154/2886

GEOLOGICKÉ PRÁCE

ZPRÁVY 19

GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA

BRATISLAVA 1960

1119 c

Geologický ústav Dionýza Štúra
Knižnica

1566/60

OBSAH

1. Kantor J.: Kriedové a orogenetické procesy v svetle geochronologického výskumu veporidného kryštalinika *(nemecké a anglické resumé)* 5
2. Seneš J.: Príspevok k problémom fosilných brakických biotopov *(nemecké resumé)* 27
3. Maheľ — Kantorová: Alb krížňanskej série na severných svahoch Veľkej Fatry a Nízkych Tatier *(anglické resumé)* 59
4. Leško — Nemčok — Koráb: Flyš Užskej hornatiny *(francúzske a ruské resumé)* 65
5. Marschalko — Volfová: Podmorský zosuv a jeho makrofauna v paleogéne Centrálnych Karpát *(anglické resumé, tab. XI—XIII)* 95
6. Brestenská — Lehotayová: Spodnooligocénne brakické usadeniny s *Rotalia beccarii* (L.) z oblasti Štúrova — južné Slovensko *(nemecké resumé, tab. XV—XVI)* 109
7. Prokšová D.: Mikropaleontologické zhodnotenie terciéru Štúrovskej oblasti *(nemecké resumé, tab. XVII—XX)* 117
8. Ivan Ľ.: Poznámky k vývoju sarmatu s horninami diatomického typu v Ipeľskej tabuli *(nemecké resumé, tab. XIV)* 125
9. Špička V.: K otázce stratigrafické příslušnosti štěrků a pestrých pelitů v širší oblasti Unínského lesa *(německé resumé)* 131
10. Špička V.: Několik nových poznatků ke geologii okolí lázní Smrdáky *(německé resumé)* 141
11. Beňo J.: Výskyt bulanžeritu a evanzitu v Nižnej Slanej 153
12. Ivanov M.: Bázický vulkanizmus gelnickej série v gemeridách 157
13. Čičel B.: Alunogén a kyslé sírany železa z puklín v andezitoch pri Nižnej Myšli *(anglické resumé)* 163
14. Planderová — Snopková: Palynologické vyhodnotenie diatomitového ložiska pri obci Dubravica *(nemecké resumé, tab. I—X)* 171

INHALT

1. Kantor J.: Die kretazischen orogenen Prozesse im Lichte der geochronologischen Untersuchungen kristalliner Schiefer der Kohút-Zone (Tatroveporiden) — The Cretaceous Orogenetic Processes in the Light of Geochronological Research of the Cristalline Schists of the Kohút Zone (Tatroveporids) 5
2. Seneš J.: Beitrag zur Frage der fossilen brakischen Biotope 27
3. Maheľ — Kantorová: The Albian of the „Križná-Series" on the Northern Slope of Veľká Fatra and Nízke Tatry 59
4. Lešku — Nemčok — Koráb: Le flysch des montagnes d'Uh 65
5. Marschalko — Volfová: Fossil Submarine Slide and Its Macrofauna in the Palaeogene of the Central Carpathians (Pl. XI—XIII) 95
6. Brestenská — Lehotayová: Unteroligozäne brackische Ablagerungen mit *Rotalia beccarii* (L.) aus dem Gebiet von Štúrovo-Südslowakei *(Taf. XV—XVI)* . 109
7. Prokšová D.: Mikropalaontologische Auswertung des Tertiärs im Gebiet von Štúrovo *(Taf. XVII—XX)* 117
8. Ivan Ľ.: Bemerkungen zur Entwicklung des Sarmats mit den diatomischen Gesteinen in der Ipeľ-Tafel *(Taf. XIV)* 125
9. Špička V.: Zur Frage der stratigraphischen Lage von Schottern und buniten Peliten in der breiteren Umgebung von Unínsky les 131
10. Špička V.: Einige neue Erkenntnisse zur Geologie der Umgebung des Badeortes Smrdáky 141
11. Beňo J.: Boulangerit und Evansitvorkommen in Nižná Slaná 153
12. Ivanov M.: Der basische Vulkanismus der Göllnitzer Serie in den Gemeriden . 157
13. Čičel — Forgáč: Alunogen and Iron Bisulphates from Fissures in Andesites near Nižná Myšla 163
14. Planderová — Snopková: Die palynologische Auswertung der Diatomit-Lagerstätte bei der Gemeinde Dubravica *(Taf. I—X)* 171

JÁN KANTOR

KRIEDOVÉ OROGENETICKÉ PROCESY V SVETLE GEOCHRONOLOGICKÉHO VÝSKUMU VEPORIDNÉHO KRYŠTALINIKA

(Kohútske pásmo)

(Nemecké a anglické resumé, 3 tab. v texte)

Úvod

Alpsko-karpatská sústava je oblasťou, na geologickej stavbe ktorej sa najvýznamnejšou mierou uplatnili horotvorné procesy alpínskeho veku.

Pri všetkých doterajších výskumoch jednotlivých orogénnych fáz sa vychádzalo z detailných geologických štúdií mezozoických sérií. Z časového a priestorového rozmiestnenia stratigrafických hiátov, transgresií a regresií, faciálnych pomerov atď. sa dedukovali uzávery o charaktere orogénnych pohybov, ich stratigrafickom začlenení, rozsahu, smere a intenzite.

Takýto prístup k riešeniu orogénnych pochodov môže bezpochyby poskytnúť veľmi cenné a precízne údaje, vyžaduje však neobyčajne rozsiahle výskumy od široko založeného geologického mapovania až po detailnú prácu takmer všetkých geologických disciplín (paleontológia, stratigrafia, petrografia atď.).

Predložená práca má byť príspevkom k riešeniu uvedenej problematiky. Pritom nevychádzam v nej teritoriálne z mezozoických sérií, ako tomu bolo pri všetkých doterajších prácach, ale z hlboko metamorfovaného kryštalinika veporíd. I metodika tu použitá je rozdielna — opiera sa o radioaktívny rozpad izotopu K^{40} na A^{40}.

Geologický prehľad

Západné Karpaty bývajú na základe geologických štruktúr členené na *vonkajšie* a *vnútorné Karpaty*.

Na geologickej stavbe vonkajších Karpát popri podradnejšie zastúpených kriedových podieľajú sa hlavne sedimenty paleogénne (magurské, krosnenské, sliezske, podsliezske pásmo . . .).

Hranicu medzi vonkajšími a vnútornými Karpatmi tvorí bradlové pásmo, ktoré

sa tiahne v podobe veľmi úzkeho (niekoľko km) oblúka z okolia Viedne popod neogénne sedimenty Záhorskej nížiny; na povrch sa opäť vynára v okolí Myjavy na záp. Slovensku a odtiaľ pokračuje cez Považie, Oravu, Pieniny, okolie Humenného na Zakarpatskú Ukrajinu k Neresnici. Neobyčajne zložité tektonické pomery jak vo vnútri vlastného bradlového pásma (budovaného hlavne sedimentami jura — paleogén), tak i na jeho styku s rôznymi sériami vonkajších a vnútorných Karpát opísali hlavne Andrusov (1931—45, 1959) a Birkenmajer (1958).

Vnútorné Karpaty, nazývané tiež centrálnym pásmom, zaberajú oblasť južne od bradlového pásma.

K ich najstarším elementom patrí predkarbónske kryštalinikum — tzv. tatroveporidy budujúce predovšetkým jadrové pohoria; s výnimkou Kohútskeho pásma, ktoré je hlavne mezozonálne metamorfované, ide o katametamorfované komplexy.

Hlavná masa paleozoických hornín je koncentrovaná v Spišsko-gemerskom rudohorí.

Mezozoikum zaberá rozsiahle plochy vnútorných Karpát. Podľa staršieho členenia sa rozoznávali (srv. Andrusov 1938) série tatridné, čiže obalové a granidy, čiže subtatranské série, u ktorých sa predpokladala ďalekosiahla príkrovová stavba (spodný subtatranský príkrov — krížňanský, stredný subtatranský — chočský, vyššie subtatranské — strážovský, veternický a nedzovský).

Príkrovovú koncepciu i takéto členenie mezozoika Západných Karpát v najnovšej dobe podrobil kritike M. Maheľ (1959), ako sa o tom ešte zmienim.

Vnútrokarpatský paleogén je významnejšie zastúpený na severnom a severovýchodnom Slovensku.

Neogénne sedimenty sú rozšírené hlavne na južnom a východnom Slovensku a zaplňujú rad vnútorných kotlín.

Rozsiahle oblasti sú prikryté neovulkanitmi (Kremnicko-štiavnické rudohorie, Prešovsko-tokajské pohorie, Vihorlat . . .).

Kryštalinikum kohútskeho pásma

Veporidné kryštalinikum tvorí vnútornejšiu časť tatroveporíd, rozprestierajúcu sa južne a juhovýchodne od tatridnej — ďumbierskej zóny, s ktorou sa tektonicky stýka pozdĺž línie Čertovice. Buduje hlavne východnú časť Nízkych Tatier a rozsiahle územia južne od Hrona.

Geologickú stavbu veporidného kryštalinika objasnil v početných svojich prácach hlavne V. Zoubek (1930—1955), ďalej D. Kubíny (1958, 1959), L. Kamenický (1958), M. Mišík (1953), A. Nemčok (1953), M. Kužvart (1956).

Od severu k juhu bolo veporidné kryštalinikum rozčlenené na: pásmo kraklov-

ské, pásmo Kráľovej hole a pásmo Kohúta. Severnejšie pásma veporíd, ktoré susedia s katametamorfovanými zónami tatríd, sa vyznačujú tiež vyššou intenzitou progresívnej metamorfózy.

Smerom k juhu nadobúda metamorfóza mezo- až epizonálny charakter, ako je tomu v pásme Kohúta, ktoré je lubenickou líniou oddelené od epimetamorfovaného paleozoika Spišsko-gemerského rudohoria.

Významným spoločným rysom, spájajúcim všetky zóny veporidného kryštalinika, je popri menej intenzívnej progresívnej metamorfóze mohutná retrográdna metamorfóza — diaftoréza. Táto postihla zvlášť pásmo kraklovské a pásmo Kráľovej hole. Viedla často k úplnej deštrukcii všetkých minerálnych komponentov pôvodných metamorfovaných hornín a ku kryštalizácii nových asociácií stabilných v podmienkach epizóny (vznik fylonitov, epigranitov a pod.).

Mohutne zastúpenými diaftoritmi sa veporidné kryštalinikum líši od kryštalinika vlastných tatríd, kde došlo len v podstatne menšej miere a na pomerne úzkych pruhoch ku kryštalizácii vyvolanej tektonickými pohybmi.

Najjužnejšie veporidné pásmo — kohútske kryštalinikum je oproti kráľovohoľskej zóne obmedzené mohutnou muránskou líniou.

Na geologickej stavbe kohútskeho kryštalinika sa zúčastňujú: biotitické až dvojsľudné pararuly, ortoruly, dvojsľudné svory, granátické svory, metakvarcity, sericiticko-chloritické fylity, biotitické fylity, piesčité fylity, chloriticko-grafitické až grafitické fylity, kryštalické vápence, magnezity a amfibolity. Granitoidy sú zastúpené počínajúc svetlými leukokrátnymi typmi až po amfibolický kremitý diorit. V súvislosti s masami granitoidov a ortorúl sa vyskytujú rôzne typy migmatitov a kontaktne metamorfovaných hornín.

Diaftoréza sa na uvedených horninách uplatnila s rôznou intenzitou — od mikroskopicky pozorovateľných zmien, postihujúcich hlavne biotit a živce, až po úplne diaftoricky rekryštalizované komplexy.

Z východnej časti kryštalinika kohútskeho pásma, ležiaceho na východ od rieky Rimavy sme vyhotovili niekoľko geochronologických datovaní pomocou kálium-argónovej metódy.

1. Rimavská Baňa. Z kameňolomu na severovýchodnom úpätí Zálužského vrchu (k. 482) medzi Rimavskou Baňou a Rimavicou sme odobrali vzorku metamorfovanej, pôvodne jemne piesčitej sedimentárnej horniny. Hlavnými komponentami sú kremeň a biotit. Posledný sa vyznačuje intenzívnym pleochroizmom v žltohnedavých až gaštanových farbách. Chloritizáciou nie je vôbec postihnutý. Obsahuje podobne ako okolný kremeň drobné mikrolity opakných rúd (Fe, Ti). Okolo rádioaktívnych minerálov pozorovať v ňom pleochroické dvorčeky. Muskovit je len podradne zastúpený. Z akcesórií je zirkón zriedkavý, apatit naproti tomu pomerne hojný. Rudné minerály sú zastúpené hlavne magnetitom a pyritom. Mikroskopicky sú pozorovateľné porfyroblasty granáta.

Biotitový koncentrát z tejto vzorky obsahoval:

K = 5,27 %,

A = 2,34 × 10^{-5}cc/g

z čoho plynie pri λ_K = 6,02 × $10^{-11}r^{-1}$ a λ_β = 4,9 × $10^{-10}r^{-1}$ absolútny „vek"

$$t \doteq 106 \times 10^6 \text{ rokov.}$$

2. Hnúšťa. Severozápadné okolie Hnúšte podľa výskumov Kužvarta (l. c.) budujú biotitické svorové ruly, ktoré ďalej k severu prechádzajú do granátických svorov. Zo svorových rúl až svorov, obnažených lomami pozdĺž hradskej Hnúšťa—Klenovec bola vybraná vzorka na výskum podľa kálium-argónovej metódy.

Hornina je tenkobridličnatá zložená prevažne z kremeňa, podradne z rozložených živcov. Zo sľúd prevláda biotit. Muskovit, ktorý dodáva hornine perleťový lesk, zaberá ca 1/3 z prítomných sľúd. Muskovit vytvára s biotitom častejšie paralelné zrasty (muskovitizácia).

Biotit obvykle nebýva chloritizovaný. Chlorit (klinochlór) bol pozorovaný ojedinele vo forme drobných zhlukov.

Granáty vytvárajú porfyroblasty, ešte častejšie však šošovkovité zhluky až 2 mm dlhé, skladajúce sa z veľkého počtu drobných idiomorfných kryštálikov granátu.

Ďalej sú zastúpené opakné rudy, málo apatitu a minerálov epidot-zoizitovej skupiny.

V biotite okolo mikrolitických uzavrenín sú pleochroické dvorky.

Štruktúra lepidogranoblastická.

Biotitový koncentrát tejto vzorky obsahoval:

K = 4,44 %,

A = 1,37 × 10^{-5} cc/g

$$t \doteq 75 \times 10^6 \text{ r.}$$

3. Muránska Dlhá Lúka. V okolí Muránskej Dlhej Lúky je kohútske kryštalinikum reprezentované najmä pararulami a smerom na západ i svormi. Najsevernejšiu časť územia v okolí Muráňa budujú až po muránsku líniu rôzne typy ortorúl (L. Kamenický 1958).

Neďaleko od severného okraja obce Muránska Dlhá Lúka sa nachádza kameňolom ležiaci blízko hranice styku ortorúl s pararulami a zasahuje sem i úzky pruh granátických svorov.

V lome sme našli horninu bohatú na biotit, ktorá svojím vzhľadom i mineralogickým zložením značne pripomína vzorku od Hnúšte. Obsahuje však len celkom nepatrné množstvo muskovitu. Zato porfýroblasty granátu sú zastúpené hojnejšie a dosahujú väčšie rozmery. Biotit je dobre zachovaný.

Pre biotitový koncentrát z tejto vzorky sme obdržali tieto hodnoty:

K = 5,62 %,
A = 1,885 × 10^{-5} cc/g

$t \doteq 80 \times 10^6$ rokov.

4. Slavošovce. Vzorku zo zárezu potoka severne od železničnej stanice v Slavošovciach, 400 m severovýchodne od kóty 520,1 nám poskytol na geochronologický výskum zo svojho študijného materiálu A. Klinec. Podľa ústneho oznámenia považuje sa táto vzorka za granitizovanú arkózu.

Hornina je silne usmernená, biotitická, s makroskopicky viditeľnými zrnkami živcov a kremeňa.

Mikroskopicky sa kremeň vyznačuje undulóznym zhášaním, draselné živce i plagioklasy sú slabo sericitizované. Biotit s výrazným pleochroizmom je celkom čerstvý. Ďalej sú prítomné: kalcit, apatit, rudný pigment a ojedinelé granáty.

V biotitovom koncentráte z uvedenej vzorky boli zistené tieto obsahy:
K = 6,64 %,
A = 2,92 × 10^{-5} cc/g

$t \doteq 84 \times 10^6$ rokov.

5. Muránska Zdychava. V okolí Muránskej Zdychavy končí hlavné granitoidné teleso vlastného kohútskeho masívu, ktoré prechádza západným smerom do pásma intenzívne granitizovaných rúl a migmatitov.

Asi 750 m južne od Muránskej Zdychavy sme z odkryvu v údolí potoka Zdychavy odobrali vzorku, ktorú sme analyzovali na draslík a argón.

Makroskopicky je hornina silne usmernená so striedajúcimi sa polohami obohatenými o biotit a živce. Posledné vytvárajú tiež drobné do ca 0,5 cm veľké imbibičné očká.

Kremeň je undulózny, živce slabšie sericitizované. Biotit je silne pleochroický s olivovozeleným nádychom pri najsilnejšej absorbcii. Zväčša býva biotit čerstvý, podradnejšie môžeme pozorovať čiastočný rozklad, pričom sa vytvárajú jak minerály epidot-zoizitovej skupiny, tak i drobné mikrolity rutilu. Muskovit sa vyskytuje v celkom malých množstvách. Akcesoricky pristupujú apatit, granát a zirkón.

Biotitový koncentrát z uvedenej vzorky vykázal:
K = 6,21 %,
A = 2,77 × 10^{-5} cc/g

$t \doteq 107 \times 10^6$ rokov.

Z našich geochronologických výskumov pomocou kálium-argónovej metódy vyplýva:

Vo vzorkách hodnota *t* („vek") odpovedá v podstate dobe, od ktorej sa v terajšej mriežke biotitu začal koncentrovať rádiogénny argón, vznikajúci v dôsledku rádioaktívneho rozpadu izotopu K^{40}.

Do prvej skupiny patria vzorky od Hnúšte, Muránskej Dlhej Lúky a Slavošoviec, ktoré neobsahujú žiaden argón starší ako 74—84 miliónov rokov.

Vyšším obsahom rádiogénneho argónu sa vyznačujú vzorky od Muránskej Zdychavy a Rimavskej Bane (t = 105—106 miliónov rokov).

Hranice kriedy sa v absolútnej stratigrafickej škále udávajú medzi 60 a 130 miliónmi rokov. Do tohto obdobia musíme zaradiť orogénne procesy, ktoré z hľadiska retentivity argónu naposledy výrazne ovplyvnili i nami skúmané kryštalické bridlice kohútskeho pásma.

Nebude preto bez zaujímavosti všimnúť si sedimentačné pomery v kriede, a to tak v centrálnom ako aj v bradlovom pásme a získať tak ucelenejší pohľad na alpínske fázy vrásnenia.

Vývoj mezozoických sérií

V najnovšej dobe zhrnuli výsledky dlhoročných geologických výskumov z karpatského mezozoika hlavne Andrusov (1959) a Maheľ (1959). Celý rad ďalších článkov sa zaoberá špeciálnymi otázkami geologickej stavby kriedových území.

Pre mezozoikum Centrálnych západných Karpát sa v starších syntetických prácach zdôrazňovala pásmová a príkrovová stavba, ktorú zastával u nás hlavne Andrusov. V mezozoiku sa vyčlenili jednak *obalové série* spočívajúce na kryštalických jadrách (vysokotatranská, lubochnianska, šiprúnska, ďumbierska), jednak *ďalekosiahle príkrovy* (krížňanský alebo spodnosubtatranský, chočský čiže stredný subtatranský, a vyššie subtatranské — strážovský, veternický a nedzovský) nasunuté na veľké vzdialenosti (do ca 50 km) z južných „koreňových zón" (= veporidy) k severu. Osobitné postavenie zaujíma gemeridné mezozoikum. Maheľ (1959) vypracoval naproti tomu novú koncepciu historického vývoja centrálnokarpatského mezozoika, podľa ktorej nie je možné pripustiť ani príkrovovú stavbu ani pásmové rozloženie mezozoických sérií. Rozoznáva 2 skupiny sérií.

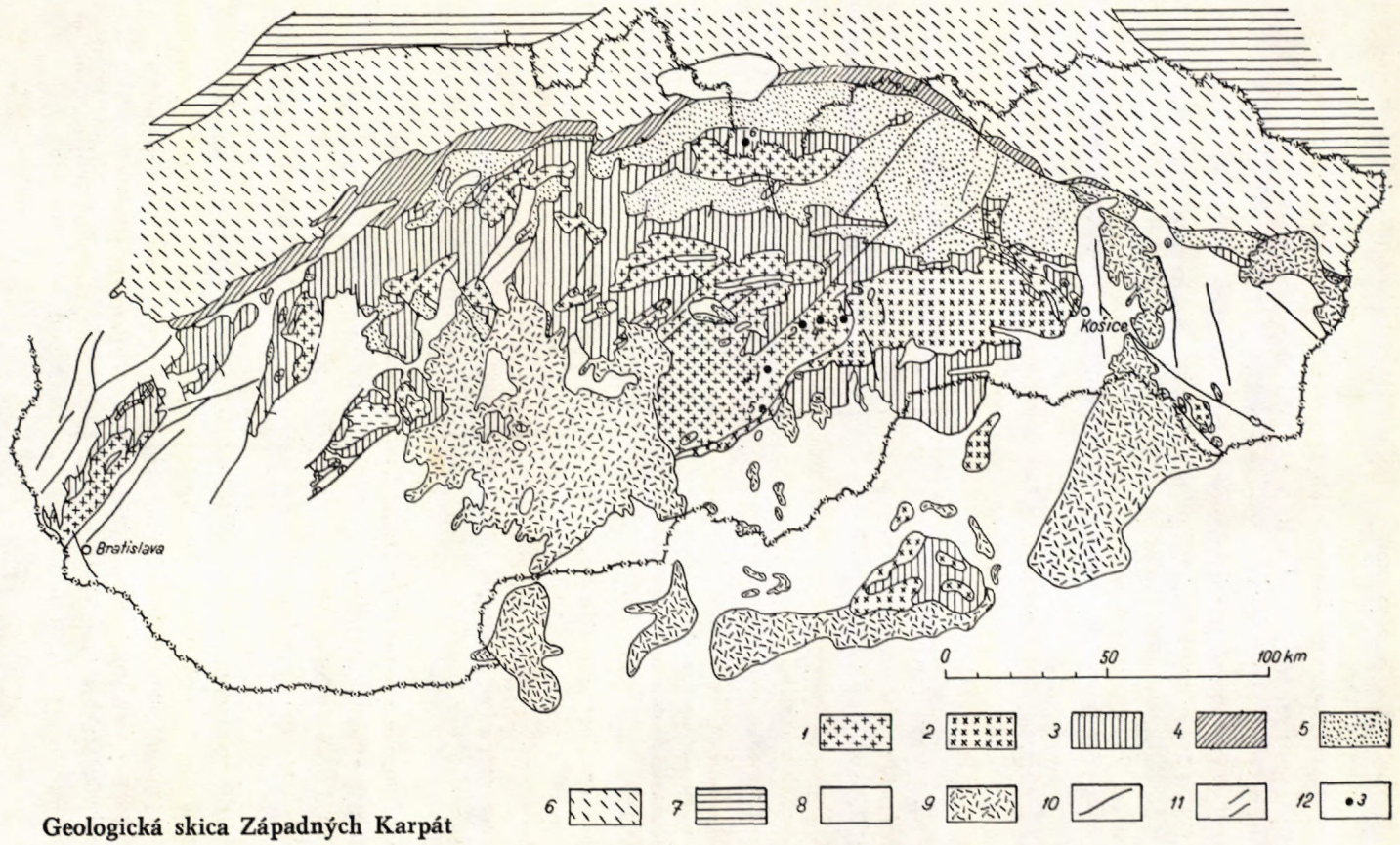
K prvej začleňuje *severogemeridnú, juhogemeridnú* a *chočskú sériu*, z ktorých každá sa vyznačuje osobitným vývojom triasu.

Do druhej skupiny zahrňuje série vykazujúce v triase len menšie odchýlky, pričom však u jury a spodnej kriedy pozorujeme v každej z nich zvláštny vývoj.

Sú to: *krížňanská séria, série západokarpatské* (vysocká, belanská, Červenej Magury, manínska, vysokotatranská a humenská) a *západoslovenské* (malokarpatská, inovecká, malomagurská, žiarska, malofatranská a veľkofatranská).

Stratigrafické rozpätie jednotlivých sérií centrálnokarpatského mezozoika:

1. *juhogemeridná:* spodný trias — lias;
2. *severogemeridná:* spodný trias — lias;



Geologická skica Západných Karpát

1. kryštalinikum tatroveporíd; 2. paleozoikum; 3. mezozoikum vnútorného pásma; 4. mezozoikum bradlového pásma; 5. paleogén vnútrokarpatský; 6. paleogén magurského a bradlového pásma; 7. paleogén vonkajšieho flyšového pásma; 8. neogén; 9. neovulkanity; 10. významné zlomy; 11. menšie zlomy; 12. lokality geochronologicky spracovaných vzoriek (1 — Hnúšťa, 2 — Mur. Dlhá Lúka, 3 — Slavošovce, 4 — Mur. Zdychava, 5 — Rim. Baňa, 6 — Wielka Rówien pod Giewontom).

3. *chočská:* spodný trias — neokom;
4. *krížňanská:* spodný trias — cenoman;
5. *západokarpatské série:* trias — cenoman; u manínskej a vysokotatranskej série bolo prerušenie sedimentácie v spodnom albe — vrchnom neokome.
6. *západoslovenské série:* v dôsledku prerušenia sedimentácie v kriede neokom buď nie je vôbec zastúpený, alebo je len neúplne vyvinutý. Série končia albom až cenomanom; v malokarpatskej sérii je medzi aptom a albom prerušenie.

*

Napriek tomu, že členenie centrálnokarpatského mezozoika nie je jednotné, môžeme z doterajších výskumov pre paralelizáciu s metamorfnými procesmi dobre použiť hlavne poznatky o rozložení stratigrafických hiátov.

Na sever od centrálnokarpatského mezozoika sa tiahne z okolia Viedne cez Považie, Oravu, Pieniny až do Marmarošskej oblasti v Zakarpatskej Ukrajine bradlové pásmo.

Kriedové sedimenty sú významnou mierou zastúpené v tomto úzkom pruhu, ktorý tvorí hranicu medzi oboma veľkými štruktúrnymi jednotkami — vnútornými a vonkajšími Karpatmi.

Na území Slovenska sa detailným výskumom bradlového pásma zaoberal hlavne D. Andrusov (1926—1959), od ktorého pochádza tiež štvorzväzková monografia *„Geologický výskum vnútorného bradlového pásma v západných Karpatoch* (1931, 1938)".

Výsledky zo štúdií poľskej časti bardlového pásma zhrnul najnovšie Birkenmajer (1958) v diele *„Przewodnik geologiczny po pienińskim pasie skatkowym"* I—IV.

K vlastným bradlovým sériám sa v Poľsku od severu smerom k južnejším, vnútorným pásmam počítajú série czorstyńská, niedzická, braniská a pienińská. Na Slovensku sú to: csorsztynská, kysucká a pieninská.

Stratigrafické rozpätie czorsztynskej série v Poľsku je podľa Birkenmajera: lias — turón. Pritom sa v kriede predpokladá neprerušená sedimentácia od spodného neokomu po turón vo flyšovom vývoji.

Detailné výskumy v slovenskej časti csorsztynskej série ukázali, že neokom tu nebýva vyvinutý a naopak stredná krieda má miestami zreteľne transgresívny charakter (Andrusov et al. 1959).

V pieninských sériách bolo možné v celom rozsahu bradlového pásma tak na Slovensku (Andrusov l. c.) ako aj v Poľsku (Birkenmajer l. c.) preukázať súvislú sedimentáciu od liasu po turón bez stratigrafických hiátov.

Turónskym flyšom končí strednokriedová sedimentácia v bradlovom pásme. Po stratigrafickom hiáte medzi turónom a najspodnejším senónom zaznamenávame v bradlovom pásme všeobecnú transgresiu santón — kampanskú.

Vrchnokriedová transgresia zasiahla okrem bradlového pásma i centrálnokarpatskú oblasť.

V Brezovskom pohorí leží diskordantne na triase súvrstvie paleontologicky preukázané ako koniak-maestricht.

Najnovšie opísal transgresívnu vrchnú kriedu z Pohronia od Šumiaca Bystrický (Andrusov — Bystrický 1959). Radiolitové vápence tu ležia na triase a liase Muránskeho krasu.

Podobné postavenie majú senónske (santón) zlepence z Upponského pohoria v Maďarsku (Füllöp J. 1959).

Paleontologicky nedoložený (avšak pravdepodobný) transgresívny senón sa vyskytuje pri Drienovci okr. Moldava na Slovensku a pri Rudabáni v Maďarsku.

V magurskom a krosnenskom pásme je dlhý hiát v kriede ukončený tiež kampanskou transgresiou.

Stratigrafické rozpätie jednotlivých sedimentačných cyklov a hiátov podávam schematicky na tab. 1, vyhotovenej hlavne podľa údajov Maheľa (l. c.) a Andrusova (l. c.).

Absolútny vek albu vysokotatranskej série

Pre centrálnokarpatské mezozoikum jestvujú viac alebo menej detailne stratigrafické členenia opierajúce sa o paleontologické nálezy.

Zatiaľ však celkom chýbajú údaje o absolútnom veku sedimentárnych členov mezozoických sérií, hoci tieto majú značný význam pri celkovej paralelizácii údajov o sedimentárnych, eruptívnych i metamorfovaných horninách.

Z uvedeného dôvodu sme vyhotovili i geochronologické datovanie sedimentárneho súvrstvia, čím sa získali podklady pre paralelizáciu veporidných alpínsky „prepracovaných" kryštalických bridlíc s centrálnokarpatským mezozoikom.

Zvlášť vhodným pre tento účel sa ukázal glaukonitický vápenec z albu vysokotatranskej série vo Vysokých Tatrách.

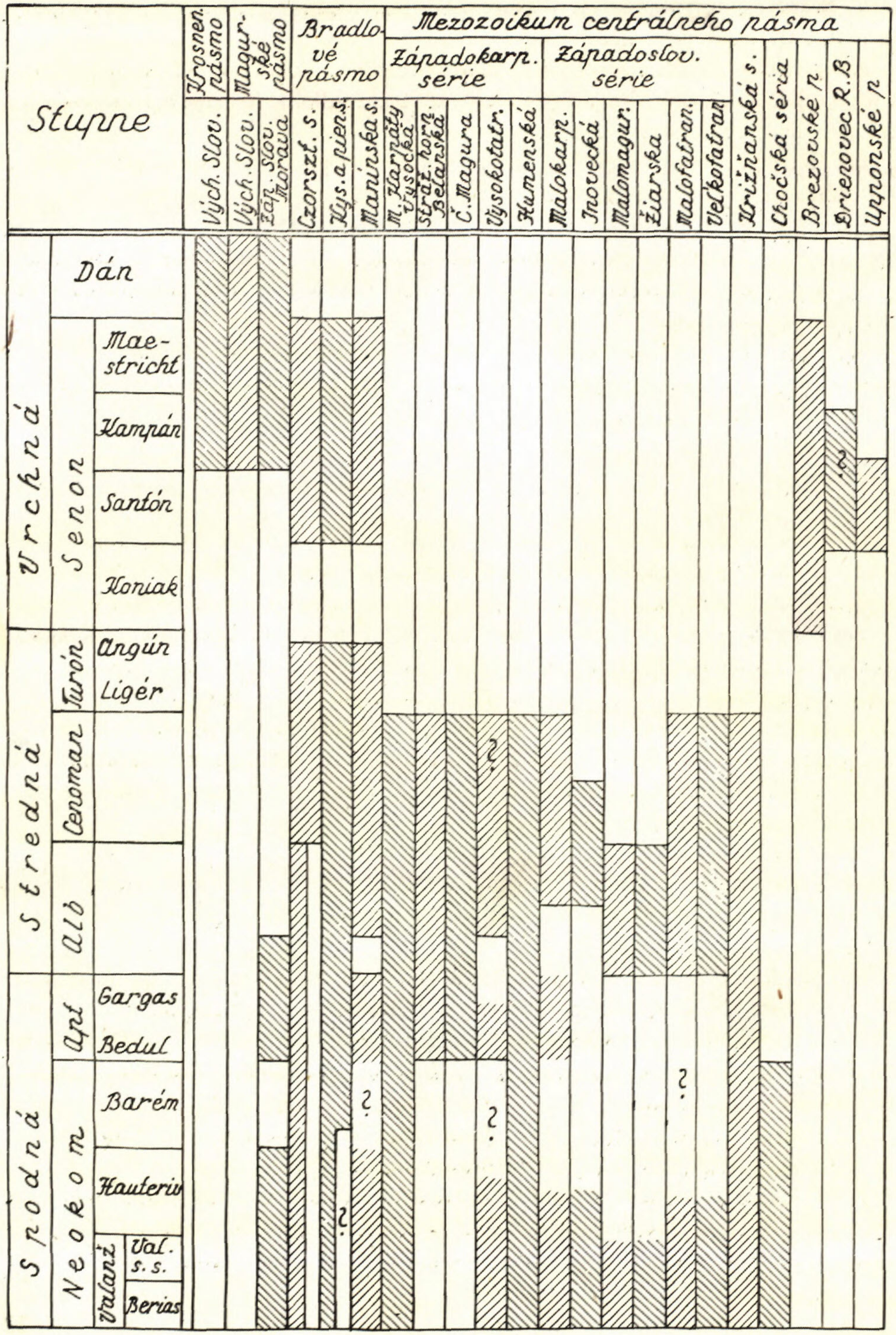
Na lokalite Wielka Rówien pod Giewontom v poľskej časti Vysokých Tatier zistil Passendorfer (1929) glaukonitický vápenec, ktorý leží v 30 až 40 cm mocnej polohe na nerovnom povrchu urgónskeho (vrchný neokom) vápenca.

Glaukonitický vápenec obsahuje vedľa početnej mikrofauny i hojnú makrofaunu, a to: *Holaster laevis, Terebratula dutempleana, Plicatula inflata, Inoceramus concentricus, Phylloceras velledae, Turrilites catenatus, Desmoceras latidorsatus, Uhligella convergens, Uhligella rebouliana, Hoplites dentatus* a *Neohibolites minimus.*

Na základe uvedenej fauny patrí glaukonitický vápenec z tejto lokality k strednému albu, pásmu III, zóna s *Hoplites dentatus.*

Nad glaukonitickým vápencom ležia piesčité sliene bez skamenelín. Nad nimi vystupujú sliene s *Phylloceras velledae, Kosmatella agassizi, Holcoscaphites meriani, Stoliczkaia dispar, Neohibolites minimus;* tieto sliene patria vrchnému albu.

Tabuľka 1


Stupne
Krosnen. pásmo
Magurské pásmo
Bradlové pásmo
Mezozoikum centrálneho pásma
Západokarp. série
Západoslov. série
Vých. Slov.
Vých. Slov.
Záp. Slov. Morava
Czorszt. s.
Kys. a piens.
Manínska s.
M. Karpaty Vysocká
Strаž. horn. Belanská
Č. Magura
Vysokotatr.
Humenská
Malokarp.
Inovecká
Malomagur.
Žiarska
Malofatran.
Veľkofatran.
Križňanská s.
Chočská séria
Brezovské p.
Drienovec R.B.
Upponské p.
Urchná
Stredná
Spodná
Senon
Turón
Cenoman
Alb
Apt
Neokom
Valanž
Dán
Maestricht
Kampán
Santón
Koniak
Angún
Ligér
Gargas
Bedul
Barém
Hauteriv
Val. s. s.
Berias
?

Glaukonitické vápence sú vo Vysokých Tatrách známe i z iných lokalít, avšak tieto nie sú úplným stratigrafickým ekvivalentom glaukonitických vápencov z Wielkej Równi. Odpovedajú iným pásmam albu.

Pre kriedu vysokotatranského pásma je vcelku charakteristické prerušenie sedimentácie vo vrchnom neokome a spodnom albe a transgresívny charakter sedimentov stredného albu.

Z glaukonitických vápencov Wielkej Równe sme vyseparovali glaukonit pre geochronologické datovanie. V súlade s doterajšími výskumami treba glaukonit považovať za autigénny minerál, ktorý vznikol syngeneticky s okolnou sedimentárnou horninou počas diagenetických procesov.

Z tohto hľadiska je glaukonit zvlášť vhodný minerál pre určovanie absolútneho veku sedimentov a na vypracovanie absolútnej geochronologickej škály.

Glaukonit z glaukonitického vápenca z Wielkej Równe obsahoval podľa našich výskumov:

$K^{40} = 0{,}709 \times 10^{-5}$ g/g

$A = 2{,}171 \times 10^{-5}$ cc/g

Pri $\lambda_K = 6{,}02 \times 10^{-11}\,r^{-1}$ a $\lambda_\beta = 4{,}9 \times {}^{-10}r^{-1}$ odpovedá uvedeným hodnotám absolútny vek.

$$t \doteq 88 \times 10^6 \text{ rokov.}$$

Nami určený absolútny vek je v dobrom súlade nielen s geologickými údajmi, ale aj s geochronologickým členením kriedových sedimentov vypracovaným sovietskymi autormi (Amirhanov — Magatajev — Brandt, 1957).

Uvedení autori vypracovali geochronologické vyhodnotenie glaukonitov z biostratigraficky dobre charakterizovaných sedimentov. Ich údaje sú zahrnuté do pripojenej tabuľky 2. Výpočty sa opierajú o rovnaké hodnoty rádioaktívnych konštánt, ako sme použili pre vzorku v Wielkej Równe.

Paralelizácia geochronologických údajov kryštalinika s geologickým vývojom mezozoika

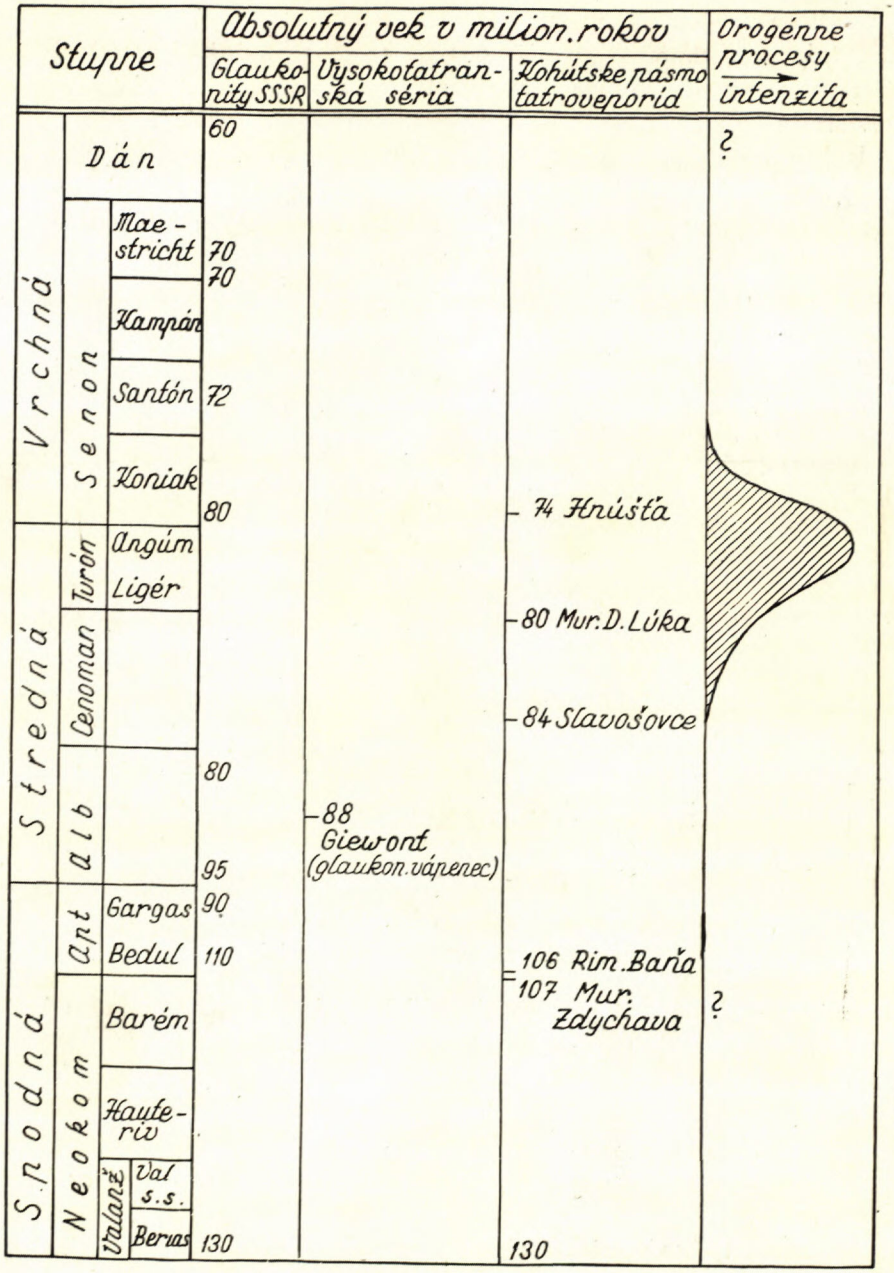
Pri celkovom zhodnotení geochronologických výsledkov z veporidného kryštalinika a vysokotatranského sedimentárneho albu treba konštatovať:

Doterajšie údaje získané aplikáciou kálium-argónovej metódy na kryštalických bridliciach kohútskeho pásma veporíd môžeme zadeliť do dvoch skupín.

Do prvej patria vzorky od Hnúšte, Muránskej Dlhej Lúky, Slavošoviec a Chyžného. U nich sa v mriežkach biotitu *začal koncentrovať argón pred ca 74—84 miliónmi rokov.*

Z porovnania týchto vzoriek s absolútnym vekom strednoalbského glaukonitu z vysokotatranskej série tiež vyplýva, že k hromadeniu rádiogénneho argónu u nich došlo *až po albe.*

Tabuľka 2


Stupne
Absolutný vek v milion. rokov
Glaukonity SSSR
Vysokotatranská séria
Kohútske pásmo tatroveporid
Orogénne procesy → intenzita
Vrchná
Stredná
Spodná
Dán
Senon
Maestricht
Kampán
Santón
Koniak
Turón
Angúm
Ligér
Cenoman
Alb
Apt
Gargas
Bedul
Neokom
Barém
Hauterív
Valanž
Val s.s.
Berias
60
70
70
72
80
80
90
95
110
130
130
? Hrúšťa
80 Mur. D. Lúka
84 Slavošovce
88 Giewont (glaukon. vápenec)
106 Rim. Baňa
107 Mur. Zdychava
?

Podľa údajov Amirhanova — Magatajeva — Brandta (l. c.) je senón dobre charakterizovaný absolútnymi vekmi: 72 miliónov rokov pre santón, 70 miliónov rokov pre vrchnú hranicu kampanu a rovnakou hodnotou pre maestricht.

Pre strednú kriedu máme zatiaľ len pomerne málo údajov. Pravdepodobné rozpätie v absolútnej stratigrafickej škále je medzi 80—95 miliónov rokov.

Keď vezmeme do úvahy naše doterajšie údaje, i absolútnu škálu Amirhanova — Magatajeva—Brandta, vyplýva z nich tento uzáver:

Hlavné orogenetické procesy, ktorým boli naposledy vystavené kryštalické bridlice pásma Kohúta, prebehli v období pred 75—85 miliónmi rokov. Toto rozpätie absolútnych hodnôt odpovedá stratigrafickému intervalu koniak — vrchná časť strednej kriedy. Horotvorné pochody tohto obdobia spadajú tedo do subhercýnskej fázy alpínskeho orogénu.

Táto fáza sa na základe doterajších výskumov vyznačovala v študovanej časti tatroveporidného kryštalinika neobyčajnou intenzitou. Mala v mnohých prípadoch za následok úplné uvoľnenie rádiogénneho argónu zo sľud. O probléme diaftorézy a alpinského magmatizmu z hľadiska geochronológie píšem detailne na inom mieste.

Vzhľadom na to, že sa táto fáza tak výrazne prejavila vo veporidnom kryštaliniku, treba s ňou spájať i najintenzívnejšie pohyby v nadložných mezozoických sériách Centrálnych západných Karpát. S ňou by bolo možné dať do súvisu väčšie násuny a príkrovovú stavbu mezozoika.

Pomery zistené v kryštaliniku môžeme v tomto ohľade dobre paralelizovať s pomerne dobre prepracovanými mezozoickými oblasťami.

Tak v centrálnom pásme na Slovensku, ako aj v Upponskom a Rudabánskom pohorí v Maďarsku pozorujeme diskordantné a transgresívne uloženie vrchnokriedových sedimentov na starších útvaroch. Analogickou pozíciou sa vyznačuje aj vrchná krieda v bradlovom pásme. *Zvrásnenie mezozoika, ktoré predchádzalo vrchnokriedovej transgresii, odpovedá geochronologicky zisteným orogenetickým procesom tatroveporíd.*

Subhercýnskej fáze vrásnenia sa pripisuje na základe najnovších výskumov mezozoika značný význam (Andrusov 1950, Maheľ 1959, Andrusov — Bystrický 1959).

Podľa Andrusova a Bystrického vznikli počas tejto fázy subtatranské i pieninské príkrovy.

Vo fáze subhercýnskej vznikli podľa Birkenmajera (l. c.) príkrovy: pieninský, braniský a niedzický, ktoré sa nasunuli na czorstynskú sériu. Počas laramskej fázy sa odohralo: a) nasunutie pieninskej a braniskej série ako i jarmuckých a pestrých vrstiev na púchovské sliene; b) nasunutie manínskej a haligoveckej série a subtatranských príkrokov. Vlastnú tektoniku bradlovú a diapírovú kladú Andrusov a Bystrický do sávskej fázy vrásnenia.

Kryštalinikum nami študovanej časti *veporid má výrazné známky po subhercýnskej fáze vrásnenia.* Pozoruhodné je, že *zatiaľ neboli zistené zreteľné vplyvy laramskej fázy.*

Uvedené skutočnosti môžeme najlepšie vysvetliť tým, že subhercýnska fáza sa vyznačovala neobyčajnou intenzitou, kým laramská bola ďaleko slabšia, a nijako neovplyvnila retentivitu argónu v sľudách.

Birkenmajerov *predpoklad o nasunutí manínskej série a subtatranských elementov* do oblasti bradlového pásma *počas laramskej fázy* sa v takomto prípade stáva veľmi *problematickým.*

Náš geochronologický výskum svedčí skôr v prospech druhého názoru, podľa ktorého takéto *násuny* boli *spôsobené horotvornými pochodmi subhercýnskej fázy.*

Podľa najnovších výskumov mezozoika centrálneho pásma (Kantorová — Andrusov 1958, Maheľ 1959) siaha sedimentácia v týchto sériách po alb-cenomanské súvrstvie s rôzne dlhými hiátmi v spodnej kriede (Maheľ l. c.).

Transgresívnemu charakteru albu vo vysokotatranskej a manínskej sérii sa v minulosti (Andrusov 1938) pripisoval veľký význam. Pohyby, ktoré predchádzali transgresii, sa označovali ako „pieninská fáza" vrásnenia a spájala sa s ňou príkrovová stavba mezozoika. Podľa nových výskumov (Andrusov 1959, Maheľ 1959) ide o tektonické pohyby na obmedzenom priestore.

Od analogických zdvihov v južnejšej časti centrálneho pásma odvodzuje Maheľ (l. c.) stratigrafické hiáty v spodnej kriede u západoslovenských a časti západokarpatských sérií. Intenzita zdvihov stúpala všeobecne v strednej kriede a prejavila sa plytkovodnejšou flyšovou sedimentáciou alb-cenomanskou, i postupným premiestňovaním sedimentačného priestoru z centrálneho pásma (Maheľ l. c.).

V súvislosti s týmito pohybmi si zasluhujú pozornosť i ďalšie geochronologické údaje z veporidného kryštalinika. Sú to vzorky od Rimavskej Bane a Muránskej Zdychavy. Podľa pomeru rádiogénneho argónu k draslíku im odpovedá „vek" 106—107 miliónov rokov.

Pravda, interpretácia týchto údajov nie je jednoznačná už vzhľadom na to, že sa tu veľmi intenzívne prejavila mladšia subhercýnska orogénna fáza.

Ak by sa dalo predpokladať, že tieto vzorky pochádzajú z pásiem tektonicky „tienených" počas subhercýnskej fázy do tej miery, že ňou vôbec nebol ovplyvnený obsah rádiogénneho argónu, potom by bolo treba pripustiť vo veporidnom kryštaliniku i intenzívnejšie pohyby predalbské vo vrchnom neokome až apte.

Petrografický výskum veporidného kryštalinika však ešte nepokročil natoľko, žeby bolo možné i na mineralogických komponentoch odlíšiť produkty vývojových etáp spätých s jednotlivými tektonometamorfovanými procesmi.

Skôr tu treba pripustiť druhú alternatívu. Vzorky kryštalických bridlíc s vyšším obsahom argónu, odpovedajúcich spodnej kriede, predstavujú horniny, z ktorých nebol počas subhercýnskej fázy argón celkom vypudený. Ostalo v nich len málo

predkriedového rádiogénneho argónu, ktorý spolu s rádiogénnym argónom vytvoreným od subhercýnskej fázy podnes posunuje ich „zdánlivý vek" do spodnej kriedy.

Problém retentivity argónu a jej významu pri interpretácii geochronologických výskumov presahuje rámec tejto práce. Nebudem sa ním preto na tomto mieste podrobnejšie zaoberať.

Záver

Záverom môžeme teda zhrnúť: geochronologický výskum juhovýchodnej časti veporského kryštalinika (kohútskej zóny) ukázal, že *poslednou najintenzívnejšou orogénnou fázou, ktorá toto územie postihla, bola subhercýnska fáza pred 75—85 miliónmi rokov.* S ňou sú späté zmeny vo vlastnom kryštaliniku a mohutné tektonické pohyby doprevádzané *presunmi mezozoických más* v centrálnom i v bradlovom pásme. Diaftoréza veporidného kryštalinika je hlavne alpinského veku.

Laramská fáza vrásnenia na rozhraní kriedy a paleogénu sa nemohla podľa výsledkov doterajšieho geochronologického výskumu kryštalinika zďaleka vyznačovať takouto intenzitou.

Doba albskej transgresie na vysokotatranskej sérii sa odohrala podľa káliumargónovej metódy v absolútnej stratigrafickej škále *pred 88 miliónmi rokov.*

Použitie geochronologických metód umožnilo nám získať nové — na doterajších výskumoch nezávislé — dáta o prejavoch alpínskeho orogénu v časti tatroveporidného kyštalinika a tieto bližšie charakterizovať.

Ukázalo sa, že celý rad procesov zistených najnovšie v mezozoických sériách (Maheľ 1959, Andrusov—Bystrický 1959 atď.) môžeme sledovať neodvislými geochronologickými metódami i v hlbšie metamorfovaných jednotkách kryštalinika.

Geologický ústav D. Štúra
v Bratislave

LITERATÚRA

[1] Andrusov D., 1931—1945: Geologický výskum vnútorného bradlového pásma v Západných Karpatoch. Praha—Bratislava. — [2] Andrusov D., 1959: Geológia československých Karpát II. Bratislava. — [3] Andrusov D. — Bystrický J., 1959: O význame subhercýnskej fázy vrásnenia v Západných Karpatoch. Geol. sbor. X, 2. Bratislava. — [4] Andrusov D. — Scheibner E. — Scheibnerová V. — Zelman J., 1959: O transgresiách a regresiách kriedy vo vnútornom bradlovom pásme. Geol. sbor. X, 2. Bratislava. — [5] Birkenmajer K., 1958. Przewodnik geologiczny po pienińskim pasie skalkowym. Warszawa. — [6] Fülöp J., 1959: Melovyje obrazovania Vengrii. Konferencia po mezozoju. Budapest. — [7] Kantorová V. — Andrusov D., 1958: Mikrobiostratigrafický výskum strednej a vrchnej kriedy Považia a Oravy. Geol. sborník IX, Bratislava. — [8] Kubíny D., 1958: Poznámky o geológii, tektonike a metamorfizme južne od Hrona. Geologické práce, Zprávy 12. Bratislava. — [9] Kubíny D., 1959: Zpráva o prehľadnom geologickom mapovaní v širšom okolí Kráľovej hole. Geologické práce, Zprávy 16. Bratislava.

— [10] Maheľ M., 1959: Nové členenie a pohľad na historicko-geologický vývin mezozoika centrálnych Karpát. Geologické práce, zoš. 55. Bratislava. — [11] Maheľ M., 1959a: Razvitie mezozoja v Západných Karpatoch. Konferencia po mezozoju. Budapest. — [12] Mišík M., 1953: Geologické pomery medzi Jelšavou a Štítnikom. Geol. sborník IV. Bratislava. — [13] Nemčok A., 1953: Geologická stavba oblastí medzi Rimavskou Baňou a Sirkom. Geol. sborník IV. Bratislava. — [14] Passendorfer E., 1929: Studium stratigraficzne i paleontologiczne nad kreda serie wierchovej v Tatrach. Trav. serv. géol. Pologne II. Warszawa. — [15] Zoubek V., 1936: Poznámky o krystaliniku Západních Karpat. Věstník St. G. Ú. XII. Praha. — [16] Zoubek V., 1930: Geologické studie z koreňové oblasti subtatranské a zon sousedních jižně Podbrezové. Věst. St. G. Ú. VI. Praha. — [17] Zoubek V., 1931. Tektonická skizza širšího okolí Brezna nad Hronem. Věst. St. G. Ú. VII. Praha. — [18] Zoubek V., 1935: Tektonika Horehroní a její vztah k vývěrům minerálních zřídel. Věst. St. G. Ú. XI. Praha. — [19] Zoubek V., 1955: Zpráva o výzkumu východní části pásma Kohúta. Zprávy o geol. výzkumu v r. 1956. Ústřed. ústav geol. Praha.

JÁN KANTOR

DIE KRETAZISCHEN OROGENEN PROZESSE IM LICHTE DER GEOCHRONOLOGISCHEN UNTERSUCHUNGEN KRISTALLINER SCHIEFER DER KOHÚT — ZONE (TATROVEPORIDEN)

Die Grenze zwischen den äusseren und inneren Westkarpaten wird durch die Klippenzone gebildet. Sie zieht sich in der Form eines sehr engen (einige Km) Bogens von der Umgebung von Wien in Österreich unter den neogenen Sedimenten der Ebene Záhorská nížina erscheint bei Myjava in der Westslovakei wieder auf der Oberfläche und verläuft über das Waag-Tal, das Gebiet der Orava, das Pieniny-Gebirge, die Umgebung von Humenné bis in die Karpathen-Ukraine.

Die Inneren Karpaten — auch Zentralzone genannt — nehmen den Raum südlich von der Klippenzone ein.

Zu den ältesten Elementen der inneren Karpaten gehört das vorkarbonische Kristallin der Tatroveporiden, welches am Bau der sog. Kerngebirge teilnimmt.

Das Veporiden-Kristallin bildet den inneren, südlicheren Teil der Tatroveporiden und erstreckt sich südlich von der tatriden Ďurbier-Zone mit der es längs der tektonischen Čertovica-Linie in Berührung steht. Es wird als Wurzelzone der subtatrischen Decken betrachtet.

Durch das Veporiden-Kristallin werden der östliche Teil der Niederen Tatra und ausgedehnte Gebiete südlich des Hron-Tales gebaut.

Mit den geologischen Verhältnissen der Veporiden befasste sich hauptsächlich V. Zoubek (1930—1955), D. Kubíny (1958, 1959), L. Kamenický (1958), A. Nemčok (1953), M. Kužvart (1956).

Von Norden gegen Süden unterscheidet man in den Veporiden: die Kraklovaer Zone, die Kráľová hola-Zone und die Kohút-Zone.

Die nördlicheren, den katametamorphierten Zonen der Tatriden anliegenden Veporidenzonen zeichnen sich ebenfalls durch eine höhere progressive Metamorphose aus.

Im südlichen Teil der Veporiden — in der Kohút-Zone — sind die Komplexe meso- bis epimetamorphiert.

Ein gemeinsames Zeichen aller Veporiden-Zonen ist eine intensive Diaphtorese, die sich hauptsächlich in der Kraklová-Zone und in der Kráľova hola — Zone geltend machte. Sie führte oft zur fast völligen Destruktion der ursprünglichen Gesteinskomponenten und zur Kristallisation neuer unter Bedingungen der Epi-Zone stabilen Mineralassoziationen (Fylonite, Epigranite, u. s. w.).

Das Kristallin der Veporiden unterscheidet sich durch mächtig entwickelte Diaphtorite von den eigentlichen Tatriden, wo diese nur in Streifen von geringer Mächtigkeit vorkommen.

Die Kohút-Zone ist vom Norden gegen die Krakľová-Zone durch die Muráň-Linie, im Süden gegen das epimetamorphierte Paläozoikum der Gemeriden (Zips-gömörer Erzgebirge) durch die tektonische Lubeník-Linie begrenzt (Zoubek l. c.).

Am geologischen Bau der Kohút-Zone nehmen Teil. Biotit-bis Zweiglimmer-Gneise, Orthogneise, Glimmerschiefer, Metakvarzite, Serizit-Chlorit-Phyllite, Biotit-Phyllite, graphitische Phyllite, kristalline Kalke, Magnesite, Amphibolite. Granitoide Gesteine sind durch leukokrate Granite bis Amphibol-Quarzdiorite vertreten. Im Zusammenhang mit den Granitoiden und Orthogneisen kommen verschiedene Migmatite und kontaktmetamorphierte Gesteine vor.

Vom Kristallin der Kohút-Zone wurden einige Proben nach der Kalium-Argon-Methode untersucht. Als radioaktive Konstanten benutzten wir $\lambda_K = 6{,}02 \times 10^{-11} J^{-1}$ und $\lambda_\beta = 4{,}9 \times 10^{-10} J^{-1}$.

1. Hnúšta: *Biotitkonzentrat aus einem biotitischen Glimmerschiefergneis:*
   K = 4,44 %
   A = $1{,}37 \times 10^{-5}$ cc/g
   Absolutes „Alter" der Kristallisation:
   t ≐ 74 M. J. (Millionen Jahre)

2. Muránska Dlhá Lúka; *Granathältiger Glimmerschiefer — biotitreich:*
   K = 5,62 %
   A = $1{,}885 \times 10^{-5}$ cc/g
   t ≐ 80 × M. J.

3. Slavošovce; *Granitisierte Arkose, biotitreich, intensiv verschiefert:*
   K = 6,64 %
   A = $2{,}92 \times 10^{-5}$ cc/g
   t ≐ 84 M. J.

4. Rimavská Baňa; *Biotitkonzentrat aus einem quarzigen Glimmerschiefer:*
   K = 5,27 %
   A = $2{,}34 \times 10^{-5}$ cc/g
   t ≐ 106 M. J.

5. Muránska Zdychava; *Biotitkonzentrat aus einem intensiv granitisierten Gneis:*
   K = 6,21 %
   A = $2{,}77 \times 10^{-5}$ cc/g
   t ≐ 107 M. J.

In der absoluten geologischen Skala wird die obere Grenze der Kreide mit 60 M. J., die untere mit 130 M. J. angegeben. Nach unseren Ergebnissen müssen wir in die Kreide diejenigen orogenen Processe einreihen, die vom Standpunkt der Retentivität des Argons die durch uns untersuchten Proben der Kohút-Zone zuletzt massgebend beeinflusst hatten.

Es erscheint daher zweckmässig auch den Sedimentationsverhältnissen in der Zentralzone und der Klippenzone während der Kreide unsere Aufmerksamkeit zu widmen.

Entwicklung der mesozoischen Serien

In der neuesten Zeit haben Andrusov (1959) und Mahel' (1959) die Ergebnisse von langjährigen Untersuchungen mesozoischer Komplexe der Westkarpaten publiziert.

Andrusov hat in seinen zahlreichen Arbeiten den zonaren und den Deckenbau hervorgehoben.

Im Mesozoikum wurden einerseits die auf den kristallinen Kernen liegenden *Hüllenserien* (hochtatrische, lubochňaer, Šipruň- und Ďumbier-Serie), anderseit weitreichende *Decken* (Križná- oder untere subtatrische, Choč- oder mittlere subtatrische und die höheren subtatrischen Decken: Strážov-, Veternik- und Nedzov-Decke) unterschieden. Sie sollten von der Wurzelzone (= Veporiden) gegen Norden auf eine Entfernung bis cca 50 Km überschoben sein.

M. Mahel (1959) hat eine neue Konzeption der historischen Entwicklung des Mesozoikums in der zentralen Zone der Westkarpaten aufgestellt und die Existenz ausgedehnter Decken bestritten. Er unterscheidet *zwei Gruppen von Serien.*

Zur ersten zählt er die *nordgemeride, südgemeride,* und die *Choč-Einheit;* jede zeichnet sich durch eine spezielle Entwicklung der Trias aus.

Zur zweitem Gruppe gehören Serien, bei welchen in der Trias nur geringe, im Jura und der Unterkreide jedoch grosse Unterschiede bestehen. Hierher gehören: die *Križná-Einheit,* die *westkarpatischen* (Vysoká-, belanská-, Červená Magura-, Manín-, hochtatrische und Humenné-Serie) und die *westslowakischen Serien* (Malé Karpaty-, Inovec, Kleine Magura-, Žiar-, Kleine Fatra-, Grosse Fatra-Serie).

Stratigraphische Spannweite der einzelnen Serien:
Gemeride Serien: *Untertrias — Lias;*
Choč-Einheit: *Untertrias — Neokom;*
Križná-Einheit: *Untertrias — Cenoman;*

Westkarpatische Serien: *Trias — Cenoman;* bei der Manín — und der hochtatrischen Serie eine Unterbrechung der Sedimentation im oberen Neokom und unteren Alb.

Westslovakische Serien: Sedimentationslücken im Neokom oder dessen völliges Fehlen. Die Serien enden mit den *Alb-* bis *Cenomanschichten.*

Die geologischen Verhältnisse der Klippenzone wurden auf dem Gebiet der Slowakei systematisch durch D. Andrusov (1926—1959) untersucht. In Polen hat sie neuestens Birkenmajer (1958) beschrieben.

Zu den Serien der eigentlichen Klippen — im engeren Sinne des Wortes — gehören in Polen vom Norden zu den inneren Teilen die Czorstyn-, Niedzica und die Pieniny-Serie. In der Slowakei werden unterschieden: die Czorstyn-, Kysuca- und die Pieniny-Serie.

Die stratigraphische Spannweite der Czorstyn-Serie umfasst in Polen nach Birkenmajer (l. c.) Lias-Turon. Dabei wird in der Kreide eine ununterbrochene Sedimentation vom Unter-Neokom bis Turon in der Flyschfazies vorausgesetzt.

Detaillierte Untersuchungen in der Czorstyn-Serie der Slowakei haben ein Fehlen des Neokoms und stellenweise einen ausgeprägt transgressiven Charakter der mittleren Kreide gezeigt (Andrusov et al. 1959).

In den pieninischen Serien konnte man auf dem ganzen Gebiete der Klippenzone sowohl in der Slowakei (Andrusov l. c.), als auch in Polen (Birkenmajer l. c.) eine ununterbrochene Sedimentation zwischen Lias und Turon nachweisen.

Durch flyschoide Sedimente des Turons wird die mittelkretazische Sedimentation im Raume der Klippenzone vollendet.

Nach einer stratigraphischen Lücke zwischen dem Turon und dem untersten Senon können wir in der ganzen Klippenzone eine allgemeine santon-kampanische Transgression verzeichnen.

Die oberkretazische Transgression hat nicht nur die Klippenzone, sondern auch das Gebiet der inneren Zentralkarpatischen Zone betroffen.

Im Gebirge Brezovské pohorie liegen diskordant auf der Trias paläontologisch nachgewiesene Kognac-Maestricht-Schichten.

Unlängst hat Bystrický (Andrusov — Bystrický 1959) transgressive Oberkreide aus der Umgebung von Šumiac im oberen Gran-Tale beschrieben. Radiolitenkalke liegen hier auf triadischen und liassischen Schichten des Muráň-Karstes.

Eine ähnliche Position haben auch Konglomerate senonischen (Santon) Alters im Uppony Gebirge in Ungarn (Füllöp 1959).

Paläontologisch nicht nachgewiesene (jedoch wahrscheinliche) Senon-Konglomerate kommen in der Ostslovakei bei der Gemeinde Drienovec und bei Rudabánya in Nordungarn vor.

In der Magura- und Krosno-Zone liegt die Oberkreide ebenfalls transgressiv (Kampan) auf älteren Schichten.

Die stratigraphische Spannweite der kretazischen Sedimentation in den einzelnen Serien ist hauptsächlich nach den Angaben von Mahel (l. c.) und Andrusov (l. c.) schematisch auf der Tabelle No. 1. (Seite 14) erfasst.

Absolutes Alter der glaukonithältigen Kalke im Alb der hochtatrischen Serie

Für das zentralkarpatische Mesozoikum existiert bereits eine mehr oder minder detailliert ausgearbeitete stratigraphische Gliederung.

Bisher fehlen doch völlig Angaben über das absolute Alter der mesozoischen Sedimentgesteine, obzwar diese für eine Korrelation zwischen der Sedimentation, Magmatismus und Metamorphose grosse Bedeutung haben.

Wir untersuchten daher nach der Kalium-Argon — Methode einen glaukonitischen Kalkstein aus dem Alb der hochtatrischen Serie in der Hohen Tatra.

Auf der Lokalität Wielka Rówień unter dem Giewont-Berge im polnischen Teil der Hohen Tatra kommt nach Passendorfer (1929) glaukonithältiger Kalkstein in einer 30—40 cm mächtigen auf dem Urgon-Kalkstein transgressiv liegenden Lage vor.

Der glaukonitische Kalkstein enthält ausser einer reichen Mikrofauna zahlreiche Makrofossilien: *Holaster laevis, Terebratula dutempleana, Plicatula inflata, Inoceramus concentricus, Phylloceras velledae, Turrilites catenatus, Desmoceras latidorsatus, Uhligella convergens, Uhligella rebouliana, Hoplites dentatus* und *Neohibolites minimus*. Stratigraphisch ist er als mittleres Alb, Zone mit *Hoplites dentatus* charakterisiert.

Im Hangenden sind fossilfreie sandige Mergel, über diesen Mergel mit *Phylloceras velledae, Kosmatella agassizi. Holcoscaphites meriani, Stoliczkaia dispar, Neohibolites minimus* entwickelt. Sie gehören schon zum oberen Alb.

Der Glaukonit aus den glaukonitischen Kalken der Lokalität Wielka Rówień weist nach unseren Untersuchungen folgende Gehalte aus:

$K = 5{,}91\ \%$

$A = 2{,}17 \times 10^{-5}$ cc/g

Diesen Werten entspricht das absolute Alter von

t ≐ 88 Millionen Jahren.

Amirhanov — Magataev — Brandt (1957) befassten sich mit der geochronologischen Auswertung glaukonitischer Sedimente aus der Sowietunion an stratigraphisch gut charakterisiertem Material.

Ihre Angaben für kretazische Sedimente wurden in die Tabelle 2. (Seite 16) übernommen.

Das durch uns für den Glaukonit der Lokalität Wielka Rówień ermittelte absolute Alter stimmt mit den absoluten Altersbestimmungen dieser Autoren gut überein.

Paralelisation der geochronologischen Angaben aus dem Kristallin mit der geologischen Entwicklung des Mesozoikums

Die bisher aus kristallinen Schiefern der Kohút-Zone erhaltenen absoluten Altersbestimmungen reihen sich in zwei Gruppen.

Der ersten gehören Proben von Hnúšťa, Muránska Dlhá Lúka und Slavošovce an. Die Biotite

dieser Proben enthalten keinen radiogenen Argon, der sich vor mehr als 74—84 Millionen Jahren gebildet hätte.

Aus dem Vergleich dieser Proben mit dem absoluten Alter des Glaukonites folgt, dass bei allen eine Anhäufung vom radiogenen Argon erst nach der Transgression des mittleren Albes began.

Nach Amirhanov — Magataev — Brandt (l. c.) ist Senon gut charakterissiert mit dem Wert von 72 Millionen Jahren für Santon, 70 M. J. für die obere Grenze des Kampans und dem gleichen Wert für Maestricht.

Für die mittlere Kreide besitzen wir nur noch wenige Angaben. Die wahrscheinliche stratigraphische Spannweite liegt zwischen 80—95 M. J.

Aus allen unseren bisherigen Altersbestimmungen und der absoluten Skala nach Amirhanov — Magataev — Brandt ergibt sich die Folgerung:

Die Hauptphase der orogenetischen Bewegungen, die sich zuletzt auf den kristallinen Schiefern der Kohút-Zone in den Tatroveporiden ausübte, vollzog sich vor 75—85 Millionen Jahren. Diese absoluten Werte entsprechen dem stratigraphischen Interval: Kognac — oberer Teil der mittleren Kreide. Die orogenetischen Bewegungen dieses Zeitabschnittes fallen also in die subherzynische Faltungsphase.

Sie zeichnete sich im studierten Gebiete der Tatroveporiden durch besondere Intensität aus und hatte in vielen Fällen ein völliges Entweichen des im vormittelkretazischen Zeitabschnitte in den kristallinen Schiefern gebildeten Argons zur Folge. Das Problem der Diaphtorese in der Tatroveporiden wird vom Standpunkte der Geochronologie an einer anderen Stelle näher erörtert. Sie hängt grösstenteils mit der alpinischen Orogenese zusammen.

Da sich die subherzynische Faltungsphase im Kristallin der Veporiden so ausgeprägt äusserte, ist es an Stelle auch die intensivsten Bewegungen und den Deckenbau der hangenden Mesozoischen Serien, der zentralen Zone der Westkarpaten mit ihr zu verknüpfen.

