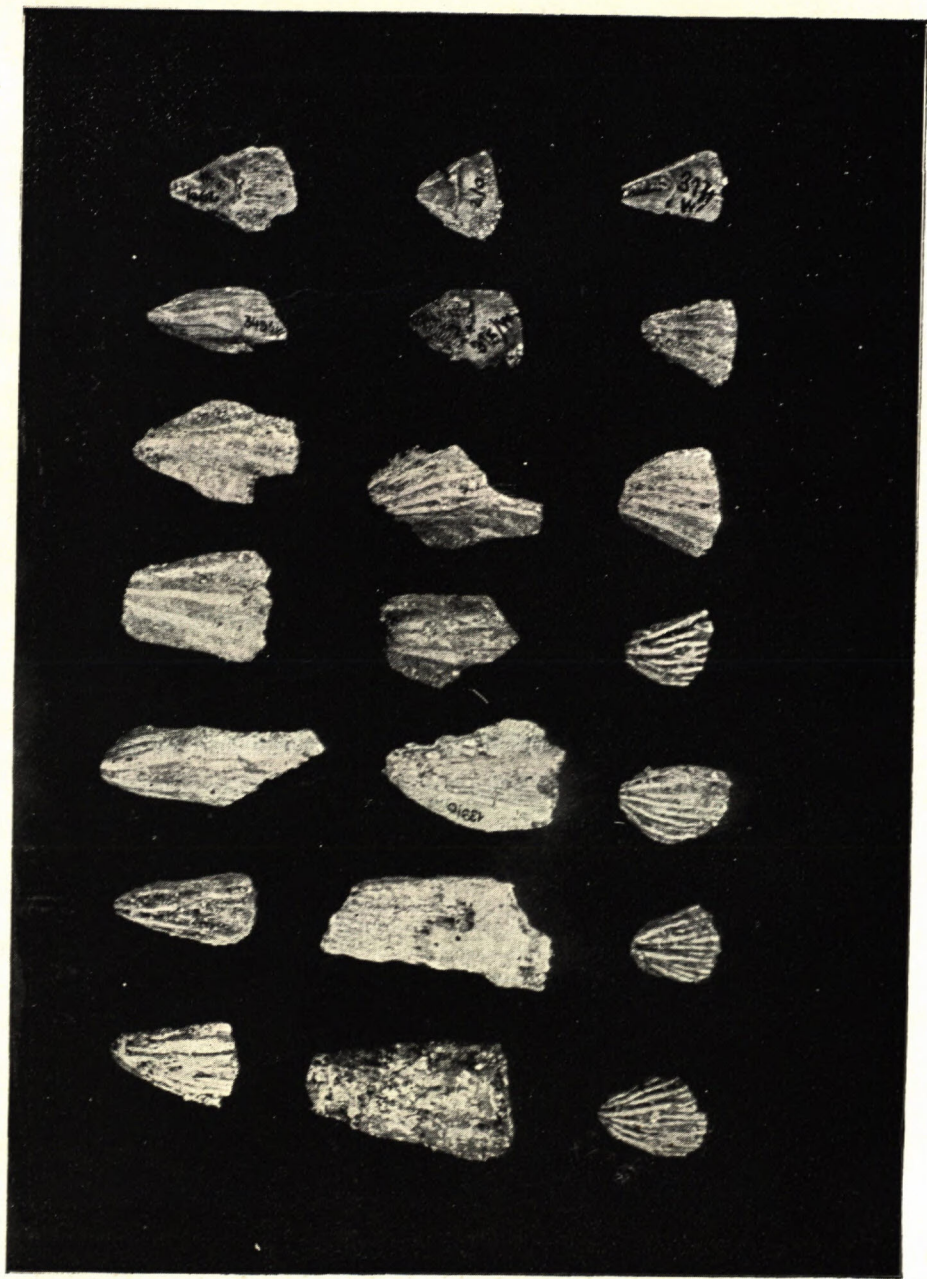
Obr. 1: *Chlamys* cf. *scabrella* Lmk.; povrchová skulptura misky; 3,5×; lok. 42, Winterberg.
— Obr. 2—4: *Chlamys* cf. *scabrella* Lmk.; lok. 42, Winterberg, 1,5×. — Obr. 5. *Balanus*
concavus cf. *concavus* Bronn; scutum, lok. 43, Winterberg, 1,5×. — Obr. 6: *Chlamys*
[*Hinnites*] sp., lok. 42, Winterberg, 1,5×.



Obr. 1: *Chlamys gigas* (Schlotheim), lok. 43, Winterberg, 1,5 $\times$. — Obr. 2: *Chlamys* cf. *scabrella* Lmk., lok. 43, Winterberg, 1,5 $\times$. — Obr. 3–4: *Pecten hornensis* Dep. et Rom., lok. 42, Winterberg, 1,5 $\times$. — Obr. 5–6: *Chlamys* aff. *northamptoni* (Micht.), lok. 43, Winterberg, 1,5 $\times$.



Obr. 1: *Anomia ephippium* cf. *ephippium* L., lok. 42, Winterberg, 1,5×. — Obr. 2: *Pecten hornensis* Dep. et Rom., lok. 42, Winterberg, 1,5×. — Obr. 3–4: *Ostrea edulis* ssp., lok. 42, Winterberg, 1,5×. — Obr. 5: *Chlamys* cf. *jakloweciana* (Kittl), zřetelná retikulární skulptura, lok. 42, Winterberg, 3,5×. — Obr. 6: *Chlamys* cf. *jakloweciana* (Kittl), lok. 42, Winterberg, 1,5×. — Obr. 7: *Balanus concavus* cf. *concavus* Bronn, carinolaterale, lok. 42, Winterberg, 1,5×.



Balanus concavus cf. *concavus* B r o n n, lok. 42 a 43, Winterberg, jednotlivé části schránky, 0,8×.
Všechny fotografie tab. XIII—XVI foto H. Váňová, fotolaboratoř ÚÚG, Praha.
Materiál je uložen ve sbírkách XII. oblasti ÚÚG, Praha.