Die im Kristallin der Kohút-Zone geochronologisch festgestellten Bewegungen können wir auch in den mesozoischen Serien der Westkarpaten verfolgen.

In der zentralen Zone der Slowakei, im Upponyi und Rudabányaer Gebirge in Ungarn liegen oberkretazische Sedimente diskordant und transgressiv auf älteren Gebilden. Eine analogische Position der Oberkreide können wir auch in der Klippenzone feststellen.

Die intensive Verfaltung der mesozoischen Serien, die dieser Transgression voranging, stimmt in der absoluten stratigraphischen Skala gut mit der geochronologischen Datierung der orogenetischen Bewegungen im veporiden Kristallin überein.

Der subherzynischen Faltungsphase wird auch in den neuesten Arbeiten aus den mesozoischen Gebieten grosse Bedeutung im Werdegang des alpinischen Orogens zugeschrieben (Andrusov 1959, Mahel' 1959, Andrusov — Bystrický 1959).

Nach Andrusov und Bystrický sind in dieser Phase die subtatrischen und pieninischen Decken entstanden.

Während der subherzynischen Phase sind laut Birkenmajer (l. c.) die Pieniny-, Branisko- und Niedzica-Decken entstanden und wurden auf die Czortyn-Serie überschoben. Während der laramischen Phase spielte sich ab:

a) die Überschiebung der Pieniny- und Branisko-Serie sowie der Jarmuta- und der bunten Schiefer auf die puchover Mergel;

b) Überschiebung der Manín — der Haligovce — Serie, und der subtatrischen Decken. Die eigentliche Klippen- und Diapir-Tektonik wird in die savische Faltungsphase gelegt.

Das durch uns studierte Kristallin trägt ausgeprägte Zeichen nach der subherzynischen Phase. Es ist bemerkenswert, dass bisher keine einwandfreien Einflüsse der laramischen Phase festgestellt werden konnten.

Diese Tatsachen können wir am besten dadurch erklären, dass wir eine viel geringere Inten-

sität (ohne Einfluss auf die Retentivität des Argons in den Glimmern) der laramischen Phase voraussetzen.

Im Lichte unserer Untersuchungen erscheint Birkenmajers (l. c.) Voraussetzung, dass die Manín-Serie und die subtatrischen Decken während der laramischen Phase in das Gebiet der Klippenzone überschoben wurden, als problematisch. Eher kann man nach den Ergebnissen unserer geochronologischen Untersuchungen diese deckenartigen Überschiebungen den orogenetischen Bewegungen der subherzynischen Phase zuschreiben.

Für diese Interpretation sprechen auch die neuesten Untersuchungen im Mesozoikum der zentralen Zone (Kantorová—Andrusov 1958, Maheľ 1959), wo die Sedimentation bis zum Alb-Cenoman reicht mit verschieden langen stratigraphischen Lücken in der Unterkreide (Maheľ l. c.).

Dem transgressiven Charakter der Alb-Schichten in der hochtatrischen- und Manín-Serie hat man in der Vergangenheit (Andrusov 1938) grosse Bedeutung zugeschrieben. Die Bewegungen vor dieser Transgression wurden als „pieninische Faltungsphase" bezeichnet und ihr auch der Deckenbau der mesozoischen Serien zugeschrieben.

Neue Untersuchungen (Maheľ 1959, Andrusov 1959) haben jedoch gezeigt, dass es sich um tektonische Bewegungen auf einem ziemlich beschränkten Raume handelte.

Von analogischen Hebungen im südlicheren Teil der zentralen Zone leitet Maheľ (l. c.) die stratigraphischen Lücken in der Unterkreide bei den westslowakischen und bei einem Teil der westkarpatischen Serien ab. Die Intensität der Hebungen nahm in der mittleren Kreide im allgemeinen zu und äusserte sich in einer seichtwasserigen Flysch-Sedimentation im Alb-Cenoman und in der Verschiebung des Sedimenetationsraumes von der zentralen Zone gegen Norden (Maheľ l. c.).

Im Zusammenhang mit diesen Bewegungen ist es interessant die zweite Gruppe der geochronologischen Bestimmungen zu betrachten (Rimavská Baňa, Muránska Zdychava).

Nach dem A/K^{40} Verhältnis, entspricht ihnen ein „Alter" von 106—107 M. J.

Die Interpretation dieser Angaben ist natürlich nicht eindeutig schon im Bezug darauf, dass sich im Kristallin des Kohút-Massives die sehr intensive, jüngere subherzynische Phase geltend machte.

Falls man voraussetzen könnte, dass diese Proben aus Lagen während der subherzynischen Phase nur dermassen beanspruchten stammen, dass sie keine Argonverluste erlitten haben, so wäre es möglich im Kristallin der Kohút-Zone auch intensive unterkretazische Bewegungen anzunehmen.

Die kristallinen Schiefer mit höheren der Unter-Kreide entsprechenden Argongehalten können wir auch als Gesteine deuten, von denen während der subherzynischen Faltungsphase der radiogene Argon nicht völlig entwichen ist. Mehrere Tatsachen sprechen für so eine Interpretation.

Zusammenfassend kann man sagen:

Die geochronologischen Untersuchungen in der Kohút-Zone der Tatroveporiden haben gezeigt, dass die letzte, intensivste Faltungsphase in diesem Gebiete die subherzynische Phase vor 75—85 Millionen Jahren war. An sie sind Umwandlungen im eigentlichen Kristallin sowie auch intensive durch Überschiebungen mesozoischer Massen begleitete tektonische Bewegungen in der zentralen und der Klippenzone geknüpft.

Die laramische Faltungsphase an der Wende Kreide-Paläogen konnte sich hier nach den Ergebnissen unserer bisherigen Untersuchungen nur durch eine viel geringere Intensität auszeichnen.

Für die Transgression der glaukonitischen Kalke im mittleren Alb der hochtatrischen Serie ergibt sich nach der Kalium-Argon-Methode ein absolutes Alter von 88 Million Jahren.

Geologisches Institut D. Štúr's,
Bratislava

JÁN KANTOR

THE CRETACEOUS OROGENETIC PROCESSES IN THE LIGHT OF GEOCHRONOLOGICAL RESEARCH OF THE CRYSTALLINE SCHISTS OF THE KOHÚT-ZONE

The pre-carboniferous crystalline in West Carpathians is preserved in the so-called crystalline core-areas, i. e. tatroveporids. Its parts, situated farther in the North — i. e. the proper tatrids — have been built by katametamorphosed series, while the veporids, placed farther in the South, are characterized by mezozonal, even epizonal metamorphism.

The extensive parts of the Veporid Crystalline suffered from an intensive retrograde metamorphism-diaphtoresis, which, however, has been active in tatrids only to quite a limited extent. In the veporids there have been marked from the North to the South: the zone of Krakľová, of Králova hoľa and Kohút, to which the southern unit — the epimetamorphosed paleozoic complexes of the ore-mountains Spišsko-Gemerské rudohorie — is adjoined. In the article the results of the geochronological research of crystalline schists in the Kohút zone have been presented. On the base of the potassium-argon method it is possible to place the last most intensive orogenetic processes, active on this territory, into the period *75—80 million years ago.*

In order to parallelize the orogenetic processes to the sedimentation in the mesozoic series of the West Carpathians, the absolute dating of sedimentary rocks had been carried on.

By means of the potassium-argon method the absolute age of glauconits from the paleontologically proved Middle Albian (zone with *Hoplites dentatus*) of the High Tatra series in High Tatras, had been stated. The Albian is lying there transgressively upon the urgonian limestone and for the period of its transgression the absolute age of *88 million years* follows from our researches.

Consequently, the last and the most intensive orogenetic processes in the zone of Kohút took place in the period between the Albian and the lowest upper Cretaceous during the subhercynian phase of folding, which had expressively influenced the retentivity of argon in older crystalline rocks. It is necessary to connect this phase with the intensive motions, accompanied with the extensive overthrusts and the formation of nappes in the overlying mesozoic series.

The laramian phase of folding could not by far be characterized — according to our oresent researches of the veporid Crystalline — by such an intensity.

Orogenetic processes, found out by absolute age determinations in the deep-metamorphosed Veporid Crystalline (mainly micaschists), had been active in the whole Westcarpathian Mesozoic, as it follows from the analysis of the sedimentation and spreading of stratigraphic hiatuses (Table I and II in the Slovak text, p. 14, 16).

Geological Institute of Dionýz Štúr,
Bratislava

Geologische Skize der Westkarpaten

1. Kristallin der Tatroveporiden, 2. Paläozoikum, 3. Mesozoikum der inneren Zone, 4. Mesozoikum der Klippenzone, 5. Innerkarpatisches Paläogen, 6. Paläogen der Magura und Klippenzone, 7. Paläogen der äusseren Flyschzone, 8. Neogen, 9. Neovulkanite, 10. Bedeutende Brüche, 11. Kleinere Störungen, 12. Geochronologisch bearbeitete Lokalitäten (1 — Hnúšťa, 2 — Mur. Dlhá Lúka, 3 — Slavošovce, 4 — Mur. Zdychava, 5 — Rim. Baňa, 6 — Wielka Róweň pod pod Giewontom).

JÁN SENEŠ

PRÍSPEVOK K PROBLÉMOM FOSILNÝCH BRAKICKÝCH BIOTOPOV

(Nemecké resumé)

Úvod

V geologickom výskume sa stále viac ukazuje potreba uplatňovať metódy biofaciálneho výskumu fosilných sedimentov. Rekonštruovanie chemického a fyzikálneho charakteru prostredia v čase vzniku sedimentov (slanosť a hĺbka vody, teplota a aerácia prostredia, prúdenie vody, vzdialenosť prostredia od brehu a klíma, rýchlosť a charakter sedimentácie, charakter organického života atď.) je potrebné pre stanovenie konečného efektu geologického výskumu, k rekonštruovaniu geologického vývoja (tektogenéza a paleogeografia) sedimentačných priestorov. Ucelený a správny paleogeografický obraz možno si urobiť najmä uplatnením biofaciálnej metódy.

Táto metóda sa opiera o poznatky z výzkumu recentných usadenín a z jej čiastočného aplikovania na pomery fosilné. Organizmy reagujú vo väčšine prípadov veľmi citlivo na každú zmenu fyzikálnych a chemických podmienok v ich životnom priestore, a preto sú najspoľahlivejšími ukazovateľmi temer všetkých zmien v každom prostredí, kde je možný ich život.

Táto zásada v plnej miere platí aj pre geologickú minulosť. Preto organizmy majú byť spoľahlivými ukazovateľmi chemických a fyzikálnych zmien, ktoré nastali v čase vzniku fosilných sedimentov. Biofaciálny výskum sa teda v geológii opiera o štúdium paleoekológie organizmov, ktoré nám umožňuje rekonštruovať biotopy, zo súhrnu ktorých možno stanoviť pomocou stratigrafických poznatkov regionálne podmienky sedimentácie a celkovú paleogeografiu v určitom období života Zeme.

V tejto práci sa zapodievam možnosťou aplikácie javov v recentných, hlavne brakických sedimentačných oblastiach na biofaciálny výskum fosilných, zvlášť terciérnych sedimentov, i na možnosť riešenia niektorých problémov, týkajúcich sa bioprovincií, migrácie, hranice euryhalínnosti, batymetrickej nomenklatúry, sublitorálnych tanatocenóz a vzniku biomás.

Rekonštruovanie sedimentačných podmienok z morí normálne slaných je na základe biofaciálneho hodnotenia v svetovej literatúre čiastočne už spracované (napr. biotopy rifové) a metódy tohto hodnotenia sa v geológii bežne používajú. Značnú časť terciérnych usadenín Európy v rozličných sedimentačných priestoroch tvoria však vrstvy brakického pôvodu. Zákony sedimentácie, závislé v podstate od kvantity a kvality materiálu do mora transportovaného, od intenzity morských prúdov, chemického zloženia a teploty vody i od organického života, sú v bra-

kických sedimentačných priestoroch zhruba podobné ako v panvách s normálne slanou vodou. Kým však pre stanovenie biotopov a tým i sedimentačných podmienok v normálne slaných vodách je dostatok kritérií, pre sedimentačné priestory so zníženou salinitou je ich celkove málo. Je to hlavne preto, že v brakických vodách chýbajú mnohé význačné biologické ukazovatele, ako napr. bohatý planktón, väčšina korálov, bohatý vagilný a sesilný bentós. Chudobný paleobiologický obsah sedimentov neumožňuje dostatočne stanoviť fosilné biotopy. Výskum morských oblastí so zníženou slanosťou dáva nám odpoveď na mnohé problémy, riešenie ktorých v geológii bez znalosti života v brakických moriach je veľmi obťažné. Sú to otázky existencie špecifických brakických druhov, hranice euryhalinity jednotlivých druhov, pojem stenohalinity, pomer zastúpenia sladkovodných druhov v morskom prostredí, otázka migrácie brakických druhov v súvislosti s problémom izolovanosti bioprovincií atď. Preto štúdium dnešných morských oblastí so zníženou salinitou má veľký význam pre riešenie mnohých biofaciálnych problémov v geológii.

Za účelom získavania dát pre rekonštruovanie sedimentačných podmienok z fosilných brakických usadenín, stanovenie ekológie niektorých biocenóz (Seneš 1960) a riešenia biofaciálnych problémov s ohľadom na možnosť aplikácie v geológii, robil som roku 1949 a 1959 v poľskej oblasti južného Baltiku a v bulharskej oblasti Čierneho mora biofaciálny výskum. Pri hodnotení získaných poznatkov mi pomáhali niektoré skúsenosti, ktoré som získal pri svojich predošlých štúdiách na Oceanografickom ústave v Monacu, v Stredozemnom a Čiernom mori a v Atlantickom oceáne. Časť terajších štúdií mi umožnili morské inštitúty v Poľsku a Bulharsku. Na tomto mieste ďakujem riaditeľovi dr. K. Demelovi a mg. Ciszewskému na Morskom Institute v Gdyni a riaditeľovi prof. Volkanovovi a C. Kaneve na Morskom Institute vo Varne za ich ochotu a pomoc pri mojej práci.

Výskum recentných brakických morí priniesol niekoľko nových poznatkov, významných pre geológiu; aj niektoré poznatky zoologické a oceanografické som rozpracoval pre biofaciálne hodnotenie fosilných sedimentov a pre širšiu aplikáciu v geológii. Ďalšie rozpracovanie niektorých problémov vyžaduje, pravda, ešte ďalší výskum a štúdium i potrebu overiť opodstatnenosť postavených teórií na recentných a fosilných usadeninách.

Otázka bioprovincií

Výskum biocenózy brakických morí so značnou selekciou a redukciou druhov, poukazuje na to, že v európskej oblasti v dvoch brakických moriach, a to v Baltickom a Čiernom, žije fauna úplne odlišného zloženia. Je to následok klimatických rozdielov a geografickej izolovanosti. Len v malej miere sa táto odlišnosť prejavuje vo faune sladkovodnej, kde rozdiely spočívajú väčšinou len v klimatických podmienkach.

Fauna mäkkýšov jednotlivých skúmaných oblastí Baltika a Čierneho mora má takéto druhové zloženie (druhy sladkovodné sú označené krížikom):

A. V západných oblastiach Čierneho mora pri slanosti 15—18 ‰ žijú mäkkýše výlučne morského charakteru:

Arca lactea L.
Mytilus galloprovincialis Lam.
Mytilus minimus Poli
Modiola phaseolina Phil.
Pecten glaber L. (*Pecten ponticus* Mil.)
Ostrea taurica Mil.
Ostrea edulis sublamellosa Mil.
Divaricella divaricata (L.)
Loripes lacteus (L.)
Cardium edule L.
Cardium exiguum Gmel.
Cardium paucicostatum Sow.
Cardium fasciatum Mont.
Meretrix rudis (Poli)
Venus gallina L.
Tapes aureus rugatus B. D. D.
Irus irus (L.)
Petricola lithophaga (Retz.)
Spisula subtruncata (Da Costa)
Donax trunculus L.
Abra ovata (Phil.)
Abra alba (Wood.)
Gastrana fragilis (L.)
Angulus donacinus (L.)
Angulus fabulus (Gron.)
Angulus exiguus (Poli)
Solen marginatus Penn. (var. *pontica* Mil.)
Aloidis mediterranea (Da Costa) (*Corbulomya meotica* Mil.)
Barnea candida (L.)
Pholas dactylus (L.)
Thracia papyracea Poli
Gibbula divaricata (L.)
Phasianella pulla (L.)
Patella pontica Mil.
Littorina neritoides L.
Rissoa splendida Eichw.
Rissoa venusta Phil.
Bittium reticulatum (Da Costa)
Calyptraea chinensis L.
Nassa reticulata L.
Rapana bezoar (L.)
Retusa truncatula opima Mil.

B. Vo Varnenskom jazere pri slanosti 7 až 10,5 ‰ žijú tieto mäkkýše:

Mytilus galloprovincialis Lam.
\+ *Unio tumidus* Retz. ?
Cardium edule L.
Abra ovata (Phil.)
Abra alba (Wood.)
Venus gallina L.
Angulus exiguus (Poli)
\+ *Theodoxus fluviatilis* (L.)
\+ *Theodoxus danubialis* (C. Pfeiff.)
\+ *Valvata piscinalis* (Müll.) ?
Hydrobia acuta Drap.
Rissoa splendida Eichw.
Nassa reticulata L.
Bittium reticulatum (Da Costa)
\+ *Bithynia tentaculata* (L.)
Retusa truncatula opima Mil.
\+ *Radix auricularia* (L.) ?

C. V jazere Gebedže pri slanosti 0,5—2,0 ‰ s občasným zvýšením až na 9 ‰ žijú tieto mäkkýše:

\+ *Unio tumidus* Retz.
\+ *Unio pictorum* L.
\+ *Anodonta piscinalis* Nils.
\+ *Dreissena polymorpha* (Pall.)
Cardium edule L.
\+ *Theodoxus fluviatilis* (L.)
\+ *Theodoxus danubialis* (C. Pfeiff.)
\+ *Valvata piscinalis* (Müll.)
Hydrobia acuta Drap.
\+ *Bithynia tentaculata* (L.)

D. V južnej oblasti Baltického mora v litorále a vo fytále pri slanosti 6—9 ‰ žijú tieto mäkkýše:

Mytilus edulis L.
Cardium edule L.
Macoma baltica (L.)
Mya arenaria (L.)
Littorina littorea (L.)
Littorina saxatilis (Olivi)
Hydrobia ulvae Penn.
Hydrobia ventrosa Mont.
Potamopyrgus jenkinsi (Smith)
\+ *Bithynia tentaculata* (L.)
\+ *Radix ovata baltica* (Nills.)
\+ *Galba palustris baltica* (Scherm)
\+ *Theodoxus fluviatilis* (L.)

E. V Baltickom mori v neritickej hĺbke pri slanosti 9—15 ‰ žijú výlučne len morské elementy:

Mytilus edulis L.
Macoma baltica (L.)
Macoma calcarea (Chemn.)
Astarte borealis Chemn.

F. Vo Wislanskom zálive pri slanosti 0,5—1,5—4,0 ‰ žijú tieto druhy mäkkýšov:

Mytilus edulis L. (len pri zvýšení na 4 ‰)
\+ *Unio pictorum* L.
\+ *Anodonta cygnea* L.
\+ *Dreissena polymorpha* (Pall.)
\+ *Theodoxus fluviatils* (L.)
\+ *Valvata piscinalis* (Müll.)
Potamopyrgus jenkinsi (Smith)
\+ *Bithynia tentaculata* (L.)
\+ *Radix auricularia* (L.)
\+ *Radix ovata* (Drap.)
\+ *Limnea stagnalis* (L.)
\+ *Planorbis cornu* (L.)
\+ *Viviparus viviparus* (L.)

G. V Štetínskom zálive pri slanosti 0,5—1,5 ‰ žijú tieto sladkovodné druhy:

\+ *Unio crassus* Retz.
\+ *Unio pictorum* L.
\+ *Anodonta cygnea* L.
\+ *Dreissena polymorpha* (Pall.)
\+ *Sphaerium corneum* (L.)
\+ *Pisidium amnicum* (Müll.)
\+ *Theodoxus fluviatilis* (L.)
\+ *Valvata piscinalis* (Müll.)
\+ *Bithynia tentaculata* (L.)
\+ *Radix ovata* (Drap.)
\+ *Limnaea stagnalis* (L.)
\+ *Viviparus viviparus* (L.)
\+ *Planorbis cornu* (L.)

Z uvedenej fauny mäkkýšov jednotlivých oblastí vidíme, že vo vode so slanosťou 16—19 ‰ (Čierne more) žijú len marínne formy, ktoré sa však vyznačujú značnou euryhalínnosťou. V neritickej hĺbke Baltika pri slanosti 9—15 ‰ žijú tiež len morské euryhalínne elementy, kým vo Varnenskom jazere pri slanosti 7—10,5 ‰ bolo zistených niekoľko sladkovodných druhov ako *Theodoxus fluviatilis, Theodoxus danubialis* a *Bithynia tentaculata.* Sladkovodné druhy vo Varnenskom jazere tvoria 25—30 % celkovej bioasociácie mäkkýšov. V Baltickom mori pri slanosti 6—8 ‰ žije niekoľko sladkovodných druhov, ktoré tvoria tiež asi 25—30 % celkovej asociácie. Ďalšie skúmané morské oblasti sú zálivy so slanosťou 0,5—2,0 ‰. V asociácii mäkkýšov pri takejto slanosti sú prítomné

skoro výlučne sladkovodné druhy (napr. v Štetínskom zálive) alebo len občasne prítomné náhodile nanesené živé exempláre morských foriem, ako *Mytilus edulis* a *Potamapyrgus jenkinsi* v zálive Visly a *Cardium edule* a *Hydrobia acuta* v jazere Gebedže.

Priemerne rovnakú salinitu majú sublitorálne biotopy južnej oblasti Baltika a Varnenského jazera. Vo Varnenskom jazere žije 6 druhov morských a 3 druhy sladkovodných mäkkýšov. V južnom Baltiku pri rovnakej slanosti žije 9 druhov morských a 4 druhy sladkovodné. Pomer sladkovodných foriem k morským je teda približne rovnaký. Z morských elementov spoločný je jedine *Cardium edule* L., známy značnou eurybiotnosťou, teda i schopnosťou života i migrácie cez morské prostredie. Naproti tomu z troch sladkovodných druhov sú 2 spoločné, a to *Bythinia tentaculata* a *Theodoxus fluviatilis*.

Podobné je zloženie fauny mäkkýšov Varnenského zálivu (17 ‰) a západných oblastí Baltika (Kielský záliv 12—17 ‰). Tu z bohatej morskej fauny mäkkýšov, pozostávajúcej zo 45—50 druhov, spoločných je len 4—5 druhov, medziiným eurybiotné *Cardium edule, Abra alba, Bittium reticulatum* a *Nassa reticulata*.

Naproti tomu pri porovnávaní fauny Viselského alebo Štetínského zálivu (0,5—2,0 ‰) s faunou jazera Gebedže (tiež 0,5—2,0 ‰), vidíme, že temer všetky druhy sú spoločné. Ide tu o asociáciu sladkovodných mäkkýšov.

Tieto poznatky dokazujú, že kontinentálna fauna, menovite sladkovodná, mohla byť v danom časovom období na širokých areáloch podstatne jednotnejšia než fauna morská, a že v terciéri rovnaké časové obdobie mohlo byť charakterizované i za rovnakých bionomických podmienok v rôznych oblastiach faunou odlišného zloženia.

Z toho vyplýva ďalej, že stratifikácia a korelácia kontinentálnych útvarov na základe sladkovodnej fauny mäkkýšov je presnejšia ako korelácia morských útvarov na základe morskej fauny. Tieto dáta poukazujú i na to, že rozdiely v zložení druhov v rovnakých biotopoch nemusia byť dôsledkom vekového rozdielu, ale môžu byť aj dôkazom bioprovinciálneho izolovania sedimentačných priestorov.

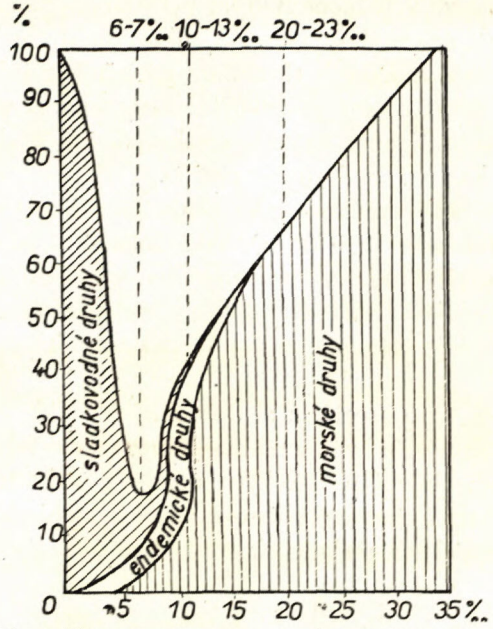
Závislosť zloženia bioasociácie od salinity prostredia

Remane zostavil r. 1940 krivku zastúpenia druhov mäkkýšov vo vodách s rôznou salinitou podľa výskumov v Severnom mori a v Baltiku. Platnosť Remanovej krivky potvrdzujú aj naše výsledky o zastúpení mäkkýšov pri rôznych salinitách vo Varnenskom zálive, Varnenskom jazere a v jazere Gebedže.

Preto na tomto mieste poukazujem na možnosti aplikácie tejto krivky v geológii, pri rekonštruovaní slanosti fosilného sedimentačného prostredia pomocou stanovenia pomeru sladkovodných a morských druhov mäkkýšov, resp. podľa početnosti zastúpených druhov. Na túto možnosť poukazoval čiastočne už Hiltermann (1949). Prirodzene ide vždy o počet jednotlivých druhov, a nie o množstvo jedincov. Pritom poznamenávam, že druhy, ktoré Remane považoval za tzv.

brakické, počítam sčasti za morské (sú euryhalínne), sčasti za *endemicko-brakické* (podrobnejšie viď v ďalšej stati).

Množstvo endemických druhov v brakických vodách je veľmi nestále, a preto pri analýze ich tiež počítam k druhom morským. Medzi formy brakické nepočítam druhy, ktoré žijú aj v úplne sladkých vodách (napr. *Dreissena polymorpha, Theodoxus fluviatilis*), i keď znášajú často značné zvýšenie slanosti.



Obr. 1. Remanova krivka aplikovaná pre stanovenie slanosti fosilných sedimentov. Kritické hodnoty: 6—7 ‰ — najchudobnejšia fauna; 10—13‰ vyhynutie sladkovodných druhov; 20—23‰ spodná hranica stenohalínnych druhov a vrchná hranica výskytu endemických brakických druhov.

Podľa toho pri rôznych stupňoch slanosti i vo fosilných terciérnych sedimentoch môžeme predpokladať takýto pomer morských a sladkovodných mäkkýšov:

Slanosť vody	Percentuálne zastúpenie foriem		Početnosť (hustota)
	sladkovodných	morských	
0— 1 ‰	100	—	100 %
2— 3 ‰	95	5	70—80 %
4— 5 ‰	70	30	30—40 %
6— 7 ‰	35	65	20—25 %
8—11 ‰	10	90	30—40 %
13 ‰	5	95	45 %
17 ‰	—	100	55—70 %
25 ‰	—	100	75—85 %
35 ‰	—	100	100 %

Pri biofaciálnom hodnotení fosilných brakických sedimentov podľa zloženia mäkkýšov často nemôžeme presnejšie udať slanosť biotopu. Tak je to napr. pri hodnotení sarmatských usadenín, kde sa udáva stereotypne slanosť biotopu 15 až 17 ‰, alebo pri analýze tympanotonových sedimentov akvitánu a burdigalu, pri vzniku ktorých sa udáva 16—25 ‰. Podľa fauny recentných brakických biotopov — aplikovaním Remanovej krivky — môžeme salinitu fosilných brakických sedimentov stanoviť podrobnejšie a bezpečnejšie. Bazálne usadeniny sarmatu v karpatskej oblasti, keďže neobsahujú sladkovodné elementy, vznikli väčšinou vo vode so salinitou nad 13 ‰. Ojedinele sú známe aj miešané fauny sarmatu, ktoré poukazujú na vznik sedimentov v prostredí so slanosťou pod 13 ‰. Z pomerne malého počtu druhov v týchto sedimentoch súdime, že slanosť nebola vyššia než 17 ‰. Predsa sa ale objavujú rozdiely aj v početnosti sarmatskej fauny. Na východnom Slovensku napr. veľký počet druhov rodov *Pleurotoma* a *Murex* poukazuje na slanosť mora v sarmate (lokálne) vyššiu než 17 ‰. Aj v spodnomiocénnej brakickej faune, pokiaľ sa objavujú sladkovodné druhy, bola salinita asi pod 13 ‰.

Pri vyhodnotení salinity fosilných biotopov pomocou Remanovej krivky rozhodne presnejšie sa dá použiť kritérium o pemere zastúpenia morských a sladkovodných druhov, než kritériá, týkajúce sa početnosti druhov. Počet zastúpených druhov v asociácii je totiž závislý okrem salinity aj od ďalších ekologických faktorov. Dáta o salinite podľa bohatosti druhov možno používať len po sériovej analýze celého radu lokalít rovnakého veku. Takto sa dajú odlíšiť extrémne asociácie (buď veľmi bohaté alebo veľmi chudobné) vyvolané lokálnymi príčinami od priemernej početnosti širšieho areálu v danom geologickom veku.

Otázka existencie špecifických brakických druhov

Problém, či existovali alebo existujú druhy špecificky brakické, t. j. druhy, ktorých životné prostredie je viazané výlučne len na vodu so zníženou salinitou, je závažný pre posúdenie stratigrafickej hodnoty euryhalínnych druhov vôbec. Zrovnávací výskum recentných brakických morí a aplikácia poznatkov z fosilných prostredí umožňuje čiastočne zodpovedať túto otázku.

Gessner (1956) popiera existenciu špecificky brakických druhov. Svoj názor odôvodňuje tým, že v geologických dobách nikdy nebol v obmedzenom areále s rovnakými podmienkami biotopu dostatočne dlhý čas na to, aby sa v ňom fylogeneticky vyvinuli organizmy, obmedzené len na brakické prostredie. Organizmy sú podľa Gessnera buď sladkovodné, alebo morské, avšak niektoré z nich znášajú aj zníženie slanosti morskej vody, podobne ako sladkovodné znášajú určitý obsah soli.

Proti tejto teórii svedčia dva fakty, ktoré naznačujú možnosť existencie špecifických brakických druhov:

1. optimálne životné podmienky niektorých druhov boli a sú v brakickom prostredí;

2. v recentných brakických moriach sú niektoré špecifické druhy, resp. variety stenohalínnych foriem; ďalej vo fosilných moriach napr. v sarmate žili druhy, ktoré svojím životom boli viazané len na vtedajšie brakické prostredie.

Čo sa týka optimálnych životných podmienok, odporcovia teórie o existencii špecifických brakických druhov tvrdia, že tieto optimálne životné podmienky vznikli pre euryhalínne morské druhy v brakickom prostredí pre malú konkurenciu. Je síce pravda, že niektoré druhy mali v brakickom prostredí väčší životný priestor, ale pokiaľ ide o potravu alebo agresívne druhy, boli tieto vplyvom samotnej brakicity znížené len úmerne k zníženiu celkového počtu organizmov. Je nesporné, že napr. druh *Cardium edule* sa masove vyskytuje temer všade len vo vodách so zníženou slanosťou v európskej oblasti, teda hlavne v Baltiku, v zálivoch a lagúnach Atlantika, Stredozemného a Čierneho mora. Na otvorených moriach, kde je salinita normálna, sa *Cardium edule* masove obvykle nevyskytuje.

Špecifické brakické variety stenohalínnych foriem vznikli práve v prostredí so zníženou slanosťou a majú osobitné ekologické vlastnosti, ktoré sa nezhodujú s vlastnosťami stenohalínnych foriem. Ako príklad môžeme uviesť sladkovodný druh *Radix ovata* a jeho brakickú formu *baltica*, rôzne variety druhu *Dreissena polymorpha*, morský druh *Ostrea edulis* a jeho brakickú varietu *sublamellosa*, ďalej špecifické brakické druhy ako *Ostrea taurica*, *Patella pontica*, *Hydrobia ventrosa*, *Hydrobia acuta*, *Potamopyrgus jenkinsi* atď. Tieto druhy v sladkej alebo normálne slanej vode väčšinou vyhynú. Ešte nápadnejšia je špecifickosť fosilných mäkkýšov. V brakickom sarmate vo východnej Európe vidíme množstvo takých druhov, ktoré v tom istom čase v morských vrstvách napr. západnej a južnej Európy nežili. Teda v sarmate vznikli špecifické druhy charakteristické pre brakické prostredie. Niektoré z nich žili už vo vodách brakických v tortóne, ako napr. *Irus gregarius*, *Donax lucidus*, iné zas mali životné prostredie obmedzené len na brakické vody v dobe sarmatskej ako napr. *Cardium obsoletum*, *Mactra podolica*, *Mohrensternia inflata* atď. Zánikom brakického prostredia tieto druhy väčšinou vyhynuli. Len pomerne málo druhov bolo prechodných, ktoré vďaka svojej širokej euryhalinite žili v morskom miocéne i v brakickom sarmate a často aj neskôr v útvaroch ešte mladších. Tieto formy, ako napr. *Gastrana fragilis*, *Lucina dentata*, *Ocinebrina sublavata*, *Pirenella picta* etc., nemôžeme považovať za špecificky brakické, ale len za morské euryhalínne. Za typické fosilné brakické druhy by sme mohli považovať napr. zástupcov rodu *Oncophora*, ktorí podobne ako ostatné špecifické brakické druhy mali v geologických dobách pomerne veľmi krátky život. Vytvorili sa za určitých ekologických podmienok a zánikom týchto tiež vyhynuli definitívne.

Na základe týchto úvah prídeme k záveru, že tzv. špecifické brakické druhy sú formy viac menej endemické. Druhy v dnešných moriach alebo vo fosilných

sedimentoch zdanlivo brakické, ktoré mali dlhú životnosť a veľké geografické rozšírenie (napr. *Cardium edule, Gastrana fragilis, Tympanotonus margaritaceum, Cyrena semistriata, Terebralia bidentata* atď.), sú morské formy so značnou euryhalínnosťou. Ich optimálne životné prostredie môže byť z určitých príčin aj vo vodách so značne zníženou salinitou; keďže žijú i v normálne slanej vode a sú schopné regionálnej migrácie, nemôžeme ich považovať za špecifické brakické elementy.

Z geologického hľadiska špecifické brakické druhy môžu udávať hlavný charakteristický znak určitým sedimentom, ktorým sa vekove líšia od ostatných usadenín podobného biofaciálneho charakteru. Keďže však sú to formy endemické a obyčajne nemajú regionálne geografické rozšírenie, možno ich ťažko použiť v stratigrafii pre širšiu koreláciu s vrstvami, ktoré vznikli v inom biotope (napr. korelácia brakického sarmatu s morským messinom).

Pojem ahalinity, stenohalinity a euryhalinity

Názory geológov, paleontológov a biológov sa rozchádzajú pri vysvetľovaní najmä pojmov euryhalinity a stenohalinity. Za euryhalínne sa všeobecne považujú tie morské organizmy, ktoré znášajú väčšie alebo menšie zníženie slanosti. Geológovia a paleontológovia však pri analýzach fosilných biotopov potrebujú presnejšie stanovené kritériá, ktoré možno zosúladiť s pojmom brakickosti, resp. s pojmami o biotopoch s rôznou salinitou. Podľa všeobecne používaných kritérií euryhalínny je nielen sladkovodný druh, ktorý znáša zvýšenie slanosti vody do 10—13 ‰, alebo morský druh, ktorý znáša zníženie pod 23 ‰, ale aj špecifické endemické brakické formy, žijúce len za určitej ohraničenej slanosti napr. medzi 13 a 17 ‰. Podľa toho napr. väčšinu morských mäkkýšov možno považovať za euryhalínne, lebo je len málo takých, ktoré neznášajú výkyvy medzi 20 a 40 ‰. Pri stanovení kritérií euryhalinity morských organizmov musíme sa riadiť kritickými hodnotami slanosti vody, potrebnými pre život väčšiny organizmov, v tomto prípade mäkkýšov. Tieto kritické hodnoty udávajú aj hranice rôznych stupňov brakickosti (Remane 1940, Hilterman 1949) a pri správnom aplikovaní slúžia v geológii ako prirodzený základ delenia biotopov podľa ekologického charakteru mäkkýšov.

Kritická hodnota slanosti pre život väčšiny morských mäkkýšov je okolo 23 ‰, čo vyplýva z rozdielov početnosti fauny, vyskytujúcej sa v moriach s normálnou slanosťou na jednej strane a vo vodách s koncentráciou soli nižšou ako 23‰ na strane druhej. Experimentálne je dokázané, že zníženie slanosti do 20—25 ‰ znáša väčšina mäkkýšov zo Stredozemného mora. Kritický stupeň tejto salinity dokazuje aj to, že endemické brakické formy sa začínajú tvoriť tiež obyčajne len vo vodách so slanosťou pod 23 ‰. Väčší pokles slanosti, napr. život vo vode so salinitou 17 ‰ v Čiernom mori, znáša len malý počet euryhalínnych foriem.

Hranicu euryhalínneho charakteru morských organizmov môžeme teda stanoviť pri znášaní zníženia slanosti asi pod 23 ‰.

Endemické brakické druhy sú väčšinou stenohalínne, lebo žijú len pri určitej obmedzenej slanosti, i keď značne zníženej. Tak napr. *Dreissena caspia* žije len pri slanosti medzi 5 a 11 ‰, *Dreissena grimmi* pri 12—13 ‰, *Patella pontica* pri 12—22 ‰ atď.

Väčšinu sladkovodných druhov môžeme počítať za ahalínne formy; znášajú zvýšenie slanosti do kritickej hodnoty 2—2,5 ‰. Sladkovodné druhy, ktoré žijú i pri silnejšej koncentrácii soli (napr. *Theodoxus fluviatilis, Bithynia tentaculata*), pokladáme za typické sladkovodné euryhalínne.

Kritické hodnoty slanosti, zistené výskumom recentných organizmov, poskytuje nám prirodzené delenie, ktoré možno aplikovať aj na charakterizovanie fosilných foriem pri stanovení biotopov. Bude teda správne hovoriť o morských mäkkýšoch *stenohalínnych*, ktoré znášajú výkyvy slanosti medzi 45 a 23 ‰, o *morských euryhalínnych*, ktoré znášajú zníženie slanosti pod 23 ‰ a o *endemických brakických druhoch*, ktoré sú väčšinou stenohalínne, lebo žijú len v určitých medziach zníženej salinity. Sladkovodné mäkkýše sú *ahalínne*, pokiaľ neznášajú väčšiu koncentráciu soli než 2—2,5 ‰, a sú *euryhalínne* (tzv. sladkovodné euryhalínne na rozdiel od morských euryhalínnych), ak sú schopné žiť a rozmnožovať sa i vo vode slanšej.

V súlade s vývodmi predošlej state považujem formy, ktoré mali optimálne životné prostredie v brakickej vode, no žili aj v normálne slanom biotope (napr. *Cardium edule*) za *morské euryhalínne*, a nie za špecificky brakické stenohalínne.

Batymetrická nomenklatúra

Pri stanovení hĺbky biotopov používajú rôzni autori rozličné batymetrické názvy, lebo v rôznych oblastiach morí je charakter hĺbkových zón odlišný a autori nepoužívajú rovnaké kritériá pre delenie hĺbky a pre označovanie batymetrických zón. Každé zónovanie je z hľadiska svojho účelu správne, nemožno ho však používať v každom vednom odbore. Pre oceanografov sú určite vhodné a vyhovujúce označenia ako *mesopelagic, oceanic, schelf, archibenthal* etc., no nevyhovujú celkom napr. zoológom alebo paleontológom pri stanovovaní fosilných biotopov. V paleontológii a geológii nemožno používať delenie a označovanie zón podľa lokálnych alebo aj regionálnych pomerov otvorených oceánov v extrémnych oblastiach, napr. zóna s *Buccinum*, korálová zóna atď. Zmätok robí v nomenklatúre aj to, že autori často používajú určité názvy pre iné obzory, než na ktorý sa tento názov pôvodne vzťahoval. Tak napr. názov *litorál* používajú rôzni autori na označenie pásma prílivu a odlivu, ale aj na hĺbkové zóny po bázu fytálu; názov *sublitorál* okrem fytálu často aj na označenie tzv. neritika až po batyálnu zónu; samotný fytál sa označuje často ako *laminárna, sublitorálna, litorálna, korálová, fotická, eufotická, infralitorálna, intertidálna* atď. zóna.

Geológia v súvislosti so stanovením fosilného biotopu kladie na batymetrickú nomenklatúru osobitné požiadavky. V nomenklatúre majú byť vyjadrené také hĺbkové zóny, ktoré možno charakterizovať organizmami schopnými fosilizácie. Zónovanie má vyhovovať aj paleogeografickému charakteru daného kontinentu. Terciérne morské usadeniny podľa fosilizácie sú najlepšie charakterizovateľné moluskami, foraminiferami, bryozoami a riasami. Čo sa týka paleogeografického charakteru, v terciéri strednej Európy ide o moria väčšinou bez kontinentálneho prahu, kým vo fosilných usadeninách oblasti Atlantika a Stredozemného mora treba brať do úvahy aj prítomnosť strmého okraja bývalého šelfu. Preto pokladám za správne, keď kritériá batymetrického zónovania pre geológiu terciéru budú vychádzať zo zmien charakteru fauny mäkkýšov a organogénnych sedimentov, ako tieto prebiehajú v dnešných intrakontinentálnych moriach. Pri tomto delení budú určite aj výnimky, no jeho uplatnenie pri zónovaní bude iste vyhovujúce vo veľkej väčšine prípadov.

Pojmy *supralitorál* a *eulitorál* sú mimo diskusie, i keď samotný eulitorál pre malý rozsah prílivu a odlivu v uzavretých terciérnych moriach pravdepodobne tiež často chýbal. Iste bolo nesprávne označovať v geologických prácach niektoré plytkovodné usadeniny ako litorálne v zmysle eulitorálu.

Závažnejšie je rozdelenie tzv. *eufotickej zóny*, ktorá sa označuje najčastejšie ako laminárna, zosterová, fytálna alebo sublitorálna. Delenie tejto zóny je možné len vo veľmi priaznivých prípadoch podľa nálezu rôznych rias, bryozoových rifov atď. Najnápadnejšie rozdiely vo fosilných sedimentoch eufotickej zóny sa ukazujú podľa prítomnosti vegetácie, resp. podľa prítomnosti alebo nedostatku hojnej bylinožravej fauny gastropódov, ktorá žila na rastlinstve. Obzor bez rastlinstva sme často označovali ako zónu *sublitorálnu*, s rastlinstvom ako *laminárnu*. No hĺbkove znamenali obidve označenia prakticky rovnaké pásmo. V geológii bude preto správnejšie upustiť od názvu *laminárna zóna* a celý eufotický obzor od eulitorálu po dysfotickú zónu označiť ako *sublitorálna zóna*. Podľa charakteru fosilných biocenóz v niektorých prípadoch možno vymedziť v sublitorálnej zóne i ďalšie obzory a podľa prítomnosti rastlín fytálny alebo afytálny charakter sublitorálu.

Ďalším problémom bude nájsť kritériá pre rozdelenie neritického pásma a stanovenie hranice batyálu a abysálu. Z našej práce vyplýva však potreba zaviesť jednotnejšie označovanie aspoň pre eufotickú zónu, ktorá je pre recentné pozorovanie a porovnanie najdostupnejšia a s jej sedimentami sa najčastejšie stretávame v geológii stredoeurópskeho terciéru.

Na tomto mieste popri návrhu na zásady delenia, na označenie eufotickej zóny a rozsahu sublitorálu poukazujem na potrebu zavedenia jednotnej batymetrickej nomenklatúry ohraničenej fosilizácie schopnými organizmami. Celková problematika má byť predmetom dôkladnejšieho štúdia recentných morských biotopov (Seneš 1960).

Problémy batymetrického určovania

Výskum recentných biotopov ukazuje, že pri stanovení batymetrickej hodnoty fosilného sedimentačného prostredia nestačí sa opierať len o charakter fauny, ale treba brať do úvahy i pôsobenie celého radu fyzikálnych a chemických činiteľov. Sú to jednak faktory *primárne*, ktoré môžu zmeniť aj obvyklú ekológiu vedúcich druhov analyzovanej bioasociácie, a jednak faktory *sekundárne*, napr. tanatocenóza. Skúsenosti z výskumu biotopov recentných morí nás varujú udávať hĺbku fosilných biotopov napr. presnejšie v metroch. Výška supralitorálu, prítomnosť eulitorálu, hĺbka fytálu atď., sú v jednotlivých dnešných moriach, ba i v jednotlivých zálivoch často odlišné, a preto aj pre fosilné sedimenty sotva určiteľné.

Z toho vyplývajú značné problémy pre batymetrické určenie fosilných biotopov. Na tomto mieste poukážem na niektoré z tých činiteľov, ktoré sú v recentnom prostredí najviac zjavné.

Supralitorál vo fosilných sedimentoch je len málokedy charakterizovaný autochtónnou faunou. Recentný skalnatý supralitorál i v brakickom prostredí sa vyznačuje osobitným rastlinstvom, s veľmi málo druhmi mäkkýšov z rodov *Littorina, Patella, Balanus* a niektorými krabmi. Tým bohatšia býva tanatocenóza hlavne plochého piesčitého supralitorálu. Z autochtónnej fauny fosilizácie schopné sú obvykle len *Littorina, Patella* a *Balanus*, no tieto sú hojnejšie zastúpené v eulitorále, a preto prakticky vo fosilných sedimentoch nemožno na základe autochtónnej fauny rozoznať skalnatý supralitorál od eulitorálu. Charakteristickým znakom recentného i fosilného piesčitého supralitorálu sú však tenatocenózy, a to triedené. Pod triedenosťou rozumieme rovnobežne s brehom a s vlnobitím pásmovite usporiadané zoskupenia, ktoré pozostávajú obvykle z bentóznych mäkkýšov eulitorálu a sublitorálu a z planktónu celého pelagika. Len zriedkavo sú v týchto tanatocenózach zastúpené bentické formy neritickej a batyálnej zóny. Tanatocenózy eulitorálu nám dávajú často kompletný obraz vagilne bentóznej biocenózy sublitorálu v danom úseku mora. Mám taký dojem, že značná časť bohatých nálezísk mäkkýšov v miocéne sú vlastne supralitorálne tanatocenózy a chybne sa považujú za svedkov sublitorálnej zóny mora. Aj v tomto prípade však je niekoľko kritérií na odlišovanie tanatocenóz od pravých sublitorálnych biocenóz. Prítomnosť prevažnej väčšiny dvojlastúr svedčí o biocenóze. Dolámanosť a prílišná usporiadanosť lastúr, pásmovitý výskyt, triedenosť i nedostatok sesilného a pseudosesilného bentosu, poukazuje na to, že máme do činenia pravdepodobne so supralitorálnou tanatocenózou. Veľké množstvo sesilného, a hlavne intenzívne pseudosesilného bentosu (napr. *Mya, Lutraria, Panopea*) v podobe dvojlastúr svedčí o primárnom nálezisku v bývalom sublitorále.

Eulitorálna zóna je dobre charakterizovaná i vo fosilných sedimentoch jednak autochtónnou faunou (v skalnatom prostredí rodmi *Patella, Littorina, Lithodomus, Lithophagus, Balanus* etc., v piesčito-ílovitom prostredí so pseudosesilnými lameli-

branchiátmi), jednak tanatocenózou, ktorá oproti supralitorálu je netriedená a neusporiadaná. Charakter skalnatého eulitorálu je jasný, piesčito-ílovitého však vždy pochybný, vo fosilných sedimentoch často temer nerozoznateľný od autochtónnej fauny sublitorálu a neritika. Prítomnosť supralitorálnej zóny vzniklej následkom vlnobitia možno v terciéri všade očakávať; pravý eulitorál vzniklý odlivom a prílivom v oblasti Tetýdy a Paratetýdy bol vyvinutý pravdepodobne len na málo miestach. Zvláštnym problémom je charakterizovanie sublitorálu (fotickej zóny). Jeho stanovenie nie je problematické pri náleze rias alebo pri množstve bylinožravých gastropódov; obťažnejšie v prípade, ak sublitorálna zóna bola piesčitá alebo piesčito-ílovitá bez fytálu a jej fauna pozostáva prevažne z vagilných, sesilných a pseudosesilných lamelibranchiátov. V takom prípade môže byť totiž podobná faune eulitorálu alebo neritika. Tu môže pomôcť jedine presná ekologická analýza mäkkýšov, pri ktorej treba brať osobitný zreteľ na vypadnutie niektorých foriem vplyvom zmien v aerácii prostredia. Pravé tanatocenózy, premiestnené z jednej zóny do druhej, zvlášť v hlbších obzoroch sublitorálu sa vyskytujú len zriedkavo. Odumreté jedince sa hromadia v rámci sublitorálu alebo ich prenášajú vlny a prúdy do pobrežných zón. Do vlastného sublitorálu sa len zriedkavo dostávajú prázdne ulity a lastúry z neritika alebo z eulitorálu. V sublitorále a v hlbších zónach môžeme vo väčšine prípadov hovoriť už o pravých mäkkýšových biocenózach.

Kým v supralitorále a eulitorále stanovenie hĺbky nehrá rolu, v sublitorále sme postavení pred problém, aspoň približne určiť absolútnú hĺbku biotopu. V prípade prítomnosti rias, ako som už spomenul, je možné vyznačiť určité obzory. No, ak flóra bola podobná dnešnej zosterovej flóre alebo išlo o zónu afytálnu, máme len veľmi neisté kritériá pre stanovenie obzorov alebo hĺbky. Sublitorálna, čiže eufotická zóna siaha do hĺbky, do ktorej ešte preniká svetlo dostatočné pre fotosyntézu, t. j. pre asimilačný proces. Táto hĺbka je veľmi premenlivá a závisí od geografickej polohy daného prostredia, od ktorého závisí aj priemerná doba a intenzita osvetlenia; potom od hustoty planktónu, ktorý tvorí organickú prekážku pre preniknutie svetla, a nakoniec i od priemernej vlnitosti morskej hladiny. Hĺbka fotickej zóny v oblasti Európy je skoro v každom mori odlišná a pohybuje sa zhruba od 50 do 100 m. Preto dnes užívané spôsoby batymetrického určenia, zvlášť v prípade nedostatku skamenelých rias, nám sotva umožnia stanoviť presnejšiu hĺbku sublitorálnej zóny. Jedinou pomocou je opäť iba starostlivý ekologický výskum organizmov, hlavne mäkkýšov. Podobne i stanovenie neritických obzorov alebo batyálu je hlavne otázkou hodnotenia ekológie bioasociácií s prihliadnutím na aeračné, klimatické a petrografické faktory.

Charakter recentných biocenóz nás upozorňuje na ďalšieho závažného činiteľa, ktorý sťažuje presné batymetrické určovanie len podľa ekológie mäkkýšov: je to petrografický charakter podkladu. Vo väčšine totiž pseudosesilné a sesilné lamelibranchiáty obývajú piesčité, piesčito-ílovité až ílovité dno. Vagilné gastropódy

obývajú zase hlavne skalnaté a fytálne obzory mora. Výnimkou sú niektoré bohaté neritické a batyálne asociácie gastropódov na slienito-ílovitom podklade. Zo závislosti asociácie na petrografickom charaktere podkladu vyplýva, že v asociácii fauny medzi jednotlivými hĺbkovými zónami napr. v piesčitom prostredí je veľmi často menší rozdiel, než v tom istom obzore medzi faunou skalnatého, fytálneho alebo afytálneho ílovitého morského prostredia. Petrografická povaha dna je teda dôležitým činiteľom kvalitatívneho zloženia fauny. Piesčito-ílovitý afytálny podklad je od eulitorálu často až po bázu neritika zastúpený pseudosesilnými lamelibranchiátmi; podobný podklad s fytálom je obohatený o bylinožravé gastropódy; tvrdý podklad je však od eulitorálu až po neritikum zastúpený len vagilným bentosom. Pri batymetrickom hodnotení teda treba prihliadať k tvrdosti podkladu a závery robiť podľa štatistických dát o ekológii zástupcov daného biotopu.

Ďalej treba brať do úvahy i ekologickú pružnosť morských organizmov, v našom prípade hlavne mäkkýšov, ktorá sa prejavuje v tom, že organizmy sú len do určitej miery schopné sa prispôsobiť nepriaznivým podmienkam, pôsobiacim na niektorú ich najcitlivejšiu biologickú vlastnosť, hlavne na požiadavky salinity, temperatúry a aerácie. V snahe dosiahnuť vyhovujúce ekologické podmienky najviac potrebné pre ich život, sú schopné meniť životné prostredie na úkor iného ekologického činiteľa. Tak napr. mnohé druhy mäkkýšov v snahe dosiahnuť vyhovujúcejšiu salinitu upustia od života pri optimálnej temperatúre alebo pri dobrej aerácii, alebo opačne upustia od optimálnej slanosti, aby mohli žiť za vyhovujúcej temperatúry, na vhodnom podklade alebo za priaznivejšej aerácie. Tým nastanú známe prípady emergencie a submergencie inak stenobiotných foriem, ktoré niekedy úplne skresľujú obraz recentného i fosilného biotopu. Tento zjav sa vzťahuje nielen na ojedinelé exempláre organizmov, ale najmä na hromadný výskyt určitých generácií, prispôsobených zmenenému prostrediu. Prípady emergencie vidíme napr. v Čiernom mori alebo vo Varnenskom jazere, kde pre zamorenie spodných obzorov vody sírovodíkom žijú neritické druhy v sublitorále, alebo sublitorálno-neritické formy v horných obzoroch sublitorálu. Submergencia je známa hlavne z dvoch príčin: pre vyhľadávanie hlbších slanších, alebo hlbších studenších obzorov mora. Pre vyhľadávanie vyššej slanosti žijú napr. v neritických hĺbkach Baltika masove eulitorálne a sublitorálne formy Atlantika a Severného mora (*Macoma baltica, Macoma calcarea, Astarte borealis*), pre vyhľadávanie studenšej temperatúry je známa submergencia početných boreálnych lamelibranchiátov v lusitanskej oblasti Atlantika a v Stredozemnom mori. Preto nález boreálnych foriem vo fosilných sedimentoch mediteránnej provincie alebo ojedinelých stenohalínnych litorálnych foriem v brakickom prostredí môže znamenať, že máme do činenia s hlbším sedimentom.

V tejto stati som uviedol len niektoré okolnosti a prípady, ktoré podľa skúseností z recentných bioasociácií môžu urobiť batymetrické hodnotenie fosilných sedimentov často problematickým.

Poznámky ku vzniku niektorých tanatocenóz v litorálnej zóne

V zónach, hlavne litorálnych, sa stretávame v recentných moriach i vo fosilných biotopoch temer vždy s tanatocenózami bentóznych mäkkýšov. Sú to väčšinou tanatocenózy autochtónne, v ktorých druhy nie sú preplavené zo starších sedimentov, ale z rôznych obzorov súčasného sedimentačného priestoru. O ich výskyte a rušivom účinku pri batymetrickom hodnotení, resp. pri stanovení charakteru biotopu som už písal v predošlej stati. Musíme mať na zreteli, že v spomínaných pásmach všetky organizmy, okrem sesilného bentosu, sú po odumretí viac alebo menej premiestnené. Preto vo fosilných sedimentoch môžeme hovoriť temer vždy len o nekrocenózach. Recentné biocenózy sú tiež vo väčšine prípadov infikované nekrocenózovými elementami. Nekrocenózu môžeme považovať za tanatocenózu len vtedy, ak je asociácia alebo pseudoasociácia premiestnená do iného hĺbkového obzoru mora alebo do iného biotopu v tom istom obzore.

V tejto stati uvediem niektoré spôsoby vzniku tanatocenóz, ktoré som pozoroval hlavne v sublitorálnej zóne recentných morí a ktoré sa doteraz v geológii nebrali dostatočne do úvahy. Pozorovanie pohybu prázdnych ulít a lastúr na dne sublitorálnej zóny dokazuje, že v oblastiach, kde nie sú silné pribrežné prúdy rovnobežné s pobrežím a kde nie je prítok riek, smer pohybu je vždy kolmý na breh smerom k brehu. Tento smer pohybu ulít a hlavne lastúr som pozoroval na všetkých skúmaných úsekoch Baltika, Stredozemného a Čierneho mora. Intenzita pohybu lastúr bola úmerná sile vlnenia a petrografickej povahe dna. Amplitúdou vĺn bola daná samozrejme aj hĺbka toho obzoru sublitorálu, v ktorom premiestnenie ešte prebiehalo. Vzdialenosť prínosu ulít a lastúr k brehu závisela nielen od sily vlnenia, ale aj od charakteru brehu. Na otvorenom plochom pobreží pri normálnom vlnení sa premiestnené exempláre nedostali do plytšej vody než 0,5 až 1 metrov. V týchto obzoroch bol totiž veľmi silný účinok spätného vlnenia. Nahromadenie tanatocenóz v supralitorále je vždy výsledkom búrlivého vlnenia. Netriedenosť sublitorálnych tanatocenóz i pri nepretržitom transporte ulít a lastúr smerom ku brehu je spôsobená nielen spätným účinkom vlnenia, ale aj tým, že dno sublitorálu je často silne členené vplyvom rastlinstva, ktoré do značnej miery zabraňuje vzniku tanatocenóz. Z tohto poznatku je zrejmé, že *za autochtónne treba považovať formy poukazujúce na vyššiu zónu.* Hĺbku biotopu treba stanoviť podľa batymetricky p l y t š í c h, a nie hlbších foriem. Asociácia foriem eulitorálu a sublitorálu vznikla vždy v eulitorále (ak nie v supralitorále), a asociácia foriem neritických a sublitorálnych vznikla v zóne sublitorálnej. Tu bývajú sublitorálne elementy obvykle autochtónne a neritické sú premiestnené. Pri doterajších analýzach sa postupovalo obyčajne opačne a hĺbka vzniku sedimentu sa určovala podľa nálezu tých foriem, ktoré pochádzali z hlbších zón. Nesmieme, prirodzene, vylúčiť ani prípady, že plytšie formy boli silným prúdom alebo

zosúvaním naplavené do väčších hĺbok. Opísaný pohyb vagilného bentosu smerom k brehu je zjavom typicky litorálnym.

Druhý pozoruhodný spôsob vzniku tanatocenózy, na ktorý chcem upozorniť, je premiestnenie ulít gastropódov živými organizmami. Temer vo všetkých pribrežných oblastiach morí môžeme pozorovať veľmi aktívnu činnosť malého raka *Diogenes pugilatior*, ktorý obýva prázdne ulity. Miestami sa vyskytuje v enormnom množstve a svojím pohyblivým životom v krátkej dobe premiestní veľké množstvo ulít z jednej zóny alebo obzoru do druhej. Môžeme predpokladať, že podobné premiestňovanie prebiehalo aj v terciéri a že časť roztrúsenej fauny gastropódov v litorálnej a sublitorálnej zóne, tam kde by sa očakávala iba prítomnosť pseudosesilného bentosu, je výsledkom takého premiestňovania živými organizmami. V západných oblastiach Čierneho mora žije napr. *Nassa reticulata* prevažne len na zosterových poliach alebo v hlbokých obzoroch sublitorálu na ílovitom dne. Napriek tomu nájdeme tisícky prázdnych ulít alebo so živými račkami v najplytších obzoroch hrubopiesčitého sublitorálu, ktorý je až na niekoľko kilometrov vzdialený od zosterových polí alebo od hlbokého sublitorálu. V Stredozemnom mori pri Cap Pali v horných obzoroch sublitorálu v hĺbke od 1 do 5 m som našiel napr. len račkami obývané alebo nimi premiestené ulity druhov *Cerithium mediterraneum* a *Murex trunculus* (až 35 exemplárov na 1 m^2), no ani jedného živého gastropóda z týchto druhov. Živé formy však hromadne obývali bahnitopiesčité dno asi 1 km vzdialeného fytálu v hĺbke 5—6 m.

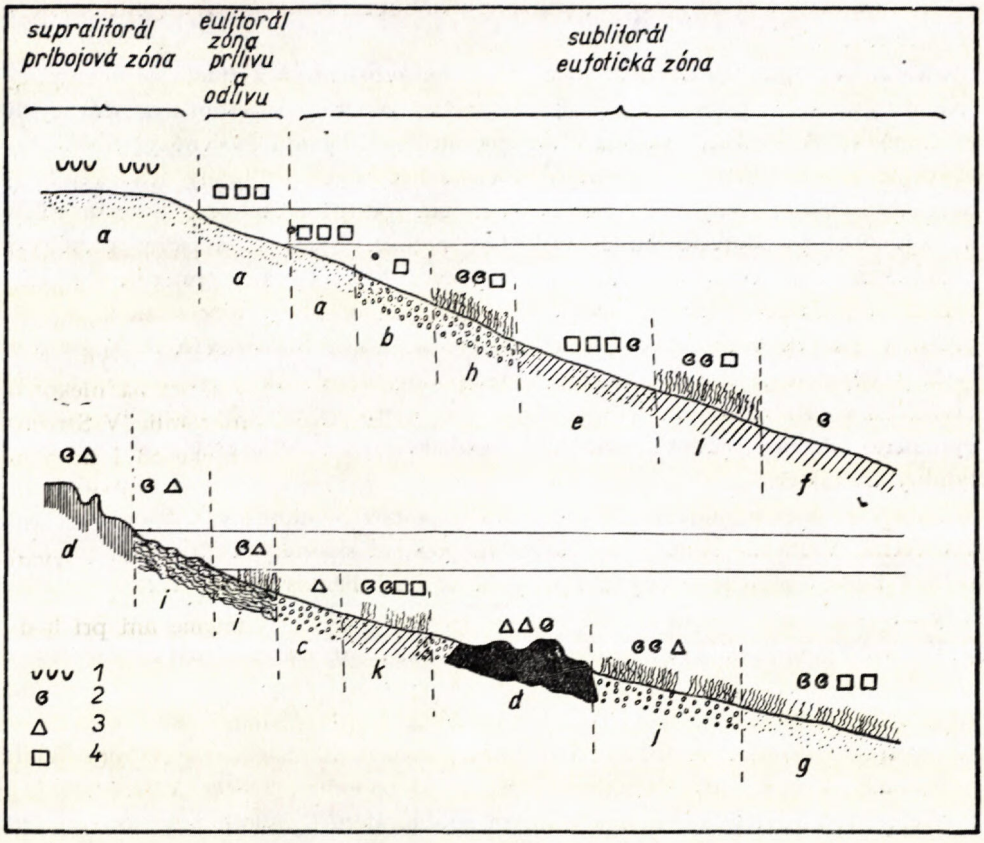
Myslím, že význam vzniku tanatocenóz takouto cestou nesmieme ani pri hodnotení fosilných biotopov podceňovať.

Rozmiestnenie a charakter biocenóz v brakickom prostredí

Biotopy a charakter hlavne mäkkýšových biocenóz poľskej oblasti Baltika, Varnenského zálivu, Čierneho mora a Varnenského jazera som podrobne uviedol nedávno (Seneš 1960). V tomto príspevku podávam len stručné tabelárne zostavenie biotopov zo spomenutých brakických morských oblastí. Pre možnosť ich aplikácie v geológii je potrebné urobiť ich celkové hodnotenie a porovnať s niektorými asociáciami terciéru.

Biologický obraz asociácií, t. j. zastúpenie druhov v biotopoch sa mení podľa štyroch hlavných ekologických faktorov: podľa *slanosti, temperatúry, hĺbky* a *aerácie*, i podľa bioprovincií. Nemení sa však celkový charakter fauny, t. j. pomer zastúpenia sesilného a vagilného bentosu, závislý od substrátu prostredia resp. od prítomnosti fytálu. Prakticky to znamená, že napr. v piesčitom afytálnom prostredí sublitorálu bude mať vždy prevahu pseudosesilný, prípadne vagilný bentos nad sesilným bentosom; vo fytálnom prostredí vagilný bentos bez ohľadu na slanosť, aeráciu, temperatúru a hĺbku sedimentačného prostredia. Táto zásada

nie je iba teoretická, ale je pozorovateľná vo všetkých recentných moriach, a preto ju možno aplikovať aj pri vyhodnotení fosilných sedimentov.



Obr. 2. Charakteristické typy mäkkýšov vo variantách litorálnych biotopov: 1 — triedené tanatocenózy; 2 — vagilný bentos; 3 — sesilný bentos; 4 — pseudosesilný bentos; (zahrabávajúce sa lamelibranchiáty). Varianty bentosu litorálnej zóny: a) jemnopiesčitý, b) hrubopiesčitý, c) štrkovitý, d) skalnatý, e) piesčito-ílovitý, f) mäkký ílovitý, g) jemnopiesčitý fytálny, h) hrubopiesčitý fytálny, i) kamenistý fytálny i afytálny, j) štrkovitý fytálny, k) piesčito-ílovitý fytálny, l) ílovitý fytálny. Zostavil J. Seneš, 1957.

Supralitorál v mäkkom piesčitom prostredí charakterizuje temer vždy len tanatocenóza, väčšinou vagilného alebo pseudosesilného bentosu litorálnej a sublitorálnej zóny. Planktón je zachovaný obvykle len v recentnej tanatocenóze, fosilne sa vyskytuje len ojedinele. V skalnatom prostredí supralitorál charakterizuje prevažne sesilný bentos — pokiaľ to salinita dovoľuje, hlavne rody *Patella, Mytilus, Balanus* etc., len ojedinele vagilný bentos, hlavne rodu *Littorina,* a do menšej miery tanatocenóza bentosu sublitorálu, resp. planktónu.

Eulitorál v piesčito-ílovitom a ílovitom prostredí sa vyznačuje prítomnosťou pseudosesilných lamelibranchiátov, ktoré tým, že sú hlboko zahrabané do dna, prekonávajú periodicky odliv. Eulitorál v štrkovitom a skalnatom prostredí charakterizuje hlavne sesilný bentos, podobne ako supralitorál, no zastúpenie druhov je početnejšie.

Sublitorál v piesčito-ílovitom alebo ílovitom prostredí bez fytálu je zastúpený temer výlučne len pseudosesilnými s vagilnými lamelibranchiátmi i mäsožravými gastropódmi. V hrubom sypkom piesčitom prostredí bývajú biocenózy sublitorálu obyčajne veľmi chudobné, prostredie je často bez bentóznej fauny schopnej fosilizácie. Sublitorál obývaný rastlinstvom má pestrú biocenózu, pozostávajúcu z vagilného, pseudosesilného i sesilného bentosu. Fytál so sypkým piesčitým podkladom je zriedkavosťou, no ak sa vyskytuje, je obývaný temer len gastropódmi; s podkladom piesčito-ílovitým a ílovitým obsahuje biocenózu z gastropódov vagilných a pseudosesilných lamelibranchiátov. Štrkovitý a hrubopiesčitý fytál sa vyznačuje zas biocenózou gastropódov, vagilných a sesilných lamelibranchiátov. Pseudosesilne zahrabávajúce sa formy sa nevyskytujú. Prítomnosť bylinožravých gastropódov každopádne poukazuje na sublitorálnu zónu a na jej fytálny charakter.

Táto charakteristika jednotlivých typov biotopov v litorálnych zónach je len všeobecná. V zásade sesilný bentos obýva podklad skalnatý a štrkovitý, pseudosesilný bentos piesčito-ílovitý a ílovitý, a vagilný bentos hlavne tvrdší podklad a fytál.

Vo fosilných brakických sedimentoch poznáme aj na Slovensku markantné typy týchto biocenóz. V brakickom burdigale v okolí Čausy afytálna sublitorálna zóna s ílovito-piesčitým dnom bola obývaná menšími kolóniami ustríc a pseudosesilnými kardiami a ervíliami. Vo fytálnej zóne tohto istého pásma prevládali gastropódy, hlavne rody *Cerithium* a *Hydrobia* (S e n e š 1959). Veľmi výrazný je rozdiel aj medzi fytálnym a afytálnym sublitorálom a litorálom v sarmatských sedimentoch. V rezoch pri Malej nad Hronom jemnozrnné zlepence s rozomletou faunou gastropódov alebo s masovým výskytom ervílií reprezentujú pravdepodobne tanatocenózy supralitorálu, resp. eulitorálu, kardiové a tapesové jemné vápenaté pieskovce afytálny sublitorál a jemné piesčité íly a piesčité vápence s množstvom cerítií, mohrensternií a hydrobií zase fytálny obzor tejto zóny. Podobné výrazné bioasociácie vidíme aj v brakickom pestrom tortóne východného Slovenska, kde zvlášť charakteristická je lutrariová biocenóza afytálneho, piesčitého sublitorálu, zisteného vo vrtbe Soľ (S e n e š 1955). Pri tomto porovnaní fosilných biotopov som sa obmedzil len na niektoré príklady brakických usadenín Slovenska.

Neritické pásmo obsahuje najpestrejšie biocenózy, no rozdiely v biotopoch sú len malé. Je to spôsobené tým, že v neritickej zóne podklad býva väčšinou omnoho jednotvárnejší ako v zónach litorálnych. Tvoria ho väčšinou íly a piesčité íly a je bez rastlinstva. V biocenózach neritika prevláda vagilný bentos,

menej pseudosesilné lamelibranchiáty a najmenej sesilné formy. Bioasociácie sú často obohatené o tanatocenózy planktónu schopného fosilizácie. Neritický obzor pri normálnej slanosti a dobrej aerácii býva často najhojnejšie obývanou zónou morského dna. Z organizmov schopných fosilizácie najčastejšie sa vyskytujú tiež mäkkýše. V brakickom prostredí počet druhov v tejto zóne obvykle veľmi klesá, jednak vplyvom malej euryhalínnosti neritických druhov oproti eurybiotným druhom litorálnym, jednak nedostatočnou aeráciou, resp. prítomnosťou sírovodíkovej nákazy, ktorá je veľmi častá práve v intrakontinentálnych brakických depresiách.

Poznámky ku vzniku biomás

Pod pojmom biomasa rozumie sa kvantita organizmov, vyskytujúcich sa na určitej plošnej alebo priestorovej jednotke. Biomasa sa meria väčšinou váhou organizmov v priestore. V geológii pod biomasou rozumieme aj kvantitu organizmov, ale meranie biomasy má úplne iný význam. Kým v zoológii, hlavne v morských oblastiach má význam hospodársky, v geológii osvetľuje hlavne optimálnosť ekologických podmienok v určitom prostredí pre určité druhy, alebo sa pod týmto pojmom rozumie bentos a planktón schopný fosilizácie, udávaný počtom druhov v určitej priestorovej jednotke sedimentov a nie ich váhou. Váha totiž závisí od stavu a povahy fosilizácie a udávala by len relatívnu hodnotu pri porovnaní jednotlivých lokalít.

Spomeniem len niektoré príklady vzniku veľkých biomás (kolónií) mäkkýšov, a to s ohľadom na možnosti vysvetlenia ich existencie vo fosilných biotopoch. V zásade vznikajú veľké biomasy cestou primárnou a sekundárnou. *Primárny vznik biomás* je viazaný väčšinou na vhodné bionomické podmienky, zodpovedajúce ekológii daného druhu. Tieto podmienky však nemusia byť optimálne. V takomto vyhovujúcom prostredí na základe niektorých biologických vlastností druhov (schopnosť rozmnožovania určitého druhu alebo generácie, dĺžka životnosti a rastu, konkurencia alebo agresívnosť iných druhov v danej biocenóze) môžu vzniknúť kolónie, tvoriace veľké biomasy. Primárny vznik kolónií je možný temer v každom vyhovujúcom biotope (v každej hĺbkovej zóne, pri každej salinite atď.) pre určité druhy. Vagilný a pseudosesilný bentos tvorí tzv. voľné kolónie, sesilný bentos obyčajne tzv. lavice. V súvislosti s hodnotením biotopov treba napr. poukázať na to, že ostreové, mytilové alebo iné lavice sesilného bentosu nevznikli vždy len v určitom obzore litorálu, ale podľa bionomických podmienok v rôzne hlbokých obzoroch, vždy tam, kde určitý druh našiel najvyhovujúcejšie prostredie. V Stredozemnom mori, v Arcachonskom zálive Atlantického oceánu a na iných miestach tvorí napr. *Ostrea edulis* lavice a kolónie už v hĺbkach 3—5 metrov. Pri Helgolande a v Čiernom mori ten istý druh sa vyskytuje v kolóniách v hlbokých obzoroch sublitorálu. Jeho hlbší výskyt v Severnom mori

je zapríčinený pravdepodobne stenotermnosťou. (*O. edulis* sa totiž bráni silnejšiemu vychladnutiu vody v zimnom období); v západnej oblasti Čierneho mora zase asi preto, že vyhľadáva slanšie vody väčších hĺbok, alebo že v obývanej hĺbke je najsilnejší prínos planktónu tzv. Čertovým prúdom. Bolo by teda nesprávne určovať biotop sedimentačného prostredia podľa výskytu fosilných ustricových kolónií vždy v eulitorále alebo len v horných obzoroch sublitorálu.

Vo fosilných sedimentoch sa často striedajú polohy s hojným, ba masovým zastúpením určitých druhov, s polohami sterilnými alebo so slabým zastúpením toho istého druhu. Obvykle sa tento zjav, resp. zhustenie biomasy vysvetľuje zmenami ekologických podmienok. No zmena hustoty biomasy je spôsobená veľmi často aj inými biologickými a fyzikálnymi faktormi. V recentných moriach bol napríklad pozorovaný vznik, rast a vyhynutie jednej generácie určitého druhu. Ďalšia generácia na tom istom mieste sa objavila len o niekoľko rokov neskoršie, po čiastočnom zakrytí predošlej kolónie usadeninami. Pritom sa však zmeny priamych ekologických faktorov v danom biotope nezistili. Znamená to, že vznik kolónií určitých druhov má periodicitu v raste, množení a odumieraní určitých generácií.

Ďalšou príčinou zmeny a striedania polôh s rôzne hustými biomasami určitého druhu je intenzita sedimentácie anorganického materiálu. Pre geológiu veľmi dôležité je zistenie, že oblasti s rýchlou sedimentáciou anorganického materiálu v recentných moriach sú len málo obývané pseudosesilným bentosom, a sú bez bentosu sesilného. Jedine vagilný bentos, z nich hlavne pohyblivé gastropódy žijú v tých rajónoch, ktoré sa rýchle zanášajú pieskom, alebo kde sa intenzívnejšie hromadí pelitický materiál. Ustricové kolónie napr. hynú pri rýchlej sedimentácii piesku; i väčšina biomás lamelibranchiátov sa náhle stráca pri intenzívnejšej sedimentácii. No musíme mať aj to na zreteli, že trvalá sedimentácia pelitov sa odohráva len v pelagiku, a to hlavne v oblasti okrajovej zóny šelfu a smerom k abysálu; v litorálnych oblastiach je sedimentácia obyčajne závislá od premenlivej abrázie brehov. Preto ani v jednej ani v druhej oblasti nie je sedimentácia obvykle náhla a intenzívna. Rýchla sedimentácia býva len v rajónoch ústí riek a potokov a vplyvom zmien morských prúdov, resp. zmien eróznej bázy pobrežia následkom tektonických pohybov. Niektoré prípady periodického zahustenia biotopu môžeme vysvetliť kolísaním intenzity sedimentácie. Ako príklad z fosilného biotopu môžeme uviesť striedanie dvojlastúrnych autochtónnych kolónií *Glycymeris obovatus* v akvitáne kováčovských vrstiev s polohami sterilnými alebo menej osídlenými (S e n e š 1958).

Striedanie rôznych polôh biomás, prejavujúcich sa nielen zmesou kvantity, ale aj zmesou zloženia bentosu, napr. striedanie rôzne bohatých polôh pseudosesilného bentosu s vagilným, môže poukazovať na zmenu charakteru biotopu. Takéto zmeny v koloniálnom výskyte sme pozorovali hlavne v sublitorálnych usadeninách. Takouto náhlou zmenou biotopu môžeme napr. vo fosilných sedimentoch

vysvetliť výskyt bohatej biomasy turitel medzi polohami so pseudosesilnými lamelibranchiátmi v sublitorálnych sedimentoch burdigalu pri Veľkej Čause. Išlo tu o vznik biomás gastropódov vplyvom periodického zasahovania rastlinstva do inak afytálneho piesčitoílovitého sublitorálu alebo vplyvom náhlej zmeny aerácie prostredia (Seneš 1959).

V súvislosti s bohatými fosilnými biomasami pozorujeme, že v kolóniách sú zastúpené často jedince rovnakých rozmerov. Rozmery bývajú často menšie ako u bežných exemplárov dospelých foriem toho istého druhu. Tieto zjavy vysvetľujú geológovia doteraz väčšinou tiež ekologickými príčinami. Pozorovanie recentných živých biomás ukazuje, že v tzv. jednogeneračných kolóniách rast jedincov je zhruba rovnomerný. Preto platí aj pre fosilné sedimenty, že jedince pri vyhynutí jednoročnej kolónie sú menšie ako pri vyhynutí trojročnej; teda že veľkosť jedincov v jednogeneračnej biomase závisí skôr od štádia vývoja kolónie v dobe vymretia než od ekologických faktorov. Je to pravdepodobné aj preto, že veľké biomasy, napr. stenohalínnych druhov iste nevznikli v prostredí s natoľko nevyhovujúcimi ekologickými podmienkami, žeby zapríčinili zmeny vo veľkosti jedincov.

Kým v primárnych biomasách sú zastúpené všetky tri typy bentosu, t. j. sesilný, pseudosesilný a vagilný, sekundárne biomasy zodpovedajúce prakticky tanatocenózam pozostávajú obvykle len z vagilného a pseudosesilného bentosu, alebo z planktónu. Vznik veľkých sekundárnych biomás v litorálnych zónach je hlavne výsledkom vlnobitia a dominuje v plochom supralitorále. Vznik veľkých sekundárnych biomás v neritických hĺbkach nie je zatiaľ dostatočne osvetlený, no možno predpokladať, že súvisí s prúdením vody a s morfológiou morského dna.

LITERATÚRA

[1] Caspers H., 1951: Quantitative Untersuchungen über die Bodentierwelt des Schwarzen Meeres im bulgarischen Küstenbereich. Archiv Hydrobiologie. 45. Berlin. -- [2] Clements P. — Schelford V., 1946: Bioecology. Edit. Willey and Sons. New York. — [3] Demel K., 1927: Les assotiations animales bentiques de la Baltique polonaise. Spraw. Fiziograf. 61. Krakow. — [4] Ekmann Sv., 1947: Über die Festigkeit der marinen Sedimente als Faktor der Tierverbreitung, ein Beitrag zur Associations-Analyse. Festschr. Nils v. Hofsten. Zool. Bidrag Uppsala. 25. Uppsala. — [5] Gessner F., 1957: Meer und Strand. Berlin. — [6] Gillet S. — Archard G., 1947: Le problème de l'euryhalinité. Quelques études sur les faunes des limans. Revue scient. 85. Paris. — [7] Hesse R. — Allee W. — Schmidt K., 1951: Ecological animal geography. Edit. Willey and Sons. New York. — [8] Hiltermann H., 1949: Klassifikation der natürlichen Brackwässer. Erdöl und Kohle. 2. Hamburg. — [9] Klenova V., 1948: Geologia morja. Moskva. — [10] Meyer H. — Möbius K., 1865—72: Fauna der Kieler Bucht. Leipzig. — [11] Milachewitsch K. O., 1916: Les Mollusques des mers russes. I. Les Mollusques de la mer Noire et de la mer d'Azov. Faune de la Russe. Mus. zool. Acad. imp. Sc. Petrograd. — [12] Remane A., 1940: Einführung in die zoologische Ökologie der Nord- und Ostsee. Die Tierwelt der Nord- und Ostsee. — [13] Seneš J., Stratigr. und biofazielle Untersuchung einiger neogenen Sedimente der Ostslowakei

auf Grund der Makrofauna. Geol. práce 40. Bratislava. — [14] Seneš J., 1955: Die Schwankungen der Salinität bei der Sedimentation des Tortons der Ostslowakei. Geol. sborník 6. Bratislava. — [15] Seneš J., 1956: Menge des Vorkommens einiger Weichtierarten in den brackischen Sedimenten. Geol. sborník 7, Bratislava. — [16] Seneš J., 1958: Pectunculus-Sande und Egerer Faunentypus im Tertiär bei Kováčov im Karpatenbecken. Geol. práce, Monogr. 1, Bratislava. — [17] Seneš J., 1959: Biotop und Entwicklungsbedingungen der Unterburdigalischen Ablagerungen im Oberneutra-Tal in der Intrakarpatischen Depression, Geol. práce, Zoš. 53. — [18] Seneš J., 1960: Základné biofaciálne analýzy, in lit. — [19] Volkanow A., 1953: Notizen über die Brackwässer Bulgariens I. Ann. Univ. Sofia. Fac. phys.-math. 34. 3. Sofia. — [20] Walther J., 1893: Lebensweise der Meeresthiere. Jena. — [21] Wasmund E., 1926: Biocenose und Thanatocenose. Biosoziologische Studie über Lebensgemeinschaften und Todesgesellschaften. Arch. Hydrobiologie. 17. Berlin. — [22] Wiktorow J. — Wiktorow K., 1954: Jakosciowe i ilościowe badania fauny dennej zalewu Szczecińskiego. Rep. Sea. Inst. Gdynia. 7. Warszawa.

JÁN SENEŠ

BEITRAG ZUR FRAGE DER FOSSILEN BRACKISCHEN BIOTOPE

In den Jahren 1949—1959 studierte der Autor die Weichtierbiozönosen und das Biotop brackischer Meere im Gebiet der Ostsee und Schwarzen Meeres, um ausführlichere Kriterien zur Rekonstruierung der Entstehung von fossilen brackischen Sedimenten, und zwar auf Grund des Studiums von Biotopen rezenter Meere zu finden.

In der vorliegenden Arbeit weist der Autor auf die Lösung der Fragen und Probleme hin, die mit der bathymetrischen Verteilung, mit Bioprovinzen, Entstehung von Tanatozönosen und Biomassen, mit Frage der Existenz von spezifischen brackischen Formen, dem Begriff Euryhalinität usw. im Zusammenhang stehen, und zwar mit Rücksicht auf ihre Verwendungsmöglichkeit in der Geologie.

Die Frage der Bioprovinzen

Aus der Untersuchung brackischer Meere, wo eine beträchtliche Selektion und Reduktion der Arten besteht, geht hervor, dass in Europa in zweien brackischen Meeren — und zwar im Baltikum und im Schwarzen Meere — eine Fauna von unterschiedlicher Zusammensetzung lebt. Diese Tatsache kann als Folge der klimatischen Unterschiede und der geographischen Isolation angesehen werden. Im höchst beschränkten Masse kommt diese Isolation in der Süsswasserfauna zum Ausdruck, wo die Unterschiede nur an die klimatische Bedingungen zurückzuführen sind.

Beinahe dieselbe Salinität weisen die sublitoralen Biotope der südlichen Ostsee und der See von Varna (Varnaer See) auf. In der letzteren leben 6 marine und 3 Süsswasserarten von Weichtierfauna. Demgegenüber in südlicher Ostsee leben bei derselben Salinität 9 marine und 4 Süsswasserarten. Das Verhältnis der Süsswasserformen zu den marinen Formen ist beinahe dasselbe. Von marinen Formen ist nur *Cardium edule* L. gemeinsam, das durch seine beträchtliche Eurybiotizität, und somit auch Lebensfähigkeit und Migration durch verschiedene Meeresmilieu bekannt ist. Von drei Süsswasserarten sind allerdings zwei gemeinsam, und zwar *Bithynia tantaculata* und *Theodoxus fluviatilis.*

Ähnliches Bild ergibt sich aus dem Vergleich der Zusammensetzung der Weichtierfauna in der Bucht von Varna (17 ‰) mit den westlichen Gebieten der Ostsee (Kieler Bucht, 12—17 ‰). Von der reichen marinen Weichtierfauna des letzeren Gebietes — 45 bis 50 Arten — sind nur 4 bis 5 Arten gemeinsam, darunter eurybiote Formen *Cardium edule, Abra alba, Bittium reticulatum* und *Nassa reticulata.*

Demgegenüber beim Vergleich der Fauna der Weichseler und Stetiner Bucht (0,5—2,0 ‰) mit der Weichtierfauna der Gebedsche-See (auch 0,5—2 ‰) sehen wir, dass fast alle Arten gemeinsam für beide verglichene Gebiete sind. Es handelt sich da um eine ausgesprochene Süsswasserassoziation.

Für die Geologie sind diese Erkenntnisse deshalb von Bedeutung, weil sie einerseits

a) zeigen, dass die kontinentale, besonders die Süsswasserfauna in einer bestimmten Zeit auf breiten Arealen bedeutend einheitlicher sein konnte als die marine Fauna, und andererseits

b) dass im Tertiär derselbe Zeitabschnitt auch bei gleichen bionomischen Bedingungen in verschiedenen Gebieten durch ganz unterschiedliche Meeresfaunen charakterisiert sein kann.

Abhängigkeit der Bioassoziation von der Salinität des Milieu

Auf Grund seiner Untersuchungen in der Nordsee und in der Ostsee hat Remane in J. 1940 ein Diagramm über die Vertretung einzelner Molluskenarten im Wasser mit unterschiedlicher Salinität zusammengestellt. Die Richtigkeit der Remane' schen Kurven haben auch die Ergebnisse unserer Beobachtungen der Vertretung von Molluskenfauna unter verschiedener Salinität in der Bucht und See von Varna und in der Gebedsche-See bestätigt.

Ich möchte deshalb an dieser Stelle auf die Möglichkeit der Anwendung dieser Kurve in der Geologie, und zwar bei der Rekonstruierung der Salinität für die fossilen Sedimentationräume auf Grund des Verhältnisses der Süsswasser- und marinen Arten untereinander, bzw. nach Häufigkeit der vertretenen Arten, hinweisen. Teilveise hat es schon Hiltermann (1949) getan. Allerdings handelt es sich dabei um die Anzahl einzelner Arten, und nicht der vorkommenden Exemplare.

Bei verschiedener Salinität können wir auch in den fossilen Tertiärsedimenten folgendes Verhältnis bei der Vertretung der Süsswasser- und marinen Mollusken voraussetzen·

Salinität	prozentuelle Vertretung der		Häufigkeit
	Süsswasser-	marinen Fauna	
0— 1 ‰	100	—	100 %
2— 3 ‰	95	5	70—80 %
4— 5 ‰	70	30	30—40 %
6— 7 ‰	35	65	20—25 %
8—11 ‰	10	90	30—40 %
13 ‰	5	95	45 %
17 ‰	—	100	55—70 %
25 ‰	—	100	75—85 %
35 ‰	—	100	100 %

Bei biofazieller Bewertung der fossilen brackischen Ablagerungen kann die Salinität des Biotops auf Grund der Zusammensetzung der Molluskenfauna manchmal nicht angegeben werden (so z. B. bei der Bewertung der sarmatischen Ablagerungen, wo ausdauernd die Salinität des Biotops mit 15—17 ‰ angegeben wird, oder der *Tympanotus*-Sedimente im Aquitanien und Burdigalien, mit Salinität 16—25 ‰). Unter Anwendung der Remane' schen Kurve können wir die Salinität der fossilen brackischen Ablagerungen auf Grund der Fauna der rezenten brackischen Biotope ausführlicher und sicherer feststellen.

Dabei ist das Verhältnis der Vertretung mariner und Süsswasserarten geeigneter als die Häufigkeitskriterien. Die Anzahl der vertretenen Arten in der betreffenden Assoziation hängt — ausser der Salinität — auch von anderen ökologischen Faktoren ab. Auf Grund der Häufig-

keit der Arten kann die Salinität von Lokalitäten gleichen Alters nur nach zahlreichen Analysen beurteilt werden. Dadurch können die extremen Assoziationen (entweder zu reich oder zu arm) von der durchschnittlichen Häufigkeit eines breiteren Areals im gegebenen Zeitabschnitt unterschieden werden.

Die Frage der Existenz von spezifisch brackischen Arten

Die Existenz oder Nichtexistenz der spezifisch brackischen Arten (d. i. Arten, deren Lebensraum ausschliesslich an das Wasser mit der niedrigen Salinität gebunden ist), ist ein wichtiges Problem bei der Beurteilung der stratigraphischen Bedeutung euryhaliner Arten im allgemeinen. Der Vergleich rezenter brackischer Meere und die Applikation der Erkenntnisse aus fossilem Milieu wird uns ermöglichen diese Frage wenigstens teilweise zu lösen.

Gessner (1956) leugnet die Existenz der spezifisch brackischen Arten ganz ab, mit der Begründung, dass in einzelnen geologischen Zeitabschnitten eine genug lange Zeit im beschränkten Gebiet mit gleichen Bedingungen des Biotops nie da war, um phylogenetisch die Entwicklung von spezifischen brackischen Organismen zu ermöglichen. Nach Gessner existieren nur die marinen oder die Süsswasserorganismen; einige von ersteren ertragen auch eine gewisse Aussüssung (Verringerung der Salinität) des Meereswassers, und im Gegenteil einige Süsswasserformen ertragen auch eine gewisse Salinität.

Gegen diese Teorie kann man zwei Tatsachen anführen, die für Existenz der hochspezifischen brackischen Arten sprechen können, und zwar:

1. die optimalen Lebensbedingungen einiger Arten bestanden und bestehen noch heute im brackischen Milieu;

2. In den rezenten brackischen Meeren trefen wir einige spezifische Arten, bzw. Varietäten von stenohalinen Formen während in den fossilen Meeren, z. B. im Sarmat einige nur an damaliges brackisches Milieu gebundene Arten lebten.

Die spezifisch brackischen Varietäten stenohaliner Formen entstanden eben im Milieu mit verringerter Salinität und besitzen spezifische ökologische Eigenschaften, durch die sie sich von der stenohalinen Typform unterscheiden. Als Beispiel können wir die Süsswasserart *Radix ovata* und ihre brackische Form *baltica*, verschiedene Varietäten der Art *Dreissena polymorpha*, die marine Art *Ostrea edulis* und ihre brackische Varietät *sublamellosa*, dann noch mehr spezifische brackische Arten wie zum Beispiel *Ostrea taurica, Patella pontica, Hydrobia ventrosa, Hydrobia acuta, Potamopyrgus jenkinsi* und andere nennen. Alle diese Arten, sterben im Süsswasser oder im Wasser mit normaler Salinität meistens ab. Noch auffallender ist die spezifische Stellung der fossilen Molluskenformen. Im brackischen Sarmat und in Osteuropa finden wir zahlreiche Arten, die in derselben Zeit in den marinen Schichten z. B. West- und Südeuropas nich lebten. Das könnte bedeuten, dass im Sarmat spezifische, für das brackische Milieu charakteristische Arten entstanden sind. Einige von ihnen lebten in brackischen Wässern bereits im Torton, wie zum Beispiel *Irus gregarius, Donax lucidus*, andere wiederum beschränkten sich an das brackische Wasser nur im Sarmat, wie *Cardium obsoletum, Mactra podolica, Mohrensternia inflata* usw. Mit dem Untergang des brackischen Milieu starben meistens auch diese Arten ab. Nur einige wenigen Arten besassen einen Überganscharakter, und dank ihrer grossen Euryhalinität lebten sowohl im marinen Miozän, als auch im brackischen Sarmat und oft auch später in jüngeren Formationen. Diese Arten, wie z. B. *Gastrana fragilis, Lucina dentata, Ocinebrina sublavata, Pirenella picta* usw., können nicht für spezifisch brackische, sondern für marine euryhaline Formen gehalten werden. Für typisch fossile brackische Formen können wir z. B. die Vertreter der Gattung *Oncophora* halten. Diese, als auch die anderen spezifisch brackischen Arten lebten nur in beschränkten, kurzen geologischen Zeitabschnitten. Sie entstanden unter spezifischen ökologischen Bedingungen und mit Untergang des entsprechenden Milieu starben sie entgültig ab.

Durch diese Erwägungen gelangen wir zum Resultat, dass die sog. spezifisch brackischen Arten eigentlich mehr oder weniger endemische Formen darstellen. Die rezenten, scheinbar brackischen, in heutigen Meeren oder in fossilen Ablagerungen lebenden Arten mit langem Lebensausdauern und grosser geographischer Ausdehnung (z. B. *Cardium edule, Gastrana fragilis, Tympanotonus margaritaceum, Cyrena semistriata, Terebralia bidentata* usw.), sind eigentlich marine Formen mit grosser Euryhalinität.

Vom geologischen Standpunkt gesehen, können die spezifisch brackischen Formen den Grundcharakter gewisser Sedimente bestimmen. Durch diesen spezifischen Charakter unterschieden sie sich altersmässig von den übrigen biofaziell ähnlichen Ablagerungen. Als endemische Formen ohne eine bestimmte regionale geographische Ausdehnung können sie in der Stratigraphie zur breiteren Korrelation mit den in einem anderen Biotop entstandenen Schichten (z. B. Korrelation des brackischen Sarmat mit dem marinen Messinien) kaum Verwendung finden.

Die Begriffe Ahalinität, Stenohalinität und Euryhalinität

Die Ansichten der Geologen, Paläontologen und Biologen, was die Erläuterung besonders der Begriffe Euryhalinität und Stenohalinität anbelangt, gehen weit auseinander. Die Geologen und Paläontologen bedürfen bei den Analysen fossiler Biotope präzise Definitionen, die mit der Brakizität oder anderen mit den Biotopen von verschiedener Salinität zusammenhängeden Begriffen in Einklang gebracht werden können.

Bei der Feststellung der Euryhalinität der Meeresorganismen müssen wir uns von kritischen, für das Leben einer überwiegenden Mehrheit der Organismen — in unserem Falle der Molluskenfauna — bedürftigen Werten der Wassersalinität führen lassen. Diese kritischen Werte geben uns gleichzeitig auch die Grenzen der verschiedenen Stufen der Brakizität (Remane 1940, Hiltermann 1949) an und bei geeigneter Aplikation können sie in der Geologie die natürliche Grundlage für die Einteilung der Biotope auf Grund des ökologischen Charakters der Molluskenfauna bilden.

Der kritische Wert der Salinität fürs Leben der überwiegenden Mehrheit mariner Molluskenfaunen bewegt sich um 23 ‰, wie man es an den Häufigkeitsunterschieden der Faunen in den Wässern mit normaler Salinität und mit Salinität unter 23 ‰ sehen kann. Durch praktische Experimente hat man bewiesen, dass die Molluskenfauna im Mittelmeer die Verminderung der Salinität bis 20—25 ‰ verträgt. Die endemischen brackischen Formen entstehen gewöhnlich erst bei Salinität unter 23 ‰. Eine noch beträchtlichere Verminderung der Salinität, z. B. 17 ‰ im Schwarzen Meer ertragen nur wenige recht euryhaline Formen. Somit kann die Grenze der Salinität für euryhaline marine Organismen mit 23 ‰ festgesetzt werden.

Die endemischen brackischen Arten sind meistens stenohalin, da sie nur im Rahmen einer bis zum bestimmten Grad — wenn auch beträchtlich — verminderten Salinität leben. So z. B. die *Dreissena caspia* lebt nur bei Salinität zwischen 5 bis 11 ‰, *Dreissena grimmi* bei 12—13 ‰, *Patella pontica* zwischen 12—22 ‰ usw.

Die Mehrheit der Süsswasserformen könnte man als ahalin bezeichnen. Sie ertragen die Zunahme der Salinität bis zum kritischen Wert 2 bis 2,5 ‰. Jene Süsswasserarten, die auch höhere Salinität ertragen (so z. B. *Theodoxus fluviatilis, Bithynia tentaculata*) halten wir für typisch euryhaline Süsswasserformen.

Infolge dessen wäre es geeigneter folgende Gruppen zu unterscheiden:

a) die *marinen stenohalinen Mollusken*, die eine Salinität zwischen 45 und 23 ‰ ertragen;

b) die *marinen euryhalinen Formen*, die auch bei einer Salinität unter 23 ‰ leben, und schliesslich

c) die *endemischen brackischen Arten*, die meistens stenohalin sind, da sie nur in bestimmten Grenzen der verminderten Salinität leben können.

Die Süsswassermollusken sind ahalin, solange sie eine höhere Salzkonzentration im Wasser

als 2 bis 2,5 ‰ nicht ertragen, und euryhalin (die sog. euryhalinen Süsswasserformen im Gegensatz zu den marinen euryhalinen Formen), wenn sie auch bei einem grösseren Salzgehalt im Wasser leben und sich vermehren können. Im Einklang mit meinen Ausführungen (über die Existenz der spezifischen brackischen Arten) halte ich diejenigen Formen, die ihre optimalen Lebensbedingungen im brackischen Wasser finden, jedoch auch im Biotop mit normaler Salinität lebten (z. B. *Cardium edule)*, für marine euryhaline, und nicht für spezifisch brackische stenohaline Arten.

Die bathymetrische Nomenklatur

Im Zusammenhang mit der Erforschung des fossilen Biotops stellt die Geologie besondere Anforderungen an die bathymetrische Nomenklatur. Sie soll in erster Reihe solche Tiefenzonen enthalten, die man durch fossilisationsfähige Organismen kennzeichnen kann, und muss auch dem paläogeographischen Charakter des gegebenen Raumes entsprechen. Für die Charakterisierung der tertiären marinen Ablagerungen eignen sich am besten die Mollusken, Foraminiferen, Bryozoa und Algen. Was den paläogeographischen Charakter anbelangt, handelt es sich im Tertiär Mitteleuropas um Ablagerungen ohne eine kontitentale Schwelle, während in den fossilen Sedimenten des atlantischen und des Mittelmeerraumes auch die Anwesenheit des ehemaligen Schelfs zu berücksichtigen ist. Aus diesem Grunde halte ich für richtig und geeignet, wenn man die Kriterien für die Festsetzung der bathymetrischen Zonen im Tertiär auf Grund solcher Veränderungen des Charakters der Molluskenfaunen und der organogenen Ablagerungen wählt, welche auch in heutigen interkontinentalen Meeren vor sich gehen. Allerdings wäre dabei auch gewisse Ausnahmen zu berücksichtigen, doch wird die Einführung dieses Prinzips bei der Festsetzung der bathymetrischen Zonen in den meisten Fällen den notwendigen Anforderungen entsprechen.

Die Begriffe Supralitoral und Eulitoral stehen ausser Diskussion, wenn auch Eulitoral mangels Flut und Ebbe in den geschlossenen tertiären Binnenseen wahrscheinlich abwesend war. Es wäre unrichtig in den geologischen Arbeiten einige Flachseeablagerungen als Litoral im Sinne des Eulitorals zu bezeichnen.

Bedeutend grösseres Problem stellt die Teilung der sog. eufotischen Zone dar, die öfters als laminare, Zostera- phytale oder sublitorale Zone bezeichnet wird. Die Teilung dieser Zone kann nur in günstigsten Fällen auf Grund verschiedener Algen, Bryozoa-Riffen usw. durchgeführt werden. Die beste Unterscheidungsmöglichkeit in den fossilen Sedimenten der eufotischen Zone bietet uns die Anwesenheit der Flora, bzw. die Anwesenheit oder Mangel an pflanzenfressenden Gastropodenfauna. Die florafreie Zone hat man oft auch als Sublitoral, während die Zone mit Flora als Laminar bezeichnet, obwohl tiefenmässig beide diese Begriffe dieselbe Zone bedeuten. Deshalb wird es besser vom Begriff „laminare Zone" Abstand zu nehmen und die ganze eufotische Zone vom Eulitoral bis zur dysfotischen Zone als *„sublitorale Zone"* zu nennen. Auf Grund der fossilen Biozönosen könnte man in dieser Zone auch weitere Horizonte und der Flora nach auch den phytalen oder den aphytalen Charakter des Sublitorals bestimmen.

Schwerer wird es sein Kriterien zur Teilung der neritischen Zone zu finden und die Grenzziehung zwischen dem Bathyal und dem Abyssal durchzuführen. Nun steht vor uns die Notwendigkeit eine einheitlichere Nomenklatur wenigstens für die eufotische Zone einzuführen, die für rezente Beobachtungen und Vergleichungen am besten zugänglich ist und deren Sedimente wir im mitteleuropäischen Tertiär am meisten begegnen.

Die bathymetrischen Probleme

Aus Untersuchungen rezenter Biotope wissen wir, dass bei der Bestimmung der bathymetrischen Werte des fossilen Sedimentationsmilieu allein der Charakter der Fauna ungenügend

ist; deshalb muss man auch eine ganze Reihe von physikalischen und chemischen Faktoren in Betracht ziehen. Einerseits sind es sog. primäre Faktoren, die imstande sind auch die übliche Ökologie sogar der führenden Arten in der untersuchten Bioassoziation zu ändern, und andererseits die sog. sekundären Faktoren, wie z. B. die Thanatozönose. Auf Grund der Erfahrungen aus rezenten Meeren sind wir der Meinung, dass die Tiefe der fossilen Biotope nicht in Metern anzugeben sei. Die Höhe des Supralitorals, Anwesenheit des Eulitorals, Tiefe des Phytals usw. sind in einzelnen heutigen Meeren, ja sogar in einzelnen Buchten oft soweit unterschiedlich, dass es kaum möglich wäre die Tiefe der fossilen Ablagerungen zu bestimmen.

Der Supralitoral in den fossilen Sedimenten wird nur sehr selten durch die autochthone Fauna charakterisiert. Der rezente felsige Supralitoral zeichnet sich durch spezifische Flora mit einigen wenigen Molluskenarten der Familien *Littorina, Patella, Balanus* und einigen Krabben aus. Viel reichlicher ist die Thanatozönose besonders des flachen sandigen Supralitorals. Aus der autochthonen Fauna sind als fossilisationsfähige Formen gewöhnlich nur die Vertreter der Gattungen *Littorina, Patella-* und *Balanus;* da jedoch diese Formen noch häufiger im Eulitoral vertreten sind, besteht praktisch keine Möglichkeit auf Grund der autochthonen Fauna in den fossilen Sedimenten den felsigen Supralitoral vom Eulitoral zu unterscheiden.

Ein sehr charakteristisches Merkmal des rezenten und auch des fossilen sandigen Supralitorals bilden die Thanatozönosen, besonders die sortierten. Unter Sortierung verstehen wir die mit dem Ufer und der Wellenbrandung zonenartig parallel eingeteilten Gruppierungen, die gewöhnlich aus benthosen Molluskenfaunen des Eulitorals und Sublitorals wie auch aus dem Plankton des ganzen Pelagikum bestehen. Nur selten sind in diesen Thanatozönosen auch benthische Formen der neritischen und bathyalen Zone vertreten. Die Thanatozönose des Eulitorals gibt uns oft ein komplettes Bild über die vagile benthose Biozönose des Sublitorals im gegebenen Meeresabschnitte. Ich darf wohl annehmen, dass ein grosser Teil der reichen Molluskenvorkommen im Miozän eigentlich die supralitorale Thanatozönose darstelle und unrichtig als Zeuge der sublitoralen Meereszone angesehen wird. Aber auch in solchen Fällen gibt es einige Kriterien für Unterscheidung der Thanatozönose von der echten sublitoralen Biozönose. So z. B. die Anwesenheit einer überwiegenden Mehrheit der Doppelklappen ist ein Beweis der Biozönose. Zu grosse Anhäufung von Bruchstüken, das streifenartige Vorkommen und die Sortierung wie auch Mangel an sessilem und pseudosessilem Benthos sprechen dafür, dass wir in solchen Fällen wahrscheinlich mit der supralitoralen Thanatozönose zu tun haben. Eine grosse Anzahl des sessilen und besonders intensiv pseudosessilen Benthos (z. B. *Mya, Lutraria, Panopea)* in Form von Doppelklappen bezeugen das primäre Vorkommen im ehemaligen Sublitoral.

Die eulitorale Zone ist auch in fossilen Ablagerungen einerseits durch autochthone Fauna (im felsigen Milieu durch Familien *Patella, Littorina, Lithodomus Lithophagus, Balanus* usw.; im sandigen Milieu mit pseudosessilen Lamellibranchiaten), andererseits durch Thanatozönose charakterisiert; die letztere ist gegenüber dem Supralitoral unsortiert und ungeordnet. Der Charakter des felsigen Eulitorals ist klar; demgegenüber der sandigtonige Eulitoral ist immer zweifelhaft, in den fossilen Ablagerungen oft fast unerkennbar von der autochthonen Fauna des Sublitorals und Neritikums. Während die Anwesenheit der infolge der Wellenbrandung entstandenen supralitoralen Zone im Tertiär überall zu erwarten ist, der echte durch Flut und Ebbe entstandene Sublitoral im Gebiet der Tethys und Paratethys nur an einigen wenigen Stellen entwickelt war. Besonders kompliziert ist die Charakterisierung des Sublitorals (der fotischen Zone). Eindeutig ist seine Feststellung beim Vorkommen von Algen und zahlreichen pflanzenfressenden Gastropoden. Schwieriger ist es wenn die sublitorale Zone den sandigen oder sandig-tonigen Charakter ohne Phytal besass, und ihre Fauna sich überwiegend aus vagilen, sessilen, und pseudosessilen Lamellibranchiaten zusammensetzte. In solchen Fällen kann sie nähmlich einerseits der Fauna des Eulitorals andererseits der des Neritikum ähnlich sein. Bei der Auswer-

tung der Fauna gibts da nur einen Ausweg — die pünktiche ökologische Analyse der Molluskenarten, wobei allerdings auch das Ausfallen einiger Formen zufolge der Aerationsveränderung zu berücksichtigen ist. Die aus einer in die andere Zone versetzten sog. echten Thanatozönosen kommen besonders in den tieferen Horizonten des Sublitorals nur selten vor. Die abgestorbenen Exemplare konzentrieren sich nur im Rahmen des Sublitorals oder werden durch Wellen und Strömungen in küstennahe Zonen abgetragen. Nur selten gelangen bis in den Sublitoral die leeren Klappen und Muscheln aus dem Neritikum oder dem Eulitoral. Im Sublitoral und in den tieferen Zonen kann in meisten Fällen bereits über die echten Molluskenbiozönosen die Rede sein.

Während im Supralitoral und Eulitoral die Feststellung der Tiefe keine Rolle spielt, im Sublitoral stehen wir vor dem Problem die absolute Tiefe des Biotops wenigstens ugefähr festzustellen. Bei Anwesenheit der Algen — wie wir bereits erwähnten — können gewisse Horizonte festgesetzt werden. Wenn aber die anwesende rezente Zosterenflora jener der sublitoralen Zone ähnlich war oder im Falle des aphytalen Charakters der Zone bleiben für die Bestimmung der Horizonte oder der näheren Tiefe nur einige sehr unsichere Kriterien. Die sublitorale, d. h. eufotische Zone reicht nur bis in solche Tiefe, wo das für die Photosynthese (d. h. Assimilationsprozess) notwendige Licht noch vordingen kann. Diese Tiefe ist jedoch sehr veränderlich und hängt von der geographischen Lage des betreffenden Milieu ab, da davon auch die durchschnittliche Beleuchtungsintensität und Beleuchtungsdauer abhängig ist. Eine gewisse Rolle spielt dabei die Dichte des Planktons (das eigentlich ein organisches Hindernis für das Vordringen des Lichtes bildet) und auch die durchschnittliche Amplitude der Meereswellen. Die Tiefe der fotischen Zone in Europa ist fast in allen Meeren unterschiedlich und bewegt sich zwischen 50 und 100 m. Aus diesem Grunde kann man die nähere Tiefe der sublitoralen Zone mittels der heutigen bathymetrischen Methoden, besonders in Abwesenheit der fossilen Algen, kaum feststellen. Als einziges Mittel ist wiederum die sorgfältige ökologische Untersuchung der Organismen, besonders der Molluskenfauna. Auch die neritischen Horizonte und Bathyal können hauptsächlich im Wege der ökologischen Bewertung von Bioassoziationen unter Berücksichtigung der klimatischen, petrographischen und Aerationsfaktoren festgestellt werden.

Im Zusammenhang mit den rezenten Biozönosen macht auch der petrographische Charakter des Bodens die bathymetrische Bestimmung nur auf Grund der Oekologie der Molluskenfauna problematisch. In meisten Fällen nimmt man nähmlich an, dass pseudosessile und sessile Lamellibranchiaten grundsätzlich sandigen, sandig-schlammigen bis schlammigen Boden, die vagilen Gastropoden wiederum hauptsächlich die felsigen und phytalen Meereshorizonte bewohnen, mit Ausnahme einiger neritischen und bathyalen Gastropodenassoziationen, die auf mergelig-lehmigem Boden leben. Aus der Abhängigkeit der Bioassoziationen vom petrographischen Charakter des Bodens geht hervor, dass in der Zusammensetzung der Fauna zwischen einzelnen Tiefenzonen z. B. in sandigem Milieu sehr oft viel kleinere Unterschiede bestehen, als in demselben Horizont zwischen der Fauna aus dem felsingen, phytalen oder aphytalen schlammigen Meeresmilieu. Daraus ergibt sich, dass der petrographische Charakter des Bodens als sehr wichtiger Faktor für die kvalitative Zusammensetzung der Fauna anzusehen ist. Der sandig-schlammige aphytale Boden ist vom Litoral angefagen oft bis an die Basis des Neritikum durch pseudosessile Lamellibranchiaten vertreten; auf einem ähnlichen Boden mit dem Phytal kommen noch die pflanzenfresenden Gastropoden dazu. Der harte, feste Boden ist vom Eulitoral angefangen bis zum Neritikum nur durch den vagilen Benthos vertreten. Bei der bathymetrischen Bewertung muss man also auch den Charakter, besonders die Härte des Bodens, berücksichtigen und die Beschlüsse auf Grund der ausführlichen statistischen Daten über die Oekologie des betreffenden Biotops machen.

Dabei darf man auch eine beschränkte ökologische Anpassungsfähigkeit der Meeresorganismen, in unserem Falle der Molluskenfauna, nicht vergessen. Sie kommt dadurch zum Ausdruck, dass

die Organismen nur bis zum gewissen Mass fähig sind sich den ungünstigen Lebensbedingungen anzupassen; diese Bedingungen beeinflussen diese oder jene ihrer empfindlichsten biologischen Eigenschaften (besonders was die Salinität, Temperatur und Aeration anbelangt). Manchmal um die erforderten lebensbedürftigen ökologischen Bedingungen zu erreichen, sind die Organismen imstande ihr Lebensmilieu zum Nachteil eines anderen ökologischen Faktors zu ändern. So z. B. manche Organismen zu gunsten der entsprechenden Wassersalinität verzichten auf die optimale Temperatur oder auf gute Aeration, oder im Gegenteil sie verzichten auf die optimale Salinität, um in der entsprechenden Temperatur, auf günstigen Boden oder unter der günstigsten Aeration leben zu können. Auf diese Weise begegnen wir die bekannten Fälle der Emmergenz und Submergenz sonst stenobioter Formen, die uns manchmal ganz falsches Bild über das rezente und fossile Biotop vermitteln. Das bezieht sich sowohl auf die vereinzelten Exemplare, als auch, und vor allem auf massenhaftes Vorkommen gewisser Generationen, die sich dem veränderten Lebensmilieu anpassen. Solche Fälle der Emmergenz begegnen wir z. B. im Schwarzen Meer und in der Varna-See, wo infolge der Verseuchung unterer Wasserhorizonte durch Schwefelwasserstoff, manche neritische Arten im Sublitoral oder die sublitoral-neritischen Formen in den oberen Horizonten des Sublitorals leben. Die Submergenz ist haupsächlich aus zwei Gründen bekannt, und zwar infolge des Aufsuchens der tieferen Horizonte mit höherer Salinität oder der tieferen kälteren Horizonte. Aus ersterem Grunde leben z. B. in den neritischen Tiefen in der Ostsee die eulitoralen und sublitoralen Formen des Atlantischen Ozeans und der Nordsee *(Macoma baltica, Macoma calcarea, Astarte borealis)*; die Submergenz aus dem zweiten Grunde (wegen kälterer Temperatur) ist bei zahlreichen borealen Lamellibranchiaten im lusitanischen Gebiet des Atlantiks und im Mittelmeer bekannt. Deshalb kann manchmal das Auftreten borealer Arten oder vereinzelter stenohaliner litoraler Formen im brakischen Milieu in den fossilen mediterranen Ablagerungen auch bedeuten, dass es sich da um tiefere Ablagerungen handle. Ich möchte an dieser Stelle noch bemerken, dass in diesem Kapitel nur einige mögliche Umstände und Fälle erwähnt waren, die laut unserer Erfahrungen aus rezenten Bioassoziationen die bathymetrische Bewertung der fossilen Ablagerungen oft problematisch machen können.

Anmerkungen zur Entstehung einiger Thanatozönosen in der litoralen Zone

Besonders in den litoralen Zonen begegnen wir in den rezenten Meeren wie auch in fossilen Biotopen fast immer die Thanatozönosen von benthosen Molluskenfaunen. Es handelt sich meistens um autochthone Thanatozönosen, in welchen sich nicht um die überschwemmten Arten aus älteren Ablagerungen handelt, sondern um Elemente die aus verschiedenen Tiefenzonen des gleichzeitigen Sedimentationsraumes stammen. Ihr Vorkommen, bzw. ihre störende Wirkung bei der bathymetrischen Bewertung, bzw. bei der Charakterisierung des Biotops habe ich bereits erwähnt. Wir müssen es berücksichtigen, dass in den angeführten Zonen alle Organismen, (ausser dem sessilen Benthos) nach ihrem Ableben mehr oder weniger an einen anderen Platz versetzt sind. Deshalb können wir bei den fossilen Ablagerungen eigentlich fast immer nur über Nekrozönosen sprechen. Auch die rezenten Biozönosen sind oft von nekrozönosen Elementen infiziert (ergriffen). Es sei noch zu erwähnen, dass die Nekrozönose nur in solchen Fällen als Thanatozönose angesehen werden kann, wenn die Assoziation oder die Pseudoassoziation in einen anderen Tiefenhorizont des Meeres oder wenigstens in ein anderes Biotop in demselben Horizont versetzt wurde.

Nun möchte ich einige Formen der Entstehung von Thanatozönosen erwähnen, wie ich sie besonders in den sublitoralen Zonen rezenter Meere beobachtete und die bisher nicht genug berücksichtigt wurden. Die Bewegung von leeren Klappen und Muscheln am Boden der sublitoralen Zone beweist, dass in Gebieten wo keine starken küstennahen parallel mit dem Strand verlaufenden Ströme und keine Zuflusse da sind, die Richtung der Bewegungen zum Ufer

senkrecht an das Ufer ist. Eine solche Erscheinung, nähmlich solche Bewegungen von leeren Schneckenschalen und hauptsächlich von Muschelklappen beobachtete ich in allen studierten Gebieten der Ostsee, des Schwarzen und Mittelmeeres. Die Intensität der Bewegungen hängt eng mit der Stärke des Wogens und mit dem petrographischen Charakter des Bodens zusammen. Durch die Wellenamplitude wurde auch die Tiefe jener Horizonte des Sublitorals beeinflusst, in welchen die Versetzung noch im Gange war. Auch Charakter des Ufers spielt bei der Weite der Versetzung eine gewisse Rolle. Am offenen flachen Strand bei normalem Wogen wurden die Exemplare nur bis etwa 0,5—1 m Tiefe versetzt, da in diesen seichteren Horizonten sich bereits die Rückwirkung des Wogens (Ebbe) geltend gemacht hat. Die Anhäufung der Thanatozönose im Supralitoral ist an die Wirkungen des stürmischen Wogens zurückzuführen. Die sublitoralen Thanatozönosen bleiben auch beim ununterbrochenen Transport der Klappen und Muscheln zum Ufer unsortiert infolge der ausdauernden Rückwirkung des Wogens und dadurch, dass der Boden des Sublitorals oft durch die Flora stark gegliedert, und damit auch die Entstehung der Thanatozönose beträchtlich verhindert ist. Daraus ergibt sich, dass für autochthone nur diejenigen Formen zu halten sind, die auf eine höhere Zone hinweisen. Die Tiefe des Biotops ist auf Grund der bathymetrisch höheren, und nicht der tieferen Formen festzusetzen. Die aus eulitoralen und sublitoralen Formen bestehende Assoziation entstand immer im Eulitoral (wenn nicht im Supralitoral). Bis jetzt hat man es umgekehrt getan und die Tiefe der Entstehung der Ablagerungen hat man auf Grund derjenigen Formen festgesetzt, die aus tieferen Zonen stammen. Allerdings dürfen auch solche Fälle nicht ausgeschlossen werden, wo die seichteren Formen durch starke Ströme oder durch Abrutschen in grössere Tiefen überschwommen waren. Die erwähnte Bewegung des vagilen Benthos in Richtung zum Ufer ist eine typisch litorale Erscheinung.

Bemerkenswert ist die Entstehung von Thanatozönosen durch Versetzung der Gastropodenschalen durch lebende Organismen. Fast in allen küstennahen Gebieten kann man eine sehr aktive Tätigkeit des Krebschens *Diogenes pugilatior* beobachten, das gewöhnlich leere Schneckengehäuse bewohnt. Stellenweise tritt es massenhaft auf und bei seiner lebhaften Bewegung ist es imstande eine ganze Menge von Gehäusen aus einer Zone oder Horizont in die andere zu übertragen. Es besteht die Möglichkeit, dass die Versetzung der Fauna auf diese Weise auch im Tertiär vor sich ging und infolge dessen an Stellen wo sonst nur pseudosessiles Benthos zu erwarten wäre, ein Teil der Gastropodenfauna im Litoral und Sublitoral auch auf diese Art und Weise hinkam. So z. B. in westlichen Teilen des Schwarzen Meeres lebt *Nassa reticulata* überwiegend an den Zosterafeldern oder in tiefen Horizonten des Sublitorals auf dem lehmigen Boden. Trotzdem aber finden wir tausende von leeren Gehäusen oder mit lebenden *Diogenes*-Krebschen in den seichtesten Horizonten des grobsandigen Sublitorals, die manchmal bis einige km von den Zosterafeldern oder vom tiefen Sublitoral entfernt sind. Im Mittelmeer bei Cap Pali in den oberen Horizonten des Sublitorals in Tiefen zwischen 1 bis 5 m fand ich z. B. ausschliesslich von *Diogenes*-Krebschen bewohnte oder von ihnen übertragene Gehäuse des *Cerithium mediterraneum* und *Murex trunculus* (bis 35 Exemplare pro 1 m^2), aber kein lebendes Exemplar dieser Arten. Die lebenden Vertreter dieser Arten lebten auf dem lehmig-sandigen Boden im cca 1 km entfernten Phytal (5—6 m tief).

Ich glaube, dass man die Entstehung der Thanatozönose auf diese Weise auch bei der Bewertung der fossilen Biotope nicht unterschätzen darf.

Anmerkungen zur Entstehung der Biomassen

Unter Biomasse versteht man eine Menge von Organismen, die auf einer Pflächen- oder Kubikeinheit vorkommen; sie wird meistens in Gewichtseinheiten der im gewissen Kubikraum vorkommenden Organismen angegeben. In der Geologie versteht man unter Biomasse zwar auch

die Menge der Organismen, aber da schreibt man ihr eine ganz andere Bedeutung zu. Sie hilft uns in der Geologie besonders die optimalen ökologischen Bedingungen im verschiedenen Milieu für verschiedene Arten zu erläutern. Ausserdem versteht man in der Geologie unter Biomasse nur das fossilisationsfähige Benthos und Plankton, das mit dem Anzahl der auf gewissem Gebiet auftretenden Arten, und nicht mit ihrem Gewicht angegeben wird. Das Gewicht der Exemplare hängt nähmlich auch vom Fossilisationszustand und Charakter ab und würde uns beim Vergleich einzelner Lokalitäten untereinander nur einen relativen Wert geben.

Ich möchte an dieser Stelle nur einige Beispiele der Entstehung von Biomassen (Kolonien) der Molluskenfauna erwähnen, und zwar mit Rücksicht auf die Erläuterungsmöglichkeit ihrer Existenz in fossilen Biotopen. Im wesentlichen können grosse Biomassen auf *primärem* und *sekundärem* Wege enstehen. Die primäre Entstehung der Biomassen wird meistens an günstige bionomische, der Oekologie der betreffenden Arten entsprechende Bedingungen gebunden. In solchem Milieu je nach der bionomischen Anpassungsfähigkeit der Arten (Vermährungsfähigkeit einer bestimmten Art oder Gattung, bzw. Generation, die Dauer des Lebenslaufes und des Wachstums, Konkurenz oder Agressivität anderer Arten in gegebener Biozönose) können Kolonien entstehen, die dann grosse Biomassen bilden. Die primäre Entstehung ist in allen günstigen und entsprechenden Biotopen gegeben (in jeder Tiefenzone, bei jeder Salinität usw.). Das vagile und pseudosessile Benthos bildet gewöhnlich sog. freie Kolonien, das sessile Benthos sog. Bänke. Dabei sei noch zu erwähnen, dass die *Ostreen-, Mytilus-* oder andere Bänke des sessilen Benthos nicht nur im bestimmten Horizont des Litorals, sonder nach bionomischen Bedingungen auch in unterschiedlich tiefen Horizonten entstehen könnten, wo diese oder jene Art das günstigste Milieu fand. So z. B. im Mittelmeer, in der Bucht von Arcachon im Atlantischen Ozean und anderswo bildet *Ostrea edulis* Bänke und Kolonien bereits in Tiefen zwischen 3 und 5 m; bei Helgoland und im Schwarzen Meer kommt dieselbe Art kolonienweise in den tiefen Horizonten des Sublitorals vor. Ihr Auftreten in tieferen Horizonten der Nordsee wird sehr wahrscheinlich durch ihre Sthenothermizität verursacht; *O. edulis* schützt sich vor einer stärkeren Abkühlung des Wassers in der Winterzeit. Im Schwarzen Meer wiederum sucht sie die tieferen Wässer mit höherer Salinität oder mit reichstem Zufuhr des Planktons (durch sog. Teufelstrom). Es wäre also ungerechtfertigt, das Biotop auf Grund des Vorkommens von Austernkolonien nur als Eulitoral oder nur für oberen Horizont des Sublitorals zu bestimmen.

In den fossilen Sedimenten wechsellagern manchmal die Lagen, in welchen gewisse Arten sehr reich, ja sogar massenhaft vertreten sind, mit den sterillen, oder nur sehr arm von denselben Arten bewohnten Lagen. Diese Erscheinung kan man durch die Veränderung der ökologischen Bedingungen erklären; manchmal aber stehen auch andere biologische und physikalische Faktoren dahinten. In den rezenten Meeren hat man zum Beispiel die Entstehung, das Wachstum und Absterben einer und derselben Generation von bestimmten Arten beobachtet. Die nachfolgende Generation derselben Art erschien in demselben Gebiet erst später, nach einigen Jahren, nachdem die vorherige Generation von neueren Ablagerungen teilweise eingegraben war. Dabei aber hat man keine Veränderungen der direkten ökologischen Faktoren im Biotop beobachtet. Daraus ergibt sich, dass die Entstehung von Kolonien bei bestimmten Arten eine gewisse Periodizität im Wachstum, Vermehrung und Absterben einiger Generationen aufweist.

Auch die Ablagerungsgeschwindigkeit des anorganischen Materials kann die Wechsellagerung und Veränderung der Lagen mit unterschiedlich reichen Biomassen bestimmter Arten beeinflussen. So z. B. sind die Gebiete mit einer raschen Ablagerung des anorganischen Materials nur sehr selten vom pseudosessilen Benthos bewohnt und meistens kommt bei ihnen kein sessiles Benthos vor. Das einzige vagile Benthos — darunter besonders die beweglichen Gastropoden — lebt in den Regionen mit einer raschen Ablagerung des Sandes oder mit intensiver Anhäufung des pelitischen Materials. Die Austernkolonien sterben bei einer raschen Ablagerung des Sandes ab, ebenso wie die meisten Biomassen der Lamellibranchiaten. Immerhin darf man dabei nicht

vergessen, dass die dauernde Sedimentation des pelitischen Materials nur im Pelagikum, und besonders in der Randzone des Schelfs und in Richtung zum Abyssal bestand, während sie in den litoralen Gebieten von der veränderlichen Abrasion der Ufer abhängig war. Deshalb kann man weder bei der ersteren noch bei der zweiteren Zone über eine plötzliche oder intensive Ablagerung sprechen.

Eine rasche Ablagerung besteht nur in Gebieten der Flussmündungen und als Folge der Veränderungen der Meeresströme, oder der Erosionsbasis infolge der tektonischen Bewegungen. Allerdings kann man manche periodische Bereicherung des Biotops teilweise auch durch veränderliche Intensität der Sedimentation erklären. Als Beispiel dafür können wir aus dem fossilen Biotop die Wechsellagerung der autochthonen Lamellibranchiatenkolonien *(Glycymeris obovatus)* im Aquitan der Kováčover Schichten mit den sterillen oder nur sehr arm besiedelten Lagen, anführen.

Die Wechsellagerung verschiedener Lagen von Biomassen, die nicht nur durch die Veränderung der Quantität, sondern auch durch die Veränderung der Zusammensetzung des Benthos zum Ausdruck kommt (z. B. die Wechsellagerung der unterschiedlich reichen Lagen des pseudosessilen Benthos mit dem vagilen Benthos) kann manchmal auch auf die Veränderung des Charakters des Biotops hinweisen. Solche Veränderungen wurden hauptsächlich in den sublitoralen Ablagerungen beobachtet. Durch eine plötzliche Veränderung des Biotops kann man auch das Auftreten einer reichen Turritellenbiomasse zwischen den Lagen mit pseudosessilen Lamellibranchiaten in den sublitoralen Burdigal-Ablagerungen bei Veľká Čausa erklären. In diesem Falle handelt es sich da wahrscheinlich um die Entstehung der Biomassen von Gastropoden infolge der periodischen Vorstösse der Flora bis in sonst aphytalen sandig-lehmigen Sublitoral oder infolge der plötzlichen Veränderung der Aeration des Wassers.

In den reichen Biomassen beobachteten wir, dass die in den fossilen Ablagerungen vorkommenden Exemplare dieselbe Dimensionen besitzen. Oft sind diese Dimensionen um etwas kleiner als die der erwachsenen Formen derselben Art. Diese Erscheinungen wurden bisher in der Geologie meistens auch mit ökologischen Ursachen in Zusammenhang gebracht. Aus unseren Beobachtungen der lebenden rezenten Biomassen ergibt sich, dass in den sog. „Eingeneration-Kolonien" die Dimensionen einzelner Exemplare im grossen und ganzen gleichmässig wachsen. Deshalb nehmen wir an, dass die einer einjährigen Generation gehörenden Exemplare bei ihrem Absterben kleiner sind, als die der dreijährigen Generation; daraus ergibt sich, dass die Dimensionen der Exemplare in der Biomasse einer Generation eher vom Entwicklungsstadium der Kolonien zur Zeit ihres Absterbens als von den ökologischen Faktoren abhängig sein können. Dies ist um so wahrscheinlicher, als es kaum anzunehmen ist, dass die grossen Biomassen in solchem Milieu entstanden könnten, wo die ökologischen Bedingungen soweit ungünstig wären, dass sie die Veränderungen der Dimensionen einzelner Exemplare zu Folge gehabt hätten.

Während in den primären Biomassen alle drei Typen des Benthos vertreten sind (d. h. sessiles, pseudosessiles und vagiles Benthos), die sekundären Biomassen, die praktisch den Thanatozönosen entsprechen, gewöhnlich nur ein vagiles oder pseudosessiles Benthos, oder selbstverständlich auch Plankton enthalten. Die Entstehung von sekundären Biomassen in den litoralen Zonen ist an das Wogen zurückzuführen. Diese Biomassen dominieren im flachen Supralitoral. Ihre Entstehung in den neritischen Tiefen bleibt vorläufig noch ungenügend geklärt, doch wir können annehmen, dass sie mit der Wasserströmung und Morphologie des Meeresbodens im Zusammenhang steht.

Geologisches Institut D. Štúr's.
Bratislava

Übersetzt von Ing. M. Rumann.

MICHAL MAHEĽ—VIERA KANTOROVÁ

ALB „KRÍŽŇANSKEJ" SÉRIE NA SEVERNÝCH SVAHOCH VEĽKEJ FATRY A NÍZKYCH TATIER*

(Anglické resumé)

Až doteraz názory na prítomnosť albu v „krížňanskej" sérii Veľkej Fatry a Nízkych Tatier boli nejasné, nejednoznačné. Podľa niektorých autorov mezozoické súvrstvie mladšie ako neokom nevystupuje v Nízkych Tatrách (Koutek 1930) ani vo Veľkej Fatre (Matějka 1931; Bystrický 1956). Matějka (1927) pripúšťa obmedzené zastúpenie albu v najsevernejších častiach Veľkej Fatry pri Hrboltovej, a to vo fácií tmavých až čiernych slieňov a slienitých vápencov s valúnikmi šedých i tmavošedých vápnitých slieňov, prípadne s ostrohrannými drobnými úlomkami šedých slienito-ílovitých slieňov; na geologickej mape ho však nevyčleňuje. Albské sú podľa neho azda zelenkavé ílovité bridličky v okolí Ružomberku (západne od vrchu Hýrová a južne od Rybárpoľa). Podstatnú časť súvrstvia modrošedých slieňov a slienitých bridlíc lupienkovitého rozpadu, a to i v priestoroch, kde majú vložky vrstevnatých rozpadavých pieskovcov (v doline Likavky na južnom svahu Chočského pohoria), zaraďuje k baremu.

Nedostatok, prípadne obmedzené zastúpenie albu vo Veľkej Fatre i v Nízkych Tatrách na jednej strane, a značný podiel tohto súvrstvia v blízkosti bradlového pásma v zmysle príkrovovej koncepcie sa považoval za jeden z dôkazov príkrovovej povahy krížňanskej jednotky. Najmladšie členy v zmysle Heima (1921) u príkrovu sú totiž nahrnuté v jeho čelných častiach. V dôsledku toho sa Andrusov (1931) domnieva, že nedostatok, prípadne malý rozsah albu v južnejších jadrách nie je dôsledkom faciálnych zmien, ale príkrovového charakteru krížňanského príkrovu, dôsledkom nahrnutia albu v jeho čelnej časti — blízko bradlového pásma.

---

* Geologické vyhodnotenie urobil M. Maheľ, mikropaleontologické V. Kantorová.

Pri výskumoch spojených so zostavovaním mapy 1 : 200 000 sme venovali osobitnú pozornosť tomuto problému. Geologická mapa doplnená sedimentárno-petrografickými profilmi spracovanými A. Kulmanovou a doložená mikropaleontologickými rozbormi poukazuje na značné rozšírenie albu vo Veľkej Fatre i v priliehajúcej južnej časti Chočského pohoria. Ba zistili sa hrubšie komplexy albu i v severozápadnej časti Nízkych Tatier. Ukázalo sa, že súvrstvie slienitých bridlíc a slieňov, opisované zväčša ako barem, má typickú stredno až vrchnoalbskú mikrofaunu. Už terénne štúdiá lepšie odkrytých profilov v tomto súvrství prakticky všade potvrdili prítomnosť piesčitých vápencov, prípadne vápnitých pieskovcov, dosť charakteristických pre albské súvrstvie. To umožnilo i kartografické vyčlenenie overované mikropaleontologicky. Podiel piesčitých vápencov a pieskovcov je pravda podstatne menší ako v iných pohoriach, napr. v Strážovskej hornatine. To akiste bolo hlavnou príčinou, prečo sa toto súvrstvie zaraďovalo ku komplexu neokomu a pararelizovalo s bridličnato-slienitým vrchným oddielom neokomu-baremom, preukázaným amonitom *Desmoceras* cf. *charrierianum* (Dornay 1917). Petrografickú charakteristiku albského súvrstvia umožňujú nám poznať zvlášť súvislé odkryvy v Rybárpoli na pravom brehu Váhu pri ceste do Hrboltovej. V zárezе cesty z Rybárpoľa do Hrboltovej vystupuje súvrstvie sivomodrých i sivohnedých slieňovcov s lupienkovitým i doštičkovitým rozpadom i ílovce tyčinkovitého rozpadu, navetrávajúce do hrdzavohneda. Uprostred nich sú 10—20 cm hrubé lavice sivohnedých slabopiesčitých vápencov, ktoré navetrávaním nadobúdajú hrdzavohnedú farbu. Vápence vykazujú mikroskopicky organodetritickú až gravelovú štruktúru. Úlomky organizmov pri okraji granulované patria schránkam lastúrnikov, článkom echinodermát a foraminiferám typu textulárií, miliolíd, ďalej orbitolíny a globigeríny. Zrná kremeňa sú len v niektorých vzorkách hojnejšie.

Mikropaleontologický rozbor vzoriek, ktoré urobila V. Kantorová i J. Salaj jednoznačne poukazujú na vrchný alb: *Placentammina placenta* (Grzybowski), *Hyperammina grzybowskii* Dyłazą nka, *Ammodiscus incertus* (Orbigny), *Glomospira charoides* (Jones & Parker), *Trochamminoides contortus* (Grzybowski), *Ticinella roberti* (Gandolfi), *Anomalina djaffarovi* Agalarova.

Dlhý profil pozdĺž hradskej pri hornom konci dediny Biely Potok poskytuje možnosť riešiť vzťah neokomského súvrstvia k albu. Neokom je odkrytý v dĺžke najmenej 200 m. Lavicovité svetlosivé vápence striedajú sa v ňom s polohami slieňov sivej až modrosivej farby. Vápence vykazujú mikroskopicky kalovú štruktúru s kalcifikovanými radiolériami, lagenidovými foraminiferami s nanokonusmi. Vo vrchných polohách sa pridružujú i drobné globigeríny. Vo vrchnej časti súvrstvia v tmavošedých vápencoch sa našli belemnity, ktoré Eristavi určil ako *Mesohibolites uhligi* Schw.; poukazuje na vrchný barem až spodný apt. Bridličnaté polohy v najvrchnejšej časti, vytvárajúce vložky uprostred lavíc

slienitých vápencov opisovaného súvrstvia, obsahujú túto mikrofaunu: *Marginulinopsis djaffaensis* Sigal, *Vaginulina gaultina* Berthelin, *Haplophragmoides nana* d'Orbigny, *Ammodiscus gaultinus* Berthelin, *Verneuilina* cf. *neocomiensis* Mjatljuk, *Dentalina communis* Orbigny, *Trochammina inflata* (Montagu), *Vaginulina recta* Reuss, *Hyperammina* sp. *Lenticulina* sp., *Anomalina* sp., *Cytherella* aff. *steringi* Van Veen. Táto mikrofauna, ktorú zistil J. Salaj, svedčí o baremskom veku horniny. Potom nasleduje súvrstvie sivých až sivomodrých, do sivohneda zvetrávajúcich slieňovcov doštičkovitej odlučnosti, často s lupienkovitým rozpadom. Uprostred nich sú 5—20 cm hrubé lavice piesčitých tmavošedých vápencov. Vápence sú jemnozrnné až celistvé, prestúpené hustou sieťou kalcitických žiliek. Mikroskopicky vykazujú kalovo-organogénnu štruktúru s globogerínami, globorotalidnými foraminiferami. Hornina je obohatená o drobné úlomky klastického kremeňa a zrniečka pyritu. Bridličnaté vložky v spodnej časti súvrstvia obsahujú strednoalbskú foraminiferovú asociáciu s *Globigerinelloides lorneiana* (Orbigny) a *Hedbergella lorneiana trocoides* (Gandolfi). Rozbory slieňovcov z vyšších partií poukazujú na asociáciu vyššieho albu: *Rhabdammina abyssorum* M. Sars, *Ammodiscus incertus* (Orbigny), *Marssonella trochus* (Orbigny), *Lenticulina (Robulus) münsteri* (Reuss), *Anomalina complanata* Reuss, *Ticinella roberti* (Gandolfi). Podobnú mikrofaunu vyššieho albu obsahuje i bridličnaté súvrstvie v záreze poľnej cesty pri Vlkolinci.

Strednoalbské foraminiferové asociácie s hojným zastúpením *Globigerinelloides lorneiana* zistili sme tiež v slienitých bridliciach v odkryve na ceste západne od Černovej, v slienitých bridliciach na vrchu Čebraď pri Rybárpoli i na niekoľkých miestach v okolí Ľubochne, Hubovej a Likavky.

Geologickým mapovaním (prehľadné vykonával M. Maheľ, podrobnejšie M. Peržel) opretým o mikropaleontologické rozbory, bol zistený značný rozsah albského súvrstvia vo Veľkej Fatre i v Chočskom pohorí.

Pruh albského súvrstvia v krížňanskej sérii smerom k východu možno sledovať až po východné svahy doliny Slienica južne od Štiavnice. V hrubých masách vystupuje teda alb i v Štiavnickej doline, známej výskytmi augititových mandľovcov a ich tufov, opísaných Koutkom (1931). Bázické horniny vystupuje tu na hranici neokom-alb, iné uprostred albského súvrstvia. Vulkanická činnosť sa teda neodohrala počas hoterivu, ale vo vrchnom albe a pred ním, v období stratigrafického hiátu. V súvrství albu v Štiavnickej doline sa našli i polohy (až 40 cm hrubé) tmavosivých jemnozrnných pieskovcov, obohatených o glaukonit. Mikroskopicky (Kulmanová 1960) vykazujú organogénno-klastickú štruktúru s detritickými polohami kalového vápenca, zrnká kremenca, fosfátové úlomky a úlomky organizmov, hlavne schránok lamelibranchiátov a články echinodermát. Hojné sú i foraminifery: *Gümbelina, Globorotalia, Globigerina* a textulárie. V menšom množstve sú prítomné autigénne zrniečka kremeňa, glaukonitu

a kalcitu. Slieňovcové polohy obsahujú mikrofaunu vyššieho albu nasledujúceho zloženia: *Glomospira charoides* (Jones & Perker), *Hedbergella lorneiana trocoidea* (Gandolfi), *Anomalina djaffarovi* Agalarova.

Pre alb krížňanskej série severných svahov Veľkej Fatry a Nízkych Tatier je príznačný malý podiel piesčitého komponenta, podstatne nižší ako napr. v tej istej sérii v Strážovskej hornatine. Tým sa nápadne líši od albu susednej série Červenej Magury, kde pieskovce miestami zaberajú podstatnú časť súvrstvia. Napr. v pekných odkryvoch na pravom svahu doliny Revúcej pri Podsuchej v nadloží šedých až šedohnedých bridlíc s jemným tenkodoštičkovitým až lupienkovitým rozpadom sú desiatky metrov hrubé polohy sivomodrých pieskovcov. Vystupujú v laviciach 20—140 cm hrubých. Ílovce uprostred nich tvoria len tenučké preplástky. Pieskovce sú jemnozrnné (Kulmanová 1960), psamitickej štruktúry s pomerom tmelu a klastík 1 : 3. Klastické súčiastky zastupujú prevažne ostrohranné zrnká kremeňa, zriedkavejšie zrnká kalcitu, sericitizované žince, šupinky muskovitu a chlorit; akcesorické sú zrnká zirkónu; prítomný je i pyrit. Nájdu sa i polohy, kde vedľa klastík pristupujú i prierezy foraminifer.

Mikropaleontologický výskum spojený s geologickým mapovaním ukazuje, že podstatná časť bridličnatého súvrstvia, považovaného za barem je albského veku. Nové nálezy fauny amonitov, ktorú určil Eristavi ukazujú, že k baremu treba zaradiť vrchné časti neokomského súvrstvia šedých slieňov a slienitých vápencov. V opustenom lome v Bielom Potoku na ľavom svahu doliny Revúcej našli sa v ňom spodnobaremské amonity: *Barremites difficilis* d'Orb., *Barremites psilonatus* Uhl., *Barremites* cf. *tenuicinctus* Sar., *Barremites* ex gr. *lechicum* Uhl. V šedých až šedomodrastých slienitých vápencoch pri ceste z Rybárpoľa k Hrboltovej sa našli dokonca až vrchnobaremské amonity: *Barremites* cf. *streostoma* Uhl. Mikroskopicky vápence vykazujú kalovoorganogénnu štruktúru s drobnými úlomkami organizmov a aleuritickými zrnkami kremeňa. Pozorovateľná je i prítomnosť nanokonusov. Vložky slienitých bridlíc obsahujú túto mikrofaunu: *Ammodiscus incertus* (Orb.), *Glomospira charoides* (Jones et Parker), *Anomalina djaffarovi* Agalarova.

K vrchnému baremu patrí miestami i časť súvrstvia tmavošedých slieňov s polohami tmavošedých slienitých vápencov. Na kalvárii pri Ružomberku našiel sa v nich amonit *Barremites* cf. *strethostoma* Uhl. Pravdepodobne z týchto vápencov pochádza baremská fauna, ktorú uvádza Dornay.

Poznatky z Veľkej Fatry utvrdzujú nás v názore o prerušení sedimentácie najčastejšie medzi vrchným baremom a vyšším stredným albom. Albské súvrstvie teda nepredstavuje regresívnu fáciu spätú pozvoľným prechodom s podložným slienito-vápencovým súvrstvím neokomu, ale je oddelené od neho pomerne dlhotrvajúcim stratigrafickým hiátom (Maheľ, 1960).

Geologický ústav Dionýza Štúra
v Bratislave

LITERATÚRA

[1] Andrusov D., 1931: O stratigrafickém rozdělení spodní křídy spodního subtatranského příkrovu na středním Slovensku. Věstník StGU 7. — [2] Bystrický J., 1955: Poznámky o mezozoiku ľubochnianskej doliny Veľkej Fatry. Geologické práce. Zprávy 2, Bratislava. — [3] Dornay B., 1917: Geologische Bemerkungen zur Umgebung von Rózsahegy. Jahresbericht d. k. ung. geol. Reichsanstalt f. 1916, Budapest. — [4] Heim A., 1921: Geologie der Schweiz, Leipzig. — [5] Koutek J., 1931: Geologické studie na severozápade Nízkych Tater, Sborník StGU IX, Praha. — [6] Kullmanová A., 1960: Sedimentárno-petrografický výskum jurských a kriedových sedimentárnych hornín vo Veľkej Fatre, Strážovskej hornatine a Žiaru, Rukopis. Geofond, Bratislava. — [7] Maheľ M., 1959a: Nová jednotka v Západných Karpátoch, Geologické práce, Zoš. 51, Bratislava. — [8] Maheľ M., 1959b: Nové členenie a pohľad na historicko-geologický vývin mezozoika Centrálnych Karpát, Geologické práce, Zoš. 55, Bratislava. — [9] Maheľ M., 1960: Nové závažné poznatky v geológii Strážovskej hornatiny, Geologické práce, v tlači, Bratislava. — [10] Matějka Al., 1927: Geologické studie v okolí Ružomberka na Slovensku, Sborník StGU, VII, Praha. — [11] Matějka Al., 1931: Géologie de la vallée du Hron dans les environs de Báňská Bystrica, Guide des excursions, Knihovna StGU, 13 A, Praha. — [12] Matějka Al. — Andrusov D., 1931: Apercu de la géologie des Carpathes occidentales de la Slovaquie central et des regions evoisinantes, Knihovna StGU, 13 A, Praha.

MICHAL MAHEĽ

THE ALBIAN OF THE „KRIŽNÁ" SERIES ON THE NORTHERN SLOPE OF VEĽKÁ FATRA AND NÍZKE TATRY

New researches connected with the geological mapping and based on micropaleontological studies, deny the recent opinion according to which the youngest constituent of the „Križná" series in Veľká Fatra and Nízke Tatry is the Bareme beds (Matějka 1931; Koutek 1931; Bystrický 1955). Such a view might agree with the nappe conception of the „križňan" unit, in which the youngest beds, i. e. the Albian, should have been amassed in the front parts only, i. e. near the klippes-zone (Andrusov 1931). Nevertheless, to the Albian, viz. to the upper part of the Middle Albian, and to the Upper Albian belongs here and there more than 100 m thick succession of grey to dark-grey marl-schists and marls, considered hitherto as that of Bareme or partly even of the Hoterivian. In contradiction to the Albian in other mountain-ranges, e. g. in the „križná" series of the Strážovská hornatina or — if need be — also in contradiction to the adjoining Červená Magura series, the Albian succession of the „križná" series on the northern slopes of Veľká Fatra nad Nízke Tatry shows essentially smaller share of sandstones. In some profiles they do not occur at all, being substituted by the thinner strata of dark-grey sandstones with organo-detritic structure. It is necessary to count to the Albian the succession of marls with the strata of augitit-amygdaloids and their tufas. It proves that the main volcanic phase in the period of the Lower Cretaceous in Nízke Tatry does not belong to the Hoterivian — as it had been supposed earlier (Koutek 1931) — but it must be set into the Albian, viz. to the period immediately preceding the transgression of the Albian succession. Our knowledge of Veľká Fatra point out interruption of the sedimentation (most often between the Upper Bareme and Middle Albian). It seems that the stratigraphical hiatus between the Neocomian succession and that of the Albian, found out recently by one of us (Maheľ 1959a and 1959b) in several series of the central zone, has considerable spreading and importance in the „Križná" series, too (Maheľ 1960).

BARTOLOMEJ LEŠKO—JÁN NEMČOK—TOMÁŠ KORÁB

FLYŠ UŽSKEJ HORNATINY

(Francúzske a ruské resumé, 2 prílohy)

O b s a h. Práca prináša základné stratigraficko-litologické rozdelenie flyšových útvarov dukelsko-užockých vrás severovýchodného cípu východného Slovenska. Všíma si litofaciálny vývoj útvarov a pojednáva o tektonických črtách územia.

Charakteristický faciálny znak pre vývin útvarov je, že vo všetkých stratigrafických členoch juhovýchodným smerom značne pribúdajú piesčité komponenty. Vytvárajú sa pieskovcové polohy vrchnej kriedy, pieskovcové vrstvy podmenilitového eocénu, pieskovcové polohy v menilitových vrstvách a spodné pieskovcové krosnenské vrstvy.

Štrukturálno-litologický podklad morfologicky formuje územie na hornatinu (Užská hornatina) a vytvára nápadné horské chrbáty — gorgany — východných Karpát.

Po tektonickej stránke práca rozoberá štrukturálny ráz tektonických pásiem. Na základe tektonických zjavov, charakterizujúcich územie, došli sme k názoru, že dukelsko-užocké vrásy boli pôvodne nasunuté na SV a potom spätne prešmyknuté k JZ. Niektoré tektonické zjavy svedčia o blízkosti staršieho podložia v hĺbkach flyšových Karpát, niektoré sa vytvorili v dôsledku značných litofaciálnych rozdielov flyšových útvarov.

Výsledky obsiahnuté v práci sme získali pri prehľadnom geologickom výskume listu Snina pre generálnu mapu ČSR.

I. Geografická poloha

Výskum sme robili na slovenskej časti Užskej hornatiny a v najvýchodnejšom úseku Ondavskej vrchoviny v doline Cirochy, ktoré orograficky vyčlenil H r o m á d k a (1943). Pribúdaním piesčitých komponentov vo flyšových útvaroch a vývojom flyšových pieskovcových vrstiev v dukelsko-užovských vrásach smerom na JV sa na SV Slovensku v povodí Uhu vytvára nová morfologicko-orografická jednotka, Užská hornatina.

Kým v Ondavskej vrchovine prevláda reliéf oblých, nevýrazných chrbtov väčšinou 400—600 m n. m., v Užskej hornatine mohutný vývoj pieskovcových vrstiev kriedy a podmenilitového eocénu vytvára morfologicky výrazné horské

masívy karpatského smeru a menilitovo-krosnenské vrstvy podmieňujú vývoj pretiahnutých subsekventných dolín. V karpatskom (SV—JZ) smere vyniká masív Veľkého (1011,8 m) a Malého Bukovca (292,7) a masív Nastaž (799,7) a v severo-južnom smere pohraničný čsl.-sovietsky masív Stinska (1092,7). Tieto masívy dôsledne sledujú geologickú štruktúru pieskovcových flyšových útvarov. Hlavný, rozvodný čsl.-poľský chrbát s kótami Ďurkovec (1188,3) a Kremenec (1220,4) je priečne orientovaný na smer geologických štruktúr a ich vrstiev.

Staršie práce

V minulom storočí robili na našom území prehľadný výskum geológovia Viedenského geologického ústavu A. v. Glos (1859) a C. M. Paul (1870) a od tejto doby sa s týmto územím podrobnejšie nikto nezaoberal.

Paul (1870) opisuje zo širšieho okolia Užockého priesmyku užocký pieskovec, ktorý považuje za starší ako menilitové (melettové) bridlice a odlišný od „magurských" pieskovcov.

Študované územie v okolí Ruského a Veľkej Poľany čiastočne spracoval Z. Opolski (1930, 1936), ktorý tam rozlíšil tzv. mladšiu kriedu, eocén (podmenilitový) a menilitové vrstvy. Podľa nášho výskumu tektonický ráz tohto územia odpovedá iba v hrubých rysoch výkladu Opolského.

Na juhu do nášho územia čiastočne zasahuje výskum A. Matějku a O. Kodyma (1949). Na tomto úseku prebieha čiara magurského nasunutia na dukelsko-užocké vrásy, ktorú obaja autori správne vymedzili, až na západný úsek, kde prebieha južnejšie.

I v rade ďalších prác tematika i obsah nepriamo súvisia s geológiou nami študovaného územia. Ide najmä o práce Paula (1870), Vacka (1881), Geselia (1900). Podstatným prínosom ku geológii nášho územia a flyša východného Slovenska vôbec je Nowakov (1927) názor na tektonicko-faciálne vyznievanie magurského flyša juhovýchodným smerom a jeho poznámky o určitej faciálnej podobnosti stratigraficky rovnako starých magurských členov v dukelskej oblasti s krosnenským flyšom.

Na základe štúdia faciálnych premien jednotlivých stratigrafických členov na našom území a celých dukelsko-užockých vrás východného Slovenska (Lešku 1957, 1958) prikláňame sa k názoru Opolského (1936), že dukelsko-užocké vrásy pokračujú do skupiny Stohu, vymedzenej Matějkom a Andrusovom (1931).

H. Swidziński (1934) vymedzil zo skupiny vonkajšieho flyša jednotku nižšieho radu — dukelsko-užocké vrásy — s kvalitatívne odlišnou litológiou stratigrafických členov a svojráznou tektonikou oproti magurskej skupine flyša na jednej strane a vonkajšiemu flyšovému pásmu, ktorého sú dielčou jednotkou, na strane druhej.

Podrobný geologický výskum na okolí Užockého priesmyku v blízkosti nášho územia robil Stejskal (1936) a Matějka (1936). Maďarskí geológovia Wein (1943) a Szalai (1947) pridržiavali sa Swidzińského (1934) pôvodného názoru na priebeh dukelsko-užockých vrás a magurského flyša.

Vjalov (1956—57) v svojich prácach zastáva ešte názor, že magurský flyš pokračuje do východných Karpát. Výskyt inocerámov (Pasternak — Vjalov 1956) pri Veľkom Bereznom v susedstve nášho územia nepovažujeme za dôkaz rozšírenia magurského flyša na sever od čiary Stakčín—Ubľa, ako to predpokladal Vjalov — Pasternak (1956), ale iba za paleontologický dôkaz kriedových vrstiev, zasahujúcich tam pravdepodobne z nášho nastažského antiklinálneho pásma dukelsko-užockých vrás.

II. Stratigraficko-faciálne členenie

Stratigraficky najstarším členom dukelsko-užockých vrás sú lupkovské a cisňanské vrstvy. Pretože vývoj kriedy v dukelsko-užockých vrásach je litofaciálne značne odlišný od typických inoceramových vrstiev, napr. skibového pásma poľsko-sovietskych flyšových Karpát, vývoj kriedy a spodného paleocénu dukelsko-užockých vrás označujeme ako *lupkovské a cisňanské vrstvy.*

Lupkovské vrstvy

Názov *lupkovské vrstvy* sme volili podľa Lupkovského priesmyku na čsl.-poľskom pohraničnom chrbáte Poloninských Karpát. Charakteristickou črtou týchto vrstiev je vývoj čiernych, pomerne tvrdých, šupinkovite rozpadavých ílovcov a kremito-vápnitých, húževnatých, jemnozrnných pieskovcov, ktoré nie sú v pravých inoceramových vrstvách vyvinuté. Takto pozorujeme na našom území vplyv sliezskej fácie do inoceramového vývoja kriedy, na ktorý upozornil už Opolski (1930). Leško (1952) označil tento vývoj kriedy v SZ časti dukelsko-užockých vrás ako spodný, prevažne ílovcovo-slieňovcový oddiel inoceramových vrstiev.

V lupkovských vrstvách sú vyvinuté i tmavomodré ílovce, sivomodré a sivé slieňovce s výraznými fukoidmi. Piesčitý komponent zastupujú modré, jemnozrnné vápnité pieskovce, kremito-vápnité jemnozrnné, húževnaté pieskovce a tmavé siltovce až jemnozrnné vápence laminovaného a konvolutného zvrstvenia s muskovitom na plochách vrstiev. Pomer bridlíc k pieskovcom je 5 : 1 až 10 : 1.

Podľa mikropaleontologických štúdií Samuela (1959) lupkovské vrstvy reprezentujú(?) cenoman až senón. Nemčok (1960) z ich vrchných častí určil *Inoceramus balticus* Böhm a *Inoceramus mülleri* Petraschek, ktoré patria do vrchnej kriedy.

Cisňanské vrstvy

Názov preberáme od Opolského (1930) (= „cisnianská krieda") na označenie prevažne pieskovcových vrstiev, vyvinutých nad lupkovskými. Opolski (1930) pri opise profilu okolia Cisnej v Poľsku (severne od Ruského Sedla) upozornil, že spodný horizont kriedy pripomína vývoj sliezsky, stredný je inoceramový, vrchný tzv. cisňanský.

Cisňanské vrstvy sú zložené z hruborytmického a hrubozrnitého flyša v hrúbke 300—600 m. Okrem lupkovských pieskovcov objavujú sa tu strednozrnné kremité pieskovce s vápnitým tmelom a drobnozrnné zlepence. Zlepence tvoria buď bázu pieskovcov, do ktorých pozvoľne prechádzajú, alebo šmuhovité vložky (10 až 15 cm) v nich. Zrná zlepenca, 1 × 1 cm veľké, málo opracované až ostrohranné, tvoria väčšinou kremeň a metamorfované horniny. Bridlice sú len podradné vo vložkách 10—80 cm alebo aj menej, takže pomer zastúpenia bridlíc a pieskovcov je tu opačný ako v lupkovských vrstvách. Faciálne sú zhodné s bridlicami lupkovských vrstiev.

Vrchnú hranicu cisňanských vrstiev určujeme iba podľa litofaciálnych kritérií, lebo prechod do podmenilitového eocénu je iba pozvoľný. Za najvyššie cisňanské vrstvy považujeme tie polohy pieskovcov, ktoré ešte neobsahujú sivozelené, zelenavomodré, jemné muskovitické ílovce. Vertikálny zásah zelených ílovcov ako litotypu podmenilitového eocénu je rozhodne premenlivý; podobne premenlivý je i zásah a laterálne rozšírenie flyšových, prevažne pieskovcových polôh s inoceramovými litotypmi, a preto najvyššie horizonty cisňanských vrstiev zastupujú okrem najvyššej kriedy pravdepodobne aj paleocén.

Kriedové vrstvy na našom území mikropaleontologicky študoval Samuel (1959). Podľa nájdenej mikrofauny predpokladá, že v kriede dukelsko-užockých vrás je zastúpený cenoman, senón a bez prerušenia sedimentácie i dan, čiastočne paleocén. Podľa Samuela smerom do nadložia cisňanských vrstiev ubúda forma *Hormosina ovulum* Grzyb. a postupne pribúdajú paleogénne formy.

Podmenilitový eocén

Paleogénne súvrstvie, vyvinuté nad cisňanskými vrstvami až po menilitové vrstvy označujeme názvom, ktorý pre SZ oblasť dukelsko-užockých vrás zaviedol Swidziński (1947). Lešťko (1959) zistil značnú faciálnu premenlivosť podmenilitového eocénu od Lupkovského priesmyku na JV, prejavujúcu sa pribúdaním piesčitých komponentov v spodných partiách a premenlivosťou stratigrafickej pozície pestrých ílovcov smerom východným. Túto závažnú skutočnosť asi ešte nepoznal Swidziński (1934, 1947), lebo podmenilitový eocén s pieskovcami a pestrými ílovcami v masíve Magurice (477,1 m), na S od Sniny a v celom južnom krídle antiklinálneho pásma Nastaž mylne považoval za ma-

gurské pásmo, hoci podmenilitový eocén je tu vyvinutý podobne ako v severovýchodných antiklinálach nášho územia.

V podmenilitovom eocéne sme litofaciálne rozlíšili a v teréne kartograficky vymedzili flyšové vrstvy pieskovcové a prevažne ílovcové. V posledných sme podľa zelených, červených, sivých a sivohnedých ílovcov a rôznych typov pieskovcov vymedzili polohy s pestrými ílovcami, so sivozelenými ílovcami a vrstvy papínskeho typu.

a) *Flyšové, prevažne pieskovcové vrstvy*

Základným litotypom sú sivé, sivomodré, stredno až hrubozrnné pieskovce s málo vápnitým tmelom a kryštalinickým, málo opracovaným zrnom. Časté sú lavice drobnozrnných zlepencov, ktorých zrno (0,5 až 2 cm) neopracované pochádza z kryštalických a metamorfovaných hornín. Sivozelené piesčité ílovce tvoria len niekoľko dm vložky alebo v pieskovcových polohách nie sú vôbec vyvinuté. Lavice pieskovcov sú v takom prípade rozdelené iba vložkou muskovitického ílovca. Pomer pieskovcov a bridlíc je 10 : 1 až 20 : 1.

Vysoko do pieskovcových vrstiev podmenilitového eocénu zasahujú kriedové ílovce a pieskovce. Hranicu medzi cisňanskými vrstvami a pieskovcovými polohami podmenilitového eocénu vedieme tam, kde sa začínajú vyvíjať sivozelené, muskovitické, nevápnité ílovce, lístkovitého rozpadu. Kde je vývoj zelených ílovcov v pieskovcových vrstvách rudimentárny alebo nezreteľný, určenie hranice je veľmi obťažné.

Prechod týchto vrstiev môžeme dobre pozorovať v profile Zbojského potoka medzi Uličským Krivým a Zbojom. Vápnité pieskovce až piesčité vápence a sivomodré ílovce lupkovského vývoja v sprievode hrubých lavíc a pieskovcov sa smerom k nadloží pozvoľne strácajú a miesto nich nastupujú sivozelené nevápnité ílovce eocénneho typu. Iný typ prechodu z cisňanských vrstiev do podmenilitového eocénu pozorujeme v novosedlickom antiklinálnom pásme na S od Runiny a na SV od Ruského. Na báze podmenilitového eocénu sú tu vyvinuté ílovcovo-pieskovcové flyšové polohy (30—100 m) so zelenými ílovcami a kremitými pieskovcami, ktoré sa náhle vyvíjajú z cisňanských vrstiev. Vrstvy pieskovcov podmenilitového eocénu s hrubými lavicami pieskovcov sú vyvinuté nad ílovcovo-pieskovcovým podmenilitovým eocénom.

V severnejších antiklinálnych pásmach v podmenilitovom eocéne mohutnejú flyšové vrstvy prevažne pieskovcov na úkor flyšového ílovcovo-pieskovcového vývoja; pomer p : b je 1 : 1 alebo 2 : 1. Tak v antiklinálnych pásmach Malého Bukovca, Novej Sedlice, Borsuka nad ílovcovo-pieskovcovými a pieskovcovými polohami na báze podmenilitového eocénu, sú vyvinuté vyššie pieskovcové polohy. Kde flyšové ílovcovo-pieskovcové polohy na báze sú hrubé iba niekoľko desiatok metrov alebo v nich mierne prevládajú pieskovce, spodnú časť podmenilitového eocénu tvoria vrstvy pieskovcov mocné 300 až 500 m.

b) *Flyšové ílovcovo-pieskovcové vrstvy*

Vývin ílovcovo-pieskovcových vrstiev podmenilitového eocénu sa v jednotlivých antiklinálnych pásmach v detailoch mení a líši sa od vývinu, ktorý opísal Leško (1952, 1957) zo SZ časti dukelsko-užockých vrás, najmä stratigrafickou pozíciou a mocnosťou pestrých ílovcových polôh. Na tomto území nemôžeme rozdeliť polohu pestrých ílovcov na spodné a vrchné, ako je to v SZ časti dukelsko-užockých vrás (Leško 1952), lebo už pri Parihuzovciach tieto ílovce strácajú tie litofaciálne znaky, ktoré boli podkladom pri ich rozdelení v SZ časti.

Ďalší rozdiel pozorujeme v spodnej časti ílovcovo-pieskovcových vrstiev. Kým v južných antiklinálnych zónach nášho územia (antiklinálne pásmo Nastaž) sú v nich vyvinuté hrubé (80—100 cm) kremito-vápnité pieskovce s glaukonitom a tvrdé sivomodré, sivozelené nevápnité ílovce s pelokarbonátmi, v severných pásmach sú vyvinuté buď celkom rudimentárne (antiklinála Novej Sedlice), alebo vôbec chýbajú (antiklinála Malého Bukovca) a ich miesto zaberajú vrchné polohy pieskovcových vrstiev podmenilitového eocénu.

V komplexe flyšových ílovcovo-pieskovcových vrstiev podmenilitového eocénu sú vyvinuté zelené, sivozelené, špinavomodré nevápnité ílovce, sivozelené, jemne muskovitické slieňovce s drobnými fukoidmi, muskovitické sivomodré, drobno až strednozrnné kremitovápnité glaukonitické a vápnité, jemne laminované pieskovce. V nižších polohách sa častejšie objavujú modré, do okrovožlta zvetrávajúce (5 až 10 cm) vložky pelokarbonátov. Pieskovce tvoria v celom súvrství iba nepatrnú zložku; vo všeobecnosti však v spodnejších horizontoch tvoria pieskovce hrubšie, asi 30—40 cm lavice a častejšie sa objavujú v ílovcoch v pomere b : p = 5 : 1, vo vyšších častiach vystupujú celkom podradne (10 : 1 až 20 : 1) v tenkých, 5 až 15 cm mocných lavičkách. Bohato zastúpené v ílovcovo-pieskovcových vrstvách podmenilitového eocénu na našom území sú pestré ílovce, ktoré dosahujú až niekoľko sto metrov mocné polohy (Runina).

V stužickom synklinálnom pásme zastúpenom len v podmenilitovom eocéne prevládajú v ílovcovo-pieskovcových vrstvách ílovce nad pieskovcami. Pestré ílovce tvoria tri polohy; z nich stratigraficky najnižšia (asi 50—100 m hrubá) je vyvinutá blízko pieskovcových vrstiev podmenilitového eocénu. Miestami vertikálne splýva s vyššou (strednou) polohou pestrých ílovcov, v ktorých nepozorujeme hrubé, kremitoglaukonitické pieskovce sklovitého vzhľadu, doprevádzajúce spodné pestré ílovce v SZ časti dukelsko-užockých vrás. Spodné, stredné i vrchné polohy pestrých ílovcov tvorí tenkorytmický flyš, v ktorom sa striedajú väčšinou červené, jemne sľudnaté, nevápnité ílovce v bridličkách 3—5 cm hrubých s podobne hrubými muskovitickými siltovcami, zelenými ílovcami a jemnozrnnými kremitovápnitými pieskovcami (5—10 cm). Vrchná poloha pestrých ílovcov (hrubá 20—50 cm) je vyvinutá vo vrchnej časti podmenilitového eocénu a nelíši sa od obidvoch spodnejších pestrých polôh.

Najvyššie ílovcovo-pieskovcové vrstvy podmenilitového eocénu v nastažskom antiklinálnom pásme pripomínajú vývoj papínskych vrstiev. Sú to sivé, sivohnedé vápnité ílovce krosnenského typu, sivozelené vápnité ílovce a jemne laminované jemnozrnné pieskovce s výraznými mechanoglyfmi. V spodnej časti vrstiev papínskeho typu sa objavujú kremitovápnité jemnozrnné pieskovce a hnedé ílovce podobné zlínskemu vývoju; nižšie je to už opísaný ílovcovo-pieskovcový typ podmenilitového eocénu. Smerom do nadložia v južnom ramene nastažského antiklinálneho pásma pri Stakčíne a Stakčínskej Roztoke sú vyvinuté menilitové vrstvy. Hrúbka vrstiev papínskeho typu je 100—150 m, ílovcovo-pieskovcových vrstiev vôbec 600 m i viac.

Mikropaleontologickým štúdiom podmenilitového eocénu sa zaoberal O. Samuel (1959), podľa ktorého v prevažne pieskovcových vrstvách a spodných ílovcovo-pieskovcových polohách ubúda forma *Hormosina ovulum* Grzyb. s dendrofryami a prevládajú druhy *Haplophragmoides mjatliukae* Maslakova a *Trochamminoides irregularis* (White). Na základe toho sa Samuel domnieva, že pieskovcové vrstvy i spodné ílovcovo-pieskovcové polohy sú vrchnopaleocénne.

V ílovcovo-pieskovcových vrstvách Samuel (1959) dokázal na základe spoločenstva aglutinovaných rhabdamín, dendrofryí, hyperamín, ammodiskov, glomospír a pod. spodný eocén a podľa druhov *Cyclammina amplectens* Grzyb., *Lituotuba lituiformis* Brady stredný eocén. V najvyšších ílovcovo-pieskovcových vrstvách papínskeho typu pri Stakčíne zistil Samuel (1959) vrchný eocén s formami *Globigerinoides mexicanus* (Cushman) a *Globorotalia crassata* (Cush.). Podľa toho mohutný flyšový komplex podmenilitového eocénu stratigraficky siaha od paleocénu až do vrchného eocénu.

Menilitové vrstvy

Menilitové vrstvy v JV časti dukelsko-užockých vrás budujú polohy hnedých, hnedomodrých, vápnitých ílovcov a slieňovcov, tmavomodrých, bielomodro navetrávajúcich ílovcov, čiernych, čiernomodrých kremitých ílovcov a menilitových rohovcov, vložky pelokarbonátov (železitých dolomitov) a modrých vápnitých siltovcov. Rozpad menilitových bridlíc je lastúrnatý.

Spodná hranica medzi menilitovými vrstvami a podmenilitovým eocénom je veľmi nápadná. V hrúbke 5—10 m sa náhle strácajú zelené, sivé ílovce so slienitými kremitovápnitými pieskovcami eocénu a objavujú sa hnedé, hnedomodré vápnité ílovce, ktoré náhle nadobúdajú ráz menilitových vrstiev. Vrchná hranica je nevýrazná a z miesta na miesto sa v detailoch faciálne mení, pričom menilitové prvky sa často objavujú stratigraficky vysoko v krosnenských vrstvách.

Podobne ako podmenilitový eocén aj menilitové vrstvy sa laterálne v detailoch menia (Lešk o 1959). Faciálne zmeny sa prejavujú v spôsobe vývoja rohovcov

a menilitových pieskovcov. V brachysynklinálnom uzavretí medzilaboreckého synklinálneho pásma na okolí Ruského a Veľkej Poľany lavice rohovcov (5—20 cm) vytvárajú v spodnej časti vrstiev s kremitými menilitovými bridlicami niekoľkometrové polohy. Na okolí Ruského vo vrchnej časti menilitových bridlíc (profil poľnej cesty na kótu 563 m) je vyvinutá asi 20—30 m poloha so sivými, sivohnedými jemne piesčitými slieňovcami a s niekoľkými vložkami vápnitých pieskovcov krosnenského typu.

Odtiaľ na juh v západnej časti darského synklinálneho pásma sú rohovce vyvinuté nevýrazne a disperzne, vo vložkách v stredných horizontoch menilitových vrstiev. V najjužnejšej synklinále dukelsko-užockých vrás nášho územia, v synklinoriálnom pásme Kalnej Roztoky, zoskupujú sa rohovce v spodnej časti vrstiev do 2—3 m polohy, pričom vo východných úsekoch darského pásma a pásma Kalnej Roztoky je nad rohovcami vyvinutá poloha jemnozrnných vápnitých, do hnedosiva a žlta vetrajúcich pieskovcov, v laviciach 40—60 cm, ktoré tvoria 10—50 cm hrubé polohy (crgovský pieskovec). Medzi pieskovcami sú vyvinuté 10—50 cm vložky sivohnedých ílovcov menilitového typu. V synklinoriálnom pásme Kalnej Roztoky okrem menilitových typov sú nad polohou rohovcov vyvinuté tri (1 až 2 m hrubé) polohy tufitických ílovcov, bentonitov, a illitových ílovcov (Leško — Ďurkovič — Číčel 1959). Hrúbku menilitových vrstiev na študovanom území odhadujeme na 200—400 m.

Stratigraficky ich zaraďujeme do najvyššieho vrchného eocénu. Samuel (1959) našiel pri Kalnej Roztoke v prechodných menilitovo-krosnenských bridliciach spodnooligocénne spoločenstvo s *Globigerina* aff. *danvillensis* Howe and Wallace, *Globigerina postcretacea* Mjatljuk, *Globigerinoides trilobus* (Reuss), *Nonion* sp. a v najvyšších vrstvách podmenilitového eocénu, teda v blízkom podloží menilitových vrstiev pásmo s *Globigerinoides mexicanus* (Cush.), ktoré ešte nie je najvyšším pásmom vrchného eocénu.

Menilitové vrstvy sú vyvinuté medzi pásmom s *Globigerinoides mexicanus* (Cush.) a spomenutým spodnooligocénnym spoločenstvom, preto ich na našom území stratigraficky zaraďujeme do najvyššieho vrchného eocénu.

Krosnenské vrstvy

Krosnenské vrstvy sú na našom území vyvinuté v dvoch fáciách: v prevažne pieskovcovej a ílovcovej. Pieskovcové vrstvy sú vyvinuté v nadloží menilitových vrstiev s rohovcami v brachysynklinálnom uzavretí medzilaboreckého synklinálneho pásma na okolí Ruského a Veľkej Poľany a v darskom synklinálnom pásme. Sú jemnozrnné, vápnité, svetlomodré, zvetrávajúce do sivožlta; bývajú buď v celej hrúbke alebo pri vrchnej strane jemne laminované, so sľudou na vrstevných plochách, s výraznými hieroglyfmi mechanického pôvodu na spodnej a zuholnatenými rastlinnými zvyškami na vrchnej strane. Tvoria lavice od 20 do 100 cm

hrubé. Sivé, sivohnedé, svetlomodré, pomerne mäkké, vápnité ílovce krosnenského typu s drobnolastúrnatým rozpadom a jemne muskovitické, tvoria rozlične hrubé vložky medzi lavicami pieskovcov. Pomer pieskovcov k bridliciam je asi 5 : 1 až 10 : 1. Hrúbka pieskovcových krosnenských vrstiev kolíše medzi 50—100 m.

Prevažne ílovcové vrstvy sú najrozšírenejšou fáciou krosnenských vrstiev nášho územia a dukelsko-užockých vrás na východnom Slovensku vôbec. Tvoria ich pomerne mäkké, sivé, sivohnedé, sivomodré slieňovce a vápnité ílovce s drobnou sľudou a piesčitou prímesou. Pieskovce, väčšinou vo vložkách 5—15 cm hrubých sú jemnozrnné, obyčajne s jemnou laminációu. Pomer bridlíc k pieskovcom je 10 : 1 a viac. Na našom území sú vyvinuté vo všetkých synklinálnych pásmach nad menilitovými i nad krosnenskými pieskovcovými vrstvami v hrúbke 200—600 m.

V západnej časti darského synklinálneho pásma medzi Darou a Starinou sa v ílovcových vrstvách vysoko do nadložia objavujú menilitové prvky, vložky čiernych rohovcov, tmavohnedých až čiernych vápnitých i nevápnitých ílovcov, doprevádzané vápnitými pieskovcami, siltovcami, hnedými slieňovcami krosnenského typu. V týchto polohách zatiaľ neboli pozorované hnedomodré pelity menilitového charakteru, ktoré sú jedným z najcharakteristickejších typov menilitových vrstiev.

Leško (1959) upozorňuje na náznaky dvoj až trojdeliteľnosti vrstiev v menilitovo-krosnenskej sérii na našom území, ktoré sú charakteristické pre vývoj týchto vrstiev vo východných flyšových Karpatoch. Náznaky rozdelenia menilitových vrstiev vidí Leško vo vývoji pieskovcových polôh, ktoré sa faciálne vkliňujú do menilitových vrstiev, a v zásahu krosnenskej fácie do menilitových vrstiev.

V literatúre sa krosnenské vrstvy všeobecne zaraďujú do oligocénu. Samuelovi (1959) sa podarilo nájsť len na jednom mieste, pri Kalnej Roztoke chudobnú mikrofaunu, stratigraficky veľmi hodnotnú, ktorú autor radí do spodného oligocénu. Ide o druhy: *Globigerina* aff. *danvillensis* Howe and Wallace, *Globigerina postcretacea* Mjatljuk, *Globigerinoides trilobus* (Reuss), *Nonion* sp. a iné.

III. Tektonika

Tektonika dielčich pásiem

1. Synklinoriálne pásmo Kalnej Roztoky je vyvinuté v menilitových a v krosnenských vrstvách pri severnom okraji račanskej dielčej jednotky magurského flyša. Menilitové a krosnenské vrstvy synklinoriálneho pásma Kalnej Roztoky sú vyvinuté nad papínskymi vrstvami podmenilitového eocénu východne od Stakčinskej Roztoky a na povrchu sa tiahnu v 3—4 km širokom pásme JV

smerom k Ruskej Volovej a ďalej na S do okolia Uble, odkiaľ pokračujú do Zakarpatskej oblasti USSR. Rozšírenie a priebeh menilitových a krosnenských vrstiev svedčí o zložitej stavbe tohto synklinoriálneho pásma. Dve základné tektonicko-štruktúrne črty charakterizujú toto pásmo, a to brachy- a synklinoriálny štýl.

Synklinoriálne pásmo Kalnej Roztoky sa brachysynklinálne uzaviera na SZ, ukončením jednotky medzi Kalnou a Stakčinskou Roztokou, na JV (pokiaľ nám to výskum na našom štátnom území umožňuje správne hodnotiť) pri čsl.-sovietskej štátnej hranici na okolí Uble.

Severozápadný brachysynklinálny uzáver tvoria menilitové vrstvy, tektonicky nahromadené do dvoch šupín SV—JZ smeru, ktoré spájajú severné a južné synklinálne ramená. V južnom ohybe tohto uzáveru stýkajú sa menilitové vrstvy tektonicky so severnými šupinami na línii SZ—JV. Svedčí o tom usmernenie menilitových vrstiev orientované kolmo na seba. *Juhovýchodné brachysynklinálne uzavretie* na S od Uble sa zdá byť komplikovanejšie. Študovali sme len časť uzáveru na našom štátnom území, kde sme pozorovali, že na V od Ruskej Volovej, synklinálne pásmo má náhly elevačný ráz a menilitové vrstvy vytláčajú zo synklinálneho pásma takmer v celej šírke krosnenské vrstvy. Podľa vývoja a priebehu rohovcových horizontov, aj v tejto časti synklinály môžeme predpokladať tektonické nahromadenie menilitových vrstiev vo forme šupín. *Severné rameno synklinoriálneho pásma Kalnej Roztoky* tvoria menilitové vrstvy, ktoré vzdiaľujúc sa od brachysynklinálnych oblúkov vytvárajú súvislý pruh. V severovýchodnej časti ramena sú uklonené k JZ 10—55°, v juhovýchodnej časti k SV 40—70° a prevrátené na juhozápad, pričom takmer po celej dĺžke, od neprítomnosti vrstiev papínskeho typu z podložia, sú menilitové vrstvy od Kalnej Roztoky až k čsl.-sovietskej hranici odlúpnuté od podmenilitového eocénu a stýkajú sa s ním i s lupkovskými vrstvami tektonicky.

Južné rameno synklinória je čiastočne odkryté len na SZ tohto pásma, lebo k JV sa ponára pod magurské nasunutie. Vyvíja sa v menilitových vrstvách južného oblúka SZ brachysynklinálneho uzavretia synklinória, kde buduje kótu Novina (439,5 m) a smeruje na JV do okolia Klenovej, kde sa tratí pod magurský príkrov. Úklon menilitových vrstiev v južnom ramene synklinória je 50—70° k S až SV.

Medzi južným pásmom menilitových vrstiev, prípadne severným okrajom magurského príkrovu (od Klenovej k Ubli) a ich severným pruhom sa rozkladá široké *pásmo krosnenských vrstiev,* uprostred so súvislým pruhom menilitových vrstiev SZ—JV smeru. Krosnenské vrstvy upadajú všeobecne zhodne s menilitovými vrstvami. Úložné pomery dosvedčujú, že synklinórium v tejto časti je prevrátené k JZ a druhotne je mierne prešmyknuté na magurský flyš — na *račanskú jednotku.*

Stredný pruh (dielčia antiklinála) menilitových vrstiev synklinória (200 až

300 m široký) je normálnym podložím pruhu krosnenských vrstiev severnej dielčej synklinály. Menilitové vrstvy sa v 50—75° skláňajú k SV.

S južným pruhom krosnenských vrstiev, južnou dielčou synklinálou, medzi kótou 375 na SZ a Ubľou na JV, sa vrstvy stredného pruhu stýkajú tektonicky. Ich severné dielčie synklinálne rameno je vyvalcované.

Záverom môžeme synklinoriálne pásmo Kalnej Roztoky charakterizovať ako širokú pozdĺžnu priehlbinu, s výraznou osovou eleváciou na severozápadných a juhovýchodných okrajoch, SV—JZ tlakmi prevrásnenú do synklinória, odlupnutú na SZ od podložia a spätne mierne prešmyknutú k JZ na magurský flyš. V SZ časti sa synklinórium odlúpnutím menilitových vrstiev od podmenilitového eocénu mierne nasúva na južné krídlo nastažského antiklinálneho pásma.

Nastažské antiklinálne pásmo nazvané podľa horského masívu Nastaž s najvyššou kótou 799,7 je pokračovaním skurského antiklinálneho pásma smerom na JV po tektonických komplikáciách v stakčínskej sygmoide. Jeho vývoj sme sledovali od doliny Cirochy smerom na JV k čsl.-sovietskym hraniciam a podľa štrukturálnych čŕt ho rozdeľujeme na *západnú* a *východnú časť*.

Západná časť smerujúca od doliny Cirochy na JV k priečnej (SV—JZ) čiare, vedenej od Uličského Krivého ku Klenovej, je uklonená k SV. Svedčia o tom úklony vrstiev, v jadre a na krídlach antiklinálneho pásma.

Lupkovské vrstvy v južnom pruhu sú uklonené k JZ 10—40°, s podložím k SV, v severnom pruhu 70—80° s podložím na JZ. Kriedové vrstvy vytvárajú v jadre antiklinály 0,5—1 km široký pás. Na obidvoch krídlach západnej časti je podmenilitový eocén vyvinutý v pieskovcových a ílovcovo-pieskovcových vrstvách s polohami pestrých ílovcov. V severnom krídle antiklinálneho pásma sa tieto vrstvy skláňajú 25—80° k JZ. V doline Cirochy sú vyvinuté v 1,5 km širokom pruhu a smerom na JV sa tektonicky redukujú až k čiare Uličské Krivé—Klenová, kde podmenilitový eocén reprezentujú iba spodné pieskovcové polohy. Pestré ílovce pieskovcovo-ílovcových vrstiev sú tam vyvinuté len južne od Kolbasova, a nepozorovali sme ich medzi Kolbasovom a dolinou rieky Cirochy. Domnievame sa, že v tejto oblasti sú tektonicky redukované.

Južné antiklinálne krídlo západnej časti nastažského antiklinálneho pásma má zložitejšiu stavbu ako severné krídlo, prejavujúcu sa v tektonickom nahromadení vrstiev podmenilitového eocénu. Na SV od Stakčína v doline Cirochy prejavuje sa to tým, že v jadre pásma nad lupkovskými vrstvami sú vyvinuté pieskovcové a vyššie ílovcovo-pieskovcové vrstvy s pestrými ílovcami podmenilitového eocénu. Južnejšie vidíme v tomto profile tektonicky drvený pruh vrstiev s hojne sľudnatými pieskovcami a sivozelenými ílovcami. Na čiare drvených vrstiev podmenilitového eocénu sa smerom k JV postupne častejšie objavujú jeho spodnejšie polohy, až na S a SV od Kalnej Roztoky vystupujú pieskovcové polohy, rudimentárne aj krieda — lupkovské vrstvy. Južne od tejto tektonickej línie sú vyvinuté kompletné ílovcovo-pieskovcové vrstvy s polohami pestrých ílovcov a v naj-

vrchnejších polohách vrstvy papínskeho typu. Sklon vrstiev na okolí Stakčína je mierny (5—30°), ďalej na východ príkrejší (20—40° k JZ), takže je v štrukturálnom súlade so severným pruhom južného krídla antiklinálneho pásma. Najvyššie polohy podmenilitového eocénu — ílovcovo-pieskovcové vrstvy — sú na okolí Stakčína a Stakčínskej Roztoky mierne zvrásnené, tvoria synklinálny pruh, ktorý v antiklinále smerom na JV tektonicky nadväzuje na synklinoriálne pásmo Kalnej Roztoky. Ďalej na V a JV od Cirochy sa južná šupina južného krídla antiklinálneho pásma tektonicky redukuje a postupne ponára pod synklinoriálne pásmo Kalnej Roztoky. Severná časť krídla sa tektonicky redukuje podobne ako južná šupina a v úzkom pruhu pieskovcových vrstiev zasahuje do východnej časti nastažského antiklinálneho pásma.

Od čiary prebiehajúcej SV—JZ smerom medzi Uličským Krivým a Klenovou sa nastažské antiklinálne pásmo štrukturálne nápadne mení. Antiklinála západnej časti naklonená k SV je od tejto línie spätne prevrátená a mierne prešmyknutá k JZ na menilitové vrstvy synklinória Kalnej Roztoky. V dôsledku toho sú vrstvy podmenilitového eocénu na severnom krídle antiklinálneho pásma detailne prevrásnené a objavujú sa v širokom pásme. Cisňanské vrstvy z jadra antiklinály sú čiastočne redukované a objavujú sa v širšom pruhu len v blízkosti čs.-sovietskej štátnej hranice. Vrstvy podmenilitového eocénu sa v južnom krídle východnej časti nastažského pásma na povrchu neobjavujú. Predpokladáme, že sú vyvinuté v hĺbke pod menilitovými vrstvami synklinoriálneho pásma Kalnej Roztoky, ale sú druhotne zakryté prešmyknutím k JZ (pod vlastným antiklinálnym pásmom). Úklon vrstiev v jadre a na severnom krídle východnej časti pásma i pri detailnom prevrásnení je väčšinou medzi 20—75° k SV.

Zmena štruktúry antiklinálneho pásma na čiare Uličské Krivé—Klenová spôsobuje v jadre a v severnom krídle antiklinály viac-menej flexurálny ohyb kriedových a podmenilitových vrstiev vo vertikálnej i horizontálnej rovine. V tomto ohybe sú vrstvy tektonicky značne redukované, takže lupkovské vrstvy sa tektonicky stýkajú s ílovcovo-pieskovcovými vrstvami predovšetkým v jadre antiklinály; z toho je zrejmé, že tu ide o vertikálny flexurálny ohyb, čiže o pokles východnej časti antiklinály oproti západnej.

Severný okraj nastažského antiklinálneho pásma je, okrem flexurálneho ohybu, bez priečnych tektonických porúch a najvyššie vrstvy podmenilitového eocénu normálne prechádzajú do menilitových vrstiev severnej tektonickej jednotky.

Darské synklinálne pásmo (synklinála Dara-Starina; Swidziński 1943, Lešku 1957) vystupuje na SZ, v okolí Stariny v menilitových a krosnenských vrstvách pri vonkajšej strane severného sygmoidálneho ohybu skurského antiklinálneho pásma. Menilitové a krosnenské vrstvy pri Starine na poruchovej línii poklesového charakteru SV—JZ smeru sa tektonicky stýkajú s kriedovými a podmenilitovými vrstvami skurského antiklinálneho pásma a v SZ časti vytvárajú brachysynklinálny ohyb darského pásma.

Od Stariny na východ k Dare sa synklinála rozrastá do 2—3 km širokého pásma s menilitovými vrstvami, mohutne vyvinutými na južnom ramene synklinály, a s krosnenskými vrstvami v strede pásma. Na severnom ramene sú menilitové vrstvy vyvinuté len v doline Cirochy, na JV svahu Darnovej (549,7); odtiaľ na JV sú zo severného ramena čiastočne tektonicky vyvalcované, čiastočne zakryté vrstvami podmenilitového eocénu prešmyknutými k juhu. Synklinála v tomto úseku je prevrátená k JZ, o čom svedčia úklony menilitových a krosnenských vrstiev na ramenách a v strede synklinály.

Na východ od Dary sa menilitové a krosnenské vrstvy podstatne tektonicky redukujú do 200—300 m širokého synklinálneho pruhu. Na severnom krídle tejto časti pásma sa už objavujú menilitové vrstvy, pričom medzi Príslopom a Kolbasovom miznú zo stredu synklinály krosnenské vrstvy. Synklinálne pásmo je tam budované výlučne kompletným vývojom menilitových vrstiev s rohovcami a s pieskovcovými polohami. Medzi Darou a Kolbasovom je toto pásmo kolmo vztýčené (úklon vrstiev na ramenách 60—85° k SV alebo v JZ).

Od Kolbasova na JV os synklinály klesá, takže synklinálne pásmo sa opäť rozrastá do šírky 1—2 km, s vývojom krosnenských vrstiev v strede. Menilitové vrstvy v severnom ramene sa skláňajú 60—85° k SV a prevracajú k JZ; na južnom ramene sú prevažne kolmo vztýčené (70—80° k SV—JZ), takže synklinála je mierne prevrátená k JZ. Na východ od čiary Uličské Krivé—Klenová na južnom ramene sa menilitové vrstvy skláňajú už 45° k SV, synklinála je viac prevrátená k JZ. Severné rameno synklinálneho pásma je na JV od Kolbasova stále viac zakrývané antiklinálnym pásmom Malého Bukovca; vo východnej časti od čiary Uličské Krivé—Klenová sa naň k JZ spätne nasúva, a tým úplne zakrýva jeho menilitové a krosnenské vrstvy. Na V od Kolbasova sa kriedové vrstvy severného tektonického pásma stýkajú s menilitovými a krosnenskými vrstvami darského pásma. Pri južnom okraji pásma prechádzajú menilitové vrstvy až na úsek priečneho poklesu a prevrátenia nastažského antiklinálneho pásma k JZ — všade normálne z vrstiev podmenilitového eocénu. Od Uliča na JV pokračujú menilitové a krosnenské vrstvy darského synklinálneho pásma na územie Zakarpatskej oblasti USSR.

Antiklinálne pásmo Malého Bukovca. Na JV od tektonických komplikácií pri Veľkej Poľane začína pozdĺžna mohutná elevácia, ktorú podľa horského masívu Malý Bukovec (929,7) nazývame *antiklinálnym pásmom Malého Bukovca.*

Na SV od Topole sa jeho spodnejšie členy postupne brachyantiklinálne vynárajú spod najvyšších členov podmenilitového eocénu až nakoniec sa v širokom páse na okolí Topole objavujú i kriedové vrstvy. Severné krídlo antiklinálneho pásma je v SZ časti mohutne vyvinuté v pieskovcových a ílovcovo-pieskovcových vrstvách podmenilitového eocénu, ktoré na SZ od Dary tvoria v širokom pruhu brachyantiklinálny uzáver. Vrstvy podmenilitového eocénu na SV od Dary sa

otáčajú zo SZ—JV smeru na S a potom na SV, budujúc kóty Jablonov (835,2) a Hajdošík (914,2); nakoniec južne od Runiny nadobúdajú normálny karpatský smer (SZ—JV), tvoriac tu morfologicky výrazný chrbát Malého Bukovca. V brachyantiklinálnej časti sú vrstvy podmenilitového eocénu veľmi rôzne uklonené (k JZ, Z a SZ), južne od Runiny sú už uklonené k SV 20—50°, takmer zhodne so severným svahom Malého Bukovca. Okolo Ruského Potoka sú na severnom krídle značne tektonicky postihnuté nasunutím severného tektonického pásma k juhu. Polohy pestrých ílovcov a bazálnych pieskovcov na okolí Ruského Potoka sú tektonicky značne redukované a niekoľkokrát nahromadené v šupinách. Na JV od Ruského Potoka je severné krídlo antiklinálneho pásma Malého Bukovca v kompletnej sérii podmenilitového eocénu, ale s vrstvami (JZ—SV) usmernenými diagonálne až kolmo na smer osi antiklinály. V doline Zbojského potoka vrstvy podmenilitového eocénu zo severného krídla sú tektonicky celkom redukované a objavujú sa až v čsl.-sovietskom pohraničnom chrbte Rožok (792,6) vo vrstvách bazálnych pieskovcov podmenilitového eocénu.

V jadre pásma v širokom pruhu vystupujú lupkovské vrstvy. Os pásma prebieha od brachyantiklinálneho oblúka po čiare vedenej od severného okraja obce Topoľa smerom na juh a juhovýchod ku kóte 374,5 — severne od Kolbasova —, po severných svahoch Kolodnika (579,0), ďalej do okolia Uličského Krivého, po severných svahoch Poloňa (526,7) na južné svahy pohraničného chrbta Rožok (792,2). Lupkovské vrstvy severnej časti jadra antiklinály sa skláňajú k SV (15—80°), v južnej sú prevrátené k JZ so sklonom 65—85° k SV. Na JV od Kolbasova smerom k Uličskému Krivému sa lupkovské vrstvy tektonicky stýkajú s krosnenskými vrstvami darského pásma.

Vrstvy podmenilitového eocénu na južnom krídle pásma Malého Bukovca sú vyvinuté v nekompletnej sérii medzi Príslopom a Kolbasovom v šírke 400 až 500 m. Polohy pieskovcov a pestrých ílovcov, dobre sledovateľné v profile na sever od Kolbasova, vystupujú tam len rudimentárne.

Antiklinálne pásmo Malého Bukovca tvorí pozdĺžnu elevačnú štruktúru s brachyantiklinálnou klenbou v SZ časti, ktorej južné i severné krídlo je tektonicky redukované; v SZ časti je prevrátená, v JV časti až mierne nasunutá k JZ na darské synklinálne pásmo.

Novosedlické antiklinálne pásmo. Široký antiklinálny pruh podmenilitového eocénu, lupkovských a cisňanských vrstiev zasahujúcich z poľskej strany na naše územie sme pomenovali podľa obce Nová Sedlica. V jadre tohto pásma vystupujú detailne prevrásnené lupkovské vrstvy. Cisňanské vrstvy sa tiahnu od Ruského sedla po SV svahoch Veľkého Bukovca (1011,8) v podloží vrstiev podmenilitového eocénu k čs.-sovietskym hraniciam. Os antiklinály na JV od Ďurkovca (1180,3) prebieha na vonkajšej, severnej strane antiklinálneho pásma k Novej Sedlici, s elevačnou tendenciou k JV. Od Novej Sedlice sa ohýba na juh k južným svahom kóty Stinska (1093,3) a odtiaľ smeruje do Zakarpat-

skej oblasti USSR. Mohutné pieskovcové vrstvy podmenilitového eocénu, ktoré budujú masív Stinska (1099,3) považujeme podľa úložných pomerov za tektonicko-erozívny zvyšok južného antiklinálneho ramena z obdobia prvej fázy vrásnenia. Severné antiklinálne rameno je tektonicky redukované nasunutím pásma k SV. Južné rameno vystupuje na povrch na S od Ruského, kde spod antiklinálneho pásma Brincovej sa náhle objavujú vrstvy podmenilitového eocénu. Na JV, smerom k Runine je podmenilitový eocén na južnom krídle antiklinálneho pásma zastúpený vývojom pieskovcových a ílovcovo-pieskovcových vrstiev s pestrými polohami ílovcov, ktoré sa nad sebou niekoľkokrát faciálne opakujú. Pieskovcové vrstvy ďalej na východ od Runiny nadobúdajú značnú hrúbku, až niekoľko sto metrov, čím vytvárajú morfologicky výrazný masív — Veľký Bukovec (1011,8).

Vrstvy podmenilitového eocénu s hojným zastúpením masívnych pieskovcov južného krídla antiklinálneho pásma pretínajú v širokom pruhu dolinu Zbojského potoka, južne od obce Zboj, odkiaľ pokračujú na JV, do doliny Uhu v USSR. Podobne ako pri Ruskom sedle lupkovské vrstvy, sú i vrstvy podmenilitového eocénu na JV od Ruského prevrátené k JZ a uklonené k SV (40—80°); na východ od Runiny sa otáčajú na J až JZ do severného okolia Ruského potoka, kde sú uklonené k V až JV a prevrátené k Z až SZ. Od Ruského potoka k čs.-sovietskym štátnym hraniciam smer vrstiev na južnom krídle antiklinálneho pásma je opäť karpatský (SZ—JV) pri úklone 10—45° k JZ. Len najspodnejšie vrstvy podmenilitového eocénu sú tam prevrátené na JZ.

Antiklinálne pásmo Novej Sedlice je teda tektonickým pásmom s vyvalcovaným severným krídlom, nasunutým k SV a druhotne prevráteným k JZ. Smerom na JV sa os antiklinály dvíha a táto sa rozrastá do 9—10 km širokého pásu.

Antiklinálne pásmo Borsuka (Borsuk, k. 990,5 na čs.-poľskom pohraničnom chrbáte). Na južných svahoch čs.-poľského pohraničného chrbta, v pramenisku Zbojského potoka je v cisňanských vrstvách tektonická línia SZ—JV smeru. Na nej sa pod kótami Rabia Skala (1160,5) a Čelo (1158,7) tektonicky stýkajú lupkovské vrstvy novosedlického antiklinálneho pásma a cisňanské vrstvy pásma Borsuka. Os antiklinálneho pásma smerom na JV klesá, preto južne od Borsuka sa na južnom a severnom krídle objavujú vrstvy podmenilitového eocénu (bazálne pieskovce i vyššie členy s polohami pestrých ílovcov).

Ako ukazujú úklony a podložie vrstiev podmenilitového eocénu a kriedy, antiklinálne pásmo je prevrátené k JZ. Cisňanské vrstvy sa nad tektonickou líniou v južných svahoch pohraničného hrebeňa skláňajú k SV 15—80°, podložím sú teda prevrátené k JZ. Podobne sú uklonené i vrstvy v severnom krídle antiklinály (15—60°) a ohnuté zo smeru SZ—JV do smeru S—J až SV—JZ. Severné krídlo antiklinálneho pásma sa na našom území stáča k juhu a celé sa ponára JV smerom pod nasunutie novosedlického antiklinálneho pásma.

Stužické synklinálne pásmo (pomenované podľa potoka Stužica,

z ktorého je na našom území len pramenná misa) nachádza sa v podmenilitovom eocéne. Smerom na JV sa prejavuje depresne, čo potvrdzuje vývoj krosnenských a menilitových vrstiev v doline Uhu na sovietskej strane, ako to zachycuje W e i n (1943) na geologickej mape. Ílovcovo-pieskovcové vrstvy podmenilitového eocénu s polohami pestrých ílovcov v severnom krídle v blízkosti osi synklinály sú uklonené k JZ 35—65°, ďalej od stredu synklinály a severnejšie sú stále kolmejšie a polohy bazálnych pieskovcov sú prevrátené k JZ, s úklonom a podložím k SV (25—60°).

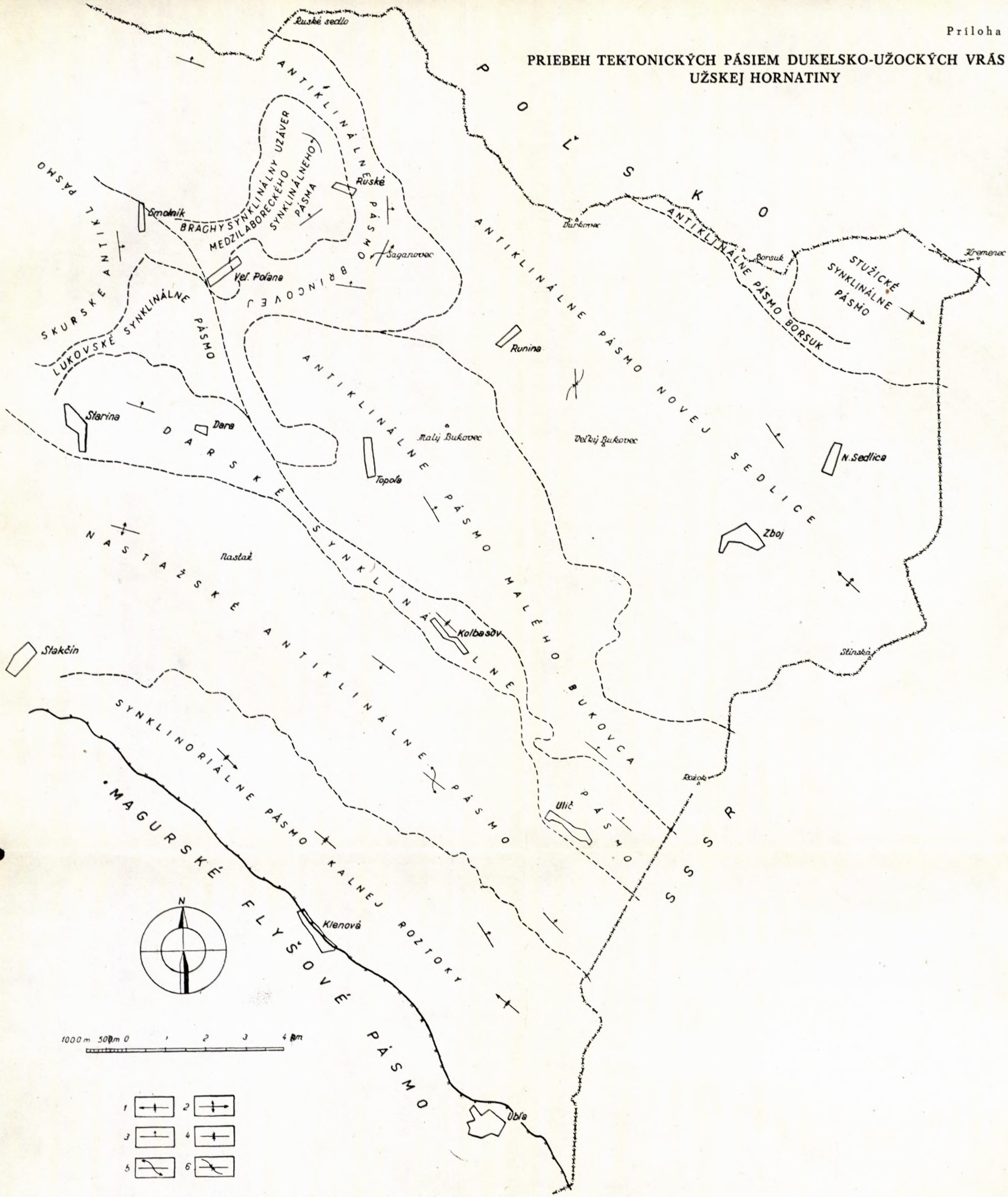
Na južnom krídle synklinály, prípadne na severnom krídle antiklinálneho pásma Borsuka majú vrstvy úklon 30—40° k SV. Od priečnej poruchy (SV—JZ smeru) v južnom krídle synklinály sa skláňajú k SV (60—80°). Celé synklinálne pásmo na našom území, vyjadrené podmenilitovým eocénom, má ráz štruktúry prevrátenej k JZ, s náznakmi depresie osi smerom na JV.

A n t i k l i n á l n e p á s m o B r i n c o v e j (L e š k o 1952) zasahuje k nám z Poľska v oblasti Lupkovského priesmyku, na S od Medzilaboriec, lupkovskými vrstvami a podmenilitovým eocénom. Vynára sa pri tektonických komplikáciách v Poľsku na východ od Jasliska, odkiaľ pokračuje cisňanskými vrstvami a podmenilitovým eocénom na JV, k čs.-poľskej hranici. Tvorí morfologicky výrazné horské pásmo pohraničného hrebeňa; L e š k o (1952, 1957) ho spolu s medzilaboreckým a oľšinkovským synklinálnym pásmom začlenil k pohraničnému pásmu, ktoré sa k SV nasúva na severnejšie tektonické pásma. Tento fakt potvrdili naše výskumy na okolí Ruského, kde sa spod antiklinálneho pásma Brincovej vynárajú postupne vyššie a vyššie členy severnejšej štruktúry — novosedlického antiklinálneho pásma.

Jadro antiklinálneho pásma Brincovej, vyvinuté v lupkovských a cisňanských vrstvách, prebieha na S od Smolníka v pohraničnom horskom masíve s kótami Stub (1010,6 m) a Rypy (1002,2 m). Cisňanské vrstvy vytvárajú ústredný horský chrbát, lupkovské zas severné svahy pohraničného masívu. Úklon cisňanských vrstiev je 25—65° s podložím k SV, takže vrstvy sú prevrátené na JZ. Severná časť a severné krídlo jadra antiklinálneho pásma nie sú vyvinuté (L e š k o 1952). Línia nasunutia pásma k severu tam prebieha po severných sklonoch pohraničného masívu a na naše územie prechádza južne od Ruského sedla.

Vrstvy podmenilitového eocénu majú v južnom krídle antiklinály na okolí Smolníka veľmi zložitú stavbu. V blízkosti jadra antiklinály sa pieskovcové vrstvy prevracajú k JZ s úklonom 20—30° k SV tak, ako vrstvy v jadre. Ďalej k juhu sú už vyššie ílovcovo-pieskovcové vrstvy a pestré polohy ílovcov ponorené k JZ. Úklon vrstiev je tam 5—20° i s podložím k JZ, pričom v slede vrstiev sa objavujú i bazálne pieskovcové vrstvy eocénu. Z toho vyplýva, že antiklinálne pásmo Brincovej je v tejto časti až k JZ ponorené a nakoniec zavrásnené do najvyšších vrstiev podmenilitového eocénu južného krídla. Dôkazom toho je skutočnosť, že od ponorenia čela antiklinály vzniklo detailné antiklinálne zavrásnenie vrstiev

PRIEBEH TEKTONICKÝCH PÁSIEM DUKELSKO-UŽOCKÝCH VRÁS UŽSKEJ HORNATINY



Vysvetlivky: 1. smer sklonu osi synklinály; 2. smer sklonu osi antiklinály; 3. sklon antiklinál a synklinál; 4. synklinála (antiklinála) vzpriamená; 5. flexurálny ohyb antiklinály; 6. flexurálny ohyb synkliály.

podmenilitového eocénu s tektonicky vyvalcovanými pieskovcovými polohami eocénu v strede — v jadre detailnej antiklinály južného krídla. Na východ od čiary SSV—JJZ (Ruské sedlo—Veľká Poľana) antiklinálne pásmo mení svoj štrukturálny ráz; antiklinála už nie je ležatá, až k juhu ponorená. Na tejto čiare klesá východná časť územia a objavujú sa menilitové a krosnenské vrstvy medzilaboreckého synklinálneho pásma; ďalej na východ, na čiare Ruské sedlo—Ruské—Veľká Poľana vznikla priečna karpatská elevácia SV—JZ smeru; v dôsledku toho sa antiklinálne pásmo Brincovej na JV od Ruského sedla oblúkovite stáča k JZ a Z do okolia Veľkej Poľany a vplyvom tektonických komplikácií spája s antiklinálnym pásmom skurským a pásmom Malého Bukovca.

Lupkovské vrstvy v jadre antiklinálneho pásma Brincovej, na V sa stáčajú do smeru S—J, s úklonom a podložím k východu 40—65°. V tejto časti vonkajšie, severovýchodné, resp. východné krídlo antiklinály i vonkajší pruh jadra sú tektonicky redukované. Na JZ, prípadne Z krídle sú vyvinuté iba vyššie ílovcovo-pieskovcové vrstvy podmenilitového eocénu, ktoré sú tam v tektonickom styku s vrstvami kriedy. Smer a úklon vrstiev je zhodný s vrstvami jadra antiklinály.

Južne od Ruského, po severných svahoch chrbta Saganovec (795,3 m) prebieha tektonická línia približne Z—V smeru, kolmo orientovaná na vrstvy antiklinálneho pásma Brincovej. Južne od tejto poruchovej línie prestáva sa antiklinálne pásmo nasúvať na SV až V, pričom vrstvy podmenilitového eocénu a kriedy miznú z vnútorného SZ krídla a jadra antiklinály, a výrazne sa uplatňujú vrstvy z vonkajších, JZ pruhov antiklinálneho pásma. Lupkovské vrstvy južne od poruchovej línie Z—V smeru pokračujú v SV—JZ smere, s úklonom a podložím vrstiev k SZ 45—75°. Podobne sú uklonené i vrstvy podmenilitového eocénu v bezprostrednej blízkosti jadra, ktorých najvyššie polohy južného krídla antiklinálneho pásma Brincovej na juh od Veľkej Poľany sa stáčajú do smeru SZ—JV a tektonicky sa stýkajú s vrstvami skurského pásma a pásma Malého Bukovca.

Antiklinálne pásmo Brincovej môžeme charakterizovať takto: na západ od čiary Ruské sedlo—Veľká Poľana je antiklinála nasunutá k SV a čelom ponorená na JZ do svojho mohutne vyvinutého a tektonicky zložitého južného krídla. Od tejto čiary na východ sa pásmo oblúkovite stáča na juh, pričom sa nasúva ďalej na východ a prevracia s redukovaným JZ—Z krídlom na západ. Od tektonickej línie Z—V smeru, severne od kóty Saganovec (795,3) je vnútorné, predtým JZ krídlo tektonicky takmer úplne redukované a v antiklinále sa uplatňujú (vonkajšie) JV, predtým SV prvky antiklinálneho pásma. V tejto časti pásma, vrstvy v smere SV—JZ sa už nenasúvajú na vonkajšie, ďalšie tektonické pásmo.

Medzilaborecké synklinálne pásmo (Swidziński 1943, Leško 1952, 1957). Asi 80 km dlhé synklinálne pásmo, vynorujúce sa na SV v Poľsku, v okolí Mszany, kde ho Teisseyre (1932) opísal ako synklinálne

pásmo Mszany, končí brachysynklinálne na našom území v okolí Ruského. Smolnický úsek tohto pásma je zakrytý kriedovými vrstvami skurského antiklinálneho pásma nasunutého k severu. Synklinála sa tam formuje len rudimentárne, vo vyšších členoch podmenilitového eocénu. Na východ od Smolníka sa os synklinály ponára k JV; severne od Veľkej Poľany sa v synklinálnom pásme objavujú menilitové, potom krosnenské vrstvy. Na priečnej tektonickej línii SVS—JZJ smeru (Ruské sedlo—Veľká Poľana) poklesla východná časť územia, takže na V od tejto línie smerom severným sa objavujú tieto vrstvy v širokom pásme.

Menilitové vrstvy severozápadného krídla sú pri tektonickej línii Ruské sedlo —Veľká Poľana značne tektonicky postihnuté. Tak napr. na okolí kóty 375,0 sú tektonicky celkom redukované; na SZ od Ruského v ohybe menilitových vrstiev zo smeru SV—JZ do karpatského smeru SZ—JV, sú nahromadené vo forme šupín. Od tohto ohybu na JV na okolí Ruského tvoria menilitové vrstvy severovýchodné rameno tohto pásma a normálne ležia nad najvyššími polohami podmenilitového eocénu antiklinálneho pásma Brincovej. Menilitové vrstvy pri smere SZ—JV (120—135°) sú uklonené 50—65° k SV i s podložím. Južne od Ruského sa tektonické pomery v menilitových vrstvách severného krídla synklinálneho pásma menia; vrstvy sa tam ohýbajú do smeru S—J, pričom od tektonickej poruchy na čiare Saganovec (795,3) — Veľká Poľana sú postupne v tektonickom styku s vrstvami podmenilitového eocénu a lupkovskými vrstvami južnej časti oblúka pásma Brincovej.

Na okolí Veľkej Poľany sa menilitové vrstvy medzilaboreckého pásma nasúvajú k JV na kriedu tohto pásma. Svedčia o tom lalokovité výbežky menilitových vrstiev smerom k JV, ktoré ležia bezprostredne na kriede. Na SV od Veľkej Poľany, na východných svahoch rieky Cirochy na presunovej línii pásma sú v menilitových vrstvách zavrásnené najvyššie polohy podmenilitového eocénu. Stred pásma v brachysynklinálnom uzávere na okolí Ruského vypĺňajú krosnenské vrstvy; pásmo tu sleduje smer a úklon menilitových vrstvie na krídlach; v SZ pruhoch sú zhodne s menilitovými vrstvami prevrátené k JV a uklonené k SZ 15—80°, v JV pruhoch podobne ako menilitové vrstvy sú uklonené k Z až SZ (20—80°).

Na čiare Ruské sedlo—Ruské (obce) sú menilitové a krosnenské vrstvy v smere SZ—JV uklonené k SV (30—65°) a prevrátené na JZ. Preto brachysynklinálny uzáver medzilaboreckého synklinálneho pásma na okolí Ruského a Veľkej Poľany má ráz brachysynklinály prevrátenej k J až JV.

Synklinálnym pásmom Runiny nazývame pozdĺžne depresívne pásmo vo vrstvách podmenilitového eocénu medzi antiklinálnymi pásmami Novej Sedlice, Malého Bukovca a Brincovej. Vrstvy tohto pruhu tvoria vlastne krídla uvedených pozdĺžnych elevácií.

Brachysynklinálne vynorenie antiklinálneho pásma Malého Bukovca na SZ, ohyb antiklinálneho pásma Brincovej na J až JZ a oblúk novosedlického anti-

klinálneho pásma zapríčinňujú vznik rozsiahlej depresie miskovitého tvaru na okolí Runiny. Táto depresia je vyvinutá v kompletne zastúpených vrstvách podmenilitového eocénu, s prevahou vývoja pestrých ílovcov a slieňovcov. V strede synklinály, pri Runine, sú najvyššie polohy mierne uklonené k SV alebo JZ 5—20°. Z úložných pomerov a vývoja podmenilitového eocénu, i zo štruktúry synklinály z okolia Runiny predpokladáme, že v minulosti boli v jej strede vyvinuté menilitové a krosnenské vrstvy. Dnes sú na týchto miestach denudované.

Lukovské synklinálne pásmo je úzky, tektonicky veľmi postihnutý pás menilitových vrstiev na J a JZ od Veľkej Poľany. Nazývame ho podľa potoka Lukov, ktorý preteká východnou časťou synklinály.

Synklinála je pozdĺžnou a priečnou depresiou, vyvinutá uprostred zložitých tektonických porúch medzi skurským antiklinálnym pásmom, antiklinálou Brincovej a SZ časťou antiklinálneho pásma Malého Bukovca. V dôsledku tektonických komplikácií os synklinály v severozápadnej časti má priebeh od JZ k SV, sledujúc tu smer vrstiev podmenilitového eocénu a kriedy skurského pásma v doline Cirochy. Pri južnom okraji Veľkej Poľany, kde sa vrstvy antiklinálneho pásma Brincovej stáčajú na JV, mení aj os synklinály svoj smer zo SV—JZ na smer karpatský (SZ—JV).

Menilitové vrstvy sú vyvinuté len v útržkoch v SZ časti synklinálneho pásma, tvoriac niekoľkometrové šošovky, stlačené a vyvalcované prešmykmi. Na JV od Veľkej Poľany sú menilitové vrstvy vyvinuté na severných svahoch Malinika (629,6), v potoku Lukov a na S od Príslopu na južných svahoch Kalinovca (653,6); úklony 70—80° k SV a k JZ. Na S od Príslopu v nadloží menilitových vrstiev severného antiklinálneho krídla sú vyvinuté aj krosnenské, prevažne bridličnaté vrstvy uklonené k SV 25—80° a prevrátené na JZ. Menilitové vrstvy juhozápadného krídla pásma sú tam tektonicky vyvalcované. V okolí kóty Malinik (629,6) a Lukovského potoka tvoria menilitové vrstvy SV i JZ krídlo synklinálneho pásma bez krosnenských vrstiev v strede.

Na SV od Dary je lukovské synklinálne pásmo na povrchu prerušené, pretože sa naň od JZ nasunuli krosnenské a menilitové vrstvy darského synklinálneho pásma.

Priečne tektonické poruchy

K významnejším priečnym dislokáciám na našom území patrí priečna porucha SVS—JZJ smeru v povodí Cirochy na línii Ruské sedlo—Veľká Poľana a jej južné pokračovanie na okolí Stariny. Na dislokačnej ploche poklesla východná časť územia proti západnej; v dôsledku toho na sever v okolí Ruského a Veľkej Poľany je zvýraznené medzilaborecké synklinálne pásmo v krosnenských a menilitových vrstvách a na okolí Stariny; na JV od poruchy sú v širokom páse vyvinuté krosnenské a menilitové vrstvy darského synklinálneho pásma.

Približne na čiare Z—V smeru [Veľká Poľana—Saganovec (795,3), Ďurkovec

(1188,3)] je ďalšia významnejšia priečna tektonická porucha. Vo východnej časti tejto poruchy klesajú vrstvy runinského synklinálneho pásma, resp. SZ krídla novosedlického antiklinálneho pásma na tektonickej línii na juh a posúvajú sa horizontálne o niekoľko desiatok metrov smerom na SV. V antiklinálnom pásme Brincovej sa na priečnej poruche úplne redukuje západné antiklinálne krídlo a tvorí sa krídlo východné. Plocha nasunutia antiklinálneho pásma na priečnej poruche šikmo pretína lupkovské vrstvy a ich nadložie, vrstvy podmenilitového oecénu až po bázu menilitových vrstiev.

Vo vrstvách stužického synklinálneho pásma prebieha priečna porucha menšieho rozsahu. Na línii SVS—JZJ smeru v horizontálnej rovine sú posunuté pieskovcové a ílovcovo-pieskovcové vrstvy podmenilitového eocénu na SV.

Juhozápadné predĺženie tejto línie sa pravdepodobne odzrkadľuje ve flexurovitých ohyboch vrstiev antiklinálneho pásma nastažského a Malého Bukovca a v ich štrukturálnych premenách.

Hlavné tektonické črty územia

Po tektonickej stránke pozorujeme niektoré úkazy špecifické pre naše územie (priečne sygmoidálne ohyby, zlomy a brachysynklinálne a brachyantiklinálne tvary tektonických pásiem). Tieto zjavy môžu byť odrazom buď blízkeho podložia flyšových Karpát, alebo veľkej litologickej rozdielnosti flyšových útvarov.

Vo všetkých antiklinálnych pásmach badať nápadný vývin a tektonické nahromadenie vrstiev na južných krídlach a vyvalcovanie, redukovanie vrstiev na severných antiklinálnych krídlach. Celé komplexy vrstiev určitých litologických vlastností sa na južných antiklinálnych krídlach odlupujú a vytvárajú viac-menej samostatné šupiny — dielčie antiklinály. Okrem toho na niektorých miestach sú vrstvy redokuvané aj na južných antiklinálnych krídlach a jadrá antiklinálnych pásiem nasúvajú sa na juh a juhozápad. Domnievame sa, že po vyvrásnení a nasunutí dukelských vrás nášho územia k SV došlo v neskorších horotvorných fázach k prešmyknutiu až nasunutiu vyformovaných tektonických pásiem na juh až juhozápad. Zvlášť nápadné sú tvary JV častí antiklinály Brincovej, Malého a Veľkého Bukovca, nastažskej antiklinály a synklinoriálneho pásma Kalnej Roztoky, ktoré sú ležaté až prešmyknuté k JZ. Tektonický štýl dukelsko-užockých vrás je podobný aj u dielčich jednotiek magurského flyša na juhu (Lešk o 1960).

Južné ohraničenie dukelsko-užockých vrás tvorí tektonická línia, podľa ktorej sa nasúva skupina magurského flyša k SV. Na okolí Stakčína sa dukelsko-užocké vrásy na juhu tektonicky stýkajú s pásmom Miková—Snina, ktoré je na SZ vyvinuté pri ich južnom okraji. Tektonická línia magurského nasunutia medzi Klenovou a Ubľou je litologicky zreteľná a morfologicky nápadná, lebo prebieha na styku menilitovo-krosnenských vrstiev s belovežskými, prípadne zlínskymi vrstvami. Na SZ od Klenovej sú litofaciálne rozdiely oboch

jednotiek menej kontrastné. Obidve jednotky sa tam stýkajú svojimi vrstvami papínskeho typu podmenilitového eocénu so spodnými zlínskymi vrstvami, prípadne vrchnými polohami belovežských vrstiev. Morfologicky sa tento styk neprejavuje. Línia magurského nasunutia tam prebieha od Klenovej na SZ južnými svahmi kóty 312, 375 (Pastunek), ďalej na SZ dolinou Ternovca, kde sa vynoruje pásmo tektonických šupín Mikova—Snina a čelo magurského nasunutia sa ohýba na západ až juhozápad.

Pre stanovenie úklonu plochy magurského nasunutia na dukelsko-užocké vrásy nemáme na našom území priamych ukazovateľov. Úklony vrstiev obidvoch geologických jednotiek na plochách styku a spôsob priebehu tektonickej línie v prírode by nasvedčovali, že južná štruktúra, synklinoriálne pásmo Kalnej Roztoky dukelsko-užockých vrás, je spätne prešmyknutá na magurský flyš. Predovšetkým medzi Klenovou a Stakčínom sú vrstvy podmenilitového eocénu, menilitové a krosnenské vrstvy prevrátené k JZ a belovežské vrstvy z okraja nasunutia sú tektonicky redukované a prikryté od SV vrstvami dukelsko-užockých vrás. Domnievame sa, že podobne ako v SZ časti magurského nasunutia na východnom Slovensku, aj tu sa magurský flyš ako strižný príkrov nasúva k SV na dukelsko-užocké vrásy.

Geologický ústav D. Štúra,
Bratislava

LITERATÚRA

[1] Andrusov D., 1936: Geologické výzkumy v Podkarpatské Rusi v letech 1932—1934. Carpatica, Praha. — [2] Andrusov D. — Hynie O., 1930: Přehledná zpráva o geologických výzkumech flyšového území v údolí Uhu v Podkarpatské Rusi. Věst. St. Geol. Úst. ČSR, roč. VI, Praha. — [3] Bogdanov A. A., 1949: Osnovnyje čerty tektoniki Vostočnych Karpat. Sb. 40. Sovjet. geologija, Moskva. — [4] Gesell A., 1900: Die geologischen Verhältnisse des Petroleumvorkommens in der Gegend von Luh im Ungthale. Mittl. a. d. Jahrb. ung. Geol. Anst., XII., Budapest. — [5] Artur v. Glos (in Hauer—Richthofen), 1859: Bericht über die geolog. Uebersichtsaufnahme in nordöstlichen Ungarn im Sommer 1859. Jahrbuch d. k. k. geol. R.-A., X; Wien. — [6] Hromádka J., 1943: Všeobecný zemepis Slovenska. Slov. vlastiveda; Bratislava. — [7] Leško B., 1952: Geológia vonkajšieho flyša medzi Laborcom a Cirochou. Geol práce, Zoš. 35, Bratislava. — [8] Leško B., 1958: Flyš medzi Medzilaborcami a Pichným. Geol. práce, Zpr. 14, Bratislava. — [9] Leško B., 1959: Facialnoje razvitije fliša vo Vostočnoj Slovakiji. Sbor. Krp.-Balk. assoc. v Kijeve—Lvove. — [10] Leško B. — Ďurkovič T. — Číčel B., 1959: Stopy paleogénneho vulkanizmu na východnom Slovensku. Geol. práce, Zpr. 16, Bratislava. — [11] Leško B., 1960: Magurský flyš severne od Vihorlatu a Popričného. Geol. práce, Zprávy 18; Bratislava. — [12] Maslakova N. I., 1957: Razčlenenije eocenovych otloženij Vostočnych Karpat po mjelkim foraminiferam. Geol. sbor. No. 4. Lvov. — [13] Matějka A. — Andrusov D., 1931: Příspěvek ke geologii flyše v povodí Latorice a Viče v Podkarpatské Rusi. Věst. St. Geol. Ústavu ČSR, roč. VII, č. 2, Praha. — [14] Matějka A. — Zelenka L., 1932: Příspěvek ke geologii okolí Jasině v Podkarpatské Rusi. Věst. St. Geol. ústavu ČSR, roč. VIII, Praha. — [15] Matějka

A. — Kodym O., 1949: Magurské nasunutí na východním Slovensku. Věst. St. Geol. ústavu ČSR, roč. XVI, Praha. — [16] Matějka A. — Kodym O., 1952: Geologie flyšového pásma mezi Dukelským a Lupkovským průsmykem na vých. Slovensku. Sborník ÚÚG, sv. XIX, Praha. — [17] Nemčok J., 1960: Výskyt inoceramov pri Novej Sedlici. Geol. práce, Zpr., Bratislava (v tlači). — [18] Nowak J., 1927: Zarys tektoniki Polski. Kraków. — [19] Opolski Z., 1930: Zarys tektoniki Karpat między Oslawą—Lupkowem a Użokiem—Siankami. Sprawozdanie Pol. Inst. Geol., No V, Warszawa. — [20] Opolski Z., 1935: Comptes Rendus des recherches géologiques, executées en 1934 sur les feuilles Dydiowa, Sborze, Wolowiec, Wielka Berezna. Posiedz. Nauk. Pan. Inst. Geol. zesz. 42, str. 22; Warszawa. — [21] Paul K. M., 1870: Das Karpathen-Sandsteingebiet des nördlichen Ungher und Zempliner Comitates. Jahrb. d. k. k. Geol. R. A., XX. B.; Wien. — [22] Samuel O., 1959: Mikrobiostratigrafické vyhodnotenie vzoriek z krosnenského flyša na východ od Cirochy. Geofond; Bratislava. — [23] Świdziński H., 1934: Remarques sur la structure des Karpates flyscheuses; Warszawa. — [24] Świdziński H., 1947: Slownik stratigraficzny Pólnocnych Karpat fliszovych. Serv. Geol. d. Pologne, Bull. 37; Warszawa. — [25] Szalai T., 1947: Geology of Northeastern Carpathians. Annales Inst. Geol. Publ. Hungarici; Budapest. — [26] Stejskal J., 1936: Structure géologique de la partie SE de l'anticlinal de Luh en Russie Subcarpatique. Věst. St. Geol. ústavu ČSR, Vol. XXI, No 5; Praha. — [27] Teisseyre H., 1932: Zarys budowy geologicznej Karpat Dukielskich. Sprawozdanie Pol. Inst. Geol., No VII; Warszawa. — [28] Vjalov O. S., 1953: Obščeje strukturnoje podrazdelenije zapadnych oblastej USSR. Izvestija Akad. Nauk SSSR, ser. geol., No 5; Moskva. — [29] Vjalov O. S. — Pasternak S. I., 1956: Novyje nachodki inoceramov v zakarpatskom fliše. Geol. sborník, No. 2—3; Lvov. — [30] Vjalov O. S., 1957: K otázke pokračovania magurského pásma v sovietskych Karpatoch. Geol. práce. Zoš. 46; Bratislava. — [31] Wein G., 1943: Földtani szelvény az Ung. mentén. Beszámoló a M. K. Földtani Int. Vitaüléseinek munkálatairól. V, 2; Budapest.

B. LEŠKO, J. NEMČOK et T. KORÁB

LE FLYSCH DES MONTAGNES D'UH

Dans la présente étude on donne une subdivision stratigrapho-lithologique des formations flyscheuses des plis de Dukla—Užok du coin nord-est de la Slovaquie orientale, un aperçu du développement lithofacial des différentes formations et une esquisse tectonique.

A. Subdivision stratigrapho-faciale

Les assises les plus anciennes des plis de Dukla—Užok sont représentées par le Crétacé dont le développement lithofacial est sensiblement différent de celui des couches à Inocérames typiques. Vu cette différence, nous le nommons couches de Lupkov. Le faciès des assises d'âge crétacé supérieur et paléocène inférieur est appelé couches de Cisna (d'après le village Cisna en Pologne).

Couches de Lupkov. Ces couches ont reçu leur nom du col de Lupkov dans les Karpates Polonines, chaîne qui se trouve à la frontière de la Tchécoslovaquie et de la Pologne. Un trait caractéristique des couches de Lupkov est la présence d'argillites dures de couleur noire et de grès siliceux et calcaires à grain fin qu'on n'observe pas dans les couches à Inocérames habituelles. Les couches de Lupkov renferment aussi des marnes grises à Fucoïdes, des grès fortement calcaires et des aleurolites (siltstones) foncés en strates feuilletées et ondulées.

Des Inocérames trouvés dans la partie supérieure des couches de Lupkov ont été déterminés

par J. Nemčok (1960), comme *Inoceramus balticus* Böhm et *Iniceramus mülleri* Petraschek. Ce sont des formes du Crétacé supérieur.

Couches de Cisna. Cette dénomination a été employée par Opolský (1930) (= Crétacé de Cisna) pour désigner les assises crétacées, surtout gréseuses, qui sont développées au-dessus des couches de Lupkov. Les couches de Cisna sont flyscheuses, les rytmes sont puissants. On y observe, outre les grès du type Lupkov, des grès siliceux à ciment calcaire et des conglomérats à petits galets constitués surtout de quartz et de roches métamorphisées. Les éléments sont peu arrondis. Les schistes sont représentés en quantité subordonnée; par leur faciès, ils ressemblent aux schistes de couches de Lupkov.

Les analyses micropaléontologiques de Samuel (1959) montrent que les couches de Lupkov et de Cisna appartiennent à une série dont la sédimentation s'est poursuivie sans interruption entre le Cénomanien et le Paléocène.

Eocène sous-ménilitique. La limite inférieure de l'Eocène sous-ménilitique n'est fixée que d'après le caractère lithofacial des roches. L'apparition d'argillites vertes non calcaires sert d'indice pour placer la limite entre les couches de Cisna et l'Eocène sous-ménilitique.

La partie inférieure de l'Eocène sous-ménilitique est formée de couches flyscheuses avec prédominance de grès (le rapport grès: schistes varie de 10 : 1 à 20 : 1). Les grès sont surtout à grain moyen ou grossier, à ciment calcaire; les roches cristallines prédominent das les galets. Les argillites gréseuses gris vert sont représentés en quantité subordonnée. Les assises de la partie supérieure de ce complexe sont constituées surtout de différents types d'argillites. Le rapport grès: schistes est ici inverse de celui qu'on trouve dans la partie inférieure de l'Eocène sous-ménilitique. Dans la région étudiée des plis de Dukla Užok les argillites rouges n'ont plus de valeur stratigraphique.

Dans la partie ouest de la région, dans la zone anticlinale de Nastaž (nommée d'après un sommet de 799,7 m d'altitude), les assises toutes supérieures de l'Eocène sous-ménilitique ressemblent par leur faciès aux couches de Papín (Lešk o 1958).

Les assises gréseuses de la partie inférieure des couches dites de l'Eocène sous-ménilitique sont à attribuer au Paléocène supérieur. Le sommet des couches argilo-gréseuses et les couches du type Papín appartiennent à la zone éocène supérieure à *Globigerinoides mexicanus* (Cushman) (Samuel 1959).

Couches à ménilites. Le complexe de couches à ménilites est constitué d'argillites et d'aleurolites (siltstones) calcaires bruns, d'argillites siliceuses noires avec intercalations de pélocarbonates et de silex-ménilites. La limite couches à ménilites — Eocène sous ménilitique est très bien marquée. Par contre, la limite supérieure des couches à ménilites n'est pas nette, et les éléments qui leur sont caractéristiques s'observent souvent bien plus dans la coupe stratigraphique — dans les couches de Krosno.

La microfaune fait défaut dans les couches à ménilites, mais comme celles ci se trouvent entre la zone à *Globigerinoides maxicanus* (Cushman) et les assises oligocènes inférieures contenant une association de microfossiles des couches de Krosno (Samuel 1959), nous les plaçons au sommet de l'Eocène supérieur et au bas de l'Oligocéne inférieur.

Couches de Krosno. La partie inférieure des couches de Krosno est surtout gréseuse. Les grés sont bleu clair, finement grenus, calcaires, laminés, avec des hiéroglyphes d'origine mécanique bien visibles sur le côté inférieur des couches. Les argillites ne forment que des intercalations peu épaisses. Dans la partie supérieure des couches de Krosno des argillites sont généralement prédominantes. Elles sont grises ou gris brun, calcaires; les aleurolites contiennent du matérial gréseux en proportion variable.

Se basant sur la trouvaille de *Globigerina aff. danvillensis* Howe and Wallace, *Globigerina postcretacea* Mjatljuk, *Globigerinoides trilobus* (Reus) et autres, Samuel (1959) place les couches de Krosno dans l'Oligocène inférieur.

B. Tectonique

Le synclinorium de Kalná Roztoka est la bande tectonique située le plus au Sud dans laquelle sont représentées les couches de Krosno et les couches à ménilites. C'est une large dépression longitudinale dont l'axe s'éléve visiblement vers les bords nord-est et sud-est. Sous l'action de la pression de direction NE—SW cette zone fut transformée en synclinorium qui se décolla de son soubassement et fut légèrement poussé sur le flysch de Magura.

La zone anticlinale de Nastaž (du nom du sommet de 799,7 m d'altitude) est développée dans les couches crétacées et l'Eocène sous-ménilitique. La partie nord-ouest de l'anticlinal a été poussée vers le NE, la partie sud-est se trouve déversée vers le SW sur le synclinorium de Kalná Roztoka.

La zone synclinale de Dara (synclinal Dara-Starina de Świdziński 1943, Lešk o 1957) est formée dans les couches à ménilites et les couches de Krosno. À l'W et à l'E de Dara, on observe un léger abaissement axial. Dans les environs de Dara cette zone synclinale est comprimée tectoniquement et n'atteint que 200—300 m de largeur.

La zone anticlinale de Malý Bukovec (d'après le nom d'un sommet de 929,7 m d'altitude) se présente comme une élévation longitudinale avec une voûte brachyanticlinale dans sa partie nord-ouest et une aile sud très réduite tectoniquement. Au cours des mouvements postérieurs cet anticlinal fut poussé vers le SW sur la zone synclinale de Dara.

La zone anticlinale de Nová Sedlica (d'après le nom d'un village) est représentée par l'Eocène sous-ménilitique, les couches de Cisna et les couches de Lupkov. Son aile nord est étirée. Au cours des mouvements postérieurs ce pli anticlinal fut poussé vers le NE et renversé vers le SW. Dans la direction SE on constate une élévation axiale.

La zone anticlinale de Borsuk (d'après un sommet de 990,5 m d'altitude) comprenant les couches de la Crétacé et l'Eocène sous-ménilitique. Les argillites bigarrées ateignent ici leur maximum de Nová Sedlica.

La zone synclinale de Stužica (nommée ainsi d'après le cours d'eau Stužica) a le caractére d'un pli renversé vers le SW; son axe semble s'abaisser vers le SE.

La zone anticlinale de Brincová (Lešk o 1952), développée dans les couches de Lupkov, les couches de Cisna et l'Eocène sous-ménilitique, passe du territoire polonais et arrive jusque vers les environs de Ruské. Après de multiples complications elle se termine non loin de Veľká Poľana.

Le synclinal de Medzilaborce (Świdziński 1943, Lešk o 1952, 1957) est développé dans les couches de Krosno et les couches à ménilites; dans l'Eocène sous-ménilitique il n'est que rudimentaire.

La zone synclinale de Runina se présente comme une dépresion longitudinale dans les couches de l'Eocène sous-ménilitique. Les argillites bigarrées atteignent ici leur maximum de développement.

La zone synclinale de Lukov (nommée ainsi d'après le ruisseau Lukov) est une étroite bande de couches à ménilites, trés affectée tectoniquement et réduite, qui passe au SW de Veľká Poľana.

Dislocations transversales

Une des dislocations transversales les plus importantes est celle qui traverse le bassin de Cirocha dans la direction NNE—SSW sur la ligne Ruské sedlo—Veľká Poľana et se continue vers le S pour arriver jusqu'aux environs de Starina. Le tronçon affaissé est celui de l'Est. C'est pour cela que vers le Nord, dans les environs de Ruské et Veľká Poľana, la zone synclinale de Medzilaborce est particulièrement bien exprimée dans les couches de Krosno et les couches

à ménilites, et au Sud de la dislocation, dans les environs de Starina, les couches de Krosno et les couches à ménilites de la bande synclinale de Dara sont largement développées.

Sur la ligne Veľká Poľana—Saganovec (795,3 m)—Ďurkovec (1188,3 m), à peu près dans la direction Est-Ouest, existe une autre dislocation transversale importante. A l'Est de cette dislocation, les couches de l'Eocène sous-ménilitique de la zone synclinale de Runina et de l'aile nord-ouest de la zone anticlinale de Nová Sedlica ont un pendage vers le Sud et sont déplacées horizontalement de plusieurs dizaines de mètres vers le NE. Au voisinage de la dislocation l'aile ouest de la zone anticlinale de Brincová est totalement réduite, tandis que l'aile E est bien développée. La surface de chevauchement de ladite zone anticlinale coupe obliquement les couches de Lupkov et leur toit-les couches de l'Eocène sous-ménilitique jusqu' à la base des couches à ménilites.

Une dislocation transversale de moindre importance s' observe dans les couches de l'Eocène sous-ménilitique de la zone synclinale de Stužica. Sur la ligne de direction NNE—SSW le complexe de grès et d'argilo-schistes de l'Eocène sous-ménilitique est déplacé horizontalement vers le NE. La continuation de cette ligne tectonique vers le Sud est probablement la cause des inflexions que subissent les assises des zones anticlinales de Nastaž et de Malý Bukovec, ainsi que changements de leur structure.

Les grands traits de la tectonique de la région

Plusieurs phénomènes tectoniques, notamment les inflexions sigmoïdes, les dislocations transversales, les formes brachysynclinales et brachyanticlinales, sont particulièrement caractéristiques pour notre région. Selon notre supposition, ils sont dus à la proximité du soubassement des Karpates flyscheuses et peut-être aussi, dans une certaine mesure, à la grande variabilité lithologique des formations flyscheuses de cette partie des plis de Dukla—Užok.

Dans toutes les zones anticlinales les assises sont bien développées et empilées tectoniquement les unes sur les autres dans les ailes sud; dans les ailes nord elles sont, par contre, étirées et réduites. Très fréquemment, des complexes entiers d'un certain caractère lithologique ont leur ailes sud décollées des anticlinaux et forment des écailles plus ou moins indépendantes et des anticlinaux de second ordre. A quelques endroits, les ailes anticlinales sud sont également réduites, et les noyaux des anticlinaux poussés vers le S et le W. C'est le résultat des mouvements postérieurs. Nous supposons que les phases orogéniques qui se manifestèrent après la formation des plis de Dukla et leur poussée vers le NE imprimèrent à ces plis un chevauchement vers le S et le SW. Très remarquables sont, en particulier, les formes qu'on observe dans les parties sud-est des anticlinaux de Malý Bukovec, de Nová Sedlica, de Nastaž et du synclinorium de Kalná Roztoka — elles sont toutes poussées vers le SW. Le style tectonique des plis de Dukla—Užok se retrouve au Sud dans les unités tectoniques d'ordre inférieur du flysch de Magura (L e š k o 1960).

Limite sud des plis de Dukla—Užok

Cette limite est représentée par la ligne tectonique suivant laquelle le flysch de Magura chevauche vers le NE. Dans les environs de Stakčín ces plis sont en contact tectonique avec la zone de Miková—Snina qui se développe au NW près de leur bord sud. Entre Klenová et Ubľa la ligne de chevauchement de Magura est mise en évidence par la lithologie et bien exprimée morphologiquement parce qu'elle suit le contact des couches à ménilites et de Krosno avec les couches de Beloveža, par fois avec les couches de Zlín. Au NW de Klenová la différence lithofaciale entre les deux unités tectoniques est moins apparente, car celles-ci se touchent par leurs couches éocènes: les couches du type Papín de l'Eocène sous-ménilitique sont en contact avec les couches inférieures de Zlín, éventuellement avec les assises supérieures de Beloveža.

La ligne de chevauchement de Magura peut être suivie de Klenová vers le NE sur les pentes sud des hauteurs 312 et 375 m (Pastunek) et ensuite dans la vallée du Ternovec, où émerge la zone des écailles tectoniques Miková—Snina, et le front de la nappe de Magura dévie dans la direction sud ou sud-ouest.

Dans notre région, on manque d'indices directs permettant de déterminer l'inclinaison de la surface de chevauchement du flysch de Magura sur les plis de Dukla—Užok. Au voisinage de la ligne de contact, le pendage des assises des deux unités tectoniques, ainsi que le parcours de la ligne tectonique à la surface de la terre semblent indiquer que la bande sud — le synclinorium de Kalnà Roztoka — est renversée en arrière sur le flysch de Magura. Entre Klenová et Stakčín, les couches de l'Eocène sous-ménilitique, les couches à ménilites et les couches de Krosno sont renversées vers le SW; près du bord de la nappe de recouvrement les assises de Beloveža sont soit étirées tectoniquement, soit recouvertes par les couches appartenant aux plis de Dukla—Užok poussés vers le NE. Nous supposons qu'ici aussi, on est en présence d'un phénomène constaté dans la partie nord-ouest de la zone de Magura en Slovaquie orientale, à savoir que le flysch de Magura a subi une poussée vers le NE et repose comme une nappe décollée sur les plis de Dukla—Užok.

Institut géologique Dionýz Štúr.
Bratislava

Traduit du slovaque par Valentine Andrusova,

Carte géologique des plis de Dukla—Užok des montagnes d'Uh

Par B. Leško, J. Nemčok et T. Koráb

Légende: 1 — couches de Krosno (Oligocène) ; 2 — couches à ménilites; 3 — silex dans les couches à ménilites; 4 — grès dans le couches à ménilites (2—4: Eocène supérieur-Oligocène); 5 — couches de Papín; 6 — couches argilo-gréseusses du flysch; 7 — argillites bigarrées; 8 — couches surtout gréseuses (5—8: Eocène sous-ménilitique, Paléocène-Eocène supérieur); 9 — couches de Cisna (Crétacé supérieur — Paléocène); 10 — couches de Lupkov (Crétacé(?) moyen et supérieur); 11a — ligne tectonique, 11b — ligne du chevauchement de Magura; 12 — direction, inclinaison et position des couches à hiéroglyphes; 13 — couches paléocènes du lambeau tectonique de la zone Miková—Snina.

Parcours des zones tectoniques des plis de Dukla—Užok des montagnes d'Uh

1 — direction de l'inclinaison de l'axe du synclinal; 2 — direction de l'inclinaison de l'axe de l'anticlinal; 3 — inclinaison des anticlinaux et des synclinaux; 4 — synclinal (anticlinal) redressé; 5 — inflexion de l'anticlinal; 6 — inflexion du synclinal.

Б. ЛЕШКО, Я. НЕМЧОК И Т. КОРАБ

ФЛИШ УЖСКИХ ГОР

В предлагаемой работе приводится основное стратиграфо-литологическое расчленение флишевых образований дукельско-ужских складок в северо-восточном углу Восточной Словакии, рассматривается литофациальное развитие толщ и дается очерк тектонического строения.

А. Стратиграфо-фациальное расчленение

Самой древней толщей дукельско-ужских складок является мел. В литофациальном отношении он значительно отличается по своему развитию от типичных иноцерамовых слоев,

и потому ему дано название лупковские слои. Толще, сложенной верхним мелом и нижним палеоценом, присвоено название циснянские слои (по деревне Цисна в Польше).

Лупковские слои. Свое название лупковские слои получили от Лупковского перевала в Полонинских Карпатах, которые тянутся на границе Чехословакии и Польши. Характерной чертой лупковских слоев является наличие плотных черных аргиллитов и кремнисто-известковистых тонкозернистых песчаников, которые в обычных иноцерамовых слоях не наблюдаются. Развиты также серые мергели с фукоидами, известковистые песчаники и темные алевролиты; они бывают листоватые, с волнистой слоистостью.

По определению Я. Немчока (1960) иноцерамы, найденные в верхах лупковских слоев, относятся к видам *Inoceramus balticus* Böhm и *Inoceramus mülleri* Petraschek. Это формы верхнего мела.

Циснянские слои. Название заимствовано у Опольского (1930) (= циснянский мел) для обозначения слоев мела, преимущественно песчанистых, которые развиты над лупковскими. Это флиш, характеризующийся крупными ритмами (многослоями), который содержит, наряду с песчаниками лупковского типа, кварцевые песчаники с известковым цементом и мелкогалечные конгломераты, состоящие главным образом из кварца и метаморфизованных пород; зерна плохо окатаны. Сланцы представлены в подчиненном количестве и по фации походят на сланцы лупковских слоев.

Микропалеонтологические анализы Самуэла (1959) показали, что от сеномана до палеоцена осадконакопление не прерывалось.

Подменилитовый эоцен. Нижняя граница подменилитового эоцена установлена исключительно по литофациальному характеру. Появление неизвестковых аргиллитов зеленого цвета служит указанием на то, что тут следует поместить границу между циснянскими слоями и подменилитовым эоценом.

Нижняя часть подменелитового эоцена сложена флишевыми слоями, в которых преобладают песчаники (отношение песчаников к сланцам бывает от 10 до 20 к 1). Песчаники преимущественно средне- и грубозернистые, с известковым цементом; зерна представлены главным образом кристаллическими породами. Серо-зеленые песчанистые аргиллиты наблюдаются в подчиненном количестве. В верхней части толщи слои сложены в большинстве различными типами аргиллитов. Отношение песчаников к сланцам здесь обратное тому, которое наблюдается в нижней части подменилитового эоцена. В описываемой части дукельско-ужских складок пачки красных аргиллитов не имеют стратиграфического значения.

На западном участке исследованной территории, в настажской (название дано по горе Настаж высотой в 799,7 м) антиклинальной полосе, верхи подменилитового эоцена напоминают своим развитием папинские слои (Лешко 1958).

Песчанистые слои нижней части так называемого подменилитового эоцена относятся к верхнему палеоцену.

Верхи аргиллито-песчанистых слоев и слои типа папинских приурочиваются к верхнеэоценовой зоне *Globigerinoides mexicanus* (Cushman) (Самуэл 1959).

Менилитовые слои. Комплекс менилитовых слоев сложен коричневыми известковистыми аргиллитами и алевролитами и черными кремнистыми аргиллитами с прослоями пелокарбонатов и кремней. Граница между менилитовыми слоями и подменилитовым эоценом резкая. Верхняя же граница менилитовых слоев нечеткая, и элементы, типичные для менилитовых слоев, часто наблюдаются значительно выше по стратиграфическому разрезу, в кросненских слоях. Менилитовые слои не содержат микрофауны, но так как они находятся между зоной с *Globigerinoides mexicanus* (Cushman) и кросненскими слоями, охарактеризованными нижнеолигоценовым микрофаунистическим сообществом (Самуэл 1959), их можно отнести к верхам верхнего эоцена и низам олигоцена.

Кросненские слои. В своей нижней части кросненские слои преимущественно песчанистые. Песчаники светло-синего цвета, тонкозернистые, известковые, листоватые; на их нижней стороне отчетливо выступают иероглифы механического происхождения. Аргиллиты представлены лишь тонкими прослоями. В верхних кросненских слоях развиты главным образом аргиллиты и алевролиты серого и серо-коричневого цвета, известковые, с различным количеством песчаннистой примеси.

Основываясь на наличии *Globigerina* aff. *danvillensis* Howe and Wallace, *Globigerina postcretacea* Mjatljuk, *Globigerinoides trilobus* (Reus) и других, Самуэл (1959) относит кросненские слои к нижнему олигоцену.

Б. Тектоника

Синклинорий Кална—Розтока является самой южной тектонической структурой, в которую входят кросненские и менилитовые слои. Это широкая продольная впадина с отчетливо выраженным поднятием оси складки на северо-восточном и юго-восточном краях. Под действием давления, направленного с СВ на ЮЗ, впадина приобрела подобие синклинория. На северо-западе этот синклинорий отлепился от своего основания и при более поздних движениях был слегка надвинут на магурский флиш.

В настажской антиклинальной полосе представлены слои мела и подменилитового эоцена. Северо-западная часть антиклинали надвинута на северо-восточную, юго-восточная опрокинута к юго-западу на синклинорий Кална—Розтока.

Дарская синклинальная полоса (синклиналь Дара—Старина Свидзинского 1943, Лешко 1957) сложена менилитовыми и кросненскими слоями. К западу и к востоку от сел. Дара ось синклинали слегка опускается и близ самого селения едва достигает 200—300 м ширины, что является следствием тектонического сжатия.

Антиклинальная полоса Малый Буковец (927,7 м) представляет собой продольную структуру с брахиантиклинальным куполом в северо-западной части и сильно редуцированным южным крылом. При более поздних движениях она была надвинута к юго-западу на дарскую синклинальную полосу.

Новоседлицкая антиклинальная полоса (названа по сел. Нова Седлица), развитая в подменилитовом эоцене, в циснянских и лупковских слоях, была двинута к северо-востоку; ее северное крыло тектонически вытянуто. В результате более поздних движений вся синклиналь опрокинулась к юго-западу. В юго-восточном направлении наблюдается поднятие оси антиклинали.

Антиклинальная полоса Борсук (названа по горе Борсук 990,5 м) развитая в подменилитовом эоцене и в мелу, опрокинута к юго-западу и погружается под новоседлицкую антиклинальную полосу.

Стужицкая синклинальная полоса (названа по реке Стужица), представленная в подменилитовом эоцене, переходит в юго-западном направлении в опрокинутую структуру с признаками погружения оси к юго-востоку.

Антиклинальная полоса Бринцова (Лешко 1952), развитая в слоях лупковских, циснянских и подменилитового эоцена, тянется на территории Польши и доходит до сел. Руске (Чехословакия). После многочисленных тектонических усложнений она кончается в окрестностях сел. Велька Поляна.

Медзилаборецкая синклинальная полоса (Свидзинський 1943, Лешко 1952, 1957) развитая в кросненских и менилитовых слоях; в подменилитовом эоцене намечена рудиментарно. Тянется от сел. Мшаны в Польше и переходит на нашу территорию, где замыкается центриклинально в окрестностях сел. Руске.

Синклинальная полоса Рунина представляет собой продольную впадину в слоях подменилитового эоцена и характеризуется максимальным развитием пестрых аргиллитов.

Луковская синклинальная полоса (названа по ручью Луков) — узкая, сильно нарушенная тектонически и редуцированная полоса в менилитовых слоях, которая тянется от сел. Велька Поляна в юго-западном направлении.

Поперечные тектонические нарушения

Одним из самых крупных тектонических нарушений на нашей территории является дислокация в бассейне р. Цироха, которая проходит в направлении с СВС на ЮЗЮ по линии Руске Седло—Велька Поляна и продолжается к югу до окрестностей сел. Старина. Восточная часть участка опустилась по этой дислокации, вследствие чего севернее, в окрестностях сел. Руске и сел. Велька Поляна, медзилаборецкая синклинальная полоса, развитая в кросненских и менилитовых слоях, особенно отчетливо выделяется, а в окрестностях сел. Старина, к юго-востоку от дислокации, дарская синклинальная полоса в кросненских и менилитовых слоях, имеет значительную ширину.

Другая крупная тектоническая дислокация проходит приблизительно в широтном направлении по линии Велька Поляна—Сагановец (795,3 м)—Дюрковец (1188,3 м). К востоку от нее падающие к югу слои подменилитового эоцена рунинской синклинальной полосы и слои северо-западного крыла новоседлицкой антиклинальной полосы перемещены к северо-востоку в горизонтальном направлении на несколько десятков метров. Западное крыло антиклинали Бринцова совершенно вытянуто по этой поперечной дислокации, восточное, напротив, хорошо развито. Плоскость надвига антиклинальной полосы здесь косо режет лупковские слои и их кровлю — слои подменилитового эоцена до основания менилитовых слоев.

Менее значительная дислокация проходит в слоях подменилитового эоцена стужицкой синклинальной полосы. Песчанистые и глинисто-песчанистые слои подменилитового эоцена горизонтально перемещены к северо-востоку по линии, проходящей в направлении СВС-ЮЗЮ. Продолжение этой тектонической линии к юго-западу является, по-видимому, причиной флексурообразных изгибов в слоях антиклинальных полос настажской и Малого Буковца, а также изменений их структур.

Основные черты тектоники. Исследованную территорию характеризуют некоторые своеобразные тектонические явления, например поперечные сигмовидные изгибы, дислокации, центроклинальное и периклинальное залегание слоев (брахисинклинали и брахиантиклинали) в тектонических полосах. Мы предполагаем, что эти явления вызваны близостью основания флишевых Карпат, а отчасти и большим литологическим разнообразием флишевых толщ в этой части дукельско-ужских складок.

В южных крыльях всех антиклинальных полос слои хорошо развиты и тектонически наложены друг на друга пачками, в северных, напротив, вытянуты и редуцированы. Обычно, целые комплексы слоев определенного литологического состава откалываются от своего основания на южных крыльях и образуют более или менее самостоятельные чешуи — антиклинали второго порядка. Местами слои вытянуты и на южных антиклинальных крыльях, а ядра антиклинальных складок перемещены, в результате повторных движений к югу и юго-западу. Мы предполагаем, что после образования дукельских складок и надвигов в северо-восточном направлении в описываемой области имели место более поздние фазы, которые вызвали перемещение и даже надвиг уже сформировавшихся тектонических полос к югу и юго-западу. Особенно отчетливо это наблюдается в юго-восточных частях антиклиналей Малый Буковец и Нова Седлице, в настажской антиклинале и в синклинории Кална Розтока. Все эти структуры были надвинуты к юго-западу. Тектонический стиль дукельско-ужских складок находит свое отражение и южнее, в единицах второго порядка магурского флиша (Лешко 1960).

Южная граница дукельско-ужских складок

Южной границей дукельско-ужских складок является тектоническая линия, по которой магурский флиш был надвинут к северо-востоку. В окрестностях сел. Стакчин дукельско-ужские складки тектонически соприкасаются на юге с полосой Микова—Снина, которая развивается на их южном краю. Между селениями Кленова и Убля линия магурского надвига проходит по контакту менилитовокросненских слоев с беловежскими, иногда со злинскими слоями, и потому ясно видна по литологическому составу и отчетливо обозначается в морфологии местности. К северо-западу от сел. Кленова литофациальное различие между этими двумя тектоническими единицами менее резкое, так как они приходят в соприкосновение друг с другом своими эоценовыми слоями: слои папинского типа подменилитового эоцена с нижними злинскими слоями, иногда с верхами беловежских. Линия магурского надвига прослеживается от сел. Кленова по направлению к северо-западу на южных склонах высот 312 м и 375 м (Пастунек) и дальше в долине ручья Терновец, где на поверхность земли выходит полоса тектонических чешуй Микова—Снина, а фронтальная часть магурского покрова заворачивает к западу и юго-западу.

На исследованной территории не имеется прямых указаний, по которым можно было бы определить наклон плоскости магурского надвига. Судя по падению слоев на контакте обеих тектонических единиц и положению тектонической линии на поверхности земли, южная структура дукельско-ужских складок — синклинорий Кална—Розтока — опрокинута в обратном направлении на магурский флиш. Так, между селениями Кленова и Стакчин подменилитовый эоцен, менилитовые и кросненские слои опрокинуты к юго-западу, а беловежские слои либо тектонически вытянуты на краю надвига, либо перекрыты с северо-восточной стороны слоями дукельско-ужокских складок. Мы предполагаем, что как в северо-западной части магурского надвига в Восточной Словакии, так и тут магурский флиш надвинут в виде отколотого покрова в северо-восточном направлении на дукельско-ужские складки.

Научно-исследовательский геологический институт
им. Диониза Штура, Братислава

Перевод со словацкого В. Андрусовой

Объяснение приложений 1 и 2

Приложение 1. Геологическая карта дукельско-ужских складок Ужских гор. Составили Б. Лешко, Я. Немчок и Т. Кораб

Легенда: 1 — кросненские слои (олигоцен), 2 — менилитовые слои, 3 — кремни в менилитовых слоях, 4 — песчаники в менилитовых слоях, (2—4: верхний эоцен—олигоцен), 5 — папинские слои, 6 — флишевые глинисто-песчанистые слои, 7 — пестрые аргиллиты, 8 — преимущественно песчанистые слои, (5—8: подменилитовый эоцен, палеоцен—верхний эоцен), 9 — цеснянские слои (верхний мел—палеоцен), 10 — лупковские слои (средний мел—верхний мел), 11a — тектонические линии, 11b — линия магурского надвига, 12 — простирание, падение и положение иероглифовых слоев, 13 — палеоценовые слои тектонического останца в полосе Микова—Снина.

Приложение 2. Расположение тектонических структур дукельско-ужских складок в Ужских горах

1 — направление наклона оси синклинали, 2 — направление наклона оси антиклинали, 3 — наклон антиклиналей и синклиналей, 4 — вертикально стоящая синклиналь (антиклиналь), 5 — флексурообразный изгиб антиклинали, 6 — флексурообразный изгиб синклинали.

ROBERT MARSCHALKO—JARMILA VOLFOVÁ

PODMORSKÝ ZOSUV A JEHO MAKROFAUNA V PALEOGÉNE CENTRÁLNYCH KARPÁT

(Šarišská hornatina juhozápadne od Víťaza)

(Anglické resumé, tab. XI—XIII)

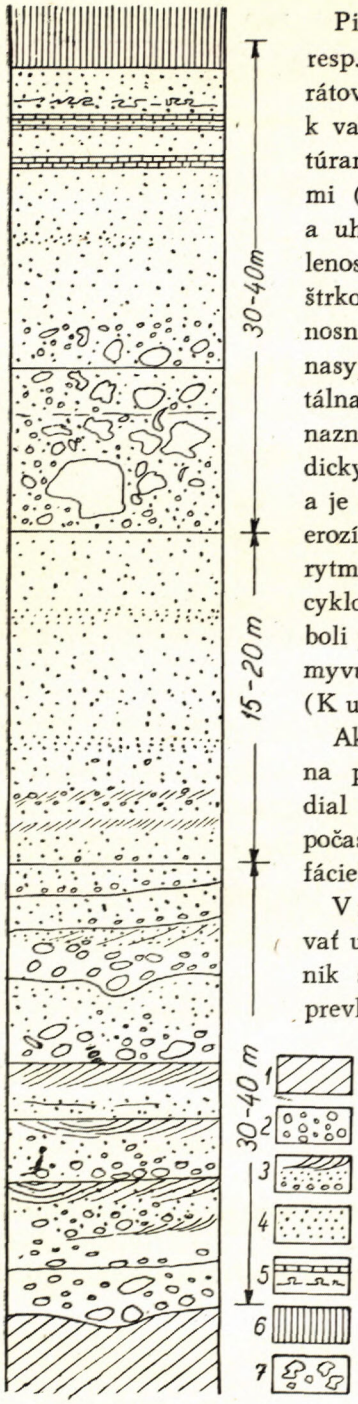
V oblasti severne od Čiernej Hory a JZ od Víťaza sa tiahne pruh konglomerátov a pieskovcov, ktorý patrí k transgresívnej litofácii strednoeocénneho veku Roku 1958 sa tu robilo geologickolitologické mapovanie pre generálnu mapu, pri ktorom bol sledovaný stratigrafický, petrografický a faciálny vývoj a rozšírenie bazálnej transgresívnej litofácie; súčasne sa študovali primárne a sekundárne sedimentárne textúry pre určenie podmienok prostredia a vzniku transgresívnej litofácie.

K tejto analýze môže prispieť aj nález pomerne dobre zachovanej makrofauny v nezvyklej asociácii sprievodných sedimentárnych hornín pri potoku Pohladov, 400 m JZ od vtoku.

Litologické zloženie postupnosti, v ktorej vystupuje zosuvné teleso

Ako vyplýva z priebežného profilu (obr. 1), ktorý je dobre odkrytý v erozívnej ryhe potoka, bazálna transgresívna litofácia sa skladá z 2 výraznejších litologických častí:

S p o d n ú č a s ť tvoria opakované cykly konglomerátov a pieskovcov variabilnej hrúbky (10—300 cm) a priestorovej rozlohy. Konglomeráty sú v telesách rýchle vykliňujúcich s nerovnou erozívnou spodnou hranicou, postupným triedením valúnov, s často ostrým prechodom do nadložných pieskovcov. Valúny so stupňom opracovania 2—3 (C h a b a k o v 1948) sú umiestnené dosť husto na sebe. Veľkosť valúnov v zriedkavých prípadoch presahuje 25 cm. Veľké bloky sa hromadia na báze cyklu.



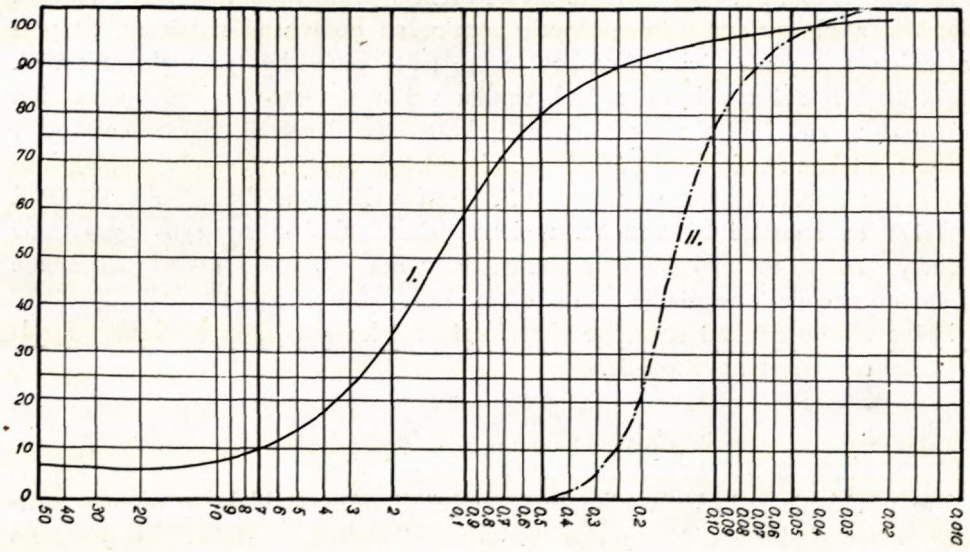
Pieskovce vytvárajú v nadloží hornú časť cyklov, resp. tvoria prostredie, v ktorom sú uložené konglomerátové telesá a sú súčasťou tmelu v parciálnom pomere k valúnom. Vyznačujú sa primárnymi prúdovými textúrami. Šikmé zvrstvenie s konkávne prehnutými listami (laminami) má variabilnú hrúbku od 5—60 cm a uhol sklonu od 5—25°. Na celkom malých vzdialenostiach sa rýchle mení granulometrické zloženie, od štrkov až do jemnozrnných pieskovcov, čo je závislé od nosnej sily, schopnosti triedenia a smeru prúdu, ktorý nasypáva telesá. Zánik šikmého zvrstvenia a horizontálna laminácia vo veľmi jemnozrnných pieskovcoch naznačujú zoslabovanie mechanizmu transportu. Periodicky sa opakujúci prínos má vždy charakter rozmyvu a je doprevádzaný objavením sa hrubých klastík. Tento erozívny príznak podporuje názor, že ide o pôvodne rytmicky opakované cykly; avšak vo vrchnej časti cyklov sa nenachádzajú ílovce a karbonáty, ktoré neboli pozorované na mieste ani v úlomkoch na báze rozmyvu, takže nemôžeme hovoriť o pravých cykloch (K u k a l 1956).

Ako ukázali výsledky merania šikmého zvrstvenia na početných miestach, prínos materiálu prúdmi sa dial od juhu, kde predpokladáme aj maximálny znos počas vzniku súvrství spodnej časti transgresívnej litofácie.

V r c h n á č a s ť: v profile postupne možno sledovať ubúdanie konglomerátových telies, smerom hore zánik šikmého zvrstvenia a zmenšovanie granulometrie prevládajúcich sedimentov. Podstatný podiel v profile nadobúdajú jemnozrnné homogénne pieskovce, ktorými končí vznik transgresívnej litofácie. Md zrnitosti týchto pieskovcov sa pohybuje od 0,1—02 mm (obr. 2). Podľa minerálneho zloženia patria do skupiny *drob*. Tieto sedimenty spolu so siltovcami, s vrstvovitými vložkami sivých

O b r. 1. Litologická kolonka transgresívneho vývoja. Potok Pohladov. 1. Paleozoický podklad; 2. konglomeráty; 3. šikmo zvrstvené pieskovce; 4. jemnozrnné pieskovce; 5. vápence, deformácia ílovcových lamín; 6. ílovce; 7. zosuvné teleso.

vápencov a slabými 1—3 mm laminkami ílovcov indikujú oslabovanie klastického prínosu. Malé skĺzové textúry doprevádzajú laminy siltu a ílu. Mocnosť celého súvrstvia v profile nemožno stanoviť, no z korelácie v širšom areále možno ju odhadnúť na 45—60 m. V nadloží sú vyvinuté vápnité ílovce a flyšové postupnosti, ktoré v tejto súvislosti nebudeme rozoberať.



Obr. 2. Zrnitostná krivka. I. brekcie; II. jemnozrnné pieskovce vrchnej časti transgresívnej litofácie.

Výskyt zosuvného telesa možno začleniť do spodného oddielu tejto vrchnej časti transgresívnej litofácie.

Litologický charakter telesa

Výskyt telesa bol sledovaný v profile potoka; jeho rozloha nemôže byť definovaná, lebo jeho hranice vo svahu sú málo prístupné pre štúdium. Hrúbka nepresahuje 6 m. Ohraničenie telesa oproti podložným pieskovcom je ostré. Nezvyklé je zloženie, ktoré sa od iných známych typov konglomerátových telies odlišuje najmä týmito znakmi:

1. našli sa úlomky, útržky a veľké bloky vrstiev pieskovcov, siltovcov a ílovcov obyčajne s nepatrným zaoblením hrán, so znakmi čiastočnej synsedimentárnej deformácie najmä tenkých vrstiev. Bolo pozorované len slabo badateľné triedenie úlomkov podľa veľkosti;

2. prevaha tmelu s rôznou veľkosťou zrna od valúnov až po jemnozrnný silt, v ktorom sú úlomky a bloky nepravidelne rozmiestnené;

3. našla sa dosť dobre zachovaná makrofauna spolu s hrubými klastikami, ktorá sa viaže v celej postupnosti len na tento typ sedimentárnej brekcie;

4. absolútny nedostatok interných sedimentárnych textúr, ako napr. šikmého zvrstvenia, imbrikácie valúnov a pravidelného usporiadania fauny.

Je ťažko prekonať určitú neistotu pri klasifikácii hruboúlomkovitých hornín zosuvného telesa. Ak ho začleníme medzi brekcie podľa hranatého tvaru veľkých úlomkov a blokov synsedimentárnych hornín, sú oprávnené námietky, že percentuálne zastúpenie týchto úlomkov je pre tento genetický typ nízke. Ak však názov brekcia má vystihovať spôsob vzniku sedimentu, ktorý nastal polámaním, deštrukciou, zmiešaním a premiestnením krátko po depozícii, považujeme tento názov pre teleso za vhodnejší, i keď granulometrická analýza tmelu* (obr. 2), ktorý je v nadbytku, jasne vystihuje prítomnosť valúnov a drobného štrku. Pod brekciou sa rozumie zdôraznenie malého účinku abrázie na synsedimentárne úlomky vrstiev, na makrofaunu, pričom sa v ňom zahrňuje nielen pôvod, ale aj spôsob premiestňovania (P e t t i j o h n 1957, Š v e c o v 1957).

Práve týmito znakmi nemožno charakterizovať konglomerátové telesá v spodnej časti transgresívnej litofácie.

S p ô s o b v z n i k u t e l e s a

Pre posúdenie spôsobu vzniku majú najväčší význam bloky a úlomky synsedimentárnych hornín. Maximálnu veľkosť mal blok tmavosivého jemnozrnného pieskovca, v ktorom sa našli zvyšky flóry. Blok mal hrany iba slabo zaoblené a vyčnieval z tmelu na báze brekcie (tab. XII, obr. 1). Približne 2—3 m nad bázou vystupuje množstvo úlomkov a útržkov menších rozmerov (od 5—25 cm), nepravidelného tvaru, s ostrými, alebo mierne zaoblenými hranami. Petrografické zloženie ukazuje, že ide o vápnité pieskovce menej odolné voči abrázii (tab. XI, obr. 1). V ojedinelých prípadoch sa našli útržky vrstiev mierne prehnuté, (tab. XI, obr. 1, vľavo hore), čo možno pripísať istej schopnosti pieskovcov prijímať deformácie počas premiestnenia.

Nepatrný podiel na zložení menších úlomkov majú tmavosivé ílovce, ktoré počas prenosu nadobúdali najviac zaokrúhlené tvary. Veľkosť úlomkov nepresahovala 15 cm.

Veľké bloky a úlomky sa nestýkajú, ale sú nedbalo „utopené" v prebytočnom hrubozrnitom tmele. Iba vo vyšších polohách pozorovať slabý náznak orientácie, a to u plochých a predĺžených tvarov. Orientácia úlomkov nebola meraná štatisticky, a preto toto pozorovanie nemožno uplatniť pri rozbore smeru premiestňovania. Mohlo by nám však osvetliť rýchlosť v zosuve, ktorá je v spodnej časti

* Pod týmto názvom treba rozumieť prebytočnú základnú hmotu, v ktorej sú synsedimentárne úlomky vrstiev premiestňované a tmelené.

v dôsledku trenia o podložný nehybný podklad omnoho menšia ako v hornej časti, ktorá okrem toho je silne presýtená vodou, a preto omnoho mobilnejšia (K u e n e n 1956).

Ak si všímame prostredie — tmel, v ktorom sú úlomky premiestňované, vidíme, že má široké granulometrické rozpätie od valúnov až po jemný silt (obr. 2). Prítomnosť jemnejších častíc sa mikroskopicky nedala potvrdiť. Je však isté, že tmelenie veľkých a menších zŕn a dobré zachovanie organických zvyškov vďačí rýchlemu pokrytiu a obaleniu v jemných častiach. Granulometriou sa tmel brekcie zhoduje so zložením konglomerátových telies v spodnej časti transgresívnej litofácie; môžeme preto predpokladať, že pôvodným materiálom, ktorý bol prenesený krátko po depozícii, boli hrubé štrky a piesok, vznik ktorých treba hľadať opäť v litorálnych vyzdvihnutých okrajoch šelfu.

Analýza recentných podmorských zosuvných javov (T e r z a g h i 1957) ukazuje, že zosúvanie sedimentov pod vplyvom gravitačných síl sa deje vo smere úklonu pomerne prudkých podmorských svahov. Pre hrubé štrky a piesky, ktoré sú často vyplavené v malých podmorských deltách riek z prímorských horských oblastí, stanovil Terzaghi uhol kritického stavu zosúvania okolo 28—34°. Avšak štrky a hrubozrnný piesok nie sú tak náchylné k prúdovému zosúvania, a preto vyslovil názor, že zosuvy z tohto pôvodného materiálu sú málo časté.

Terzaghi uvádza, že zosúvanie vzniká veľmi často pri rapídnom znížení hladiny pri odlive, zemetrasení a za abnormálnej agitácie mora pri búrkach.

Ak sú v hruboklastických súvrstviach vložky jemnozrnných sedimentov napr. ílovcov, môže sa zosúvanie diať pri nižšom uhle sklonu.

Podľa K u e n e n a (1949, 1956) vrstvy hrubozrnných sedimentov sa zosúvajú už na menších svahoch (pri úklone 5—10°). Zo štúdia zloženia podmorských fosílnych zosuvov odvodzuje, že pohyb vzniká v celej mase naraz. Pritom pozoroval rôzne stupne deformácie sedimentov od foriem skrútených, cez roztrhnuté až po váľanú a hnietenú, dobre premiešanú masu sedimentov.

Zosuvom pripisuje Kuenen tvar predĺžený a pretiahnutý v dôsledku nahromadenia na prednom okraji. Pohyb sa končí, ak nastane rovnováha síl.

Celý rad týchto poznatkov môžeme aplikovať na náš prípad len s opatrnosťou.

Hrubé valúny, štrk a piesok, ktoré tvoria podstatnú časť hmoty zosuvu, sú málo náchylné k zosúvaniu, ak uhol prirodzeného sklonu, ktorý sa udáva pre tento typ zrnitosti, nie je nad 28—34°. Predsa však útržky a bloky synsedimentárnych pieskovcov, siltov a ílovcov nepatrne zaoblené transportom, predstavovali vrstevnaté vložky na pôvodných štrkových ložiskách. Najmä ílovce tvorili skĺzne plochy pre hrubé klastiká, ktoré v dôsledku rýchleho prínosu, preťaženia a ďalších sprievodných javov sa stali nestabilnými na tomto podklade. Sklon svahu, na ktorom sa odohrával zosuvný pohyb, nemusel byť preto taký vysoký.

Zloženie zosuvnej brekcie poukazuje na dokonalé premiešavanie, čo môžeme pripisovať vzdialenosti a času. Otvorenou otázkou zostáva, či synsedimentárne

úlomky pieskovcových a ílovcových vrstiev sa nedostali do zosuvu počas premiestňovania vplyvom hlbokej erózie podkladu. Dôkazy tohto druhu bude treba starostlivo vyhľadávať pri podrobnom štúdiu transgresívnej litofácie.

Výskyt makrofauny a stanovenie hĺbky, v ktorej zosuv vznikol

Nájdená makrofaunistická asociácia poukazuje dobre na zbernú oblasť zosuvu a hĺbku, v ktorej zosuv vznikol. Zloženie moluskovej fauny je svojím rodovým zoskúpením dosť originálne. Kvantitatívne zastúpenie jednotlivých rodov podľa počtu jedincov je nasledovné: *Glycimeris, Pedalion, Cyprina, Turritella, Meretrix (Tivelina), Phacoides (Lucinoma), Ostrea, Natica, Cardium. Arca, Pecten, Corbis.* Okrem toho sa v asociácii našli poškodené žraločie zuby. Podľa rozboru životného prostredia jednotlivých rodov tejto asociácie uvedené spoločenstvo mohlo tvoriť prirodzenú biocenózu, ktorej hĺbkový diapazón sa pohyboval medzi sublitorálom a plytkým neritikom. Výnimkou je *Turritella,* ktorá je formou eurybátnou.

Uvedené formy, až na rod *Pedalion,* vyhľadávajú piesčité vápnité dno s rôzne zrnitým substrátom a zastupujú infaunu i epifaunu.

Fauna je dobre zachovaná vo forme pôvodných úplných schránok a prípady rozbitia boli pozorované zatiaľ dosť ojedinele. Ani malé tenké schránky *(Tivelina)* neboli v brekcii porušené ani rozbité, čo by nasvedčovalo tomu, že zosuv mohol mať charakter hustého kalového výtoku, v ktorom schránky boli spolu s úlomkami hornín pomaly otáčané a nepravidelne rozmiestňované bez pozorovateľného triedenia (tab. XII, obr. 2). Štádiu pomalého rotačného pohybu v zosuve odpovedá zachovanie fauny v málo určitých válcovitých tvaroch a hniezdovitých koncentráciách. Tento spôsob zachovania a nahromadenia makrofauny sa odlišuje od známych nálezov v jemnozrnných pieskovcoch transgresívnej litofácie v kameňolome južne od Víťaza, kde voľné schránky premiestňované prúdmi po dne boli organizované vypuklou stranou hore a pravidelne usporiadané do vrstiev (tab. XIII, obr. 2). Môžeme s istotou tvrdiť, že dlhšie trvajúci transport fauny v zosuve s hrubými klastikami by mal pre väčšinu organických zvyškov ničivý účinok.

Niektoré formy lamelibranchiátov mali misky v prirodzenej biologickej pozícii, uzatvorené *(Meretrix)* alebo voľné *(Cyprina, Glycimeris, Pedalion).* Na základe týchto pozorovaní môžeme predpokladať, že určitá časť fauny predstavovala už tanatocenózu s voľnými schránkami, nahromadenými na zbernej oblasti zosuvu a aj postmortálne so zosuvom strhnutú. Formy so zatvorenými schránkami *(Corbis, Meretrix)* mohli byť v prvej fáze vzniku zosuvu zahrabané do pieskového dna a strhnuté do varu pohybu. Za poslednú možnosť hovorí aj to, že výplň jadra zatvorených foriem je vždy zložená z jemnozrnného materiálu.

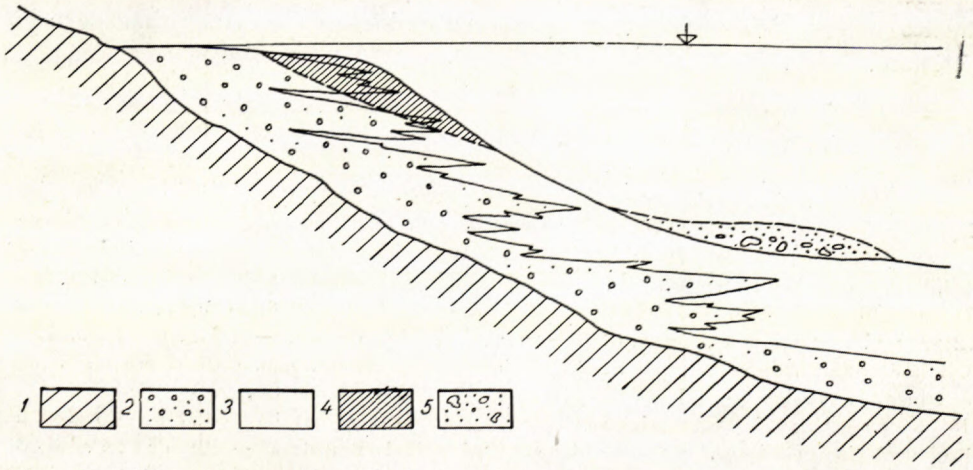
Niektoré schránky majú stopy po korózii, čo si možno vysvetliť buď zvetrávaním už na primárnej lokalite, alebo sekundárnym vyluhovaním v dôsledku cirkulácie povrchových vôd v mieste zosuvu. Deformácie gastropódov spôsobené v postsedimentačnom štádiu svedčia o vtláčaní tvrdých častíc do schránok bez toho, žeby sa rozlámali. Vhĺbeniny, ktoré sa našli na vnútornej strane misiek lamelibranchiátov (*Cyprina*), boli spôsobené valúnmi, pritláčanými na povrch počas diagenézy. Mechanické vtláčanie bolo kombinované chemickými účinkami a koróziou (tab. XIII, obr. 3).

Pokiaľ ide o kvalitatívne zastúpenie jednotlivých druhov, tanatocenóza — ako ju máme zachytenú v zosuvnom telese — zďaleka nemôže byť úplná. Za predpokladu normálnej salinity (dosvedčujú to niektoré faunistické prvky, citlivé na kolísanie salinity: *Pedalion, Turritella*) muselo byť faunistické spoločenstvo oveľa bohatšie.

Rekonštrukcia podmienok, za ktorých sa zachovalo zosuvné teleso

Zosuvné teleso v svojej terajšej polohe je ostro vklinené (obr. 1) medzi strednozrnné a jemnozrnné piesky a siltovce, ktoré nemajú primárne prúdové príznaky charakteristické pre spodnú časť transgresívnej litofácie. Teleso je umiestnené v spodnom oddieli vrchnej časti litofácie, ktorou transgresívny cyklus končí. Vzniklo teda počas jej vytvárania bez prerušenia sedimentácie hiátom.

Zosuvné teleso nemá stopy po opätovnom premývaní sedimentov. Ostrohranné úlomky synsedimentárnych vrstiev pieskovcov a siltovcov nepravidelne premiešané spolu s valúnmi a schránkami, i nedostatok interných prúdových textúr do-



Obr. 3. Pokus o rekonštrukciu reliéfu šelfu počas vzniku zosuvu. 1. Paleozoické a mezozoické podložie; 2. konglomeráty; 3. pieskovce; 4. sedimenty predpokladaného zosuvu na pôvodnom mieste; 5. zosuvné teleso.

svedčujú, že zosuvné teleso zostalo neporušené v tom istom štádiu ako bolo v momente výsledného pohybu.

Ak skúmame nadložie postupnosti, v ktorej teleso tvorí najspodnejší člen, nachádzame v nej homogénne jemnozrnné pieskovce, vrstvovité vložky vápencov spolu s ílovcovými laminami a s malými skĺzovými prejavmi, ílovce a flyš. Postupné zjemňovanie granulometrického zloženia zŕn v týchto sedimentoch, vytláčanie primárnych prúdových príznakov a skĺzové textúry naznačujú, že sedimentácia sa diala v prostredí chránenom od prílivu a odlivu a pod hranicou takých prúdov, ktoré sú schopné prenášať hrubé klastiká a vytvárať šikmé zvrstvenie vo veľkých rozmeroch.

Súhrn

Ako vyplýva z uvedených faunistických dôkazov a litologických dát, hĺbka, v ktorej zosuv vznikol, sa pohybovala v rozmedzí litorálu. Hrubé klastiká a jemnozrnné pieskovce boli premiestnené krátko po depozícii a pohybovali sa po pomerne väčšom úklone šelfu.

Fauna voľne rozložená bola strhnutá do pohybu. Zosúvajúca sa masa zrýchľovala svoj pohyb, miešala sa a točila po dne; erodovala a opäť spomaľovala pohyb vtedy, keď nastala rovnováha síl, t. j. pri zmiernení sklonu dna (obr. 3). Hĺbka, v ktorej sa zosuvné teleso zachovalo, je pod hranicou pôsobenia vĺn a silných prúdov, lebo zosuvná brekcia nemá stopy po ďalšej resedimentácii.

Tento (hypotetický) obraz o mechanizme vzniku zosuvu spresňuje náš názor na pôvodný tvar šelfu, ktorý v okrajových zdvihnutých častiach musel byť modelovaný rýchlou depozíciou klastík v jazykovitých a šošovkovitých tvaroch, za pomoci lokálneho riečneho výnosu, súčinnosti prúdov a subsidencie. Len jemné častice boli vynášané ďaleko za okraj šelfu, do hlbších častí sedimentačného priestoru.

LITERATÚRA

[1] Gessner F., 1957: Meer und Strand. Berlin. — [2] Chabakov A. V., 1948: Dynamičeskaja paleogeografia, jejo zadači i vozmožnosti. Tr. II. sjezdu geografov, T. II., Moskva. — [3] Jaeckel S. H., 1952: Die Muscheln und Schnecken der deutschen Meeresküsten. Leipzig. — [4] Kuenen Ph. H., 1956: The difference between sliding and turbidity flow. Deep-Sea Research, Vol. 3, London. — [5] Kuenen Ph. H., 1948: Slumping in the Carboniferous of Pembrokeshire. Quart. J. Geol. Soc., Vol. 104, London. — [6] Kukal Z., 1956: Cyklická sedimentace ve vrstvách skaleckých barrandienského ordoviku. Časopis pro mineralogii a geologii I, Praha. — [7] Pettijohn F. J., 1957: Sedimentary rocks, New York. — [8] Seneš J., 1958: Pectunculus-Sande und Egerer Faunentypus im Tertiär bei Kováčov im Karpatenbecken. Geologické práce — Monografická séria 1, Bratislava. — [9] Švecov M. S., 1957: Petrografia sedimentárnych hornín. SAV, Bratislava. — [10] Terzaghi K., 1957: Varieties of submarine slope failures. Norges Geotekniske institutt, Publikasjen nr. 25, Oslo. — [11] Walther J., 1893: Die Lebensweise der Meeresthiere. Jena.

ROBERT MARSCHALKO—JARMILA WOLFOVÁ

SUBMARINE SLIDE AND ITS MACROFAUNA IN THE PALAEOGENE OF THE CENTRAL CARPATHIANS

(The Šariš Highland to the Southwest of the Vítaz)

In the area to the north of the Čierna Hora and to the southwest of the Vítaz there extends a stripe of conglomerates and sandstones, which belongs to a transgressig lithofacies of the Middle Eocene Age. In 1958 geologic-lithological mapping was carried out in this area for the purposes of an ordnance-survey map in a scale of 1 : 200 000. On this occasion the stratigraphic, petrographic and facial development and distribution of the basal transgressing lithofacies were studied; at the same time investigation of primary and secondary sedimentation structures was carried out in an effort to determine the conditions of environment and development of those transgressing lithofacies.

This analysis may be supplemented by a relatively well preserved macrofauna found in an unusual association of the accompanying sedimentary rocks at a locality near the brook Pohladov 400 m to the southwest of its mouth.

Lithological Composition of the Sequence in Which the Slide Body Occurs.

As it appears from the transverse profile (Fig. 1), which is well opened up in the erosion groove of the brook, the basal transgressing lithofacies is composed of two rather distinct lithologic parts, namely:

The lower part is built up of alternate cycles of conglomerates and sandstones of varying thickness (10—300 cm) and spatial distribution. The conglomerates are embedded in sharp wedgelike bodies with an unequal erosional lower limit, with gradual sorting of pebbles, often with an abrupt transition into the overlying sandstones. Pebbles with a degree of rounding of 2—3 (Chabakov 1948) are rather compactly arranged on one another. The size of pebbles seldom exceeds 25 cm. Large boulders are accumulated at the base of the cycle.

The upper parts of cycles are built up of sandstones in the overlying bed. More exactly, they form an environment in which conglomeratic bodies are embedded; moreover they are a component part of the matrix in partial relation to the pebbles. It distinguishes itself by primary current structures. Its cross bedding with concavely bent laminae has a varying thickness from 5 to 60 cm and a varying angle of inclination from 5 to 25 degrees. At quite short distances one can observe abrupt changes in its granulometric composition from granules and small pebbles to fine-grained sandstones, in accordance with the traction strength and the capacity of sorting of the direction of the current by which bodies have been deposited. The formation of cross bedding and the horizontal lamination in the extremely fine-grained sandstones point to a decrease of the transport mechanism. Periodically renewing transport always has the character of wash-outs and is accompanied by the appearance of coarse clastics. This sign of erosion supports the view that what is involved here are originally rythmically repeated cycles, in their upper part there are, however, no claystones and carbonates — they have not even been observed in that place in fragments at the base of wash-outs —, so that one cannot speak of true cycles (Kukal 1956).

As it appears from the results of measurements of the cross bedding in numerous places, the transport of material by currents took place from the south where the maximum dislodge is supposed to have occurred during the development of sequences in the lower part of the transgressing lithofacies.

Upper part. — In the profile in an upward direction one can note a constant decrease

in the number of conglomeratic bodies, and decline of the cross bedding together with diminishing granulometry of the predominating sediments. At the same time participation of fine-grained homogeneous sandstones in the profile considerably increases, giving rise to the formation of the transgressing lithofacies. The median diameter of these sandstones fluctuates between 0,1 and 0,2 mm (Fig. 2). By their mineralogical composition they belong to the group of graywackes. The above mentioned sediments together with siltstones, stratified inclusions of grey limestones and 1—3 mm thin laminae of clay point to the fall-off of transport of clastic material. The laminae of silt and clay are accompanied by small slump structures. The thickness of the whole sequence in the profile cannot be determined; from a correlation in its broader area it is estimated to be 45—60 m. Its overlying bed is formed by calcareous claystones and flysch sequences; these will here not be discussed further.

The slide body occurring here may be included in the lower section of the upper part of the transgressing lithofacies.

Lithological Character of the Slide Body

Its occurrence was followed up in the profile of the brook Pohladov. Its overall distribution cannot be defined, because its boundary limits in the environing slope are rather inaccessible to being studied. Its thickness does not exceed 6 metres. The slide body is sharply outlined against the sandstones forming its underlying bed. It shows an unusual composition which differs from other, already known types of conglomeratic bodies, mainly by the following features:

1. There have been found fragments, chunks and large boulders of sandstone, siltstone and claystone beds, usually with a slight rounding of edges, with signs of a partial synsedimentary deformation especially of the thin layers. There was observed but a poorly visible sorting of fragments according to size.

2. Predominance of matrix consisting of diminishing sizes of grain from pebbles to fine-grained silt, in which fragments and boulders are irregularly distributed.

3. Occurrence of a rather well preserved macrofauna along with coarse clastics, bound in the whole sequence only on this type of sedimentary breccia.

4. Absolute lack of internal sedimentation structures, such as those of cross bedding, imbrication of pebbles and regular arrangement of fauna.

It is difficult to come round a certain uncertainty in the classification of coarse-fragmentary rocks of the slide body. If we classify it among the breccias by virtue of the edge shape of large fragments and boulders of the synsedimentary rocks, it can be objected that the percentage amount of these fragments is too small for this genetic type. If, however, the term „breccia" should emphasize the mode of development of the sediment which came into existence by breaking, destruction, mixing and transportation shortly after its deposition, we think this term more appropriate for the slide body, even though the granulometric analysis of the matrix (Fig. 2), which is preponderant, clearly shows the presence of pebbles as well as granules and small pebbles. The term „breccia" emphasizes the low effects of abrasion on the synsedimentary fragments of strata and the macrofauna; it implies not only the origin, but also the mode of transportation (Pettijohn 1957, Švecov 1957).

Just by such features one cannot characterize the conglomeratic body in the lower part of the transgressing lithofacies.

Mode of Development of the Slide Body

It is boulders and fragments of the synsedimentary rocks which are of the greatest significance in judging the mode of development of the slide body. The largest size was exhibited by a dark-grey fine-grained sandstone boulder, in which remains of flora were found. This

boulder had but slightly rounded edges; it protruded from the matrix at the base of the breccia (Photo 1, Pl. XII). Approximately 2—3 m above the base there appear a great number of fragments and chunks of smaller size (5—25 cm) and of irregular shape, with sharp or moderately rounded edges. Analysis of their petrographic composition revealed calcareous sandstones of lesser resistance to abrasion (Pl. XI, Photo 1). In isolated cases moderately bent chunks of beds were found (Pl. XI, Photo 1, left upper corner); this can be accounted for by a certain susceptibility of sandstones to undergo deformations during sliding.

Dark-grey claystones only slightly participate in the composition of smaller fragments; the former become mostly rounded during transport. The size of fragments did not exceed 15 cm.

Large boulders and fragments do not contact one another, but are „carelessly drowned" in the superabundant coarse-grained matrix. Only in higher strata can one observe some rudimentary direction in flat and elongated forms. The direction of fragments has not been measured statistically; the above observation can therefore hardly be instrumental in the analysis of the direction of sliding. On the other hand, it might throw light on the rate at which the slide is moving and which, owing to friction against the underlying immobile substratum, is in its lower part much lower than in its upper part which is greatly satiated with water and thus much more mobile (Kuenen 1956).

If we consider the environment — the matrix — in which the fragments have been deposited, we can see that it has a wide granulometric range from pebbles to fine silt (Fig. 2). The presence of finest particles could not be confirmed microscopicaly. It can, however, be said with certainty that the cementing of large and smaller grains and the remarkable preservation of organic remains are due to their being covered up and envelopped by fine particles within a short time. By its granulometric filling the matrix of breccia corresponds to the composition of the conglomeratic bodies in the lower part of the transgressing lithofacies. It can therefore be supposed that the original material, which was transported shortly after its deposition, were conglomerates, the development of which is to be sought in the littoral uplifted shelf borders.

An analysis of recent submarine slide phenomena (Terzaghi 1957) shows that the sliding of sediments the influence of the forces of gravitation, takes place in the direction of inclination of the relatively abrupt submarine slopes. In respect of coarse granules and small pebbles and sands, which are often deposited in small submarine deltas of rivers from maritime highlands, the angle of the critical state of sliding was estimated by the above mentioned author to be about 28 to 34 degrees. However, granules and small pebbles and conglomerates are rather inapt to sliding, and therefore he expressed the view that slides from this (original) material were less frequent.

He states from practical experience that sliding very often occurs when during low tide the water level is rapidly falling, ruding an earthquake and also when the sea is in violent agitation during storms.

On condition that there are insertions of fine-grained sediments, for example claystones, in coarse-clastic sequences, sliding may take place at a lower angle of inclination.

According to Kuenen (1949, 1956), beds of coarse-grained sediments will already slide on slopes with an inclination of 5—10 degrees. He infers from a study of the composition of submarine fossil slides that the whole mass begins to move at once. He has observed varied degrees of deformation of sediments going from contorted and torn forms to masses well mixed by rolling and kneading.

He ascribes to slides elongated and stretched forms due to accumulation in their front. The movement comes to an end when an equilibrium of forces is reached.

All these observations should be applied to our case with due precaution.

The coarse pebbles, the granules and small pebbles as well as the sand by which a considerable part of the slide mass is built up are rather inapt to sliding unless the angle of natu-

ral inclination, which is put for this type of grain size at above 28—34 degrees, becomes increased. However, the fragments and boulders of synsedimentary sandstones, siltstones and claystones, slightly rounded by transport, had represented interstratified beds in the original deposits of conglomerates. Especially the claystones served as gliding planes for coarse clastics, which, owing to rapid transport, overload and further accompanying phenomena, had become unstable on this substratum. Thus, the inclination of the slope on which the sliding movement had taken place need not have been so great.

Composition of the slide breccia points to a perfect mixing; therefore we may ascribe this phenomenon to distance and time. There remains the question open as to whether the synsedimentary fragments of sandstone and claystone beds did not get into sliding during transportation by deep erosion of the substratum. It will be necessary to look carefully for proofs of this kind when studying the transgressing lithofacies in detail.

The Occurrence of Macrofauna and Determination of the Depth at which the Slide Had Developed

Let us now nalyse that group of phenomena which are apt to round off the picture about the depth from which the slide has come.

The macrofaunistic association found clearly points out the collecting area of the slide and the depth at which the slide had developed. Composition of the molluscic fauna proved to be original enough by its grouping of species. To-day there appears to us the following sequel of quantitative participation of single species according to the number of individuals: *Glycimeris, Pedalion, Cyprina, Turritella, Meretrix (Tivelina), Phacoides (Lucinoma), Ostrea, Natica, Cardium, Arca, Pecten, Corbis.* Besides, there have been found in that association damaged shark teeth. An analysis of the vital milieu of single species of this association shows that the above mentioned faunistic association might have formed a natural biocenosis, whose altitudinal diapazon fluctuated in the range between sublittoral and shallow neriticum. An exception is *Turritella* which is an eurybathic form.

The above forms, with the exception of the species *Pedalion*, favour a sandy calcareous ground with a varying-grained substratum; they represent both the infauna and the epifauna.

The fauna in well preserved in the form of original whole shells; broken shells have so far been encountered only in rather isolated cases. Not even small thin shells *(Tivelina)* had been injured in the breccia nor broken, which is suggestive of the fact that the slide might have had the character of a highly viscose mass, in which the shells had been slowly turned round along with fragments of rocks and irregularly distributed without perceptible sorting (Pl. XI, Photo 1 and Pl. XII, Photo 2). Preservation of the fauna in less pronounced cylindrical forms and nestlike concentrations corresponds to the stage of slowly rotating movement in the slide body. This manner of preservation and accumulation of the macrofauna differs from the already known findings of fine-grained sandstones of the transgressing lithofacies in the quarry to the south of the Vífaz where loose single shells transported by current along the ground were organized with their convex side turned upward and regularly arranged into layers (Pl. XIII, Photos 2). It can be said with certainty that prolonged transport of the fauna in the slide body with coarse clastics would have reduced most of the remains to badly broken pieces.

We have further observed that several forms of the *Lamellibranchiata* had their shells in a natural biological position, closed *(Meretrix)*, or fallen asunder *(Cyprina, Glycimeris, Pedalion)*. On grounds of these observations it may be supposed that a certain part of the fauna had already represented a tanatocenosis with shells fallen asunder, accumulated in the collecting area of the slide and only post mortem dragged along with the slide. In the first stage of development of the slide body forms with closed shells *(Corbis, Meretrix)* might have been dug

in the sandy ground and dragged into the whirling movement. This supposition is borne out by the fact that the filling of the core of closed forms is invariably composed of fine-grained material.

Some shells exhibit traces of corrosion. This can be explained partly by decomposition already at the primary locality, partly, perhaps, by secondary leaching due to the circulation of surface waters at the place of slide. Deformations of gastropods wrought during the postsedimentation stage testify of the impression of hard particles into individual shells, without causing their breakage. Deepenings found on the internal side of shells of Lamellibranchiata *(Cyprina)* were caused by pebbles pressing on their surface during diagenetic changes. Mechanical impression combined with chemical influences and corrosion (Pl. XIII, Photo 3).

As far as qualitative participation of single species is concerned, the tanatocenosis, as observed in the slide body, is far from being complete. On the assumption of normal salinity (testified by the presence of several faunistic elements sensitive to fluctuations of salinity — *Pedalion, Turritella)*, the faunistic association must have been much richer.

Reconstruction of Conditions under which the Slide Body Had Become Preserved

In its present position the slide body is sharply wedged between middle-grained and fine-grained sands and siltstones (Fig. 1), which exhibit none of the primary current structures of the lower part of the transgressing lithofacies. The slide body is localized in the lower section of the upper part of the lithofacies which terminates the transgressing cycle. Thus, it had developed during formation of the lithofacies, without interruption of sedimentation by a hiatus.

The slide body does not exhibit traces of repeated washing of sediments. The sharp-edged fragments of the synsedimentary beds of sandstones and siltstones, are mixed with pebbles and shells, and the complete absence of internal current structures bear evidence to the fact that the slide body remained intact in the same stage as it had been at the moment of the final movement.

When examining the overlying bed of the sequence in which the slide body is the lowermost constituent, there were found in some homogeneous fine-grained sandstones and interstratified beds of limestones, along with claystone laminae with minor slump structures — claystones and flysch. Gradual refinement of the granulometric composition of grains in these sediments, effacement of primary current structures, and slide structures point to the fact that sedimentation had taken place in an environment protected against tidal influences, at a depth beyond the reach of currents capable of transporting coarse clastics and forming a cross bedding of large dimensions.

Summary

As it appears from the faunistic evidence and lithological data adduced, the depth at which the slide body had developed fluctuated within the range of littoral. The coarse clastics and fine-grained sandstones had been transported shortly after their deposition; they moved along a relatively great inclination of the shelf.

The loosely distributed fauna had been seized by that movement. The sliding mass had accelerated its movement, becoming mixed and rotating along the ground, eroding and again slowing down its movement when an equilibrium of forces had been reached. This stage was reached when the inclination of the ground had become less abrupt (Fig. 3). In view of the fact that the slide breccia does not exhibit traces of resedimentation, the slide body must have become preserved at a depth beyond the reach of the action of waves and strong currents.

This (hypothetical) picture of the mechanism by which the slide body had developed helps

to gain a more accurate view about the original formation of the shelf which in its uplifted marginal parts must have been shaped by fast deposition of clastics in tongue-shaped and lenticular forms, partly with the aid of local river loads by the coaction of currents, partly through subsidence. Only fine particles had been carried away far beyond the border of the shelf, into the deeper parts of the sedimentation area.

Explanations

Fig. 1 — Lithological column of the transgressing facies. The brook Pohladov. 1. Paleozoic substratum; — 2. Conglomerates. — 3. Cross-bedded sandstones; — 4. Fine-grained sandstones; — 5. Limestones (Slump structures of claystone laminae); — 6. Claystones; — 7. Slide body.

Fig. 2 — Comulative curve. 1. Matrix of the slide body; — 2. Fine-grained sandstones of the upper part of the transgressing lithofacies.

Fig. 3 — Attempt at reconstruction of the shelf relief during development of the slide body. 1. Palaeozoic and mesozoic underlying bed; — 2. Conglomerates; — 3. Sandstones; — 4. Sediments of the assumed slide body at their original place; — 5. Slide body.

Pl. XI

Photo 1 — Synsedimentary chunks of calcareous (Light) sandstone beds with varying degree of abrasion, irregularly distributed in coarse-clastic matrix. Photo Marschalko.

Pl. XII

Photo 1 — Breccia of the slide body with fragments and boulders of synsedimentary rocks of varying size. In the left lower corner a large boulder of dark-grey fine-grained sandstone with remains of flora. Photo Marschalko.

Photo 2 — Irregular distribution of shells in breccia due to unorganized transport in the slide body. Photo Hyben.

Pl. XIII

Photo 1 — Shell of the species Cyprina with fragments of rokcs and pebbles. Photo Hyben.

Photo 2 — Shells, with their convex side turned upward, deposited along the ground by normal currents. Quarry Vítaz. Photo Marschalko.

Photo 3 — Traces of impression of pebbles into the shell of the molluscic species *Cyprina*. Photo Hyben.

EDITA BRESTENSKÁ—RUŽENA LEHOTAYOVÁ

SPODNOOLIGOCÉNNE BRAKICKÉ USADENINY S *ROTALIA BECCARII* (L.) Z OBLASTI ŠTÚROVA (JUŽNÉ SLOVENSKO)

(Nemecké resumé, tab. XV—XVI)

Výťah: V štúrovskej oblasti bol zistený vo výskumných vrtoch spodný oligocén postupne v terestricko-sladkovodno-brakickom vývoji všade tam, kde styk oligocénu a eocénu nie je tektonický. V brakickom vývoji sa dajú ďalej rozlíšiť aglutinujúco-tektínové a rotáliové mikroasociácie s prevahou druhu *Rotalia beccarii* (L.). Nad brakickým obzorom ležia morské neritické usadeniny s typickými mikrofaunami rupelských „kiscellských ílov".

Pri geologických výskumoch pre generálnu mapu list Nové Zámky (L 34 I) dostali sme za úlohu urobiť mikrobiostratigrafické členenie terciérnych sedimentov a podať mikrofaunistickú charakteristiku jednotlivých stupňov. K riešeniu tohto problému máme k dispozícii okrem povrchových vzoriek i materiál z niektorých hlbinných vrtov a plytkých sond, ktoré tu boli hĺbené jednak za účelom vyhľadávania nerastných surovín, inžiniersko-geologického výskumu a pod., jednak ako vrty štrukturálne a mapovacie k zisteniu stratigrafie a tektoniky jednotlivých častí skúmanej oblasti a ich vzájomných vzťahov. Riešenie týchto úloh je zatiaľ v štádiu rozpracovanosti; našu pozornosť však upútal výskyt brakického horizontu v podloží rupelských morských sedimentov vo vrtoch, hĺbených v oblasti na západ od Štúrova.

Zo starších prác, týkajúcich sa vývoja paleogénu priľahlej oblasti v Maďarsku, spomenieme zatiaľ len práce K. Telegdi Rotha (1924, 1928) a I. Ferencziho (1926), z novších prácu E. Dudicha jun. (1959). Spomenutí autori dokazujú existenciu infraoligocénnej denudácie v severovýchodnej časti Maďarského stredohoria. Podľa K. Telegdi Rotha (1928) v okolí Ostrihoma je takýto vývoj oligocénu: na zdenudovanom povrchu ležia zvetraniny suchozemského obdobia v podobe pestrých ílov a bezfosílnych pieskovcov, nad nimi nasledujú uhľonosné vrstvy, a potom brakické usadeniny v nadloží s mohutne vyvinutými foraminiferovými ílovitými slieňmi a pektunkulovými pieskovcami.

Foraminiferové ílovité sliene paralelizuje K. Telegdi-Róth s „kiscellskými ílmi" M. Hantkena (1875).

Geologickými pomermi širšieho okolia Štúrova sa zaoberal v posledných rokoch aj J. Seneš (1957, 1958) a J. Gašparík (1959); posledný uvádza suchozemské a brakické usadeniny s cyrénami z bazálnych častí oligocénneho súvrstvia.

Hlbinné vrty na západ od Štúrova potvrdili existenciu infraoligocénnej denudácie v tejto oblasti; oligocénne sedimenty tu ležia diskordantne na rozličných obzoroch eocénu. Hranica medzi eocénom a oligocénom je všade litologicky i faunisticky veľmi výrazná a ostrá. Ako príklad uvedieme profil z bazálnej časti oligocénneho súvrstvia vo vrte Mužla 4:

418,8—513,7 m: sivé slieňovce s premenlivou piesčitosťou;
513,7—554,1 m: sivé, prevažne jemnozrnné pieskovce alebo silne piesčité slieňovce, granulometricky nevytriedené, viac alebo menej rozpadavé, miestami so zuholnatenými zvyškami rastlín a s makrofosíliami;
555,1—558,9 m: sivé, jemnopiesčité slieňovce so zuholnatenými zvyškami rastlín a s drobnými makrofosíliami;
558,9—561,2 m: sivé, pevné, jemno- až strednozrnné pieskovce s makrofosíliami;
561,2—592,0 m: tu sa striedajú zelenkavosivé až sivozelené a fialovastočervené íly premenlivej piesčitosti s ílovitými alebo ílovito-slienitými rozpadavými pieskovcami, miestami so zuholnatenými zvyškami rastlín a s úlomkami makrofosílií;
592,0—592,8 m: tmavosivé sliene až slienité íly so zuholnatenými zvyškami rastlín;
592,8—594,2 m: sivé, jemnopiesčité slieňovce s hojne zastúpenými makrofosíliami;
594,2—609,4 m: zelenkavosivé alebo sivozelené slieňovce s premenlivou piesčitosťou a miestami so zuholnatenými zvyškami rastlín a s makrofosíliami;
609,4—618,6 m: sivé až tmavosivé, aleuritické slieňovce s makrofosíliami a so zuholnatenými zvyškami rastlín;
618,6—639,9 m: sivé alebo sivozelené piesčité ílovce s vložkami tmavosivého až čierneho ílu.

Bazálne časti oligocénneho súvrstvia v oblasti na západ od Štúrova majú aj v iných vrtoch (napr. Mužla 3, Obid 2, 3, 6, 11, 12 ai.) zhodný vývoj s vrtom Mužla 4, až na niektoré menšie obmeny a boli zistené aj v umelých a prirodzených povrchových odkryvoch v oblasti Dorogu v Maďarsku, ktoré mikropaleontologicky vyhodnocuje Štátny geologický ústav v Budapešti.

Vrchnooligocénnu — šatskú mikrofaunu zo širšieho okolia Štúrova stanovil L. Majzon (1940, 1954). O mikrofaune paleogénu predmetnej oblasti nachádzame zmienky ďalej v práci A. Schalekovej a H. Bystrickej (1956), ktoré tu rozlišujú eocénne a oligocénne mikroasociácie; v oligocéne opäť rupelské a šatské. Rupel uvádzajú v úseku medzi Mužlou a Obidom s typickou mikroasociáciou tzv. „kiscellských ílov". V zozname rupelskej mikrofauny uvádzajú aj formu *Rotalia beccarii* (L.), avšak bez bližších údajov, najmä čo sa týka rozšírenia a hojnosti. V maďarskej literatúre o výskyte tejto formy v „kiscellských íloch" nenachádzame zmienky. Mikrofaunu z výskumných vrtov od Štúrova sústavne spracováva D. Prokšová (nepublikované zprávy z roku 1957 a 1958).

Mikrofaunisticky a litologicky sa dajú v bazálnej časti oligocénneho súvrstvia na západ od Štúrova rozlíšiť od dola hore tieto obzory:

1. Pestré (sivozelené a červenkavé), sivé alebo tmavosivé íly, zriedkavejšie slienité íly, miestami piesčité, vo vyšších častiach so slabšou vložkou uhlia a so zuhoľnatenými rastlinnými zvyškami. Mikrofosílie sa v nich nenašli okrem ojedinelých, tenkostenných, bližšie neurčiteľných úlomkov ostrakódov; v niektorých polohách sú však hojné mikroskopické sférosideritové konkrécie. Mocnosť tohto obzoru kolíše v medziach 15—30 m.

2. Sivé, prevažne jemnozrnné pieskovce, alebo silne piesčité slieňovce, v hlbších polohách s maximálne niekoľko metrov mocnými vrstvami sivých alebo tmavosivých slieňovcov, prípadne slienitých ílovcov. V celom súvrství sú pomerne hojné zuhoľnatené rastlinné zvyšky a v niektorých polohách i makrofosílie.

V pelitických vložkách v hlbších polohách piesčitého súvrstvia nachádzame jednak asociácie s prevahou aglutinujúco-tektínových foraminifer, v ktorých sú veľmi hojne zastúpené jedince druhu *Miliammina* cf. *fusca* (Brady) alebo *Ammobaculites* sp., *Ammomarginulina* sp. s ojedinelými zástupcami druhu *Rotalia kiliani* (Andreae).

Vo vyššie uložených pelitických vložkách je väčšinou veľmi hojne zastúpená *Rotalia beccarii* (L.) spolu s ojedinele sa vyskytujúcimi druhmi *Rotalia canui* Cushman, *R. kiliani* (Andreae), *Nonion* div. sp., *Elphidium hiltermanni* Hagn, *Quinqueloculina mayeriana* d'Orbigny, *Q. seminula* (L.), *Q. triangularis* d'Orbigny a lastúrkami ostrakódov.

Aglutinujúco-tektínové a rotáliové fauny sa striedajú v nižších polohách, kým vo vyšších polohách sa vyskytujú len rotáliové mikroasociácie.

V pieskovcoch a piesčitých slieňovcoch sú väčšinou len ojedinelé, zle zachované a prekalcifikované, preplavené eocénne (*Gümbelina, Globigerina, Globorotalia* ai.) a kriedové (*Globotruncana, Pseudotextularia* ai.) foraminifery, ktoré bývajú primiešané aj k rotáliovým mikroasociáciám, keď sú tieto v piesčitých horninách.

Ojedinelé drobné, neprekalcifikované globigeríny, cibicídy ai. z vyšších piesčitých polôh sú pravdepodobne autochtónne; zatiaľ však bližšie spracované neboli. V najvyšších polohách piesčitých slieňovcov sa miestami objavuje hojnejšie *Lenticulina (Robulus) inornata* (d'Orbigny); tieto slieňovce tvoria už prechod k ďalšiemu obzoru.

Mocnosť tohto obzoru v rôznych vrtoch je 100—160 m.

3. Sivé slieňovce s premenlivou, vcelku slabou piečitosťou, s ojedinelými makrofosíliami a odtlačkami listov.

Mikrofauna tohto obzoru je zhodná s mikrofaunou vrchného horizontu „vrstiev s *Clavulina szabói*" M. Hantkena (1875), čiže rupelských tzv. kiscellských ílov, ktorú charakterizujú najmä tieto formy: *Ammodiscus* div. sp., *Cyclammina placenta acutidorsata* (Hantken), *Bolivinopsis carinata* (d'Orbigny), *Gaudryina rugosa* d'Orbigny, *Karreriella siphonella* (Reuss), *Clavuli-*

noides szabói (Hantken), *Lenticulina (Robulus) arcuatostriata* (Hantken), *Lenticulina (Vaginulinopsis) gladia* (Philippi), *Lenticulina (Planularia) kubinyi* (Hantken), *Marginulina hantkeni* Bandy, *Sphaeroidina bulloides* d'Orbigny, *Uvigerina hantkeni* Cushman et Edwards, *Bolivina elongata* Hantken, *B. reticulata* Hantken, *B. semistriata* Hantken, *Cassidulina globosa* Hantken, *Gyroidina soldanii girardana* Reuss, *Anomalina granosa* (Hantken), *Cibicides dutemplèi* (d'Orbigny), *C. ungerianus* (d'Orbigny), *Planulina costata* (Hantken), *Almaena osnabrugensis* (Roemer), *Ceratobulimina haueri* (d'Orbigny) ai.

*

Keď na základe mikroorganizmov a litológie rozoberieme podmienky, za ktorých sedimenty bazálneho súvrstvia oligocénu vznikali, dochádzame k tomuto záveru:

Pestré íly v najhlbších polohách svedčia o terestrickej sedimentácii, ktorú postupne vystriedali sladkovodné usadeniny sivých až tmavosivých ílov. Tieto íly neobsahujú žiadnu mikrofaunu až na ojedinelé, už v predošlom spomínané úlomky ostrakódov. Sferosideritové konkrécie, ktoré sa v nich vyskytujú, sa tvoria väčšinou tiež v sladkovodnom prostredí.

Pieskovce a piesčité slieňovce sú produktom intenzívnej denudácie hornín, budujúcich pobrežnú oblasť. So splaveným horninovým materiálom boli do sedimentačného priestoru premiestnené i eocénne a kriedové foraminifery, ktoré nachádzame v týchto vrstvách. Spoločenstvo aglutinujúco-tektínových tenkostenných foraminifer s *Miliammina* cf. *fusca* (Brady) alebo s *Ammobaculites* sp. a *Ammomarginulina* sp. z pelitických, väčšinou tmavo sfarbených vrstiev hlbšej časti piesčitého súvrstvia svojím charakterom veľmi pripomínajú spoločenstvá recentných morských pobrežných bažín, ktoré detailne študovali najmä zo severného pobrežia Mexického zálivu S. W. L. Lowman (1951), F. B. Phleger (1955) a A. D. Warren (1957). Aplikujúc princíp aktualizmu, predpokladáme, že aj aglutinujúco-tektínové spoločenstvá foraminifer nami študovaného súvrstvia žili v morských, slabo brakických pobrežných bažinách, ktoré boli spojené s morom len z času na čas.

Tieto aglutinujúco-tektínové spoločenstvá vystriedalo spoločenstvo, v ktorom prevláda a veľmi hojne je zastúpená *Rotalia beccarii* (L.) popri ojedinelých iných vápnitých foraminiferách a ostrakódoch, prispôsebných životu v brakickom prostredí. Z toho môžeme usudzovať, že pobrežné bažiny boli postupne celkom zaplavené a na ich mieste sa utvorili pobrežné depresné lagúny. Pobrežné lagúny oproti bažinám zaznamenali — súdiac podľa mikroorganizmov, ktoré v nich žili — určité zvýšenie salinity; táto však nedosiahla stupeň normálnej morskej slanosti.

Podmienky bažinnej a lagunárnej sedimentácie, ako i obdobia intenzívneho znosu sa niekoľkokrát striedali, pričom bažinné sedimenty vo vyšších polohách piesčitého obzoru už nenachádzame. V najvyšších polohách piesčitého obzoru miznú aj lagunárne brakické sedimenty a stále hojnejšie pribúda autochtónna mikrofauna, ktorá je schopná žiť len v podmienkach normálnej morskej salinity. Sú to typické mikroasociácie tzv. „kiscellských ílov", ktorými sme charakterizovali sedimenty tretieto obzoru, vzniklé v neritickom morskom prostredí subtropického podnebia.

Podľa D. V. Nalivkina (1956) môžeme v našom prípade hovoriť o *postupnej a postupujúcej transgresii otvoreného mora od juhu na mierne zvlnené pobrežie.*

Terestricko-sladkovodné usadeniny a spodnú časť piesčitých vrstiev na báze oligocénneho súvrstvia môžeme vekove paralelizovať v severnom Maďarsku s tardským vývojom a s hárshegyským pieskovcom, ktoré maďarskí geológovia všeobecne považujú za latorfské (E. Dudich jun., 1959). Pokladáme však za pravdepodobnejšie, že v latorfe v oblasti nami skúmanej i v priľahlom maďarskom území bola denudácia. Potom by bolo správnejšie považovať celé spodnooligocénne súvrstvie aj s bazálnymi terestrickými a sladkovodnými usadeninami za *spodnorupelské.* Z tohto súvrstvia sa pri postupujúcej transgresii a prehlbovaní mora vyvinuli rupelské „kiscellské íly".

Uvedený vývoj spodného rupelu bol v štúrovskej oblasti zistený všade tam, kde styk bazálneho oligocénu s eocénom nie je tektonický, čiže ide o stály obzor a takú fáciu spodného oligocénu zo severomaďarsko-juhoslovenskej oblasti, ktorá už síce bola známa (K. Telegdi-Roth, 1924, 1928; I. Ferenczi, 1926), ale nebola ešte mikrofaunisticky charakterizovaná; ani jej stratigrafická pozícia nebola jednoznačne riešená a vek stanovený.

Pozornosť si zasluhuje najmä masový výskyt druhu *Rotalia beccarii* (L.), ktorý sa dosiaľ v literatúre neuvádza zo starších sedimentov ako akvitánskych, prípadne šatských (H. Hagn — O. Hölzl, 1952; H. Hagn 1955; H. K. Zöbelein — F. Goerlich — H. C. G. Knipscher 1957). Morfologicky sa tento druh nelíši od foriem, nájdených v mladších miocénnych sedimentoch, býva však o niečo menší; jeho priemer varíruje v medziach 0,2—0,35 mm.

Výskytom druhu *Rotalia beccarii* (L.) a štúdiom brakických spodnooligocénnych vrstiev sa budeme ešte podrobnejšie zaoberať, lebo to určite prispeje k riešeniu doteraz spornej a často diskutovanej otázky hranice oligo-miocénnej, pri stanovení ktorej na základe mikrofauny sa vo viacerých prípadoch bral do úvahy aj výskyt alebo neprítomnosť tohto druhu.

Geologický ústav Dionýza Štúra
v Bratislave

LITERATÚRA

[1] Dudich jun. E.: Paläogeographische und paläobiologische Verhätnisse der budapester Umgebung im Obereozän und Unteroligozän. Annales Universitatis Scientiarum Budapestinensis de Rolando Eötvös nominatae, sectio geologica II. Budapest 1959. — [2] Ferenczi I.: Daten zur Geologie des Buda-Kovácsier Gebirges. Földtani közlöny LV. Budapest 1926. — [3] Gašparík J.: Geologická stavba východnej časti Podunajskej nížiny. Geologické práce, Zoš. 55. Bratislava 1959. — [4] Hagn H. — Hölzl O.: Geologisch-paläontologische Untersuchungen in der subalpinen Molasse des östlichen Oberbayerns zwischen Prien und Sur mit Berücksichtigung des im Süden anschliesenden Helvetikums. Geologica Bavarica 10. München 1952. — [5] Hagn H.: Paläontologische Untersuchungen am Bohrgut der Bohrungen Ortenburg Cf 1001, 1002 und 1003 in Niederbayern. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft 105. Hannover 1955. — [6] Hantken M.: A Clavulina szabói rétegek faunája. A M. k. Földtani intézet Évkönyve IV. Budapest 1875. — [7] Lowman S. W. L.: The relationship of biotic and lithic facies in recent gulf coast sedimentation. Journal of sedimentary petrology, vol. 21, no. 5. Tulsa (Oklahoma) 1951. — [8] Majzon L.: Helembai dunafenék — fúrások vizsgálata. A M. k. földtani intézet Évi jelentései 1933—35. évekről. Budapest 1940. — [9] Majzon L.: Adatok a délszlovákiai, dunamenti katti rétegek faunájához. A. M. k. földtani intézet Évi jelentései 1941—42. évekről. Budapest 1945. — [10] Nalivkin D. V.: Učenije o facijach. Izdatelstvo Akademii nauk SSSR, Moskva—Leningrad 1956. — [11] Phleger F. B.: Ecology of foraminifera in southeastern Mississippi delta area. Bulletin of the American association of petroleum geologist, vol. 39, no. 5. Tulsa (Oklahoma) 1955. — [12] Prokšová D.: Zpráva o mikropaleontologickom hodnotení vrtov Štúrovo. Turčianske Teplice 1957 (rukopis). — [13] Prokšová D.: Zpráva o mikropaleontologickom vyhodnotení vrtov Štúrovo. Turčianske Teplice 1958 (rukopis). — [14] Roth K. Telegdi: Über die Verbreitung paläogener Bildungen im nördlichen Teile des Ungarischen Mittelgebirges. Földtani közlöny LIII. Budapest 1924. — [15] Roth K. Telegdi: Spuren einer infraoligozänen Denudation am nordwestlichen Rande des Transdanubischen Mittelgebirges. Földtani közlöny LVII. Budapest 1928. — [16] Schaleková A. — Bystrická H.: Trefohory pri Dunaji na juhozápadnom Slovensku. Geologický sborník VII, č. 1—2. Bratislava 1956. — [17] Seneš J.: O možnostiach výskytu terciérnych uholných ložísk v okolí Štúrova. Věstník ÚÚG XXXII. Praha 1957. — [18] Seneš J.: Pectunculus — Sande und Egerer Faunentypus im Tertiär bei Kováčov im Karpatenbecken. Geologické práce — Monografická séria 1. Bratislava 1958. — [19] Warren A. D.: Foraminifera of the Buras — scofield Bayou region, southeast Louisiana. Contributions from the Cushman foundation for foraminiferal research VIII. Ithaca 1957. — [20] Zöbelein H. K. — Goerlich F. — Knipscheer H. C. G.: Kritische Bemerkungen zur Stratigraphie der Subalpinen Molasse Oberbayerns. Abhandlungen des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung 23. Wiesbaden 1957.

EDITA BRESTENSKÁ—RUŽENA LEHOTAYOVÁ

UNTEROLIGOZÄNE BRACKISCHE ABLAGERUNGEN MIT *ROTALIA BECCARII* (L.) AUS DEM GEBIETE VON ŠTÚROVO (SÜDSLOWAKEI)

Bei der mikrobiostratigraphischen Auswertung der tertiären Sedimente auf der Generalkarte Blatt Nové Zámky (L 34 I) hat die brackische Entwicklung des Unteroligozäns im Liegenden der rupelischen „Kisceller Tone" aus den Tiefbohrungen westlich von Štúrovo unsere Aufmerksamkeit an sich gelenkt.

Die infraoligozäne Denudation, die K. Telegdi Roth (1924, 1928), J. Ferenczi (1926) und E. Dudich jun. (1959) aus dem nordwestlichen Rand des Ungarischen Mittelgebirges anführt, wurde durch die Bohrungen auch im Gebiet von Štúrovo erwiesen. Überall dort, wo der Kontakt des Oligozäns und Eozäns nicht tektonisch ist, besitzt das Unter- bis Mitteloligozän nach und nach eine terrestrische, limnische, brackische und marine Entwicklung.

In den tieferen Partien der brackischen Entwicklung kommen Horizonte mit Mikroassoziationen der agglutinierenden tektinösen Foraminiferen (*Miliammina* oder *Ammobaculites* und *Ammomarginulina*), höher die Rotalienmikroassoziationen mit der vorherrschenden Art *Rotalia beccarii* (L.), neben den vereinzelten kalkigen Foraminiferen (*Rotalia canui* Cushman, *R. kiliani* (Andreae), *Nonion* div. sp., *Elphidium hiltermanni* Hagn, *Quinqueloculina mayeriana* d'Orbigny, *Q. seminula* (L.), *Q. triangularis* d'Orbigny u. a.) und an das Leben in den Brackwässern angepassten Ostracoden vor. Die Vergesellschaftungen von agglutinierenden tektinösen Foraminiferen erinnern sehr an die Assoziationen der rezenten küstennahen Moore mit dem schwach brackischen Wasser. Solche Bedingungen der Entstehung setzen wir auch für unsere Horizonte voraus. Die Ablösung der agglutinierenden tektinösen Vergesellschaftungen durch die Rotalienvergesellschaftungen zeugen davon, dass die küstennahen Moore vom Meer vollkommen überflutet wurden und an ihrer Stelle küstennahe Depressionslagunen entstanden sind. Die Bedingungen der Sedimentation in den Mooren und Lagunen und zwischen einzelnen Etappen der intensiven Denudation der sandigen Sedimente mit herbeigeschwemmten eozänen und kretazischen Foraminiferen, haben sich einigemal nacheinander wiederholt. Über dem sandigen Horizont mit dem sukzessiven Übergang liegen Sedimente mit typischen rupelschen Foraminiferenassoziationen, die die sog. „Kisceller Tone" charakterisieren (siehe S. 111 im slov. Text). Diese lagerten sich in der neritischen Zone des subtropischen Klimas, bei der normalen Salinität ab.

Der gesamten Schichtenfolge nach kann man von einer sukzessiven und vorrückenden Transgression des offenen Meeres vom Süden auf die mässig wellenförmige Küste sprechen.

Die terrestrisch-limnischen Ablagerungen und den unteren Teil der sandigen Schichten an der Basis der oligozänen Schichtenfolge kann man dem Alter nach mit der Tarder Entwicklung und mit dem Hárshegyer Sandstein in Nordungarn parallelisieren, die von den ungarischen Geologen allgemein als Lattorf betrachtet werden (E. Dudich jun., 1959). Wir halten jedoch für wahrscheinlicher, dass im Lattorf sowohl in dem durch uns untersuchten Gebiet, als auch in dem anliegenden ungarischen Gebiet eine Denudation verlief. Dann wäre es geeigneter die ganze unteroligozäne Schichtengruppe, samt den basalen terrestrischen und limnischen Ablagerungen als Unterrupel zu betrachten. Aus dieser Schichtengruppe entwickelten sich bei der fortschreitenden Transgression und bei der Vertiefung des Meeres die rupelischen „Kisceller Tone".

Beachtenswert ist besonders das Massenvorkommen der Art *Rotalia beccarii* (L.), die aus voraquitanischen bzw. vorchattischen Schichten in der Literatur nicht angeführt wird (H. Hagn — O. Hölz, 1952; H. Hagn, 1955; H. K. Zöbelein — F. Goerlich — H. C. G. Knipscheer, 1957).

Geologisches Institut D. Štúr's,
Bratislava

Aus dem Slowakischen übersetzt von F. Návara.

Erläuterungen zu den Abbildungen

Taf. XV

Abb.. 1. Die Assoziation von agglutiniert-tectinen Foraminiferen mit *Miliammina* cf. *fusca* (Brady) in der Bohrung Mužla 4 zwischen 612,8 und 613,8 m. Vergrössert cca 27×. Foto Vrbovský.

Abb. 2. Die Assoziation von agglutiniert-tectinen Foraminiferen mit *Ammobaculites* sp., *Ammomarginulina* und vereinzelt mit *Rotalia kiliani* (Andreae) in der Bohrung Obid 6 zwischen 224,6 und 225,6 m. Vergrössert cca 26×. Foto Vrbovský.

Taf. XVI

Abb. 1. Assoziation mit Überlegenheit von *Rotalia beccarii* (L.) in der Bohrung Mužla 4 zwischen 595,5 und 597,7 m. Vergrössert cca 40×. Foto Vrbovský.

Abb. 2. Die Assoziation von rupelischen „Kisceller Tonen" in der Bohrung Mužla 4 zwischen 498,2 und 499,1 m. Vergrössert cca 12×. Foto Vrbovský.

DANICA PROKŠOVÁ

MIKROPALEONTOLOGICKÉ ZHODNOTENIE TERCIÉRU ŠTÚROVSKEJ OBLASTI

(Nemecké resumé, tab. XVII—XX)

Úvod

V rámci špeciálnych zložiek Geologického prieskumu vyhotovila som mikropaleontologické zhodnotenie vrtného materiálu z okolia Štúrova a rozdelila študované územie do jednotlivých stratigrafických útvarov.

Mikropaleontologické analýzy vrtných vzoriek sa robili zo štruktúrnych a orientačných vrtov.

Štruktúrne vrty (Š-vrty) mali zistiť tektoniku študovaného územia a boli umiestené v dvoch líniách; prvá medzi Kravanmi a Belou, druhá medzi Mužlou a Kamenicou, kolmo na predpokladaný SZ smer hlavných tektonických línií.

Po štúdiu tektoniky územia pomocou štruktúrnych vrtov a geofyziky bol vykonaný orientačný prieskum. Orientačné vrty pomenované podľa obcí, v katastri ktorých boli hĺbené, ako Čenkov, Mužla a Obid, mali zistiť stratigrafiu a overiť uhľonosnosť územia. Mikropaleontologicky boli vyhodnotené vrty Obid 1, Obid 15, Čenkov 1, Čenkov 2, Mužla 1—Mužla 8.

Vzorky z uvedených vrtov boli prevažne veľmi bohaté na mikrofaunu; sterilných vzoriek bolo menej.

Stratigrafia študovaného územia na základe mikrofauny

Skúmané územie budujú sedimenty treťohorného a štvrtohorného veku. Ich podložie tvorí mezozoikum, väčšinou liasové vápence a vápencové brekcie.

Odlišný vývoj mezozoika bol pozorovaný v oblasti Čenkova. Pod vápnitými brekciami bolo zistené mocné súvrstvie tmavosivých vápnitých pieskovcov. Pri porovnaní tohto súvrstvia s podobnými súvrstviami na maďarskej strane pri Nyergesujfalu možno predpokladať, že ide o kriedové súvrstvie.

Na základe mikropaleontologických analýz možno celé územie rozdeliť do týchto stratigrafických horizontov·

I. Paleogén — 1. eocén: spodný
stredný
vrchný
2. oligocén: rupel
Šat-akvitán

II. Neogén — 1. miocén: tortón
sarmat
2. pliocén: panón

Paleogén

Paleogén. Predeocénne terciérne sedimenty neboli v nami študovanej oblasti zistené. Eocénne sedimenty ležia pod kvartérnymi v JZ časti skúmaného územia, vo vrtoch Čenkov 1 a Čenkov 2.

Spodný eocén. Spodnoeocénne sedimenty sú v študovanej oblasti zastúpené tmavými piesčitými ílovcami. Vrstvy tohto pásma sú charakterizované bohatou morskou mikrofaunou, zastúpenou hlavne formami z čeľadí *Buliminidae, Anomalinidae* a *Lagenidae*. Z druhov najhojnejšie sú zastúpené: *Uvigerina pygmea* d'Orb., *Cibicides dutemplei* d'Orb., *Marginulina fragaria* Gümb.; z ostatných možno uviesť *Eponides schreibersii* d'Orb., *Robulus inornatus* d'Orb., *Robulus intermedius* d'Orb., *Polymorphina gibba* var. *deltoidea* Reuss, *Bulimina elongata* d'Orb., *Virgulina schreibersii* Czj. Vo výplave sa našli aj ostrakódy a úlomky makrofauny.

Asociácie sú bohaté, schránky foraminifer veľmi pekne vyvinuté a zachované. Všetky uvedené druhy foraminifer sú čisto morské druhy bez brakických elementov.

Tento bohatý faunistický horizont v nadloží spodnoeocénneho uhoľného sloja bol zistený vo vrtoch Obid 2 (v hĺbke 630 m), Čenkov 2 (v hĺbke 385 m) (tab. XVII, obr. 1).

Stredný eocén. Litologicky možno strednoeocénne sedimenty charakterizovať ako sivé piesčité sliene a vápnité pieskovce.

V týchto sedimentoch sa našla jednak brakická mikrofauna, jednak numulity, ktoré v niektorých vrtoch tvoria až celé horizonty (vrt Čenkov 1, hĺbka 352 až 368 m) (tab. XVII, obr. 2).

Mikroasociácie tohto horizontu predstavujú príbrežnú teplomilnú mikrofaunu, tvorenú formami *Nummulites striata* Bruguiere a *Nummulites* sp. veľkých rozmerov s dobre zachovanými exemplármi.

Okrem numulitov našli sa vo výplave aj brakické druhy foraminifer s prevahou čeľadí *Nonionidae, Miliolidae* a *Rotalidae*. Z ostatných druhov sú zastúpené hlavne *Nonion commune* d'Orb., *Rotalia lithothamnica* Uhlig, *Quinquelo-*

culina seminulum L., ostne ježoviek a pekne zachovaná makrofauna (tab. XVIII, obr. 1).

Na strednoeocénny vek týchto asociácií poukazuje bohaté zastúpenie veľkých numulitov, známy zo stredného eocénu Maďarska. Aj foraminifery ako *Quinqueloculina seminulum* L., a *Rotalia lithothamnica* Uhlig, hojne zastúpené vo vzorkách študovaného územia, sa našli v strednoeocénnych asociáciách dorogtokodskej panvy (Vitális 1956).

Nad sivými piesčitými slieňmi je pásmo škvrnitých pestrofarebných ílov, kontinentálna sedimentácia, ktorá patrí strednému eocénu.

Vrchný eocén. Vrchnoeocénne sedimenty dosahujú v študovanom území najväčšiu mocnosť (vo vrte Čenkov 1 až 300 m). Litologicky ide o zelenosivé až svetlosivé slieňovce, miestami s piesčitými polohami.

Vrchnoeocénne sedimenty možno podľa kvality foraminiferových spoločenstiev rozdeliť do dvoch pásiem:

a) spodné pásmo s bohatou bentóznou mikrofaunou,

b) vrchné pásmo charakterizované bohatou mikrofaunou planktonického charakteru.

Vrstvy spodného pásma sú charakterizované bohatou morskou mikrofaunou, zastúpenou bentóznymi druhmi s prevahou *eponidov, cibicidov a lagenid;* lokálne sa našli aj schránky globigerín.

Celkove možno povedať, že mikrofauna tohto pásma je veľmi zle zachovaná, schránky foraminifer sú silne porušené a polepené, takže často je možná len rodová identifikácia. Tento horizont je vyvinutý vo vrte Čenkov 1 (v hĺbke 300 až 342 m) (tab. XVIII, obr. 2).

K vrchnému pásmu možno začleniť vrstvy s bohatou mikrofaunou, predstavovanou typickými pelagickými foraminiferovými spoločenstvami s hojnými planktonickými rodmi *Globigerina, Globigerinoides* a *Globorotalia.*

V spodnejších partiách sú hojne zastúpené druhy *Globigerina inflata* d'Orb., *Globigerina dissimilis* Cushm. u. Berm., *Globigerinoides conglobatus* Brady a *Globorotalia centralis* Cushm. u. Berm. Vo vrchnejších partiách tohto pásma nadobúda prevahu druh *Globigerina eocaena* Gümb., a druh *Globigerina eocaenica* Terquem. Tento horizont je najlepšie vyvinutý vo vrte Čenkov 1 (20—300 m) (tab. XIX, obr. 1).

Okrem týchto foriem nachádzame v obidvoch pásmach druh *Clavulinoides szaboi* Hantken, ktorý sa v nami študovanom území nenašiel nižšie ako vo vrchnom eocéne.

Zástupcovia rodov *Globigerina* a *Globigerinoides,* ktoré sa vyskytujú v tomto súvrství, sú známe prevažne z vrchnoeocénnych sedimentov (Subbotina 1953; Glaessner 1937). Aj výskyt bentóznych druhov poukazuje na eocénny vek súvrstvia. Celkove možno podľa mikrofaunistických asociácií zaradiť uvažované súvrstvie do vrchného eocénu.

Koncom eocénu a začiatkom oligocénu v študovanej oblasti dochádza k regresii mora a silnej denudačnej činnosti.

Sedimentácia začína sivými, tmavohnedými a tmavozelenými ílmi a ílovcami s brakickou faunou, predstavovanou druhom *Rotalia beccarii* (L.). Táto forma tvorí celé asociácie; schránky sú pekne zachované, dobre vyvinuté, takže vylučujeme možnosť ich allochtónneho pôvodu. Tento druh sa spomína v literatúre z čisto miocénnych sedimentov (C i c h a 1959).

Je jasné, že výskyt tohto druhu súvisí s vysladzovaním prostredia; objavuje sa vždy v blízkosti oligocénnej uholnej slojky, ovšem stratigrafické postavenie tohto horizontu nie je jasné. Táto asociácia sa našla vo vrte Obid 2, Obid 3, Obid 4, Obid 8 (tab. XIX, obr. 2).

O l i g o c é n je v študovanom území zastúpený rupelom. Sedimenty mladšie ako rupel zhrňujem pod názvom *šat-akvitán;* ide o sedimenty, ktorých stratigrafické postavenie nie je doteraz jasné, pretože hranica oligocén-miocén ostáva stále otvorenou otázkou. Zo spomenutých už dôvodov pridržiavam sa pri stratigrafickom začleňovaní súvrství prác maďarských autorov (M a j z o n 1940—1953; S z ö t s, V i t á l i s 1956).

R u p e l je vyvinutý v podobe slienitých ílov, slieňov až slieňovcov; ide o sedimenty totožné s tzv. kiscelskými ílmi v Maďarsku. V týchto sedimentoch sa našla bohatá rupelská mikrofauna; hojne sú zastúpené čeľade *Buliminidae, Lagenidae, Textularidae* a *Anomalinidae.*

Význačné miesto zaberá druh *Uvigerina jacksonensis* C u s h m., ktorá v niektorých vzorkách tvorí až 90 % výplavu (tab. XX, obr. 1).

Z ostatných druhov možno spomenúť: *Bolivina beyrichi* R e u s s, *Bolivina reticulata* H a n t k. a *Bulimina truncana* G ü m b., drobných rozmerov, ktorá sa nachádza obyčajne v najspodnejších horizontoch rupelu.

Lagenidy sú zastúpené robulami, hlavne formami *Robulus inornatus* d ' O r b., *Robulus clerici* F o r n a s i n i, *Robulus arcuato-striatus* H a n t k., z nodosárií je to *Nodosaria latejugata* G ü m b. Z ostatných možno spomenúť význačný druh *Marginulina gladius* P h i l l.

Čeľaď *Anomalinidae* charakterizuje hlavne rozvoj cibicidov, z ktorých najviac zastúpené druhy sú *Cibicides dutemplei* d ' O r b., *Cibicides ungerianus* d ' O r b., menej *Cibicides pseudoungerianus* C u s h m. Anomalíny sú zastúpené druhmi *Anomalina cryptomphala* R e u s s a *Anomalina affinis* H a n t k.

Aglutinované formy sú reprezentované druhom *Spiroplectammina carinata* d ' O r b., ktorá v niektorých vzorkách tvorí prevažnú väčšinu výplavu (tab. XX, obr. 2).

Z ostatných aglutinovaných druhov možno spomenúť význačnú rupelskú formu *Clavulinodies szaboi* H a n t k., cyklamíny a karreriely.

Planktonické elementy sú dosť slabo zastúpené druhmi *Globigerina bulloides* d ' O r b. a *Globigerina inflata* d ' O r b.

Šat-akvitán. Ako už bolo spomenuté, pod týmto názvom označujem sedimenty, ktoré ležia nad rupelom. Litologicky ich možno charakterizovať ako silne piesčité, sľudnaté slieňovce.

Mikroasociácie v spodnejších zónach sú podobné rupelským. Vyššie pristupujú druhy *Bulimina elongata* d'Orb., *Bulimina pupoides* d'Orb., *Cibicides dutemplei d'Orb.* V najvyšších zónach majú asociácie brakický charakter. Z druhov sú zastúpené hlavne *Nonion commune* d'Orb., *Rotalia beccarii* (L.), *Elphidium* sp. a *Quinqueloculina* sp., lokálne je hojná *Virgulina schreibersii* Czj.

Neogén

Mladšie treťohory sú v nami študovanom území zastúpené *vrchným tortónom, spodným* a *vrchným sarmatom.*

Tortón je zastúpený vrchným tortónom vo vývine slienitých ílov s polohami litotamniových vápencov. V týchto sedimentoch sa našla bohatá mikrofauna s prevahou druhov: *Spiroplectammina carinata* d'Orb. a *Amphistegina lessoni* d'Orb. Z ostatných druhov sú zastúpené: *Rotalia beccarii* (L.), *Nonion commune* d'Orb., *Cibicides lobatulus* Walk. et Jakob, *Cibicides dutemplei* d'Orb., *Elphidium crispum* d'Orb., *Uvigerina pygmea* d'Orb.

Planktonické prvky sú zastúpené formami *Globigerina bulloides* d'Orb., *Globigerinoides triloba* Reuss a *Orbulina* sp.

V celom vrchnom tortóne pozorujeme smerom k nadloží pribúdanie brakických elementov a súčasne zisťujeme postupné ochudobňovanie zástupcov mikrofauny.

Spodný sarmat je vyvinutý v podobe ílov a slieňov s hojnou spodnosarmatskou mikrofaunou plytkovodného charakteru.

Sarmatské asociácie v študovanej oblasti odpovedajú Grillovmu pásmu veľkých elfídií. V tomto pásme sa vyskytujú predovšetkým: *Elphidium crispum* d'Orb., *Elphidium macellum* Ficht. et Moll., *Elphidium aculeatum* d'Orb., *Elphidium reginum* d'Orb., *Rotalia beccarii* (L.) a *Nonion granosum* d'Orb. Lokálne sa našla *Articulina sarmatica* Karrer *Quinqueloculina acneriana* d'Orb., z ostrakódov *Cytheridea mülleri.*

Toto pásmo je totožné s faunou, ktorú poznáme zo spodného sarmatu Viedenskej panvy.

Vrchný sarmat. Vrchnosarmatské asociácie študovanej oblasti zastupuje druh *Nonion granosum* d'Orb. s pekne vyvinutou schránkou, dosahujúcou veľké rozmery. Okrem tohto druhu v celom vrchnom sarmate objavujú sa vo vzorkách foraminifery, pravdepodobne preplavené zo starších sedimentov.

Stratigraficky odpovedá toto pásmo vrchnému sarmatu.

Pliocén. Panónske sedimenty sa našli v SZ časti skúmaného územia, vo vrtoch Š-22, Š-23, Š-24 a Š-25.

Panónsku faunu tvoria ostrakódy, zastúpené hlavne druhom *Candona* sp., *Cypria abbreviata* Reuss a *Cyprideis* sp. Ako ďalšie zložky panónskych asociácií sa našli menšie schránky mäkkýšov a preplavené foraminifery.

Záver

Mikropaleontologickým výskumom vrtných vzoriek študovaného územia boli zistené tieto poznatky:

1. Na študovanom území sa našli foraminiferové spoločenstvá, ktoré potvrdili eocénny vek sedimentov (spodno, stredno a vrchnoeocénny);
2. Asociácie s druhom *Rotalia beccarii* (L.) sa našli pod mikrofaunisticky dokázanými rupelskými sedimentami.
3. Oligocénne sedimenty sú zastúpené rupelom. Otázka šat-akvitánu ostáva ešte stále otvorenou.
4. Jednoznačne bol potvrdený vek tortónskych, sarmatských a panónskych sedimentov.

LITERATÚRA

[1] Andrusov D. — Schaleková A., 1954: Zpráva o geologickom výskume oblasti medzi Štúrovom a Komárnom. Geolog. práce, Bratislava. — [2] Cicha I., 1959: Stratigrafické prehodnotenie mikrofauny tzv. chattských vrstiev Slovenska vo vzťahoch k sedimentom Paratetýdy. Rukopisná zpráva. — [3] Cmuntová M. — Gašparíková V., 1959: Mikrobiostratigrafický rozbor vrtných vzoriek zo širšieho okolia Štúrova v rámci akcie Dunaj III. Archív GP, Turč. Teplice. — [4] Čechovič V. — Hano V., 1953: Zpráva o študijnej ceste v Maďarsku. Rukopisná zpráva, Archív GP, Turč. Teplice. — [5] Schaleková A. — Bystrická H., 1956: Trefohory pri Dunaji na juhozápadnom Slovensku. Geolog. sborník, roč. VII. Bratislava. — [6] Bystrická H., 1957: Mikropaleontologické zhodnotenie štruktúrnych vrtov, Štúrovo. Rukopisná zpráva. — [7] Clara Eltermann, 1959: Die mikrofaunistiche Gliederung des Oligozäns in Schacht Kapellen bei Moers. Fortschritte in der Geologie von Rheid und Wesch, Band 1. — [8] Gašparík J., 1959: Geologická stavba východnej časti Podunajskej nížiny. Geologické práce, Bratislava. — [9] Glaessner, 1937: Planktonforaminiferen aus der Kreide und dem Eocän und ihre stratigraphische Bedeutung. Etjudy po mikropaleontologii. Tom I. Vyp. 1. Moskva. — [10] Majzon L., 1940: A Bükkszeki mélyfúrasok. Évkönyv. XXXIV, 2. füz. Budapest. — [11] Majzon L., 1951: Adatok Parád és Fedémes kör nyekének rétegtanához. Évi jel. 1945—47, II. köt. Budapest. — [12] Seneš J., 1955: Návrh projektu základného geologického výskumu oblasti Štúrova. Archív GP, Turč. Teplice. — [13] Subbotina N., 1953: Globigerinidy, Hantkenidy i Globorotaliidy. Iskopaemye foram. Moskva. — [14] Szöts — Vitális S., 1956: Mikrofauna oligocénu a eocénu z Dorog-tokodskej oblasti. Rukopisná zpráva. — [15] Vadász, 1953: Magyarország földtana. Budapest.

DANICA PROKŠOVÁ

DIE MIKROPALÄONTOLOGISCHE AUSWERTUNG DES TERTIÄRS IM GEBIET VON ŠTÚROVO (SÜDSLOWAKEI)

Im Rahmen der geologischen Untersuchungen des Gebietes in der Umgebung von Štúrovo wurde auch die mikropaläontologische Auswertung des Bohrungsmaterials durchgeführt. Ergebnisse dieser Auswertung werden in der vorliegenden Arbeit übermittelt. Die Orientierungsbohrungen werden nach einzelnen Gemeinden benannt (Čenkov, Mužla, Obid), wobei besonders die Bohrungen Obid 1, 15, Čenkov 1, 2, Mužla 1, 1a und 8 untersucht wurden. Die Proben aus den erwähnten Bohrungen waren überwiegend reich an Mikrofauna.

Auf Grund der Analysen gelangten wir zu folgenden Ergebnissen:

1. Im studierten Gebiet hat man die Foraminiferenassoziationen gefunden, die einwandfrei das eozäne (Unter-, Mittel- und Ober-Eozän) Alter der studierten Schichten bestätigen.

2. Die Assoziationen mit *Rotalia beccarii* (L.) wurden unter den Ablagerungen gefunden, die mikrofaunistisch nachweisbar dem Rupel angehören.

3. Die oligozänen Sedimente sind durch Rupel vertreten. Die Frage des Katt-Aquitans bleibt vorläufig bei uns offen.

4. Eindeutig wurde das Alter der tortonischen, sarmatischen und pannonischen Ablagerungen bestätigt.

Die festgestellten Faunen werden im slowakischen Text (siehe S. 118—121) zittiert.

Erläuterungen zu den Abbildungen

Taf. XVII

Abb. 1. Die untereozäne Foraminiferenassoziation in der Bohrung Obid 2, vergrössert 28×.
Abb. 2. Der Nummulitenhorizont aus der Bohrung Čenkov 1. Vergrössert 25×.

Taf. XVIII

Abb. 1. Die Mitteleozäne Assoziation der Bohrung Čenkov 2. Vergrössert 29×.
Abb. 2. Der benthose Horizont des Obereozäns in der Bohrung Čenkov 1. Vergrössert 32×.

Taf. XIX

Abb. 1. Der obereozäne Horizont mit Globigerinen in der Bohrung Čenkov 1. Vergrössert 29×.
Abb. 2. Die Asscziation mit *Rotalia beccarii* (L.) unter den Rupel-Assoziationen. Vergrössert 21×.

Taf. XX

Abb. 1. Reiche Rupel-Mikrofauna mit Überlegenheit der Art *Uvigerina jacksonensis* Cushm. Vergrössert 33×.
Abb. 2. Reiche Rupel-Assoziation mit Überlegenheit der Art *Spiroplectammina carinata* d'Orb. Vergrössert 30×.

ĽUDOVÍT IVAN

POZNÁMKY K VÝVOJU SARMATU S HORNINAMI DIATOMITICKÉHO TYPU V IPEĽSKEJ TABULI

(Nemecké resumé, tab. XIV)

Sarmatské sedimenty v Ipeľskej tabuli vo východnej časti Podunajskej nížiny vystupujú od aluviálnej nivy Hrona. Západne od Hrona možno ich sledovať v južnom pohorí Hronského Inovca a v okolí Mochoveckých pahorkov. Na východ od Hrona sú rozložené na väčšej ploche a dajú sa sledovať južne od Štiavnického pohoria a Krupinskej vrchoviny. Na východ od riečky Štiavnice, resp. Krupinice sme sarmatské sedimenty v Podunajskej nížine nekonštatovali. V tejto práci neuvádzame sarmatské vrstvy z Bátovskej kotliny a zhruba južne od čiary Zbrojníky—Demadice—Dolné Semerovce, kde má sarmat čiastočne odchýlnejší vývoj, a nie je zastúpený v odkryvoch natoľko charakteristickými diatomitickými horninami.

Sarmat v Ipeľskej tabuli má transgresívny ráz. Jeho bazálne vrstvy ležia na rozličných vrstvách a vulkanitoch tortónu, i na kryhách strednotriasových vápencov, ktoré tu vystupujú ostrovite. Predsarmatský reliéf bol v tejto oblasti počas transgresie sarmatských vôd po tektonických pohyboch a nasledujúcej deštrukcii značne členitý. Keďže podložné tortónske súvrstvie a tortónske vulkanity nie sú rovnako tvrdé, dobre tu možno na nich pozorovať selektívnosť deštrukcie. Najodolnejšie sú tortónske andezity a vrchnotortónske konglomeráty, tufy a tufity. Spodnejšie súvrstvia tortónu sú už oveľa menej odolné; spodnejšie polohy tortónu, tufity a tufitické pieskovce sú jemnejšie a sypkejšie ako vyššie partie. Súvrstvie tortónu je charakteristické andezitickým vulkanickým materiálom. Smerom k nadloží pribúda vulkanický materiál, takže najvyššie horizonty sedimentárneho tortónu mávajú viac ako 90 % vulkanického materiálu.

Keďže sarmat mal podstatnú časť znosu z rozličných horizontov tortónu, zmienime sa najprv o tomto podložnom súvrství.

Sled vrstiev tortónu dobre vidíme v hlbokých a strmých údoliach riečky Štiavnice a Krupinice a v hlbokých ryhách sú tieto vrstvy odkryté. Miestami západne od horeuvedených riečiek tvorí vrchnotortónske súvrstvie kryhy a menšie náhorné

planiny oddelené tokmi od pôvodného súvislého plateau Krupinskej vrchoviny. Tortónske súvrstvie môžeme rozdeliť zhruba takto:

Na báze transgresívne na paleozoických a mezozoických horninách ležia:

a) piesky, tufity a tufitické pieskovce;

b) vyššie možno pozorovať striedanie pelitických tufitov a hrubších tufitických pieskovcov a zlepencov;

c) potom nasleduje mohutný vývoj konglomerátov, tufitov, tufov a tufobrekcií, ktorý sa vyznačuje skoro výlučne vulkanickým materiálom;

d) na tomto súvrství západne od Lišova a Ladzian ležia andezity;

e) v okolí Sebechleb na súvrství konglomerátov (c), tufitov, tufov a tufobrekcií leží na ploche ca 20 km^2 súvrstvie pieskov, štrkopieskov, piesčitých ílov a tufitov s andezitickým materiálom, v ktorom zatiaľ nebola zistená ani fauna, ani flóra.

Súvrstvie zatiaľ stratigraficky nie je začlenené, ale superpozícia a paleogeografia poukazujú na to, že tu pravdepodobne ide ešte o vrchný tortón.

Západne od Dolnej Štiavnice a juhozápadne od Lišova vývoj konglomerátov nebol konštatovaný. Najvyššie súvrstvie vystupujúce pod andezitmi tvoria tu namodralé pevné tufity hrubého a stredného zrna (Nadošany, Domadice); pod nimi ležia sivé tufity, ďalej zlepence, tufitické pieskovce a jemnejšie sivé tufity (Demendice). Smerom na JZ (od vulkanických centier) vulkanického materiálu postupne ubúda a pevné vrchnotortónske tufity prechádzajú do menej pevných tufitov, štrkopieskov až pieskov. V tortónskych vrstvách sme na mnohých miestach konštatovali morskú faunu, predovšetkým zástupcov rodov: *Pecten, Venus, Ostrea, Codokia, Pleurotoma, Arca, Cardium, Turritella, Trochus, Dentalium, Paracentrotus.* Interesantný je tiež nález *nautiloidov* v andezitických tufitoch v Horných Túrovciach na lokalite „pri fabrike". Na niekoľkých odkryvoch sú tiež hojné odtlačky listov a vetvičiek, zväčša inkrustovaných opálovými roztokmi. Najzápadnejšie výskyty tortónskej fauny sme zbierali v andezitických tufitoch a pieskovcoch v Kostolných Moravciach, v Hokovciach, v Horných a Dolných Semerovciach. V mohutnom hrubom súvrství konglomerátov, tufov, tufobrekcií a tufitov sme našli len zvyšky rastlín. Vek tohto súvrstvia však potvrdzuje morská tortónska fauna v tufitoch a pieskovcoch, ktorú sme zbierali v polohe konglomerátového súvrstvia v Hrušove, kde sú zastúpené rody: *Venus, Pecten, Lucina, Paracentrotus,* ktoré potvrdzujú morské tortónske vody s normálnou salinitou. Toto hrušovské súvrstvie morfologicky leží relatívne vysoko. Po ústupe morských vôd a vynorení tortónskych vrstiev nastala rýchla deštrukcia, ktorú možno dobre sledovať v našom území. Deštrukcii napomáhali tiež tektonické pohyby (Stilleho attická fáza) medzi tortónom a sarmatom, vplyvom ktorých časti územia poklesli zhruba vo smere SV—JZ. Bazálne sarmatské vrstvy v študovanom území majú transgresívny ráz na starších podkladoch. Sarmatské more vyplnilo v podobe úzkych zálivov depresie predsarmatského reliéfu. V jednotlivých zálivoch majú bazálne sarmatské sedimenty čiastočne iný vývoj, ktorý je odrazom lokál-

neho znosu. Tak napr. najseverovýchodnejší výskyt bazálnych vrstiev v Opatových Moravciach má v odkryve na spodu hrubozrnné, pevné sivé brekciovité tufity s nádychom do modra. Bloky vrchnotortónskych tufitov (nadošanských) a andezitov o priemere i viac ako 1 m sú málo opracované, podobne ako malé pemzy, ktoré sa tu nachádzajú. V tomto spodnom súvrství nachádzame i zvyšky vetvičiek a pňov. Toto súvrstvie vo východe mocné do 2 m javí sa ako náhla sedimentácia so strhnutými brehmi sarmatského pobrežia. Smerom k nadloží prechádza takmer náhle do jemnejších sivých tufitov a tufitických pieskovcov vrstvovitých, málo stmelených, na ktorých možno miestami pozorovať krížové zvrstvenie. Vrstvičky sú mocné do 1 dm. Vo vyšších polohách sú zastúpené sivé tufity, v ktorých sme našli zvyšky fauny a odtlačky listov; z fauny to boli hlavne formy: *Limnocardium plicatum* Eichw., *Limnocardium obsoletum* Eichw., *Ervilia podolica* Eichw., *Mactra fragilis* Lask., *Modiola* sp., *Dorsanum* sp. a *Mohrensternia* sp. Fauna má spodnosarmatský ráz.

V južnej časti nášho územia východne od Mýtnych Ludan pri kóte 216 transgredujú sarmatské vrstvy na andezitické hrubozrnné masívne tufitické zlepence a pieskovce. Sarmat je tu vyvinutý v podobe tufitických sivých pieskovcov a štrkov, a bielych pelitických tufitov, ktoré sa striedajú. V týchto vrstvách sme tiež konštatovali sarmatskú faunu: *Limnocardium, Ervilia, Mohrensternia.*

Východne od Levíc pri dvore Nixbrod transgreduje spodný sarmat na pemzovité andezitické tufity vo vývine tufitických slabo stmelených pieskovcov, ktoré obsahujú i valúniky kremeňa o priemere 1 cm. Smerom k nadloží vystupujú biele tufity a piesky s hojnými kremeňovými zrnami. Aj na tejto lokalite sú v pelitických tufitoch hojne zastúpené najmä odtlačky rodov *Cardium* a *Ervilia* s častými odtlačkami listov. Južne od Levíc pri východnej hranici Hronskej aluviálnej nivy vystupuje kryha strednotriasových vápencov, na ktorých transgresívne ležia zelenohnedé íly so sarmatskou faunou (*Limnocardium plicatum* Eichw., *Ervilia* sp. a *Irus* sp. — veľký vápencový lom). Fauna bola zistená vo vápnitých konkréciách slieňov niekoľko dm nad vápencovým podložím. Mikropaleontologický rozbor vzorky R. Lehotayovej potvrdzuje, že íly patria spodnému sarmatu (vyššie polohy), do zóny s veľkými elfídiami. Na všetkých uvedených lokalitách sme chceli dokumentovať rozličný vývoj bazálnych vrstiev transgresie spodného sarmatu.

Okrem fauny a flóry odlišujú sa sarmatské sedimenty od vrstiev vrchného tortónu hlavne jemnejšou zrnitosťou, svetlejšou až bielou farbou, menším obsahom andezitických substancií a oveľa väčším zastúpením zlúčenín SiO_2. Pokiaľ sú uložené vo vrstvách, sú obyčajne tenko vrstvovité (listového a doskovitého typu). V spodnejších partiách sarmatu (Bory, Santovka, Domadice) sú miestami vyvinuté biele pelitické tufity bez znateľného zvrstvenia. Tieto pelitické sarmatské tufity líšia sa od tortónskych šedobielych pelitických tufitov (podľa nomenklatúry Rittmanna cineridy), okrem fauny a flóry aj menším zastúpením ande-

zitických substancií, belšou farbou, menšou odolnosťou, väčším zastúpením kremeňa, povrchovým vetraním a rozpadom.

Sarmatské vrstvy smerom k nadložiu prechádzajú do kremitých pieskov. Po ústupe mora a vynorení Ipeľskej tabule podľahli značnej deštrukcii. V súčasnej dobe nachádzame ich v našom území už len v podobe reliktov. Ich mocnosť je vo východnej časti obyčajne len niekoľko metrov, v západnej časti maximálne niekoľko desiatok metrov.

V sarmatských vrstvách nenachádzame pestrosť živočíšnych druhov, aká býva v moriach s normálnou salinitou. Sarmatské more malo nižšiu salinitu a bolo brakické. Vo vrstvách, ktoré sa v ňom usadili, našli sme len menší počet druhov, ktoré sú na niekoľkých lokalitách hojne rozšírené v podobe odtlačkov a jadier. V bazálnych vrstvách opisovaného územia je zastúpená predovšetkým asociácia zástupcov rodov: *Ervilia, Limnocardium, Mohrensternia.* Zriedkavejšie ako vo vyšších horizontoch sa k ním pripojuje ešte *Irus, Mactra, Modiola, Pirenella.* Z mikroorganizmov najmä v horninách diatomitického typu sú hojne zastúpené diatomacey, ďalej rádiolárie. V mikroskope vidieť tiež zvyšky resedimentovaných ihlíc spongiarií. Na základe týchto skamenelín môžeme spomínané súvrstvie zaradiť k spodnému sarmatu (volhyn). Mikrofauna, makrofauna i mikroflóra potvrdzujú brakický charakter vody sarmatu.

Výskumom diatomaceí nami študovanej oblasti sa ako prvý zaoberal J. Pantoček (z lokality Bory). Ľ. Ivan vo svojej práci z roku 1952 uvádza niektoré lokality s horninami diatomitického typu a rody rozsievok, ktoré v nich konštatoval.

J. Pantoček označuje pelitické tufity diatomického typu z Borov ako bacillariové pelity; z lokality východne od obce uvádza tieto fosílie: *Staurosira Harrisonii* var. *amphitetras* Grun., *Surirella, Clementis* Grun., *Cymbella Sturii* Grun., *Navicula Hauerii* Grun., *Navicula eliptica* var. *grandis* Grun., *Melosira undulata* Kg., *Nitschia spectabilis* Grun., (1803; sv. II, strana 9). Okrem morských druhov rozsievok uvádza Pantoček aj sladkovodné, a to zástupcov rodov *Navicula* a *Melosira,* ktoré do zálivov sarmatského mora boli pravdepodobne splavené vodou. Na základe masového výskytu fauny *Nitschia spectabilis* Grun., pokladá vodné prostredie za teplé a slané. Vrstvy, v ktorých zistil uvedené fosílie rozsievok, pokladá správne za sarmatské. Aj nami zistené pelitické horniny spodného sarmatu v okolí Borov obsahovali pomerne veľa rozsievok a odtlačky foriem rodov *Cardium, Ervilia, Irus* a *Mohrensternia.*

O teplejších vodách sarmatu svedčia i pomerne hojné odtlačky listov a vetiev stromov, rastúcich v teplejšom podnebí, ako napr. *Acer, Quercus, Libocedrus, Planatus, Castanea, Alnus, Ulmus.* V opisovanom teréne sme zistili v spodnom sarmate niekoľko lokalít hornín diatomického typu, najmä v okolí obcí: Domadice, Santovka, Bory, Čankov, Levice, Mýtne Ludany, Dolné Semerovce. Najväčšie a najtypickejšie prirodzené odkryvy možno pozorovať v Domadiciach

a medzi Domadicami a Dolnými Semerovcami v okolí dvorov Pereš a Irtvaň. Na týchto lokalitách je diatomická hornina listovito až doskovito zvrstvená, rovnomerne, drobne peliticky zrnitá, hydroskopická, pomerne ľahká a má jasnobielu farbu. Pri dotyku jazyka charakteristicky lipne na jazyk. Na lokalite Pereš sú vyvinuté aj tenké vrstvičky, listovite sa trhajúce, ktoré pripomínajú „papier meteorique".

Dôležité je sledovať odkiaľ bol znos kremitého materiálu, resp. kyseliny kremičitej, potrebnej na stavbu kremitých schránok diatomaceí a radiolárií, ktoré sú v diatomických horninách spodného sarmatu zastúpené na miliardy. Isteže mineralogické, resp. chemické prostredie vôd spodného sarmatu umožnilo tiež vznik biologických asociácií, resp. fácií. Na otázku znosu by sme mohli teoreticky hľadať odpoveď v ryolitickom vulkanizme, kde je v ryolite kremeň hodne zastúpený, a kde hlavne v konečných fázach vulkanizmu možno predpokladať mohutné výrony kyseliny kremičitej. Znos SiO_2 z kyslých efuzív je najpravdepodobnejší. Avšak ryolity vynorujúce sa na povrch pri Beňadiku sú od nášho terénu dosť vzdialené (ca 20—30 km) a podľa doterajších výskumov sú o niečo mladšie ako horniny nášho diatomitového typu.

Názor o znose SiO_2 z kyslých efuzív do istej miery naznačuje sedimentárno-petrografické vyhodnotenie vzorky z hĺbky 19—20 m z vrtu ČI$_1$-Čankov, kde bol prevŕtaný žltkastosivý pelitický tufit. Pravda, táto hornina nie je diatomitického typu. Vyhodnotenie M. Mišíka je nasledujúce:

„Hornina pomerne mäkká, jemne pórovitá, v HCl nešumí; štruktúra peliticko-vitroklastická. Ľahká frakcia normálne separovaná (0,25—0,075 mm) obsahuje nerozdružené zhluky vulkanického skla a pelitického materiálu, ojedinele ostré úlomky kyslých plagioklasov. V rozprašovanom preparáte vidno značnú prímes svetlohnedých lupienkov ílovitých minerálov, vulkanické sklo, nehojné diatomacey, ojedinele úlomky radiolárií a ihlíc húb.

V ťažkej frakcii množstvo ŤM nedostačuje na percentuálne vyhodnotenie. Prevláda biotit (sčasti idiomorfný, červenohnedý a olivovohnedý), ilmenit (sčasti idiomorfný), ojedinele granát, epidot, titanit (?) a karbonát. Pyroklastický materiál je asi z kyslých efuzív na čo svedčí i. l. sklá (< 1,50) a idiomorfný biotit. Niet však β-kremeňa alebo pyroxénov, ktoré by jednoznačne potvrdili jeho povahu."

Teoreticky možno uvažovať i o možnosti, že určitý znos kremitých hornín dial sa z kremencov spodného triasu alebo verfénskych bridlíc, ďalej z arkóz a ílovitých bridlíc permu, ktorých kryhy vystupujú v blízkosti hornín diatomického typu. Treba však podotknúť, že priamo na spodnotriasových kvarcitoch a na ílovitých bridliciach a arkózach permu ležia tortónske tufity v okolí Horných Túroviec a Slatiny, ktoré obsahujú i kremeň a sú v nich dosť hojné i diatomacey.

Istý podiel znosu môžeme pripísať redeponovaným tortónskym, prevažne kremitým zlepencom a pieskom, ktoré sa tu nachádzajú pod najvyššími tufitickými polohami tortónu a majú regresívny ráz. Dobre ich môžeme vidieť odkryté v dĺžke viac ako 100 m a v mocnosti do 5 m východne od Domadíc v zárezе hradskej Domadice—Šahy.

Po zhodnotení všetkých týchto možností však usudzujeme, že podstatný obsah kremitej substancie v spodnom sarmate pochádza z kyslých vulkanitov.

Nadhodené úvahy treba overiť exaktnými metódami a vyriešiť zákonitosti hojného výskytu SiO_2 v špecifikovaných horninách diatomového typu.

Diatomové horniny možno dnes v priemysle rozličné upotrebiť. Preto i touto krátkou zprávou chceme upozorniť na tieto suroviny — horniny diatomového typu; ďalej chceme upozorniť fytopaleontológov na hojný výskyt odtlačkov fosilných listov, a najmä mikropaleontológov na pestré a bohaté výbery diatomaceí.

LITERATÚRA

[1] Ivan Ľ.: Geologická stavba a minerálne pramene okolia Levíc. Geol. práce, zošit 32, Bratislava, 1952. — [2] Ivan Ľ.: Zpráva o geologickom výskume v severnej časti Podunajskej nížiny. Bratislava, 1955, Geol. práce, Zprávy 4. — [3] Ivan Ľ.: Geologické pomery strednej časti Bátovskej kotliny. Geol. práce, Zprávy 9, Bratislava, 1956. — [4] Hromádka J.: Všeobecný zemepis Slovenska. 1943. — [5] Kolesnikov V.: Sarmatskije moljuski. Paleontológia SSSR X. Moskva—Leningrad. 1935. — [6] Mišík M.: Vyhodnotenie vzoriek vrtu ČI-1 Čankov, GÚDŠ Bratislava, 1959. — [7] Pantoček J.: Beiträge zur Kenntnis der fossilen Bacillarien Ungarns. 1903 Berlin, Bratislava. — [8] Pantoček J.: Brackwasser — Bacillarien Topoľčany 1889. — [9] Pantoček J.: Die Bacillarien des Klebschiefers von Kertschy (Zapiski rus. mineral. obščestva) 1902 Petersburg. — [10] Papp A.: Die Molluskenfaune im Sarmat des Wiener Beckens Mitteilungen der Geolog. Geselschaft in Wien. Bd. 45. — [11] Seneš J.: Geologické štúdia terciéru južného Slovenska. P. Š. G. Ú Bratislava 1949. — [12] Vitalis I.: Les sédiments et fossiles sarmatiens et pannonopontiens des environs de Sopron. Jahrbuch der ungar. Geol. Anstalt. Budapest.

ĽUDOVÍT IVAN

BEMERKUNGEN ZUR ENTWICKLUNG DES SARMATS MIT DEN DIATOMISCHEN GESTEINEN IN DER HRON-TAFEL

Die untersarmatischen Schichten östlich von dem Hron-Fluss, südlich von dem Gebirge Štiavnické pohorie, liegen transgressiv auf verschiedenen Schichten und auf den tortonischen Andesiten. Die Transgression des Untersarmats kann man auch auf den mitteltriadischen Kalken beobachten, die in diesem Gebiete in der Form von Schollen auftreten. Die sarmatischen Schichten kann man in der Form von dünnen Buchten beobachten. Die liegenden tortonischen Gesteine enthalten ein bedeutendes Prozent des andesitischen Materials. Das andesitische Material nimmt in der Richtung zum Hangenden zu. Nach dem Rückzug des tortonischen Meeres folgte da eine Destruktion des vorsarmatischen Reliefs. Die sarmatischen Schichten pflegen gewöhnlich feinkörniger zu sein, als die höheren Horizonte des Tortons. Das Sarmat zeichnet sich auch durch grösseren Gehalt an SiO_2-Verbindungen aus. In unteren Partien pflegt das Sarmat noch resedimentiertes vulkanisches Material zu haben, das in der Richtung zum Hangenden abnimmt. Die sarmatische Schichtengruppe pflegt keine grosse Mächtigkeit zu haben. Die transgressiven basalen Schichten des Sarmats enthalten gewöhnlich die Assoziation: *Limnocardium, Ervilia, Mohrensternia.* In der basalen Serie kommen an einigen Stellen diatomische Gesteine vor, in denen man ausser der untersarmatischen Fauna häufige Blätterabdrücke und von den Mikroorganismen häufige Diatomeen findet.

Aus dem Slowakischen übersetzt von F. Návara.

VÁCLAV ŠPIČKA

K OTÁZCE STRATIGRAFICKÉ PŘÍSLUŠNOSTI ŠTĚRKŮ A PESTRÝCH PELITŮ V ŠIRŠÍ OBLASTI UNÍNSKÉHO LESA

(Německé resumé, 2 přílohy)

Úvod

Na severovýchodním okraji Vídeňské pánve jsou v oblasti Mokrého háje až po Unínský les a dále směrem V až do okolí Částkova a Rohova na povrchu rozšířeny štěrky a jejich faciální ekvivalent — pestré vápnité jíly. V blízkosti okraje byly tyto sedimenty navrtány též na cf-vrtbách. Stratigraficky byly řazeny do kvartéru, později do sarmatu; nejnověji sa předpokládalo, že představují okrajovou lagunární fácii silně transgresivního svrchního tortonu. Celkové zhodnocení poměrů zjištěných ve výchozech a ve struktúrních a hlubinných vrtbách umožňuje uspokojivé řešení jejich stratigrafické příslušnosti.

V starších pracích z poloviny minulého století jsou štěrky považovány za kvartér. Ke kvartéru je řadí též Jahn — Schnabel (1922), Vitális (1915) k sarmatu. Matějka A. — Kodym O. (1937) pokládají štěrky v Unínském lese za bazální sedimenty sarmatu, T. Buday (1937) je řadí do pliocénu, A. Matějka (1938), J. Janáček — J. Janák (1955) do sarmatu.

Buday T. (1955) při geologickém mapování v SV části Dolnomoravského úvalu vymezil rozsah štěrků a pestrých jílů na povrchu. Podrobně lithologicky popsal štěrky, nazval je podle typických odkryvů na vrchu Čupy, severně Vlčkovan *(štěrky čupského typu)* a zdůraznil pozvolný přechod mezi štěrky a pestrými vápnitými jíly a jíly. Považuje je za ekvivalentní pestrým vrstvám řazeným do spodního sarmatu, a vzhledem k jejich pozici v podloží spodního elphidiového sarmatu, předpokládá, že patří (stejně jako část pestrých spodnosarmatských vrstev v pánvi) k tortonu a představují okrajovou lagunární facii silně transgresivního svrchního tortonu.

Pro stanovení stratigrafické příslušnosti zkoumaných vrstev jsou důležité práce řešící stratigrafii neogénu čs. části Vídeňské pánve, zvláště nové dělení tortonu (T. Buday 1954, 1955), řešení stratigrafie burdigalu a helvetu (T. Buday 1955, 1956) a dále stanovení hranice sarmat-torton na bázi zóny velkých elphidií a tím přeřazení mocného komplexu pestrých vrstev do nejvyššího tortonu.

Lithologická charakteristika vrstev

Štěrky čupského typu na výchozech důkladně popsal T. Buday (1955). Klastický materiál je nedokonale tříděný a převážně dokonale opracovaný; je tvořen hlavně pískovci bělokarpatské jednotky, podřadněji valouny křemene, tmavých rohovců, křemenců a vápenců; ojediněle byly zjištěny též valouny svrchnokřídového slepence, brekciovitého slepence, centrálně karpatského paleogénu a žuly. Štěrky jsou různe zrnitosti, převážně s valouny velikosti 5—10 cm; v nejhrubších polohách i o průměru 20—30 cm. Místy jsou štěrky velmi nedokonale zpevněné v rozpadavý slepenec s písčitým nebo slinito-písčitým tmelem. Ve štěrcích se vyskytují též vrstvy a čočky jemnozrnných až hrubozrnných, slabě slídnatých, převážně křemitých písků.

Jak je prokázáno na výchozech i cf-vrtbami (viz příl. 1 — cf Or 17), vyskytují se ve štěrcích též tenké vložky pestrých, převážně zelenavě až zelenošedých, žlutohnědě, hnědě a místy též rudě skvrnitých jílů a vápnitých jílů různé písčitosti. Směrem do pánve pestrých pelitů přibývá a štěrky přecházejí pozvolna až do pestrých slinitojílovitých vrstev s podřadnými vložkami štěrků (viz. příl. 1). Popisované vrstvy mají tedy značně variabilní vývoj a jsou vyvinuty v různém procentuálním zastoupení obou facií, s přechody od pestrých jílů s podřadnými štěrky do štěrků s podřadnými vložkami pestrých vápnitých jílů a jílů.

Makrofaunu ani autochtonní mikrofaunu vrstvy neobsahují a nemáme tedy žádné paleontologické doklady pro určení jejich stáří. Na výchozech a v cf-vrtbách v blízkosti okraje tvoří jejich podloží vrstvy III. pásma, resp. paleogén bělokarpatské jednotky magurského flyše, nadloží sarmat. Hranice proti sarmatu je lithologicky a faunisticky ostrá. Sarmatská transgrese je vyznačená šedě zbarvenými sedimenty s faunou velkých elphidií, v blízkosti okraje pak zřetelně štěrkovou polohou, která směrem do pánve mizí (viz příl. 1).

Stratigrafická příslušnost vrstev

Podle pozice vrstev v podloží spodního elphidiového sarmatu vrstvy musíme považovat za starší než sarmatské (T. Buday 1955). Jednoznačné stratigrafické zařazení je možné však pouze na podkladě širší korelace.

Nejdříve však všimněme si zastoupení pestré facie v jednotlivých souvrstvích.

Mimo pannonské souvrství (pestrá svrchnopannonská série, pestré jíly zóny E spodního pannonu) jsou významnější polohy pestrých vrstev vyvinuty ve svrchním a spodním tortonu a ve spodním sarmatu. Vrstvy s netypickou a allochtonní faunou, převážně v pestrém vývoji, které byly zjištěny v řadě oblastí v nadloží mikrofaunisticky prokázaného svrchního tortonu, byly v čs. části Vídeňské pánve až do r. 1955 kladeny do spodního sarmatu. Na podkladě celopánevní korelace provedené T. Budayem, M. Dlabačem, J. Cíchou, K. Horči-

cem a I. Zapletalovou byla v r. 1955 hranice sarmat—torton stanovena na bázi zóny velkých elphidií. Tím byl komplex netypických a pestrých vrstev v podloží zóny velkých elphidií přeřazen do svrchního tortonu. Jak ukázaly další výzkumy (V. Špička 1956), pestrá sedimentace není však spolehlivým měřítkem pro stanovení stratigrafie, poněvadž je charakteristická též pro spodní sarmat. Dle výsledků vrtů s průběžným jádrováním se v sarmatu jedná vždy pouze o pestré vložky různé mocnosti a nikoliv o souvislý komplex pestrých vrstev. Při řídkém jádrování na hlubinných vrtbách je ovšem těžké rozhodnout, zda jde o pestrou vložku v sarmatu nebo již o svrchnotortonský komplex pestrých pelitů.

Svrchnotortonské a sarmatské pestré vrstvy jsou tvořeny zelenošedými až šedozelenými a žlutohnědě, místy též rudě skvrnitými vápnitými jíly a jíly, plastickými nepísčitými až silně jemně písčitými. Místy jsou hojné vápnité konkrece; význačné jsou též konkrecionálně silně zpevněné vápnité pískovce. Písčité obzory jsou čočkovité povahy. Na nepravidelné podmínky sedimentace svědčí časté křížové zvrstvení sedimentů. V žádném případě nebyly zjištěny polohy štěrků nebo slepenců.

Ve spodním tortonu byly pestré vrstvy zjištěny ve svrchním lagenidovém tortonu (tzv. pestré žižkovské vrstvy dle T. Budaye 1955) a v bazálním spodním tortonu. Pestré vrstvy v podloží mikrofaunisticky prokázaných spodnotortonských pelitů byly řazeny dříve do svrchního helvetu a považovaly se za regresivní sedimenty uzavírající svrchnohelvetský sedimentační cyklus.

Podle V. Špičky (1958) představují tyto pestré vrstvy vlastně faciální ekvivalent bazálních spodnotortonských vrstev ve vývoji slepencovém a písčitém, jak o tom svědčí pestré vložky ve slepencích nebo naopak slepencové a štěrkové polohy v pestrých vrstvách. Správnost tohoto závěru potvrdily též výzkumy v širším okolí lakšárské elevace (T. Buday — V. Špička 1958).

Bazální spodnotortonské vrstvy zde byly zjištěny především v území jižně od lakšárské poruchy, v západních částech lakšárské elevace, dále v oblasti Kuklova, Smolinského a v kútském příkopu. V oblasti šaštínské a štefanovské elevace a v oblasti Bištava a Kovalova není spodní torton vyvinut.

Severně od farské poruchy, v oblasti Brodské—Rabensburg byl bazální spodní torton navrtán v mocnosti až 300 m.

Hlubinná vrtba G-7 u Petrové Vsi z r. 1941 leží výchozům čupských štěrků a pestrých jílů nejblíže a reprezentuje též geologické poměry gbelské oblasti. V podloží spodního elphidiového sarmatu byla navrtána přes 150 m mocná pestrá svrchnotortonská série, která v nejnižší části postupně přechází do šedého brakického svrchního tortonu. Pozvolný přechod se projevuje vložkami šedých vrstev až úplným vystřídaním pestré facie šedými slinitojílovitými vrstvami s bohatou makrofaunou a brakickou mikrofaunou.

Jak prokázal T. Buday (1955), představují tyto šedé vrstvy okrajovou

vyslazenou facii spiroplectaminové zóny. Pozvolný přechod do vyšších pestrých vrstev dokazuje, že změna šedé facie v pestrou je zákonitým důsledkem regrese začátkem bolivino-buliminové zóny, ke které dochází v elevačních oblastech, k nimž můžeme přiřadit též oblast Gbely dříve než v hlubších částech pánve. Pestré vrstvy představují ekvivalent zóny bolivino-buliminové a rotaliové.

Pod šedým brakickým svrchním tortonem bylo navrtáno spodní pestré souvrství, tvořené pestrými a zelenošedými vápnitými jíly, ve spodní části s charakteristickými vložkami štěrků.

Jeho podloží je tvořeno šedými světle slídnatými vápnitými jíly, s různým stupněm vrstevnatosti (nedokonale vrstevnaté až nevrstevnaté, pouze místy vrstevnaté až břidličnaté vápnité jíly), s úklonem vrstev 5—20° (v některých úsecích je udáván úklon až 65°, jedná se však vždy o nezřetelnou vrstevnatost nebo o úseky silně tektonicky porušené, takže tyto hodnoty nemůžeme považovat za věrohodné). Jak poznamenává E. Veit (1941), nejedná se lithologicky o vlastní helvetský šlír (dnes svrchní burdigal). R. Grill (1941) řadí toto souvrství do hlubšího tortonu, do zóny s *Robulus cultratus*. Dle nové stratigrafie (T. Buday — I. Cícha 1956) se jedná o svrchní helvet, jak to potvrzují též výsledky nově vyvrtaných vrtů v blízkém okolí.

Spodní pestré souvrství je tedy odděleno ostrou lithologickou hranicí od svého nadloží i podloží. Dle své pozice je mladší než svrchní helvet a starší než svrchní torton. Štěrky při jeho bázi svědčí jasně na transgresivní ráz souvrství a vylučují možnost zařazení do nejvyššího helvetu.

Souvrství můžeme považovat za ekvivalent bazálních spodnotortonských vrstev oblasti Brodské—Gbely—Kúty a širší oblasti lakšárské elevace (T. Buday — V. Špička 1958). Typické šedé slinitojílovité vrstvy spodní a svrchní lagenidové zóny, které představují nadloží bazálního spodního tortonu v hlubších částech pánve jsou zde denudovány nebo se neusadily.

Při starším hodnocení poměrů v gbelské oblasti (E. Veit 1943) nebylo uvažováno faciální zastupování jednotlivých zón svrchního tortonu (T. Buday — J. Cícha 1956) a hranice sarmat—torton byla kladena na svrchní hranici šedého brakického tortonu. Spodní pestré souvrství bylo proto mylně srovnáváno se svrchním pestrým tortonem na vrtbě Schlossberg-1 (E. Veit 1943). R. Grill (1941) řadil na vrtbě G-7 spodní pestré souvrství sice již do hlubšího tortonu, předpokladal však, že zóna aglutinantií a bolivino-buliminová zde chybí buď zlomově nebo následkem stratigrafického hiátu. Tyto problémy jsou dle nové stratigrafie uspokojivě vyřešeny.

Svým nepravidelným faciálním vývojem a laterálním přechodem pestré facie s podřadnými polohami štěrků až do štěrkovitých, slepencových a písčitých komplexů s podřadnými vložkami pestrých pelitů jeví bazální spodní torton nápadnou lithologickou shodu se štěrky čupského typu a pestrými pelity, které vystupují na povrch v širší oblasti Unínského lesa.

Korelací hlubinné vrtby G-7 s cf-vrty v oblasti Unín—Oreské (viz příl. 1, 2) docházíme tedy k závěru, že štěrky čupského typu a pestré pelity představují ekvivalent bazálního spodního tortonu oblasti Brodské—Gbely—Rabensburg. Správnost tohoto závěru je podepřena:

1. *lithologickou shodou;* ve svrchním pestrém tortonu nebyly v žádném případě, včetně vrtby G-7, zjištěny štěrky, charakteristické pro bazální spodní torton;

2. *redukcí mocnosti* až úplným vyklíněním svrchního tortonu směrem V, které je prokázáno J i S od farské poruchy.

V území, kde nasedají svrchnotortonské pestré vrstvy na spodní torton vyvinutý též v pestré facii, nebude možno hranici svrchního a spodního tortonu určit. Dále směrem V svrchní torton vykliňuje, takže pestré pelity a štěrky odpovídají stratigraficky pouze bazálnímu spodnímu tortonu.

Dle poměrů na výchozech a v cf-vrtech se zdá, že štěrky laterálně, směrem do pánve, přecházejí do pestrých pelitů. Výsledky vrtů v oblasti Brodské—Gbely však ukazují, že tato změna není úplně zákonitá. I uvnitř pánve totiž dochází místy v bazálním spodním tortonu k poměrně rychlé faciální změně ze štěrků s podřadnými polohami pelitickými až do pestrých pelitů s podřadnými polohami štěrků.

Poznámky k paleogeografii a tektonice

Jedním ze základních tektonických prvků omezujících gbelskou oblast a širší okolí Unínského lesa směrem J je *farská porucha.*

V území Z od Gbel (kútsky příkop) tvoří farskou poruchu dvě paralelně probíhající větve, přičemž hlavní je zlom jižní, označovaný dříve jako *jižní gbelský zlom.* Byla zde prokázána syngeneze farské poruchy pro svrchní torton, sarmat a pannon. Ve spodním tortonu byla farská porucha prakticky v klidu. O činnosti v hlubších souvrstvích nemáme žádné poznatky. Vzhledem k anomálnímu průběhu lze předpokládat, že se zde jedná o významnou starou poruchu předtortonskou, podle níž byly obnoveny pohyby v mladším neogénu.

Redukce mocnosti spodního tortonu směrem ke štefanovské elevaci dokazují, že toto území, včetně oblasti Bištavy a Kovalova představovalo již ve spodním tortonu elevační oblast. Spodnotortonské vrstvy se zde usadily v redukované mocnosti nebo se neusadily vůbec, příp. byly denudovány.

Koncem spodního tortonu dochází k pohybům, které mají za následek regresi moře, určité změny v reliéfu a vznik zlomového systému směru SZ—JV. V období stratigrafického hiátu jsou spodnotortonské vrstvy denudovány. Na denudovaný povrch transgreduje svrchnotortonské moře. Nedostatek pestrých svrchnotortonských vrstev na úbočí štefanovské elevace a jejich poměrně velkou mocnost S od farské poruchy si můžeme vysvětlit předsvrchnotortonským reliéfem a syn-

sedimentárními poklesy po zlomech. Svrchní torton J i S od farské poruchy směrem na V vykliňuje. Linie nulové mocnosti svrchního tortonu probíhá přes vrcholovou část štefanovské elevace směrem severním do území mezi Unínem a Petrovou Vsí. Koncem tortonu dochází k regresi moře a k denudaci. Na denudovaný povrch transgreduje sarmatské moře, které přesahuje rozsah svrchního tortonu.

Poznámky k hydrogeologii hlubinných vod

V oblasti Rabensburg—Brodské—Kúty byly zjištěny v bazálním spodním tortonu tlakové anomalie hlubinných vod, které měly v četných případech za následek těžkou havarii a likvidaci vrtů. Na vrtbách K-3 a Br-40 situovaných v jižní části hodonínsko-gbelské hrásti, západně gbelského Starého pole nastal přetlak slané vody v hl. 580 a 1050 m. Na ložisku Brodské a v oblasti Rabensburg jsou bazální spodnotortonské vrstvy uloženy hlouběji a byly zde zjištěny též tlaky převyšující hydrostatický tlak.

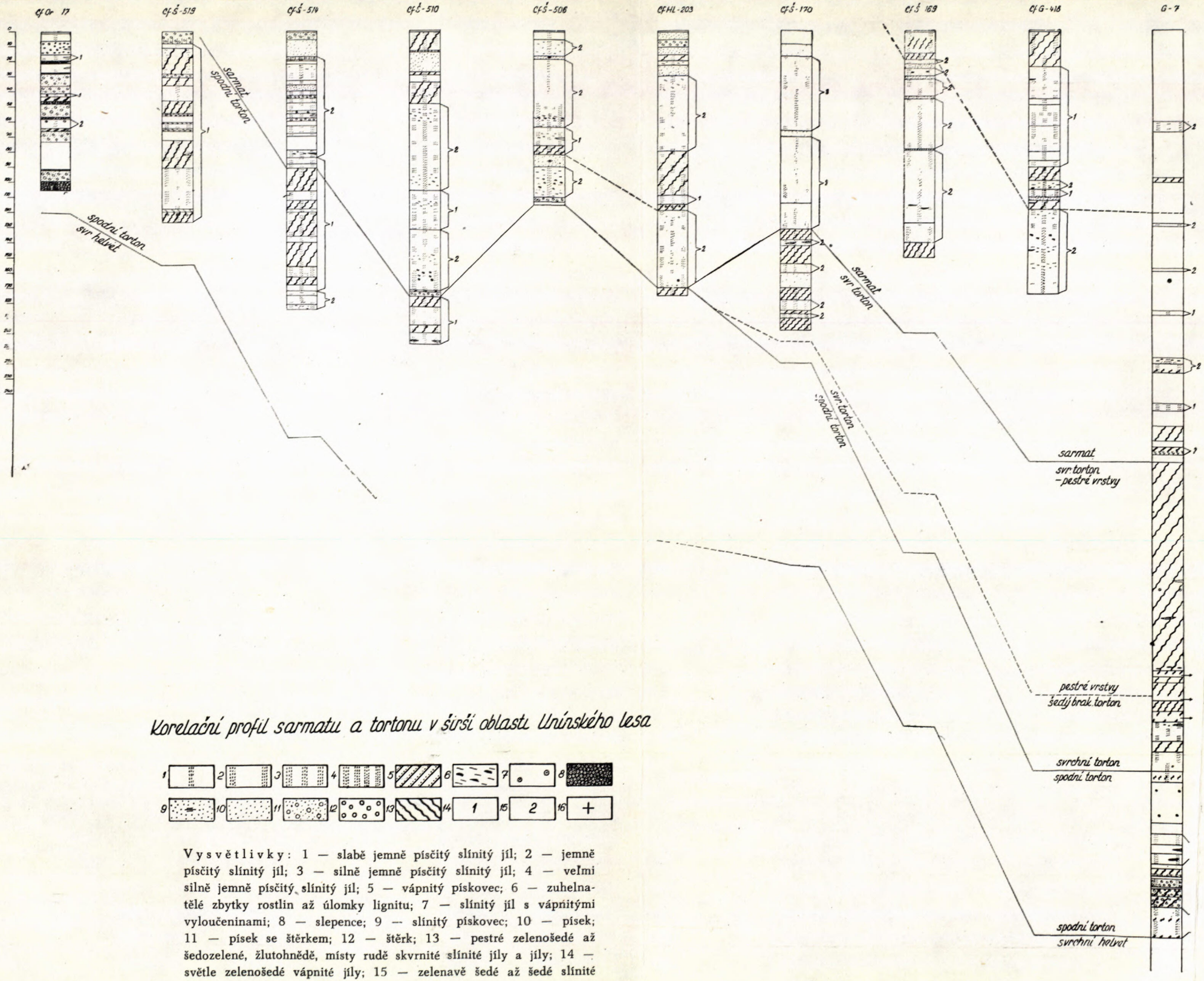
J. Janáček (1958) uvádí tlakové anomalie pouze z nejhlubších částí pánve a vysvětluje je horninovým tlakem na zvodnělé vrstvy. Vylučuje možnost, že by přetlaky hlubinných vod byly artézského původu a odmítá též názor vysvětlující anomální tlaky propojením obzoru s okrajem pánve, s mesozoickými horninami Alp a Karpat, které by představovaly infiltrační oblasti.

Přetlaky vod v bazálních spodnotortonských obzorech byly zjištěny nejen v hlubokých částech pánve, nýbrž i v nejvyšších polohách hodonínsko-gbelské hrásti (K-3, Br-40, Gbely), kde vliv horninového tlaku na vznik tlakových anomálií je minimální. Přetlaky byly zjištěny pouze v bazálním spodním tortonu; v nadložních tortonských obzorech, ani v podložních svrchnohelvetských vrstvách (dle výsledků vrtby K-3) nebyly zjištěny. Kdyby tlaková anomálie byla zapříčiněna horninovým tlakem v příkopových propadlinách, musela by se projeviti i v ostatních obzorech, nikoliv pouze v bazálním spodním tortonu.

Abnormální tlaky nebyly zjištěny v typické příkopové propadlině kútské, nýbrž na hodonínsko-gbelské hrásti, dokonce v jejich nejvyšších polohách, resp. na rozhraní medzi hrásti a ústřední moravskou prohlubní. V posledním případě by sice teoreticky bylo možno uvažovat o platnosti Janáčkova předpokladu, proti tomu svědčí však okolnost, že ani tam nebyly v jiných obzorech než v bazálním tortonu zjištěny ani ve velkých hloubkách vodní přetlaky (Rabensburg, Břeclav, Žižkov).

Po prokázaní příslušnosti čupských štěrků a pestrých pelitů k bazálnímu spodnímu tortonu můžeme hledati vysvětlení anomálních tlaků v artézském přetlaku. Bazální spodní torton v oblasti Gbely—Brodské—Rabensburg je pravděpodobně ve spojení s výchozy v širší oblasti Unínského lesa.

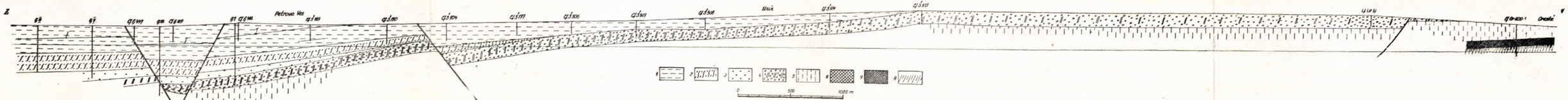
Mocnost bazálního spodního tortonu obnáší zhruba 200—300 m. Na spojnici mezi výchozy těchto vrstev v Unínském lese a uvedenou oblastí není žádná po-



Korelační profil sarmatu a tortonu v širší oblasti Unínského lesa

Vysvětlivky: 1 — slabě jemně písčitý slínitý jíl; 2 — jemně písčitý slínitý jíl; 3 — silně jemně písčitý slínitý jíl; 4 — velmi silně jemně písčitý slínitý jíl; 5 — vápnitý pískovec; 6 — zuhelnatělé zbytky rostlin až úlomky lignitu; 7 — slínitý jíl s vápnitými vyloučeninami; 8 — slepence; 9 — slínitý pískovec; 10 — písek; 11 — písek se štěrkem; 12 — štěrk; 13 — pestré zelenošedé až šedozelené, žlutohnědé, místy rudě skvrnité slínité jíly a jíly; 14 — světle zelenošedé vápnité jíly; 15 — zelenavě šedé až šedé slínité jíly; 16 — slínité jíly.

Geologický řez územím Petrová Ves — Oreské



Vysvětlivky: 1 — sarmat; 2 — pestrý svrchní torton; 3 — šedý svrchní torton; 4 — spodní torton: pestré slínojílovité a štěrkové souvrství; 5 — svrchní helvet; 6 — svrchní burdigal; 7 — spodní burdigal; 8 — flyš bělokarpatské jednotky.

rucha, která by měla ve spodním tortonu větší skok. Komunikace je tedy z geologického hlediska možná. Výchoz spodního tortonu v území vrtby cf Or-17 má relativní výšku o 200 m (na vrchu Zamčisko dokonca o 270 m) vyšší než vrtby v oblasti Gbely—Brodské—Rabensburg, čímž je vysvětlen artézský přetlak o 20 až 27 atm. Vzhledem k této skutečnosti lze vodní přetlaky ve výše uvedené oblasti vysvětlit infiltrací v relativně vyšších polohách bazálního spodního tortonu na výchozech. V oblasti jižně od lakšárské poruchy, kde obdobné poměry neznáme, nebyly abnormální tlaky pozorovány. Výchozy bazálního tortonu jsou tady od výskytu v pánvi odděleny velkými poruchami o výšce skoku přes 600 m (lakšárská porucha, okrajový zlom). Severně od lakšárské poruchy, na lakšárské elevaci samotné tvoří bazální spodnotortonské štěrky význačné artézské vodní obzory.

Nověji byly na řadě hlubinných vrtů zjištěny tlaky až o 60 atm. vyšší než hydrostatické, příp. ojediněle vyšší. Tyto přetlaky nejsou již předpokládaným propojením s výchozy v širší oblasti Unínského lesa uspokojivě vysvětleny. Podané vysvětlení je však důležitým příspěvkem k řešení problému v tom smyslu, že vysvětluje tlakové anomalie artézským přetlakem. Přetlaky vyšší než 20—27 atm. musí být ovšem podmíněny propojením s výše položenými výchozy, případně v minulosti.

Jednoznačné vysvětlení tlakových anomálií je důležitým úkolem dalších prací.

Poznámky k problémům akumulace a migrace živic

V obzorech bazálního spodního tortonu probíhá v oblasti Gbely—Brodské—Rabensburg intenzivní proudění hlubinných vod, které je negativním znakem při pochodech akumulace živic a vysvětluje zčásti negativnost bazálního spodního tortonu i tam, kde je dle impregnací v bočních jádrech i dle strukturní polohy naftonadějný (např. Gbely — vysoká kra, nejvyšší polohy u brodského zlomu).

Tato skutečnost snižuje do značné míry perspektivnost bazálních spodnotortonských vrstev. K akumulaci živic u ložiska mohlo dojít pouze:

1. v pastích čočkovitého charakteru podmíněných silným proslíněním, v nichž je vliv hydraulického faktoru minimální. Průzkum na taková ložiska, jak bylo prokázáno v oblasti kostické, je ovšem velmi nákladný a je spojen s velkým rizikem negativního výsledku;
2. v klenbách omezených tektonicky směrem stoupání vrstev, syntetickým zlomem, jehož výška skoku převyšuje mocnost bazálních vrstev. Bazální spodní torton musí být ovšem utěsněn v nadloží i na druhé straně zlomu nepropustnými vrstvami. Takové partie nelze vyloučiti na př. u lakšárského zlomu;
3. v klenbách omezených tektonicky směrem stoupání vrstev, antitetickým zlomem, byly-li obzory utěsněny též nepropustnými vrstvami v nadloží a na druhé straně zlomu.

Závěr

V širším okolí Unínského lesa vystupují na povrch štěrky a pestré jíly, které byly řazeny do kvartéru, pliocénu, sarmatu, a dle posledních výzkumů do svrchního tortonu.

V práci je podán nejprve stručný přehled o zastoupení pestrých vrstev v neogénu čs. části Vídeňské pánve a o jejich stratigrafické příslušnosti. Na podkladě celkové korelace cf-vrtů a hlubinných vrtů oblasti Brodské—Gbely—Unín je řešena otázka stratigrafické příslušnosti zkoumaných vrstev.

Štěrky a pestré pelity v širším okolí Unínského lesa představují ekvivalent bazálního spodního tortonu. Pro zařazení vrstev do spodního tortonu jsou významná tato zjištění:

1. Štěrky a pestré jíly neobsahují žádnou autochtonní faunu, na základě niž by bylo možno určit stratigrafickou příslušnost vrstev.
2. Zkoumané vrstvy svým nepravidelným faciálním vývojem a laterálním přechodem pestré facie s podřadnými polohami štěrků až do štěrkových, slepencových a písčitých komplexů s podřadnými vložkami pestrých pelitů se zřejmě lithologicky shodují s bazálním spodním tortonem gbelské a brodské oblasti.
3. V pestré svrchnotortonské sérii nebyly v žádném případě zjištěny štěrkové polohy.
4. Jižně i severně farské poruchy je prokázáno vyklínění svrchního tortonu směrem východním.

Tam, kde transgredují pestré svrchnotortonské vrstvy přímo na bazální spodní torton, je stanovení stratigrafie problematické. Dále směrem na V je vyvinut pouze spodní torton.

Obdobně jako na lakšárské elevaci ovlivňují mocnost spodního tortonu zlomy směru JJZ—SSV, které jsou předsvrchnotortonského stáří.

V bazálním spodním tortonu oblasti Gbely—Brodské—Rabensburg byly zjištěny přetlaky vod, které lze zčásti vysvětlit artézským přetlakem, následkem propojení vrstev s relativně výše položenými výchozy v širší oblasti Unínského lesa.

Prokázané propojení bazálního spodního tortonu brodské a kútské oblasti s okrajem snižuje značně perspektivnost těchto vrstev z hlediska naftonosnosti. Hydraulický faktor je zde velmi silný a projevuje se negativně při pochodech akumulace živic.

Směrem J jsou gbelská oblast a širší okolí Unínského lesa omezeny farskou poruchou. Z od Gbel (území kútského příkopu) je zřetelně prokázána syngeneze systému farské poruchy pro svrchní torton, sarmat a pannon.

Oblast štefanovské elevace, Bištavy, Kovalova představovaly pro spodní torton oblasti elevační; spodní torton se zde neusadil buď vůbec nebo byl po svém usazení denudován.

Svrchní torton směrem V vykliňuje. Linie nulové mocnosti probíhá přes vrcholovou část štefanovské elevace směrem S do území mezi Unínem a Petrovou Vsí.

Čs. naftové doly,
Hodonín

LITERATURA

[1] Buday T.: Výsledky mapování na sv. okraji Dolnomoravského úvalu. Geologická mapa v rukopise. Archiv ČND Hodonín 1937. — [2] Buday T.: Zpráva o výzkumech v neogénu Dolnomoravského úvalu za rok 1954. Zpráva ÚÚG Praha, 1955. — [3] Buday T.: Současný stav stratigrafických výzkumů ve spodním a středním miocénu Dolnomoravského úvalu. Věstník ÚÚG XXX, Praha 1955. — [4] Buday T.: Stratigrafie spodního a středního miocénu hlavních oblastí Dolnomoravského úvalu. Zprávy ÚÚG, Praha 1955. — [5] Buday T. — Cícha I.: Zpráva o výzkumech v neogénu Dolnomoravského úvalu za rok 1955. Zprávy za rok 1955. Zpráva ÚÚG, Praha 1956. — [6] Buday T. — Cícha I.: Nové názory na stratigrafii spodního a středního miocénu Dolnomoravského úvalu a Pováží. Geol. práce, Zošit 43, Bratislava, 1956. — [7] Buday T.: Zpráva o geologickém mapování v severovýchodní části Dolnomoravského úvalu v roce 1955. Zprávy ÚÚG, Praha 1956. — [8] Buday T.: Zpráva o geologickém mapování v severovýchodní části Dolnomoravského úvalu. Zprávy o geolog. výzkumech v roce 1955. Praha 1958. — [9] Buday T. — Špička V.: Geologická stavba a naftonadějnost širšího okolí lakšárské elevace. Zpráva ČND Hodonín 1958. — [10] Grill R.: Die Mikrofauna der Sonde Gbely — 7. Zpráva, Wien 1941 Archiv ČND. — [11] Grill R.: Stratigrafische Untersuchungen mit Hilfe von Mikrofaunen im Wiener Becken und den benachbarten Molasse — Anteilen. Oel und Kohle, Jahrgang 37, Heft 31, Berlin 1941. — [12] Jahn J. — Schnabel E.: Slovenské lázně Smrdáky. Věstník Balneol. spol. čsl. v Praze III, č. 1, 5. — [13] Janáček J.: Zpráva o hydrogeologickém průzkumu v lázních Smrdáky na Slovensku v r. 1953. Nepublikováno. Archív Pov. zdravotníctva, Bratislava. — [14] Janáček J. — Janák J.: Hydrogeologická a geochemická studie vývěru sirovodíkových minerálních vod v lázních Smrdáky na Slovensku. VÚN Brno, 1955. — [15] Janáček J.: Poznámky k hydrogeologii hlubinných vod našich mladých pánví. Zpráva v tisku 1958. — [16] Matějka A. — Kodym O.: Zpráva o výsledcích geologických výzkumů v neogénu při sz okraji Malých Karpat mezi Lozornem, Jablonici a Šaštínem. Zpráva St. G. Ú. Praha 1937. — [17] Matějka A.: Geologické podmínky vývěru slaných sirovodíkových pramenů v lázních Smrdáky na Slovensku. Věstník St. G. Ú. XIV, č. 5—6, Praha 1938. — [18] Špička V.: Příspěvek k stratigrafii sarmatu a tortonu v severovýchodní části Vídeňské pánve. Věstník ÚÚG, roč. XXXIV, Praha 1959. — [19] Špička V.: Příspěvek k stratigrafii sarmatu a svrchního tortonu oblasti Brodské—Kostice—Týnec—Lužice—Hodonín. Zpráva ČND Hodonín 1957. — [20] Špička V.: Příspěvek k problému stanovení hranice torton—helvet v československé části Vídeňské pánve. Geol. práce, Zprávy 15, Bratislava 1959. — [21] Veit E.: Schichtenverzeichnis der Sonde Gbely-7. Zpráva Wien 1941. Archiv ČND. — [22] Veit E.: Zur Stratigraphie des Miozäns im Wiener Becken. Mitt. des Reichsamtes für Bodenforschungen 66, Wien 1943. — [23] Vitális J.: A nyitravármegyei Büdöskö környékének geológiai viszonyai tekintettel a morvamezei olaj Kutatására Bányászati és kohászati Lapok.

VÁCLAV ŠPIČKA

ZUR FRAGE DER STRATIGRAPHISCHEN ZUGEHÖRIGKEIT DER SCHOTTER UND BUNTEN PELITE IM WEITEREN GEBIETE DES UNÍNER WALDES

In der weiteren Umgebung des Uníner Waldes steigen Schotter und bunte Tone auf die Erdoberfläche empor, die ins Quartär, Pliozän, Sarmat und den letzten Erforschungen nach ins Obertorton eingereiht wurden.

In der Arbeit wird zuerst eine kurze Übersicht über die Vertretung der bunten Schichten im tschechoslowakischen Neogen, in einem Teil des Wiener Beckens und über ihre stratigraphische Zugehörigkeit gebracht. Auf Grund der Gesamtkorrelation der cf-Bohrungen und Tiefbohrungen im Gebiet Brodské—Gbely—Unín wird die Frage der stratigraphischen Zugehörigkeit der untersuchten Schichten gelöst.

In der weiteren Umgebung des Uníner Waldes festgestellte Schotter und bunte Pelite stellen ein Äquivalent des basalen Untertortons dar. Für die Einreihung der Schichten in das Untertorton sind folgende Feststellungen bedeutungsvoll:

1. Die Schotter und bunte Tone enthalten keine autochthone Fauna, auf Grund deren man die stratigraphische Zugehörigkeit der Schichten bestimmen könnte.

2. Die untersuchten Schichten sind durch ihre unregelmässige fazielle Entwicklung und durch den lateralen Übergang der bunten Fazies mit den untergeordneten Schotterlagen bis in die Schotter-, Konglomerat- und Sandkomplexe mit untergeordneten Einlagen bunter Pelite, mit dem basalen Untertorton des Gebietes von Gbely und Brodské sichtbar lithologisch übereinstimmend.

3. In der bunten obertortonischen Serie wurden in keinem Fall Schotterlagen festgestellt.

4. Südlich und nördlich von der Störung von Farské wurde eine Auskeilung des Obertortons in der östlichen Richtung erwiesen.

Dort, wo die bunten obertortonischen Schichten unmittelbar auf das basale Untertorton transgredieren, ist die Feststellung der Stratigraphie problematisch. Weiter in der östlichen Richtung ist bloss das Untertorton entwickelt.

Analog, wie auf der Lakšárer Elevation, beeinflussen die Mächtigkeit des Untertortons die Brüche in der SSW—NNO Richtung, die ihrer Gründung nach vorobertortonischen Alters sind.

Im basalen Untertorton des Gebietes Gbely—Brodské—Rabensburg wurden Überdrücke der Wässer festgestellt, die durch den artesischen Überdruck infolge der Verbindung mit den relativ höher liegenden Austrittsstellen im weiteren Gebiete des Uníner Waldes zufriedenstellend erklärt sind.

Die erwiesene Verbindung des basalen Untertortons des Gebietes von Brodské und Kúty mit dem Rand, ermässigt bedeutend die Perspektivität dieser Schichten vom Standpunkte der Erdölführung. Der hydraulische Faktor ist da sehr stark und äussert sich negativ bei den Prozessen der Akkumulation der Bitumina.

In der südlichen Richtung ist das Gebiet von Gbely und die weitere Umgebung des Uníner Waldes durch die Störung von Farské begrenzt. Westlich von Gbely (das Gebiet des Grabens von Kúty) ist die Syngenese des Systems der Störung von Farské für das Obertorton, Sarmat und Pannon deutlich erwiesen.

Die Gebiete der Elevation von Štefanov, Bišťava, Kovalov stellen für das Untertorton die Elevationsgebiete dar; das Untertorton lagerte sich da entweder gar nicht ab, oder es wurde denudiert.

Das Obertorton keilt sich in der östlichen Richtung aus. Die Linie der Null-Mächtigkeit verläuft über den Scheitelteil der Elevation von Štefanov in der nördlichen Richtung in das Gebiet zwischen Unín und Petrova Ves.

Aus dem Tschechischen übersetzt von F. Návara

VÁCLAV ŠPIČKA

NĚKOLIK NOVÝCH POZNATKŮ KE GEOLOGII OKOLÍ LÁZNÍ SMRDÁKY

(Německé resumé)

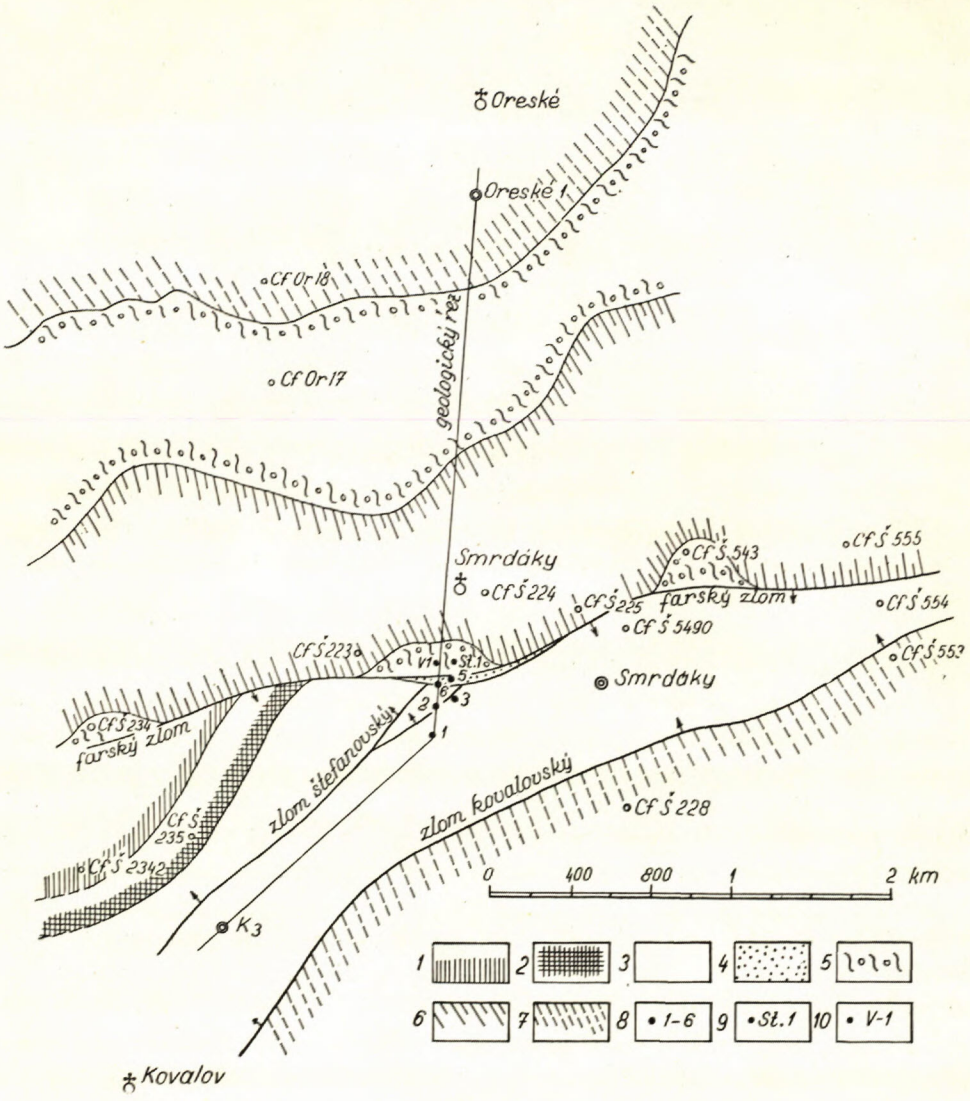
Úvod

Oblasti Smrdáků byla věnována vzhledem k významu jejich léčivých vod značná pozornost. Základní výzkum širší oblasti provedli Matějka A. — Kodym O. (1923, 1937), geologické poměry lázní poprvé blíže zhodnotili J. J. Jahn a E. Schnabel (1923), A. Matějka (1938), J. Janáček (1954). Starší práce zhodnotili J. Janáček — J. Janák (1955) a T. Buday (1956), a proto nepodávám jejich rozbor. Nový průzkum v oblasti zpracoval J. Hromec (1958).

Na podkladě výzkumné vrtby Cf-6 prokázali J. Janáček — J. Janák (1955), že primárním zdrojem léčivých vod je písčito-štěrkový horizont, který kladou do burdigal-helvetu pokleslé kry. Udávají, že je ekvivalentní se štefanovskými písky oblasti Štefanov, neuvádějí však, kterému jejich intervalu odpovídají.

Pod pojmem *štefanovských písků* byly označovány písčité obzory svrchního helvetu i spodního burdigalu (dle dnešní stratigrafie) a byly řazeny souhrnně do svrchního helvetu. Teprve po srovnání s oblastí týneckou byl rozlišen svrchní helvet (jeho písky jsou ekvivalentní s tzv. týneckými písky) od burdigalu (na jeho bázi je písčitý komplex zvaný štefanovský). Ze stratigrafických nejasností vyplynul pak chybný závěr, že na cf- vrtbách ve kře S od farské poruchy byly zastiženy hlubší vrstvy než na vrtbě Cf-6. Ve skutečnosti zastihly tyto vrtby pouze nejvyšší svrchnohelvetské vrstvy na Cf-6 denudované a do burdigalu nedošly.

Tektoniku užší oblasti Smrdáků řeší autoři pouze systémem farské poruchy (nazývají ji zlomem šaštínským) a dále tzv. příčnými zlomy. Též J. Hromec (1958) připisuje význam pouze farské poruše, příčné zlomy však neuvádí.



Obr. 1: Geologická situace výzkumných vrtů v okolí lázní Smrdáky.

1 — svrchní pannon; 2 — spodní pannon — zóna F; 3 — nižší spodní pannon; 4 — sarmat; 5 — spodní torton — štěrky a pestré pelity; 6 — sarmat (denudační zbytky, v podloží příp. spodní torton) a svrchní helvet III. pásmo; 7 — svrchní helvet — III. pásmo.

Neujasněnost stratigrafického postavení písčito-štěrkového obzoru a tektonických poměrů se ukázala též po výsledku vrtby Smrdáky-1. Byla správně rozpoznána ekvivalence pískového obzoru s obzorem vrtby Cf-6. Interpretovaná tektonika oblasti nevysvětlila však uspokojivě rozdíl v uložení obzorů na obou vrtbách. Bylo mylně předpokládáno, že matečným zdrojem léčivé vody je vysoká kra, kde můžeme očekávat dva analogické obzory pod sebou (J. Hromec 1958).

Stratigrafické výzkumy T. Budaye — I. Cíchy (1956) z oblasti Oreského a na podkladě nich nové zařazení vrstev v podloží svrchního helvetu do spodního burdigalu v oblasti Štefanova, Smrdáků (Cícha I. — Zapletalová I. 1958) spolu se stratigrafickým přehodnocením štěrků a pestrých pelitů v širší oblasti Unínského lesa (T. Buday 1956, V. Špička 1958) a novými tektonickými poznatky z oblasti Štefanova umožňují podat nový přesnější obraz geologických poměrů okolí lázní Smrdáky.

Poznatky o dosavadních vrtbách

Hlavní poznatky o geologických poměrech oblasti Smrdáků přinesly výzkumné sondy, vrtba Smrdáky-1, Kovalov-3, Oreské-1 a lázeňské studny, které zjistily tyto geologické profily:

Vrtba Smrdáky-1
— 70 m — pannon
— 194 m — sarmat
— 431 m — svrchní helvet — III. pásmo
— (588 m) — spodní burdigal

V hloubce 543—588 m je spodní burdigal tvořen písky a pískovci s polohami slepenců. Jedná se o písčitý komplex, který je v mocnosti až přes 100 m vyvinut v oblasti štefanovské elevace. Nazýváme jej štefanovským pískem.

Sonda Cf-1
— 98,8 m — spodní pannon
— 140,0 m — spodní sarmat
——————— zlom ———————
— 201,0 m — svrchní helvet — III. pásmo

Sonda Cf-5
— 38 m — spodní sarmat
— ca 100 m — svrchní helvet
—————— hlavní farský zlom ———
— (122 m) — spodní burdigal

Sonda Cf-6
— 30 m — spodní pannon
——————— farský zlom ————
— 65m — svrchní sarmat
—————— štefanovský zlom ———
— ca 160 m — svrchní helvet — III. pásmo
——————— hlavní farský zlom ———
— (301 m) — spodní burdigal

Spodní burdigal je v intervalu 266, — 301 m tvořen písky s polohami slepenců a slinitých jílů. Jedná sa nepochybně o štefanovský písek. Byl vrtbou zastižen ve srovnání s vrtem Sm-1 o 275 m strukturně výše.

Pokusná vrtba z r. 1929 (v I): — (54 m) — spodní torton — štěrky a písky (dříve sarmat)

Vrtba Oreské-1: — 159 m — svrchní helvet — III. pásmo
— 197 m — spodní burdigal
— 312 m — flyš

Štefanovskému písku odpovídá obzor v hloubce 174—197 m.

Hlubinná vrtba Kovalov-3 (mezi Smrdáky a Kovalovem)
— 130 m — pannon
— 255 m — sarmat
— 590 m — svrchní helvet — III. pásmo
— 765 m — spodní burdigal
— 845 m — bradlové pásmo

Štefanovský písek byl navrtán v hloubce 670—725 m.

Stratigrafie vrtů K-3, Or-1, SM-1 byla stanovena na podkladě výsledků mikrostratigrafického rozboru I. Zapletalové, stratigrafie ostatních vrteb dle rozboru K. Slavíkové (J. Janáček — J. Janák, 1954).

Na vrtech Cf-5 a Cf-6 byl zastižen svrchní helvet i spodní burdigal. Vrtba Cf-6 navrtala štefanovský písek, který patří k bazálním vrstvám spodního burdigalu. Dle J. Janáčka — J. Janáka (1954) byl na obou vrtbách zastižen význačný obzor, charakterizovaný druhem *Chilostomella ovoidea*, který patří zřejmě do spodního burdigalu. Ze zjištěné mocnosti svrchního helvetu na vrtbě Smrdáky-1 je zřejmé, že hranice helvet-burdigal je na těchto vrtbách tektonická. Vrtby prošly hlavním farským zlomem z helvetu kovalovské kry do burdigalu vyšší kry.

V nadloží svrchního helvetu byl na Cf-5 navrtán spodní sarmat, na Cf-6 svrchní sarmat a spodní pannon, ve srovnání s kovalovskou krou v malé mocnosti. Tuto okolnost můžeme vysvětlit jedině odštěpným zlomem farské poruchy a zlomem štefanovským.

Stratigrafie oblasti

Na stavbě neogénu oblasti se podílejí pannon, sarmat, spodní torton, svrchní helvet a spodní burdigal.

Podložím neogénu v užší oblasti Smrdáků je bradlové pásmo; jižně od něho svrchní křída brezovské deprese, severně od něho flyš bělokarpatské jednotky. Průběh tektonických jednotek v podloží neogénu a průběh hlavních tektonických linií je zřejmý z mapy T. Budaye (1958).

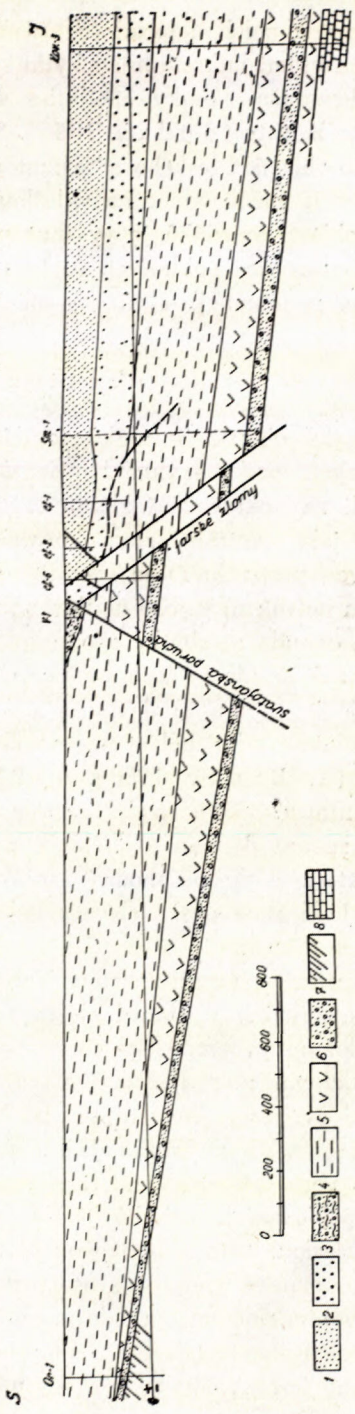
Svrchní helvet je tvořen zelenavěšedými jemně až silně jemně písčitými slinitými jíly, převážně nedokonale vrstevnatými. Patří pravděpodobně do III. pásma; detailní zařazení bude však možné teprve po korelaci helvetu v celopánevním měřítku.

Spodní burdigal tvoří ve svrchní části převážně šedé slinité jíly, vrstevnaté, s úklonem vrstev 25—30°, místy s hojnými zbytky ryb; v jejich podloží pak převážně písky až pískovci a slepenci (štefanovský písek). Spodnoburdigalské stáří vrstev prokázali I. Cicha — I. Zapletalová (1958).

Spodní torton je tvořen písky a štěrky [označené T. Budayem (1956) jako *čupské*], které přecházejí v širší oblasti Unínského lesa laterálně do pestrých pelitů. Štěrky byly původně kladený do sarmatu a byly považovány za ekvivalent pískové a štěrkové polohy na bázi sarmatu. Stratigrafickou příslušnost do spodního tortonu prokázal V. Špička (1958). V užší oblasti Smrdáků byly štěrky navrtány v lázeňských studnách a na některých cf-vrtbách v blízkosti farské poruchy; J. Janáček—J. Janák (1954) předpokládali, že jsou vázány na mezikru, tvořenou zlomy farského systému.

Novým předhodnocením jsme zjistili odlišné poměry. Spodnotortonské štěrky jsou vyvinuty pouze ve kře Unínského lesa. Jednotlivé výskyty při tom nejsou souvislé, nýbrž v oblasti Oreského a Smrdáků se jedná o lokální denudační zbytky. Z analogie z oblasti lakšárské elevace (T. Buday — V. Špička 1958) můžeme předpokládat, že i zde je mocnost spodního tortonu postsedimentárně ovlivněna poruchami předsvrchnotortonského stáří, směru SSZ—JJV. Okolnost, že J od farské poruchy, v mladé příkopové propadlině, ani na vysoké kře kovalovského zlomu není spodní torton zastoupen, při čemž byl ve velkých mocnostech zjištěn v těsné blízkosti farské poruchy, S od ní, svědčí na to, že sedimentace spodního tortonu je vázána na depresi omezenou na J zlomem s úklonem k S. Zlomové omezení tvoří svatojánská porucha, která byla prokázána s výškou skoku na bázi svrchního helvetu v min. hodnotě 500 m S od štefanovské elevace a pokračuje do této oblasti.

Sarmatská transgrese začíná, jak upozorňuje J. Hronec (1958), shodně s oblastí unínskou (T. Buday 1956) cca



Obr. 2: Geologický řez Oreské—Smrdáky.

1 — spodní pannon; 2 — sarmat; 3 — spodní torton — písky, štěrky, pestré pelity; 4 — svrchní helvet — III. pásmo; 5 — spodní burdigal; 6 — štefanovský písek; 7 — flyš bělokarpatské jednotky; 8 — bradlové pásmo.

5 m mocnou polohou bazálních štěrků a písků. J od farské poruchy je sarmat zastoupen všemi mikrofaunistickými zónami, ve kře Uníneckého lesa jsou vyvinuty pouze denudační zbytky spodního sarmatu v nadloží spodního tortonu resp. svrchního helvetu (B u d a y 1956). Směrem k S stoupá svrchnohelvetské podloží příkře do oblasti Oreského a sarmat zde není vyvinut.

Pannon je vázán pouze na vkleslou kru mezi farským a kovalovským zlomem. V užší oblasti Smrdáků je vyvinut pouze bazální spodní pannon. Vyšší spodní pannon, v nejvíce pokleslých částech při farském zlomu zóna F a pestrá série svrchního pannonu, jsou vázány na území Z od štefanovského zlomu.

Tektonika oblasti

Tektonika oblasti Smrdáků je dána několika zlomovými poruchami. Je to předně zlom farský a zlom kovalovský [J. J a n á č e k — J. J a n á k (1958) je pokládali za pokračování zlomu šaštínského a lakšárského a zlom štefanovský označili jako centrální zlom kovalovský], které omezují vkleslou kru (úzkou příkopovou propadlinu) se spodním pannonem a sarmatem od ker vysokých se svrchním helvetem; v jeho nadloží je ve kře Unínského lesa zastoupen též spodní torton a denudační zbytky spodního sarmatu (T. B u d a y 1956). Výška skoku obou zlomů je zde měřena na povrch helvetu cca 200 m. Zlom štefanovský se přibližuje ke zlomu farskému a pokračuje za ním do oblasti J od Oreského, kde odděluje svrchní helvet na vysoké kře od sarmatu a spodního tortonu na kře pokleslé (T. B u d a y 1956). Z od Smrdáků odděluje tento zlom kru pokleslou se svrchním a vyšším spodním pannonem od kry vyšší, na níž je vyvinut pouze bazální spodní pannon a ke které patří též užší oblast Smrdáků. Dle průběhu zlomu, který je zhruba shodný s průběhem bradlového pásma, a podle některých zjištění J od štefanovské elevace nelze vyloučit, že tento zlom vznikl mezi helvetem a tortonem.

Dle zjištění v území Petrova Ves—Letničie do zkoumané oblasti probíhá též zlom svatojánský. V oblasti štefanovské elevace jsou prokázány podle svatojánského zlomu významné poklesové pohyby v období mezi tortonem a helvetem. Činnost zlomu se projevuje postsedimentárně různou denudací a tím i různou mocností svrchního helvetu na pokleslé a vysoké kře. Zlom zde má na bázi helvetu výšku skoku minimálně 500 m; probíhá paralelně s farskou poruchou, která jej porušuje. Kra S od farské poruchy, pro mladší neogén vysoká, je v důsledku poklesových pohybů podle svatojánské poruchy pro helvet a burdigal krou pokleslou. Tato zjištění jsou platná též pro zkoumanou oblast.

Ve zkoumaném území se svatojánský zlom na povrchu neprojevuje. Jeho dalším pokračováním směrem východním může být zlom, zjištěný T. B u d a y e m (1956) severně od Rohova. Dle rozšíření spodního tortonu v okolí lázní a v širší oblasti Unínského lesa svatojánský zlom mohl zde být činný až do počátku svrchního

tortonu. V mladším neogénu se svatojánský zlom v tomto území neobnovil. Tím si můžeme vysvětlit, že nebyl dosud ve stavbě oblasti uvažován. Zlom probíhá paralelně s farskou poruchou, v její těsné blízkosti.

V bližším okolí lázní Smrdáků se tedy sbíhají tyto velké poruchové linie: 1. *zlom farský s úklonem k J;* 2. *zlom svatojánský a štefanovský s úklonem k S.*

Tektonický styk těchto zlomových linií je dán jejich vzájemným porušováním. Hlavní zlomy jsou doprovázeny menšími poklesy, kterými můžeme zčásti vysvětlit rychlé změny v mocnosti sarmatu, které zde byly zjištěny. Tyto zlomy nemají pro stavbu oblasti zásadní význam, jenom doprovázejí, resp. vyrovnávají poklesy podle hlavních zlomů. Sem by patřily též příčné zlomy interpretované J. Janáčkem — J. Janákem (1954). Nemůžeme zde vyloučiti ani staré JJV—SSZ zlomy, známé v širší oblasti Unínského lesa. V užším okolí lázní Smrdáků se nám však žádný zlom tohoto systému nepodařilo dosud jednoznačně identifikovat.

Výše uvedené zlomové poklesy vytvořily neobyčejně složitou tektonickou stavbu okolí lázní Smrdáků, kterou prakticky nelze detailně vyřešit. V sarmatu a mladším neogénu člení farská porucha zkoumané území na kru vysokou (oblast Unínského lesa) a na úzkou příkopovou propadlinu J od ní (kovalovská deprese), omezenou k jihu okrajovým zlomem kovalovským. Ve svrchním helvetu a burdigalu je obraz komplikovanější. Nejvyšší je mezikra mezi farskou poruchou a svatojánským, resp. štefanovským zlomem, kra J od farské poruchy (kovalovská deprese) a kra S od svatojánského, resp. štefanovského zlomu (oblast Unínského lesa) jsou hlubší: (viz geol. řez).

V kovalovské depresi byl burdigal navrtán vrtbou Smrdáky-1, v mezikře vrtbami Cf-5 a Cf-6. Ve kře Unínského lesa nebyl hlubší průzkum v bližším okolí lázní dosud proveden. Směrem S stoupají vrstvy do okolí Oreského, kde byl helvet včetně spodního burdigalu prozkoumán vrtbou Oreské-1.

Poznámky k hydrogeologii oblasti

Primárním zdrojem léčivé sirovodíkové vody lázní Smrdáků je *bazální písčitý obzor spodního burdigalu,* tvořený lithologicky vápnitými písky a pískovci s polohami drobnozrnných slepenců. Je ekvivalentní s tzv. štefanovským pískem, který v oblasti štefanovské elevace dosahuje mocnosti až přes 100 m.

Balneologicky nejcennější voda zjištěná vrtbami Cf-6 a Smrdáky-1 je vázána na kovalovskou depresi a na mezikru mezi farskou poruchou a svatojánským a štefanovským zlomem. Voda ze spodního burdigalu na vrtbě Oreské-1 jeví s ní genetickou podobnost, obsah sirovodíku je zde však mizivý. Tuto okolnost můžeme vysvětlit jedině blízkostí styku s povrchem. V užším okolí lázní Smrdáků můžeme předpokládat balneologicky cennou sirovodíkovou vodu též ve spodním burdigalu kry Unínského lesa.

Bazální spodnoburdigalský písčitý obzor, zv. štefanovským pískem je napájecím zdrojem lázeňských pramenů. Lázeňské prameny můžeme vysvětlit ve shodě s A. Matějkou (1938) a J. Janáčkem — J. Janákem (1954) vystupováním vod z burdigalu po zlomových plochách k povrchu. Jedná se tedy o *vzestupné prameny*, jejichž vznik je dán těmito okolnostmi:

1. Užší oblast lázní Smrdáků patří svou tektonickou stavbou k nejkomplikovanějším oblastem ve Vídeňské pánvi. Stýkají se zde významné linie — *zlom svatojánský* a *štefanovský*, které jsou porušovány zlomem opačného smyslu, *farskou poruchou*. Těmito zlomy a jejich vzájemným porušováním je podmíněna *silná tektonická roztříštěnost oblasti.*

2. Zlomy v burdigalu a helvetu nejsou těsné (J. Janáček — J. Janák 1955, M. Dlabač 1957) a umožňují vertikální migraci živic i vody k povrchu.

3. Při silné tektonické roztříštěnosti a netěsností dislokací v burdigalu a helvetu je pravděpodobné, že spodní burdigal kovalovské deprese i mezikry je propojen se spodním burdigalem oblasti Oreského, který má dále styk s povrchem; ten ovšem není přímý, poněvadž výchozy bazálního spodního burdigalu v této oblasti zjištěny nebyly (T. Buday 1956). Vody v blízkosti oblasti Oreského jsou znehodnoceny povrchovým ředěním, balneologická hodnota vod směrem na J, t. j. dále od předpokládaného styku s povrchem, vzrůstá. Vystupování vod směrem k povrchu v užším okolí lázní Smrdáky je podmíněno při netěsnosti zlomů artézským přetlakem vod, který není velký, poněvadž v oblasti Oreské a Smrdáky jsou poměrně malé výškové rozdíly.

Poznámky k perspektivnosti oblasti z hlediska živic

V užší oblasti Smrdáků můžeme rozlišit tyto dílčí tektonické jednotky:

1. úzká příkopová propadlina mezi farským a kovalovským zlomem, kterou můžeme považovat za severní ukončení kovalovské deprese. Omezení směrem k Z tvoří štefanovský zlom. Nadějnost této kry z hlediska živic byla prověřena ve vrcholové části vrtbou Smrdáky-1 a v nižší strukturní poloze vrtbou Kovalov-3.

Vrtba Kovalov-3: svrchní helvet je v nepříznivém lithologickém vývoji. Ve spodním burdigalu byl navrtán v hloubce 670—725 m štefanovský písek, který je zřejmě zavodněný. V jeho podloží byl zastižen v hloubce 748 až 753 m plynový obzor, který se již při čerpacím pokusu zavodnil. Jedná se pravděpodobně o čočkovitý obzor, vázaný na bazální spodnoburdigalské souvrství, které můžeme paralelizovat s bazálními vrstvami oblasti Štefanov. Vrtba skončila tedy s negativním výsledkem.

Vrtba Smrdáky-1: svrchní helvet je v nepříznivém lithologickém vývoji. Štefanovský písek byl navrtán ve srovnání s vrtbou K-3 ve vyšší strukturní poloze (cca o 100 m). Čerpací pokus byl negativní; byl zde zjištěn přítok slané siro-

vodíkové vody s obsahem uhlovodíků. V sarmatu byly navrtány 3 obzory, dle EK diagramu zhruba shodné povahy. Bazální sarmatský obzor byl vyzkoušen s negativním výsledkem, ve vodě byl opět zjištěn obsah uhlovodíků. Vrtba neprovrtala štefanovský písek a nepřinesla tedy žádné poznatky o bazálním souvrství.

2. Mezikra mezi farskou poruchou a svatojánským, resp. štefanovským zlomem byla prověřena s negativním výsledkem vrtbou Cf-6.

3. Kra Unínského lesa. Při regionálním stoupání vrstev směrem k S by bylo možno očekávat živice v oblasti Oreského. Spodní burdigal i přes vysokou strukturní polohu zde byl zjištěn vrtbou Oreské-1 jako negativní.

Užší oblast Smrdáků je tedy z hlediska živic negativní.

Stopy plynu (až 25 ml CH_4/1 l vody) ve vodách z vrtu v oblasti Smrdáků svědčí a tom, že tato oblast ležela ve směru regionální migrace živic z hlubších částí. Následkem silné tektonické roztříštěnosti oblasti a netěsnosti jednotlivých dislokací se zde nemohly vytvořit pasti pro akumulaci živic. Živice unikly na povrch a jejich zjištěné stopy představují pouze zbytková množství.

Závěr

Na stavbě bližšího okolí lázní Smrdáků se podílejí *pannon, sarmat, spodní torton, svrchní helvet* (pravděpodobně III. pásmo) a *spodní burdigal.*

Spodní burdigal je ve svrchní části tvořen šedými vrstevnatými vápnitými jíly, na jeho bázi je vyvinut písčitý obzor, regionálně sledovatelný, tvořený písky, pískovci a slepenci — tzv. štefanovský písek.

Spodní torton byl zastižen v lázeňských studnách. Je tvořen písky a štěrky, které v širší oblasti Unínského lesa přecházejí laterálně do pestrých pelitů. Spodní torton je vázán pouze na kru Unínského lesa, S od svatojánské a farské poruchy.

Sarmat je J od farské poruchy zastoupen všemi zónami, ve kře Unínského lesa jsou vyvinuty pouze denudační zbytky sarmatu spodního.

Pannon je vázán pouze na vkleslou kru mezi farským a kovalovským zlomem.

Ve zkoumaném území se sbíhají velké poruchové linie — farská porucha s úklonem k J, svatojánský a štefanovský zlom s úklonem k S. Svatojánská porucha je svým založením předtortonského stáří a ovlivňuje podstatně mocnosti svrchního helvetu. V mladším neogénu se pohyby podle ní neobnovily a proto není porucha na povrchu zřejmá. Tektonický styk zlomů je dán jejich vzájemným porušováním.

Zlomové poklesy vytvářejí neobyčejně složitou tektonickou stavbu okolí lázní Smrdáky. V sarmatu a pannonu člení farská porucha území na kru vysokou a na úzkou příkopovou propadlinu omezenou na J zlomem kovalovským. V helvetu a burdigalu je obraz složitější. Nejvyšší krou je mezikra mezi farskou poruchou a svatojánským, resp. štefanovským zlomem, kra J od farské poruchy i S od svatojánského zlomu je hlubší (viz mapa, geol. řez).

Primárním zdrojem léčivé sirovodíkové vody je bazální spodnoburdigalský obzor — štefanovský písek. Je napájecím zdrojem lázeňských pramenů, které byly zjištěny studnami vyhloubenými ve spodnotortonských štěrcích. Lázeňské prameny můžeme vysvětlit ve shodě se staršími pracemi vystupováním vod v burdigalu po zlomových plochách k povrchu. Jedná se tedy o vzestupné prameny, které jsou podmíněny netěsností dislokací v burdigalu a helvetu, silnou tektonickou roztříštěností oblasti a artézským přetlakem vod.

Z hlediska nafto- resp. plynonosnosti je oblast Smrdáků negativní. Následkem netěsnosti zlomů unikly živice na povrch. Stopy plynů zjištěné ve vodách představují pouze zbytková množství živic, které do této oblasti migrovaly.

Československé naftové doly,
Hodonín

LITERATURA

[1] Buday T., 1956: Zpráva o geologickém mapování s severovýchodní části dolnomoravského úvalu. Zpráva ÚÚG Praha, Zprávy o geologických výzkumech v r. 1955, Praha. — [2] Buday T. — Cicha I., 1956: Nové názory na stratigrafii spodního a středního miocenu Dolnomoravského úvalu a Považí. Geologické práce, Zošit 43, Bratislava. — [3] Buday T., 1958: Schema tektoniky Vídeňské pánve mezi obcemi Brodské, Brezovou a Zohorem (ve zprávě Buday T. — Špička V.: Geologická stavba a naftonadějnost širšího okolí lakšárská elevace. Zpráva ČND Hodonín. — [4] Cicha I. — Zapletalová I., 1958: Poznámky ke stáří basálních spodnomiocenních klastik v okolí Štefanova a Petrovy Vsi ve Vídeňské pánvi. Věstník ÚÚG, roč. XXXIII, č. 6. — [5] Dlabač M., 1957: Výzkum akumulace nafty a plynu v helvetu a burdigalu ve Vídeňské pánvi. Zpráva VÚN Brno. — [6] Hromec J., 1958: Závěrečná geologická zpráva hluboké strukturní vrtby Smrdáky — 1. Zpráva ČND Hodonín 1958. — [7] Jahn J. — Schnabel E., 1923: Slovenské lázně Smrdáky. Věstník Balneologické společnosti československé v Praze III, č. 1—5. — [8] Janáček J., 1950: Geologicko-hydrologická posouzení lázní Smrdáky a okolí. 2 zprávy: I. Návrh na jímání pitné a užitkové vody; II. Hydrologie sírných vod a návrh na jejich jímání z primárního zdroje. Nepublikováno. Archív Pov. zdravotníctva, Bratislava. — [9] Janáček J., 1954: Zpráva o hydrogeologickém průzkumu v lázních Smrdáky na Slovensku v r. 1953. Nepublikováno. Archív Pov. zdravotníctva, Bratislava. — [10] Janáček J. — Janák J., 1955: Hydrogeologická a geochemická studie vývěrů sirovodíkových minerálních vod v lázních Smrdáky na Slovensku. VÚN Brno. — [11] Matějka A., 1938: Geologické podmínky vývěrů slaných sirovodíkových pramenů v lázních Smrdáky na Slovensku. Praha, Věstník StGÚ XIV, č. 5—6. — [12] Špička V., 1958: K otázce stratigrafické příslušnosti štěrků a pestrých pelitů v širší oblasti Unínského lesa. Zpráva ČND Hodonín.

VÁCLAV ŠPIČKA

EINIGE NEUE ERKENNTNISSE ZUR GEOLOGIE DER UMGEBUNG VOM BADEORT SMRDÁKY

An dem Bau der näheren Umgebung von dem Badeort Smrdáky nimmt Pannon, Sarmat, Untertorton, Oberhelvet (wahrscheinlich die III. Zone) und Unterburdigal teil.

Das Unterburdigal wird im oberen Teil durch graue, schichtige, kalkige Tone gebildet, an

seiner Basis ist ein regional verfolgbarer sandiger Horizont entwickelt, der durch Sande, Sandsteine und Konglomerate — sog. Štefanover Sand, gebildet wird.

Das Untertorton wurde in den Badebrunnen angetroffen. Es wird durch Sande und Schotter gebildet, die in der weiteren Umgebung des Uníner Waldes in bunte Pelite übergehen. Das Untertorton ist bloss an die Scholle des Uníner Waldes, nördlich von den Störungen von Farské und Svätý Ján, gebunden.

Das Sarmat ist südlich von der Störung von Farské durch alle Zonen vertreten, in der Scholle des Uníner Waldes sind bloss die Denudationsüberreste des Untersarmats entwickelt.

Das Pannon ist bloss an die zwischen dem Bruch von Farské und Kovalov eingesunkene Scholle gebunden.

In dem untersuchten Gebiete laufen grosse Störungslinien — die Störung von Farské mit dem Fallen gegen Süden, die Brüche von Sv. Ján und Štefanov mit dem Fallen gegen Norden, zusammen. Die Störung von Sv. Ján ist ihrer Gründung nach vortortonischen Alters und beeinflusst wesentlich die Mächtigkeiten des Oberhelvets. Im jüngeren Neogen haben sich die Bewegungen längs ihr nicht erneut und deshalb ist sie auf der Erdoberfläche unsichtbar. Der tektonische Kontakt der Brüche wird durch ihre gegenseitige Störung gegeben.

Die Bruchsenkungen bilden einen ungewöhnlich komplizierten tektonischen Bau der Umgebung von dem Badeort Smrdáky. Im Sarmat und Pannon gliedert die Störung von Farské das Gebiet auf eine hohe Scholle und auf eine enge Grabenverwerfung, die im Süden durch den Bruch von Kovalov begrenzt wird. Im Helvet und Burdigal ist das Bild komplizierter. Die höchste Scholle ist die Zwischenscholle zwischen der Störung von Farské und Sv. Ján, resp. dem Bruch von Štefanov. Die Scholle südlich von der Störung von Farské und nördlich von dem Bruch von Sv. Ján ist tiefer (siehe die Karte, geolog. Profil).

Die primäre Quelle des H_2S-haltigen Heilwassers ist der basale unterburdigalische Horizont — Štefanover Sand. Er bildet die Speisungsquelle der Badequellen, die durch die in den untertortonischen Schottern vertieften Brunnen festgestellt wurden. Die Existenz der Badequellen kann man im Einklange mit den älteren Arbeiten durch das Aufsteigen der Wässer aus dem Burdigal auf den Bruchflächen zur Erdoberfläche erklären. Es handelt sich also um aufsteigende Quellen, die durch die Undichtung der Dislokationen im Burdigal und Helvet, durch starke tektonische Zersplitterung des Gebietes und durch den artesischen Überdruck der Wässer bedingt sind.

Vom Standpunkte der Erdöl-, resp. Gasführung ist das Gebiet von Smrdáky negativ. Infolge der Undichtung der Brüche sind die Bitumina auf die Erdoberfläche entwichen. Die in den Wässern festgestellten Gasspuren stellen bloss die Überreste der in dieses Gebiet migrierten Bitumina dar.

Tschechoslowakische Erdölbergwerke,
Hodonín

Aus dem Tschechischen übersetzt von F. Návara.

JÁN BEŇO

VÝSKYT BULANŽERITU A EVANZITU V NIŽNEJ SLANEJ

V rámci prieskumu sideritového ložiska v Nižnej Slanej, ktorý robí Geologický prieskum, autor tohto príspevku začal systematický výskum minerálov prítomných na ložisku — hlavne ich chemizmu a paragenézy. Súhrnný opis minerálov a ich vlastností bude možné podať iba po skončení prieskumu, ktorý potrvá niekoľko rokov.

Táto krátka práca sa zmieňuje o výskyte dvoch pomerne vzácnych minerálov v obvyklej paragenéze sideritových ložísk Spišsko-gemerského rudohoria.

Bulanžerit — $Pb_5Sb_4S_{11}$ (podľa Betechtina) bol nájdený vo vrtných jadrách z ložiskovej partie. Tvorí šedočierne vláknité chumáče v drúzových dutinách ankeritu. Je priamo narastený na kryštáloch ankeritu, sideritu a sfaleritu, ktoré tvoria spolu s galenitom zrnité agregáty v metasomatizovanom vápenci.

Pre nedostatok materiálu nemohla byť vyhotovená kvantitatívna chemická analýza.

Spektrálna analýza v laboratóriu VSRP v Spišskej Novej Vsi vykázala tieto prvky:

Hlavné	Vedľajšie	Stopové
Pb, Fe, Sb, Si	Cu, Zn, Al, Ca, Mg, Mn	As, B, Ba, Cr, Hg, Ti

Pre doplnenie makroskopickej identifikácie a zistenie štruktúrnych hodnôt sa vyhotovil röntgenometrický rozbor vzorky Debye-Scherrerovou metódou za použitia $K\alpha$ lúčov Fe-antikatódy s Mn-filtrom pri napätí 25 KV a anódového prúdu 22 mA v komôrke o priemere 64 mm. Doba expozície bola 6,5 hod. Intenzity čiar boli stanovené odhadom. Analýzu a vyčíslenie hodnôt vyhotovil inž. H r a b e v laboratóriu VSRP v Spišskej Novej Vsi.

Namerané hodnoty sú:

I	d	I	d*
3	3,96	3	3,89
10	3,62	10	3,71
2	3,21	6	3,21
2	3,02	5	3,02
7	2,75	9	2,81
6	2,28	6	2,33
2	2,13	5	2,14
1	2,06	3	2,06
2	1,984	2	1,967
8	1,855	8	1,861
4	1,735	7	1,757
1	1,488	2	1,465
2	1,374	2	1,378
1	1,353		
2	1,228		
1	0,971		

* Získané hodnoty boli zrovnané s hodnotami bulanžeritu z lokality Sullivanových baní v Br. Columbii, pričom sa hodnoty len nepatrne líšia.

Evanzit — $Al_3(OH)_6(PO_4) . n H_2O$ (podľa Čuchrova) v Nižnej Slanej bol hojný v starých dobývkach, vedených v oxydačnej zóne ložiska. Keďže tieto miesta dnes nie sú prístupné, preskúmali sa vzorky nachádzajúce sa v hojnom počte v Okresnom baníckom múzeu v Rožňave.

Vo všetkých prípadoch ide o povlaky, kôry evanzitu vyvinuté na horninovej drti alebo na limonite. Evanzity z Nižnej Slanej sú väčšinou bielej alebo slabozelenkavej farby, niekedy s modravým nádychom. Povlaky majú viac vrstvičiek rôznej farby. Povrch povlaku je silne lesklý, irizujúci. Amorfnosť minerálu dokázal autor röntgenometricky.

Z vyseparovanej čistej vzorky bola vyhotovená kvantitatívna chemická analýza v laboratóriu VSRP v Spišskej Novej Vsi s týmto výsledkom:

Zložky	*obsah v %*
P_2O_5	22,27
Al_2O_3	36,23
Fe_2O_3	stopy
CaO	0
MgO	0
SiO_2	3,04
H_2O	37,70
Spolu	99,24

Vzorka bola žíhaná do 600 °C.

Zvláštnosťou evanzitu z Nižnej Slanej je značne vysoký obsah P_2O_5 a nižší obsah Al_2O_3 oproti iným evanzitom známym z československých a svetových lokalít.

Geologický prieskum, n. p.,
Turč. Teplice

LITERATÚRA

[1] A. G. Betechtin: Kurz mineralogii, Moskva, 1951. — [2] F. V. Čuchrov: Kolloidy v zemnoj kore. — [3] Assuncao C. T. — Carrido I.: Tables pour la determination des mineraux au moyen des rayons X Lisbonne 1953. Moskva 1955.

MIROSLAV IVANOV

BÁZICKÝ VULKANIZMUS GELNICKEJ SÉRIE V GEMERIDÁCH

Bázické členy vulkanizmu v gelnickej sérii ostávali v problematike gemeríd až do nedávna otvorenou otázkou.

Vo väčšine prípadov bázické vulkanické členy, ktoré sa zistili pri geologickom mapovaní v gelnickej sérii, sa považovali za hypoabysálne formy vulkanizmu fylito-diabázovej série.

V poslednej dobe Fusán — Kantor (1954) však zistili, že severne od Čučmy sa nachádzajú diabázy spolu s tufogénnym materiálom priamo v gotlandských vápencoch. Išlo tu zrejme o extrúzie.

Neskoršie Máška (1956) v okolí Starých vôd pozoroval striedanie diabázového materiálu s pyroklastikami porfýrového vulkanizmu gelnickej série.

Obidve zistenia ma priviedli k názoru, že v gelnickej sérii okrem prejavov porfýrového vulkanizmu budú pravdepodobne v širšom meradle zastúpené i členy bázického vulkanizmu.

Terénne i laboratórne štúdiá, ktoré som vykonal v r. 1957—1959, tento môj predpoklad plne potvrdili.

Na základe týchto výskumov dospel som k záveru, že *bázický vulkanizmus v gelnickej sérii je široko rozšírený.*

Jeho počiatky spadajú do obdobia *extrúzií kyslých magmatických derivátov* v gelnickej sérii — teda do obdobia *vytvárania prakoveckého súvrstvia* a jeho ukončenie siaha až do gotlandu.

Väčšina prejavov tohto bázického vulkanizmu je však *syngenetická s porfýrovým vulkanizmom prakoveckého súvrstvia.*

Ide tu väčšinou o extrúzie malej intenzity, čoho výsledkom sú len menšie telesá, poprípade polohy týchto bázik medzi kyslými vulkanickými alebo sedimentárnymi členmi.

Medzi tieto bázické vulkanity gelnickej série priraďujem, pokiaľ som mal možnosť sa oboznámiť s príslušným materiálom, výskyty na SV od Rožňavských kúpeľov (oblasť kóty 779), výskyty Heckerovej, severne od Čučmy, severne od Júlie št. pri Vyšnej Slanej v zárezе cesty pri Vlachove (l. c. J. Chmelík) na Tureckej, oblasť Suchého vrchu, hrebeň JZ od Súľovej, výskyty južne od Švedlára a Starých Vôd a výskyt v údolí medzi Švedlárom a Mníškom ako aj výskyty južne od Sloviniek a na západ od Gelnice. Predpokladám však, že okrem spomínaných lokalít postupom času budú zistené i ďalšie výskyty.

Keď si všimneme bližšie geologickú mapu Spišsko-gemerského rudohoria, zistíme, že uvedené bázické prejavy vulkanizmu sa poväčšinou viažu na centrálnu časť gemeríd, lepšie povedané na pruh tiahnucí sa od Sloviniek a Gelnice smerom juhozápadným k Rožňave a Rožňavskému Bystrému.

Podľa môjho názoru predstavoval tento pruh v období ordoviku (?) (sedimentácia prakoveckého súvrstvia) *hlboké poruchové pásmo,* ktoré slúžilo ako mohutný prívodný kanál magmy kremitých porfýrov.

Spolu s týmito kyslými magmatickými derivátmi pri extruziách dostávali sa k povrchu hlbšie rozložené bázické členy magmatizmu.

Tieto bázické magmatické členy v gelnickej sérii považujem za *bázické diferenciáty — odštiepeniny magmy kremitých porfýrov.*

Po petrografickej stránke bázické členy vulkanizmu gelnickej série vykazujú značnú pestrosť.

Ide o *nedokonale diferencovanú magmu.* Medzi týmto vulkanizmom sú zastúpené typy porfýritové i typy melanokratných diabázov a menší počet prechodných variet.

Hlavným petrografickým zástupcom bázického vulkanizmu gelnickej série sú však porfýrity.

Tieto porfýrity sú spravidla horniny jemnozrnné, celistvého vzhľadu, šedozeleného zafarbenia, bez porfýrickej štruktúry.

Vplyvom prekonania dynamometamorfózy nachádzame u nich spolu primárnu i sekundárnu paragenézu minerálov.

Štruktúra týchto porfýritov býva reliktná — panhypidiomorfne zrnitá. K hlavným minerálnym zástupcom týchto hornín patria primárne plagioklasy, ktorých bázicita kolíše od kyslého labradoritu až po kyslý andezín. V celkovom objeme zaberajú okolo 60—65 %. Rozkladom plagioklasov vzniká v horninách sekundárny albit ako metamorfný produkt v asociácii s minerálmi epidot-zoizitovej skupiny a s kalcitom.

V menšej miere ako metamorfný produkt je prítomný sericit. Ako ďalší primárny minerál porfýritov je podradne zastúpený kremeň.

Pôvodné tmavé súčiastky v porfýritoch gelnickej série sa vo väčšine prípadov už nezachovali, takže stretávame sa tu len s ich metamorfným produktom, a to (Mg, Fe) penninom (ca 15 %).

Na základe reliktov dá sa zistiť, že pôvodne išlo o obecné amfiboly.

Z akcesorických minerálov v horninách tohto typu sú hojne zastúpené titanomagnetity a ilmenity, menej rutil a apatit.

K druhým, menej hojným zástupcom bázického vulkanizmu gelnickej série patria d i a b á z y.

Medzi týmito diabázmi nájdu sa typy melanokratnejšie (typ údolia na J od Starých Vôd—Čučma), i typy odpovedajúce normálnemu, stredne bázickému diabázovému vulkanizmu.

Podobne ako u porfýritov i u týchto diabázov stretávame sa vplyvom stredného štádia prekonanej dynamometamorfózy s bohatou primárnou i sekundárnou paragenézou minerálov.

Štruktúra týchto hornín býva diabázová — reliktná.

Hlavnými ich minerálnymi zástupcami na rozdiel od porfýritov sú tmavé súčiastky.

Pôvodne išlo o obyčajné amfiboly, ktoré pôsobením metamorfnej rekryštalizácie prekonávajú premenu cez aktinolit na chlorit (Mg, Fe — pennin). Percentuálne v celkovom objeme zaberajú okolo 65—80 % v závislosti od lokálnych diferenciačných podmienok.

Pomer obyčajného amfibolu k ich metamorfným produktom môžeme vyjadriť približne hodnotou 1 : 3 až 1 : 4.

K hore opísaným tmavým súčiastkam pristupuje v diabázoch tohto typu i trieskovitý tremolit a akcesorický mastenec.

Svetlé súčiastky sú medzi diabázmi gelnickej série zastúpené podradne.

Z pôvodných plagioklasov, ktoré podľa reliktov odpovedajú labradoru, pozorujeme dnes skoro výlučne len ich sekundárne produkty, menovite epidot, čiastočne sericit, kalcit a albit.

Okrem opísaných hlavných horninotvorných minerálov pre diabázy gelnickej série sú charakteristické Ti-minerály, ktoré sú zastúpené v pomerne hojnom množstve. Ide tu predovšetkým o tyčinkovitý, inde kostrovitý ilmenit, ďalej titanomagnetit, rutil a titanit (s leukoxenickými premenami). Z rudných minerálov býva tu ďalej prítomný pyrit (lokálne) a snáď spinel (?). (Jeho presnú identifikáciu pre ojedinelé indivíduá sme nemohli bezpečne určiť; lok. Čučma.)

V diabázoch tohto typu severne od Čučmy pozorujeme okrem opísanej paragenézy i hojnosť granátov (spesartin).

Vzhľadom na to, že tie isté granáty sa nachádzajú i v susedných gotlandských vápencoch, a že tieto granáty nevykazujú nijaké produkty metamorfnej rekryštalizácie, nepovažujem ich za syngenetické ale za produkt lokálnej látkovej migrácie roztokov pri metamorfno-metasomatických pochodoch v predmetných diabázoch a vápencoch.

*

Výsledky silikátových analýz

	Geol. zn.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	CaO	MgO	MnO	FeO	Fe_2O_3	P_2O_5	K_2O	Na_2O	$+H_2O$	$-H_2O$
1	XII(7)9	52,9	0,5	17,1	1,5	5,5	0,1	7,5	3,7	0,07	0,7	5,1	0,1	4,7
2	XII(5)9	47,5	0,8	15,4	5,8	5,9	0,1	7,6	3,1	0,2	0,2	4,3	0,1	8,5
3	XII	48,2	1,1	10,2	8,8	11,1	0,4	7,1	7,4	st.	0,2	0,6	0,01	5,2
4	XII(11)9	45,4	1,2	12,3	4,4	13,7	0,8	8,4	4,0	0,01	0,15	2,0	0,03	7,7

Zavarického hodnoty z výsledkov analýz

	Geol. zn.	a	c	b	s	á	f	m	c'	m
1	XII(7)9	12,4	1,9	23,6	62,1	15,3	44,4	40,3		91,0
2	XII(5)9	10,8	5,9	23,9	59,4		45,0	47,8	7,2	97,0
3	XII	1,7	5,7	36,8	55,9		36,2	51,0	12,8	87,0
4	XII(11)9	4,7	4,9	35,9	54,5	2,3	32,7	64,0		94,0

Pre porovnanie mineralogického zloženia členov bázického vulkanizmu gelnickej série s chemizmom a pre účely petrochemického štúdia uvádzam niže štyri silikátové analýzy a ich prepočty na Zavarického systém.

Analýzy vyhotovila M. Šulcová z GÚDŠ.

Prvé dve analýzy charakterizujú porfýrity (lok. 1: hrebeň JZ od Súľovej, na J od k. 893; lok. 2: hrebeň na S od Júlia št., SV od Vyšnej Slanej).

Druhé dve analýzy patria diabázom; lok. 3: výskyt medzi pyroklastikami, ca 2,5 km J od Starých Vôd; lok. 4: bočný hrebeň, ca 1 km JV od Starých Vôd.

Keď porovnávame tieto výsledky s mineralogickým zložením príslušných hornín, vidíme naprostú zhodu.

Podstatné petrochemické rozdiely vidíme medzi výsledkami silikátových analýz porfýritov a diabázov gelnickej série v hodnotách Al_2O_3, Na_2O, MgO a menej SiO_2. Vysoký podiel prvých dvoch kysličníkov u porfýritov je vyjadrený v mineralogickej forme vo vysokom podiele zastúpených bázických plagioklasov.

Naopak vysoký podiel MgO u diabázov je v súlade so zvýšeným (dominantným) zastúpením tmavých súčiastok.

V Zavarického prepočtoch horeuvedené rozdiely vyplývajú z hodnôt *a*, *b*, a v pomere *f* a *m* u doplňujúcich koeficientov. Pomer zastúpenia SiO_2 k ostatným minerálnym zložkám, v opísaných oboch typoch hornín, vykazuje len menšie rozdiely (porovnaj hodnotu *S*). Spoločným znakom oboch typov hornín je však vysoká prevaha Na_2O nad K_2O, vyjadrená hodnotou *n* (ktorá sa pohybuje priemerne nad 90).

Nakoniec na tomto mieste chcem poukázať na pozoruhodnú skutočnosť, preukázanú i mineralogicky — na zvýšený podiel TiO_2 v diabázoch v porovnaní s porfyritmi.

LITERATÚRA

[1] Kantor J., 1953: Mangánové ložisko pri Čučme. Rukopis. — [2] Máška M., 1956: O gelnické fylit-diabázové a pipitské serii v rámci stavby Spišsko-gemer. Rudohoří. Rukopis. — [3] Zavarickij A., 1950: Vvedenie v petrochimiju izveverženych gornych porod. Moskva.

BLAHOSLAV ČÍČEL—JOZEF FORGÁČ

ALUNOGÉN A KYSLÉ SÍRANY ŽELEZA Z PUKLÍN V ANDEZITOCH PRI NIŽNEJ MYŠLI

(Anglické resumé)

Sekundárne minerály, hlavne sírany sú podrobnejšie spracované iba z lokalít Smolník a Dubník. V poslednom čase vyšli podobné práce o lokalite Banská Belá. Nedostatočne sú však spracované výskyty sekundárnych minerálov na menej pestrých a bohatých lokalitách, roztrúsených po celom Slovensku. Ide najmä o puklinové minerály, ktoré stretávame v lomoch na vyvrelé horniny. V našej práci je mineralogický rozbor puklinového minerálu v Nižnej Myšle.

Charakteristika materskej horniny

V juhozápadnej časti Prešovsko-tokajského pohoria, východne od Nižnej Myšle je miestny lom v pyroxenickom andezite, t. č. opustený.

Andezit je 5,25 km v predĺžení tektonickej poruchy priebehu 15 W/80 E, ktorá vystupuje JV od Skaroša v doline Maróka a je viditeľná v záreze lesnej cesty. Je na styku andezitového pyroklastika s ryolitovými tufitmi.

V kameňolome pozorovať tektonické podrvenie andezitu. Na menej porušených častiach má andezit lavicovitú odlučnosť (N 75 E/25 SE). Na poruchách je andezit rozdrtený v šírke niekoľkých cm až dm. Na jednom mieste vidno rýhovanie, ktoré vzniklo pri pohybe uvoľneného susedného andezitového bloku.

Sekundárne minerály sú na miestach tektonicky porušených vo forme náletov, slabých kôr a rôznych útvarov pórovitej textúry. Majú bielu, svetlooranžovú, nazelenalú, prípadne zelenú farbu.

Základná hornina má sivú farbu s nepravidelnou štiepnou plochou a ostrou štiepnou hranou. Jej štruktúra je porfýrická s hyalopiliticko-pilotaxickým vývojom základnej hmoty. Porfýrické výrastlice tvorí plagioklas, rhombický a monoklinický pyroxén.

Plagioklasy sú vo vývoji allotriomorfnom a hypidiomorfnom. Bázickosťou odpovedajú andezín-labradoritu ($Ab_{54}An_{46}$ — $Ab_{32}An_{68}$) podľa symetrickej zóny. Sú

znečistené drobnými uzavreninami magmatického roztoku, ktorý strhli z okolia v dobe kryštalizácie. Na obvode jedincov sú slabé znaky natavovania.

Rhombický pyroxén vystupuje väčšinou bez kryštalografického obmedzenia, alebo v podobe krátkych, miestami korodovaných stĺpikov. Niekedy je obklopený úzkou zónou, ktorú tvoria drobné jedince monoklinických pyroxénov. Podľa pleochroizmu a uhlu zhášania odpovedá hypersténu.

Monoklinický pyroxén má podobný vývoj ako hyperstén. Je v hornine oveľa viac zastúpený ako rhombický pyroxén. Časté sú dvojčatné zrasty a zoskupovanie viac jedincov. Vlastnosťami odpovedá augitu až diopsidickému augitu.

Základná hmota je zložená z mikrolitov a drobných jedincov plagioklasu, pyroxénov a magnetitu.

Klasifikáciu materskej horniny podľa chemizmu obsahuje tab. 1. Podľa mineralogického zloženia hornina prináleží augit-augit-diopsit-hyperstén-andezitu.

Tabuľka 1.

Chem. analýza		Hodnoty podľa Niggliho				Hodnoty podľa Zavarického			
SiO_2	58,15	alk	8,17	Q	143747	A	90,	f′	44,07
TiO_2	,53	c	26,13	L	77,31	C	142	m′	54,80
Al_2O_3	19,13	fm	31,76	M	48,18	B	177	c′	1,13
Fe_2O_3	1,10	si	33,94	π	,61	S	975	n	64,44
FeO	4,45	si	175,87	γ	,01	N	1384	t	,61
MnO	,07	al-alk	25,77	ω	3,69	a	6,50	φ	7,91
MgO	3,93	qz	43,19	α	,54	c	10,26	Q	17,64
CaO	8,10	k	,36	c/fm	,82	b	12,79		
Na_2O	1,80	mg	,55			s	70,45		
K_2O	1,45	al-fm	2,18						
P_2O_5	,12	Hornina prináleží:				Hornina prináleží:			
H_2O	0,32	magma kremitého dioritu				trieda 2			
H_2O	1,10	peleelitická				skupina 6			
	100,16	magma kvarcdioritická							
		typ fonalitický							

Chemickú analýzu urobila M. Šulcová.

Mineralogicko-chemickým zložením sa zhoduje s andezitom, ktorý vystupuje v kameňolome JV od Skaroša, a s andezitom z Kőszalu.

Pre mineralogický rozbor sme vybrali tri vzorky sekundárnych minerálov, ktoré boli podrobené chemickej, termickej, röntgenografickej a spektrálnej analýze. Z výsledkov sme vypočítali mineralogické zloženie síranov.

Chemická analýza. Chemické analýzy vzoriek sme robili klasickými

vážkovými metódami. K_2O a Na_2O boli stanovené plamenným fotometrom. TiO_2 a MnO kolorimetricky. Vzorky analyzovala M. Šulcová. Výsledky analýz sú v tab. 2.

Tabuľka 2.

Zložka	1	2	3
SiO_2	13,67	1,18	,74
TiO_2	,30	st	st
Al_2O_3	1,72	11,43	10,91
Fe_2O_3	33,46	2,96	2,41
FeO	,43	3,42	4,30
MnO	,01	,04	,03
CaO	,97	,90	,72
MgO	,38	,59	
K_2O	,75	,05	,003.
Na_3O	,90	,10	,05
P_2O_5	,01	st	st
SO_3	15,43	45,31	45,17
H_2O do 200 °C	13,34	32,98	33,63
H_2O nad 200 °C	18,37	,52	,86
	99,74	99,48	99,203

Porovnávať výsledky analýz vzoriek z Nižnej Myšle s chemickými analýzami alunogénu, ktoré uverejnili iní autori, nie je potrebné, lebo naše vzorky obsahujú dosť veľké množstvo kyslých síranov dvoj a trojmocného železa.

Spektrálna analýza. Výsledky kvalitatívnej spektrálnej analýzy s odhadom množstva prvku podľa intenzity sčernania čiar prehľadne udávame v tab. 3.

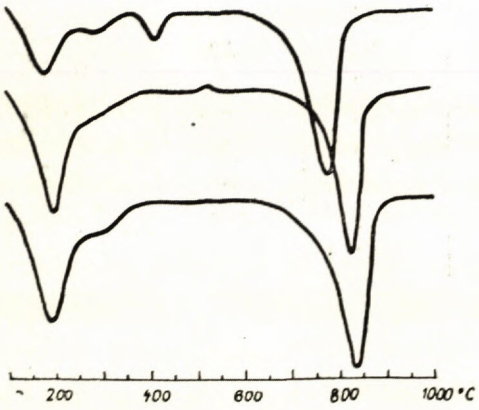
Tabuľka 3.

Vzorka	Zložky základné (100—1 %)	Zložky prímesné (1—0,01 %)	Zložky stopové (0,01—0,0001 %)
1	Fe, Si, Al	Ca, Mg, Na, Ti, Ba, Sr	V, Ag, Mn, Pb, Ga, Cu, Zn?, Zr, Cr
2	Fe, Al, Si	Mg, Ca, Ba, Mn	Cu, Na, Ti, Co, Be, Ag, Zr, Zn?, Ni, Sr, Cr
3	Fe, Al, Si	Mg, Ca, Mn	Na, Ti, Co, Pb, Cu, Ag, Zn? Zr, Ni, Ba, Sr, Cr

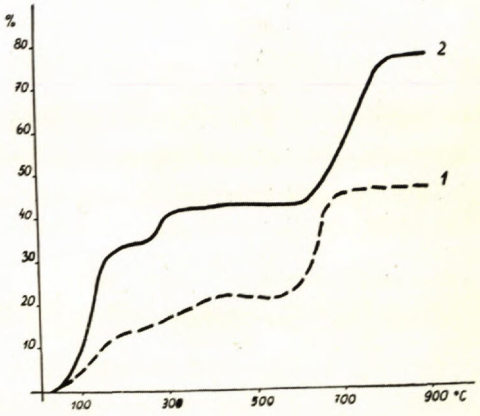
Analýzy boli urobené na veľkom kremennom spektrografe HILGER v rozsahu spektra 2500—6000 A.

Výsledky spektrálnej analýzy jasne ukazujú, že materskou horninou vznikajúcich síranov boli intermediárne až bázické horniny. Dôkazom je prítomnosť V, Ni, Co a Cr, kým z prvkov kyslej magmy je prítomný iba Zr. Neočakávaný je výskyt Be vo vzorke 2 a pomerne dosť vysoký odhad obsahu Ba vo vzorkách 1 a 2.

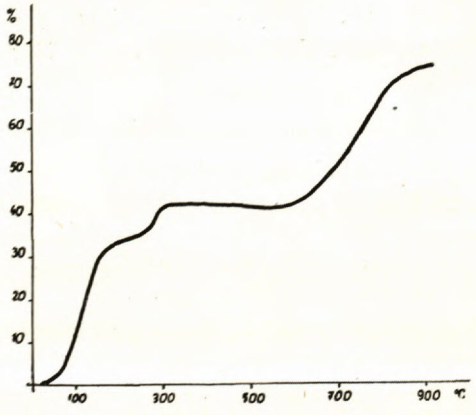
DTA a dehydratačné krivky. Krivky diferenčnej termickej analýzy vzoriek z Nižnej Myšle sú na obr. 1. Charakter všetkých kriviek je rovnaký. Mení sa iba veľkosť odchýlky od nulovej polohy a teplota extrému sa mierne posunuje k vyšším teplotám u vzoriek 2 a 3. Tieto obsahujú viac vody a kysličníka sírového, ktorý uniká pri vyššej teplote.



Obr. 1. DTA krivka zmesí alunogénu a kyslých síranov.



Obr. 2. Krivka váhovej termickej analýzy vzoriek 1 a 2.



Obr. 3. Krivka váhovej termnickej analýzy vzorky 3.

Alunogén charakterizujú dve endotermné reakcie, ktoré sa prejavujú odchýlkou s extrémom okolo 170—200 °C a pri teplote 775 a 840 °C. Krivka váhovej straty pri zohrievaní ukazuje, že do 200 °C (krivka 1, obr. 2) stráca vzorka 1 na váhe 13,34 %, vzorka 2 (krivka 2, obr. 2) 32,98 % a vzorka 3 (obr. 3) 33,63 %. Stratu na váhe spôsobuje únik vody viazanej v alunogéne. Strata na váhe v rozmedzí teplôt od 550 do 900 °C je spôsobená rozkladom produktu dehydratácie alunogénu na kysličník hlinitý a sírový; SO_3 uniká. Celková strata na váhe vzorky 1 je 46,15 %, vzorky 2 celkom 76,99 % a vzorky 3 až 78,71 %.

Endotermnú odchýlku, ktorá má extrém pri teplote 290 °C, 320 °C a 280 °C pripisujeme rozkladu kyslých síranov dvojmocného železa. O ich prítomnosti a o porovnaní výsledkov mineralogického rozboru s výsledkami váhovej termickej analýzy bude reč v súhrnnej stati.

Na krivkách váhových zmien pri zohrievaní sme medzi teplotami 500—550 °C pozorovali pribúdanie na váhe; pri vzorke 1 bol prírastok 0,27 %, pri vzorke 2 — 0,33 % a pri vzorke 3 — 0,20 %. Pribúdanie na váhe spôsobuje oxydácia dvojmocného železa na trojmocné. Výsledky VTA sú nestechiometrické, lebo ich prekrýva začiatok uvoľňovania SO_3.

Podľa výsledkov termickej analýzy môžeme predpokladať, že rozklad alunogénu prebieha takto:

do 200 °C dehydratácia alunogénu; 200—600 °C síran hlinitý $Al_2(SO_4)_3$; 600—900 °C rozklad síranu hlinitého; nad 900 °C Al_2O_3.

Rozklad kyslých síranov železa:

do 250 °C	kyslé sírany železa;
250—320 °C	rozklad kyslých síranov na normálne;
320—500 °C	zmes normálnych síranov Fe^{2+} a Fe^{3+};
500—550 °C	oxydácia Fe^{2+} na Fe^{3+};
550—900 °C	rozklad $Fe_2(SO_4)_3$.

Otázku, či sú kyslé sírany železa hydratované alebo nie, sa nám nepodarilo rozriešiť.

R ö n t g e n o v á a n a l ý z a. Z empírického vzorca vypočítaného z chemickej analýzy vz. 3 je zrejmé, že ide o zmes minerálov — síranov, lebo formula

$$[(Fe^{2+}_{0,52}\, Fe^{3+}_{0,32}\, Al^{3+}_{1,9})\,(HSO^{1-}_4)_{2,27})\,(SO^{2-})_{2,73})]$$

sa ani len nepribližuje zloženiu niektorého zo známych minerálov.

Pre presnejšie stanovenie mineralogickej charakteristiky jednotlivých komponentov sme použili röntgenovú analýzu. Pre snímkovanie vzoriek sme použili filtrované Co Kα žiarenie, napätie 26 kV, prúd 25 mA. Expozícia 5 hod. Snímky metódou Debey-Schererovou sme robili v komôrke s priemerom 64 mm. Výsledky meraní sú v tabuľke 4. Porovnávacie údaje z prác E. P r z y b o r o v e j (1957) a V. I. M i c h e j e v a (1957).

Podľa dát v tab. 4, vzorka 1 neobsahuje alunogén, čo je zrejmé aj z chemickej analýzy. Obsahujú ho však vzorky 2 a 3. Zaujímavá je istá nezhoda medzi porovnávanými a tabuľkovými údajmi. Na röntgenových snímkach vzoriek 2 a 3 je podstatne viac čiar ako udávajú použité tabuľky. To by poukazovalo na prí-

tomnosť iného minerálu, ktorý sa nám nepodarilo identifikovať. Údaje nesúhlasia so žiadnou zo zlúčenín, ktoré by mohli prísť do úvahy [$Al_2(SO_4)_3$, $Fe_2(SO_4)_3 . H_2O$, $FeSO_4$, $FeSO_4 . H_2O$, $FeSO_4 . 3H_2O$, $FeSO_4 . 7H_2O$)].

Tabuľka 4.

Č	1		2		3		alunogén	
	d(hkl)	I	d(hkl)	I	d(hkl)	I	d(hkl)	I
1	5,03	1	5,06	1	5,02	1		
2			4,43	9	4,42	10	4,42	100
3	4,20	4						
4			3,99	1	4,01	1	3,95	60
5	3,71	2	3,70	1			3,67	30
6			3,51	5	3,50	1		
7			3,34	1			3,27	20
8							3,00	30
9	3,08	10	3,09	4	3,08	3		
10							2,84	8
11							2,75	6
12	2,70	1						
13	2,50	1	2,48	3	2,49	2	2,48	20
14	2,46	1						
15			2,33	1			2,34	12
16	2,26	2			2,27	1		
17							2,18	8
18			2,02	1	2,01	2	2,02	12
19	1,98	1					1,97	8
20			1,90	2	1,90	3	1,91	10
21	1,84	5	1,85	2	1,85	2	1,86	10
22			1,80	1	1,81	2	1,82	16
23							1,76	6
24	1,71	3	1,69	1	1,70	1	1,71	4
25							1,67	4
26	1,62	1	1,63	1	1,63	1		
27	1,58	1	1,59	1	1,58	1		

Mineralogické zloženie

Pri podrobnejšom štúdiu výsledkov chemických, termických a röntgenových analýz so vynorili niektoré zaujímavé skutočnosti, ktoré chceme demonštrovať na semikvantitatívnom výpočte mineralogického zloženia vzorky 3.

Z chemickej analýzy vidno, že ide o vodnatý síran železnato-železitý-hlinitý. Pri výpočte empírického vzorca sme zistili, že podľa chemickej analýzy je vo vzorke absolútny nedostatok katiónov. Suma ekvivalentov katiónov je 0,8721, kým počet ekvivalentov aniónu SO_4^{2-} je podľa analýzy 1,1280. Po kontrole chemickej analýzy sme boli nútení predpokladať prítomnosť H^{1+}, t. j. prítomnosť kyslých síranov HSO_4^{1-}. Empírický vzorec vzorky 3 je v predchádzajúcej stati. Za predkladu, že ide o zmes síranov, a nie o nový minerál, je možná prítomnosť zlúčenín $Fe_2(SO_4)_3$, $Fe(HSO_4)_3$, $Fe(HSO_4)_3$, $FeSO_4$, $Fe(HSO_4)_2$, $Al_2(SO_4)_3$ a $Al(HSO_4)_3$. Podľa výsledku röntgenovej analýzy je vo vzorke prítomný vodnatý síran hlinitý — alunogén, $Al_2(SO_4)_3 . 18\,H_2O$. Ak považujeme všetok Al_2O_3 prítomný vo vzorke za súčasť alunogénu, vychádza stechiometricky pre jeho obsah 71,61 %. Zlúčenina obsahuje 25,70 % SO_3. Ak by sme počítali dvoj- a trojmocné železo, ktoré je viazané vo forme normálnych síranov, na jeho viazanie by bolo treba 4,73 a 3,62 % SO_3. Neviazané ešte ostáva 11,12 % SO_3, t. j. viac ako množstvo potrebné na viazanie dvoj a trojmocného železa spolu. Ak predpokladáme prítomnosť kyslého síranu železnatého a železitého, zvyšok neviazaného SO_3 klesne na 2,77 %, ktorý sa viaže na prítomný CaO a MgO.

Podľa tejto úvahy a výpočtu je mineralogické zloženie vzorky 3 toto: alunogén — 70 %; kyslý síran železitý — 10 %; kyslý síran železnatý — 15 %; ostatné — 5 %.

Správnosť mineralogického zloženia sme kontrolovali porovnaním výsledkov stechiometrického výpočtu a váhovej termickej analýzy.

zložka	*stech. výpočet*	*VTA*
hydratačná voda	35,00	33,63
rozklad kyslých síranov	10,30	9,79
kysličník sírový	34,85	35,39

Zhoda medzi nameranými a vypočítanými výsledkami je dostatočná a potvrdzuje prítomnosť kyslých síranov dvoj a trojmocného železa vo vzorke 3 (analogicky aj vo vzorke 2).

Dôkaz jestvovania kyslých síranov Fe^{2+} a Fe^{3+} nám z dostupnej literatúry nie je známy.

Záver

V Prešovsko-tokajskom pohorí v katastre obce Nižná Myšla bol v pukline andezitového kameňolomu nájdený vodnatý síran hlinitý — alunogén, $Al_2(SO_4)_3 . 18\,H_2O$ v zmesi s kyslými síranmi dvojmocného a trojmocného železa. Identifikácia röntgenovou, chemickou a termickou analýzou je zhodná. Mineralogické zloženie vypočítané z dát mineralogickej chemickej analýzy je udané v príslušnej stati.

Podľa výsledkov spektrálnych analýz materskou horninou uvedených minerálov sú intermediárne až bázické eruptívne horniny.

Geologický ústav D. Štúra,
v Bratislave

LITERATÚRA

[1] Michejev V. I., 1957: Rentgenometričeskij opredelitel' mineralov. Moskva. — [2] Przybora E., 1957: Rentgenostrukturalne metody identifikacji minerałow i skał. Varšava.

BLAHOSLAV ČÍČEL—JOZEF FORGÁČ

ALUNOGEN AND IRON BISULPHATES FROM FISSURES IN ANDESITES NEAR NIŽNÁ MYŠLA

The Authors summarize the results of mineralogical analysis of secondary minerals from fissures in andesites near Nižná Myšla. Going by the results of chemical differential thermal and X-ray analyses as well as dehydratation curves the authors determined the mineralogical composition of sample No. 3 as follows:

alunogen	$Al_2(SO_4)_3 . 18 H_2O$	70 percent
bisulphate Fe^{3+}	$Fe(HSO_4)_3$	10 do.
bisulphate Fe^{2+}	$Fe(HSO_4)_2$	15 do.
remainder		5 do.

The mineralogical composition of sample No. 2 is similar.

The presence of bisulphates was demonstrated by stoichiometric recalculation of the chemical analysis and by comparing the latter with the result of dehydratation. Results are shown in the following Table:

component	*stoich. recalc.*	*dehydr.*
hydratation water	35,00	33,63
decomposition of bisulphate	10,30	9,79
sulphide trioxide	34,85	35,39

In the authors' opinion there is a good agreement between measured and calculated values; the further consider their supposition about the existence of ferric and ferrous bisulphates in the samples under analysis to be proved correct. This view is also confirmed by the results of X-ray analysis.

EVA PLANDEROVÁ—PAULÍNA SNOPKOVÁ

PALYNOLOGICKÉ VYHODNOTENIE DIATOMITOVÉHO LOŽISKA PRI OBCI DÚBRAVICA

(Nemecké resumé, tab. I—X)

Úvod

Predmetom tejto práce je palynologické vyhodnotenie vrtu z diatomickej série pri obci Dúbravica v okrese Banská Bystrica. Palynologický výskum sa robil na podnet J. Baku, ktorý tu vykonával mapovacie práce ložiska a jeho okolia v roku 1956/57. Išlo o určenie veku ložiska, ku ktorému mali prispieť aj palynologické výskumy tejto oblasti. Orientačné vzorky ukázali, že ide o materiál bohatý na peľové zrná, veľmi dobre zachované.

Určenie stratigrafie diatomitov bolo potrebné a zaujímavé pre rôznorodosť názorov. J. Bako (1958) určuje sedimenty ako vrchný panón (?), ale pripúšťa aj možnosť vzniku dubravického jazera v niektorom interglaciáli. Podľa výskytu diatomitov považuje dúbravické jazero za brakické (sal. medzi 0—5 ‰). Z čeľade diatomaceí na salinitu, okrem iných rozsievok, poukazuje *Nitzschia spektabilis* (E) Grun., ktorú uvádza aj Pantoczek (1903—1905). F. Němejc (1955) na základe určenej makroflóry zistil pre dúbravickú sériu vek od konca tortónu až po pont.

Pristúpilo sa preto k podrobnému štúdiu jedného vrtu, aby sa dala vyvodiť približná stratigrafia na základe zisteného rastlinného spoločenstva a porovnania s peľovými spektrami susedných oblastí.

*

Práca je rozdelená na tieto časti: 1 — stručná charakteristika terénu; 2 — metodika a zachovanie peľových zŕn; 3 — systematická časť; 4 — vyhodnotenie; 5 — záver; 6 — súhrn.

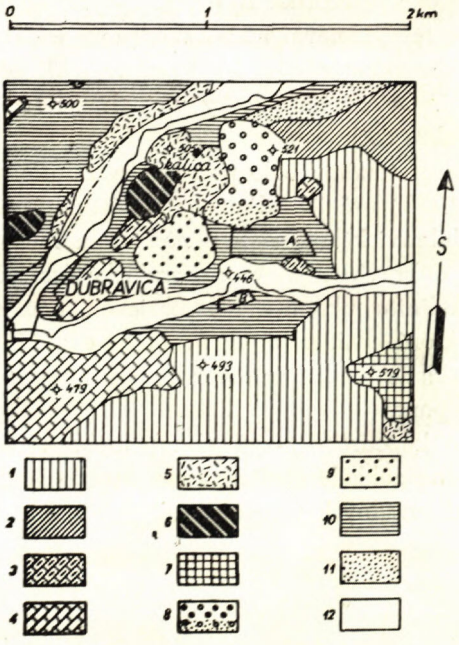
Stručná geologická charakteristika terénu

Geologickou stavbou bližšieho okolia diatomitového ložiska sa zaoberal J. Bako (1958).

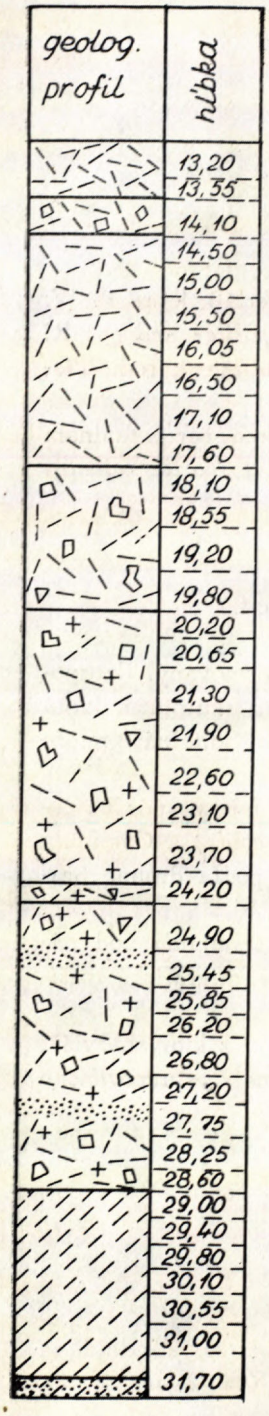
Za štýrskej fázy vrásnenia došlo na študovanom území k eruptívnej činnosti, ktorá oddelila záliv od mora, a tak sa vytvorila vnútorná panva s brakickým jazerom. Jazero sa postupne vysladzovalo vplyvom sladkovodných prítokov; jeho sedimenty sú rozšírené hlavne severne a severovýchodne od obce Dúbravica. Ležia diskordantne na staršom mezozoickom podklade zloženom zo spodnotriasových vápencov a dolomitov.

V jazere sa usadzovali prevažne sedimenty psefitické a psamitické, ktoré sa striedali s polohami čistých diatomitov. Petrografický charakter horniny uvádzame na obr. 2, geologickú mapku na obr. 1.

Obr. 1. **Geologická mapa okolia diatomitového ložiska v Dúbravici** (podľa J. Baku)



Vysvetlivky: Obalová séria: 1. kremence; 2. pelitické sľudnaté bridlice (1—2 *spodný trias)*; Chočský príkrov: 3. bridličnaté dolomitické vápence *(spodný trias)*; 4. tmavé gutensteinské vápence; 5. dolomity; 6. tmavé bridlice *(vrchný trias)*; 7. andezity; 8. rozložené andezitové aglomeráty (7—8 *sarmat*); 9. mladšie neogenné štrky; 10. íly a andezitové tufity (9—10 *vrchný pannón*); 11. hlina a sutina; 12. aluvium.



Obr. 2. Profil vrtu DBo-1 (podľa J. Baku).

Popis horniny

špinavoružovkastý pásikový diatomit

sivý breck. diatomit s odlač. listov

sivý pásik. diatomit s tenkými psamitic. vložkami a hojnými odtlač. listov

sivý brekciovitý diatomit so psamit. vložkou

tmavá peliticko-tufitická brekcia diatomická

tmavý peliticko-tufitický brekciovitý diatomit s odtlačkami listov

tmavý tufitický brekciovitý diatomit s jemnými vložkami piesku a odtlačkami listov

sivý piesčitý slieň vrstevnatý diatomický

žltkastá slienito-piesčitá tufitická vložka

Metodika a zachovanie peľových zŕn

Odobrané vzorky boli pomerne jednotnej petrografickej povahy. Bol to brekciovitý diatomit, pásikový diatomit s psamatickými vložkami alebo diatomitická tufitická brekcia. K spracovaniu tohto materiálu stačila jednotná maceračná metóda Zolyomiho (1952) a Erdtmanova acetylóza (1952).

Peľové zrná a spóry sa dali zaradiť väčšinou do prirodzeného systému, len málo pochybných sporomorfov sme zaradili do umelého systému P. W. Thomsona a H. Pfluga (1953).

Palynologicky sa spracovalo 23 vzoriek z hĺbok od 13,40 m do 31,40 m, v čom je zahrnutá hlavná diatomická séria s podložím i nadložím. Vzorky sa odoberali približne v 50 cm intervaloch, niekde podľa potreby hustejšie, inde zas redšie.

Fotografickú dokumentáciu sme vyhotovili na mikroskope Zeiss LU s objektívom HJ 90 (apertúra 1,25) s použitím projektívu K 2,5 (pre peľové zrná pomerne veľkých rozmerov) a K 6,3 (pre peľové zrná menších rozmerov). Fotografovali sme pomocou nadstavnej mikrofotografickej komory Meopty s fotokomorou Opema.

Systematická časť

PTERIDOPHYTA

Filicinae

Polypodiaceae

Laevigatisporites neddeni R. Pot.

Tab. I, obr. 2.

Najhojnejšie sa vyskytujúce triletné spóry v skúmanom materiáli, ktoré P. W. Thomson a H. Pflug (1953) opisujú ako *Laevigatisporites neddeni* R. Pot., poukazujú na ich príslušnosť k čeľadi *Polypodiaceae*, bližšie k rodu *Pteridium*.

Ďalej sa vo vyhodnocovanom materiáli vyskytujú v menšom percentuálnom množstve skupiny *Laevigatosporites haardti* R. Pot., *Verrucatosporites alienus* R. Pot. a *Verrucatosporites favus* R. Pot.

Osmundaceae

cf. *Osmunda* (*Rugulatisporites quintus* R. Pot.)

Tab. I, obr. 4.

Veľkosť 35—42 μ. Tvar je nepravidelne okrúhly, často zdeformovaný. Exosporus je svetložltý, asi 1 μ hrubý. Má jasne viditeľnú rugulátnu skulptúru, ktorá pozostáva zo siete nepravidelných bradaviek. Y — jazva nie je viditeľná, pretože spóra je sekundárne deformovaná.

G. Leschik (1951) uvádza z pliocénu od Buchenau tri formy spór (z čeľade *Osmundaceae*), a to cf. *Todea*, *Osmunda* sp. (typ *javanicoide*) a *Osmunda* sp. (typ *regaloide*). Naša forma (tab. I, obr. 4) podobá sa podľa drobne bradavkovitej skulptúry forme cf. *Todea*, ale je menšia.

P. W. Thomson a H. Pflug (1953) opisujú spóru *Osmunda* pod názvom *Rugulatisporites quintus* (Pf. & Th.) a uvádzajú jej stratigrafické rozšírenie hlavne v miocéne a pliocéne.

E. Nagy (1958) uvádza rôzne typy spór ako *Osmunda* sp., z ktorých zvlášť menšie formy by patrili rodu cf. *Todea*; tieto sa podobajú forme zo spracovaného materiálu.

Lycopodinae

Lycopodiaceae

Lycopodium sp. (*Reticulatisporites caelatus* R. Pot.)

Tab. I, obr. 3.

Tieto spóry sa vyskytujú ojedinele v našom peľovom spektre. Zhodujú sa s formami, ktoré vyobrazili P. W. Thomson a H. Pflug (1953) na tab. II,

obr. 28, 30. Botanicky ich priraďujú k druhu *Lycopodium* cf. *inundatum* alebo *carolinianum*.

Z ostatných spór sa nachádzajú v našom peľovom spektre ešte tieto skupiny a rody: *Triplanosporites* sp. ?; *Sphagnum* sp.; spóry húb.

Pre stratigrafiu nemajú veľký význam, lebo sa vyskytujú ojedinele a v malom množstve.

GYMNOSPERMAE

Coniferae

Abietaceae

Vo vrte DBo 1 vyskytujú sa vo väčšom množstve peľové zrná patriace do čeľade *Abietaceae*; ide najmä o zrná rodu *Pinus*, ktoré boli zaradené ku skupine *Pinus Diploxylon* a *Pinus Haploxylon*.

Pinus Diploxylon

Tab. I, obr. 6, 7; tab. II, obr. 1, 3; tab. III, obr. 4.

V našom materiáli sa vyskytujú veľmi často tieto peľové zrná. Zhodujú sa so zrnami, ktoré uvádzajú: R. Potonie (1951), R. Potonie a H. Venitz (1934) pod názvom *Pollenites labdacus* R. Pot., Leschik (1951) a iní.

V peľovom spektre sa nachádzajú menšie formy peľových zŕn (okolo 60 μ) a väčšie formy (okolo 85 μ). R. Potonie — P. W. Thomson & F. Thiergart (1951) poukazujú na to, že väčšie formy zŕn sú častejšie v pliocéne, menšie zas sú charakteristické pre miocén.

Z pliocénnych sedimentov uvádzajú J. Doktorowicz — Hrebnická (1957), E. Nagy (1958) a iní peľové zrná rodu *Pinus* pod názvom *Pinus silvestris* typ *Rudolph*.

Pinus Haploxylon

Tab. II, obr. 4, 5, 6; tab. III, obr. 1, 2, 3.

V našom materiáli sa peľové zrná tejto skupiny vyskytujú veľmi hojne.

Abies sp.

Tab. III, obr. 5; tab. IV, obr. 1.

V peľovom spektre sa vyskytujú peľové zrná rodu *Abies* vo veľkom množstve, najviac v hĺbke 18,20 m; smerom k spodnejším vrstvám ubúdajú. Veľkosť peľových zŕn varíruje medzi 95—120 μ.

Peľové zrná rodu *Abies* zo skúmaných vzoriek môžeme porovnať so zrnami, ktoré uvádzajú J. Doktorowicz — Hrebnická (1957) a E. Nagy (1958).

P. W. Thomson a H. Pflug (1953) opisujú peľové zrná rodu *Abies* pod názvom *Pitysporites absolutus* (Thierg.) a uvádzajú ich hlavné stratigrafické rozšírenie v pliocéne a pleistocéne.

Picea sp.

Tab. IV, obr. 2.

Peľové zrná v našom materiáli zhodujú sa veľkosťou i štruktúrou s peľovým zrnom recentného druhu *Picea excelsa* Link.

Podobné formy opisujú G. Leschik (1951), Doktorowicz — Hrebnická (1957) a E. Nagy (1958), ktorí porovnávajú peľové zrná rodu *Picea* s recentnými peľovými zrnami *Picea excelsa* Link.

Cedrus — typ

Tab. V, obr. 1, 2.

Vo vzorkách vrtu DBo-1 sa veľmi často vyskytli peľové zrná podobné zrnám rodu *Cedrus*. V spodnejších vrstvách vrtu sa nachádzajú v menšom množstve, vo vyšších vrstvách viacej (vzorka 12 až 16 %).

Tsuga canadensis typ *Rudolph*

Tab. VI, obr. 3.

V našom vrte sa vyskytuje táto forma vo veľkom množstve hlavne vo vrchných vrstvách. Väčšinu môžeme zaradiť do typov, ktoré opísal G. Leschik (1951) pod názvom *Tsuga* sp. *(canadensoide* typ *major Rudolph)* a E. Nagy (1958) pod názvom *Tsuga canadensis* typ *Rudolph maior,* ktorá sa zhoduje s formou z nášho materiálu.

F. Thiergart (1951) charakterizuje pliocén ako periódu najväčšieho rozšírenia peľových zŕn rodu *Tsuga.*

Tsuga diversifolia typ *Rudolph*

Tab. VI, obr. 1, 2, 4.

Podobne ako *Tsuga canadensis* sa vyskytuje vo vzorkách vo veľkom množstve. Aj u tohto druhu rozlišujeme typ *major Rudolph* a typ *minor Rudolph.*

cf. *Larix*

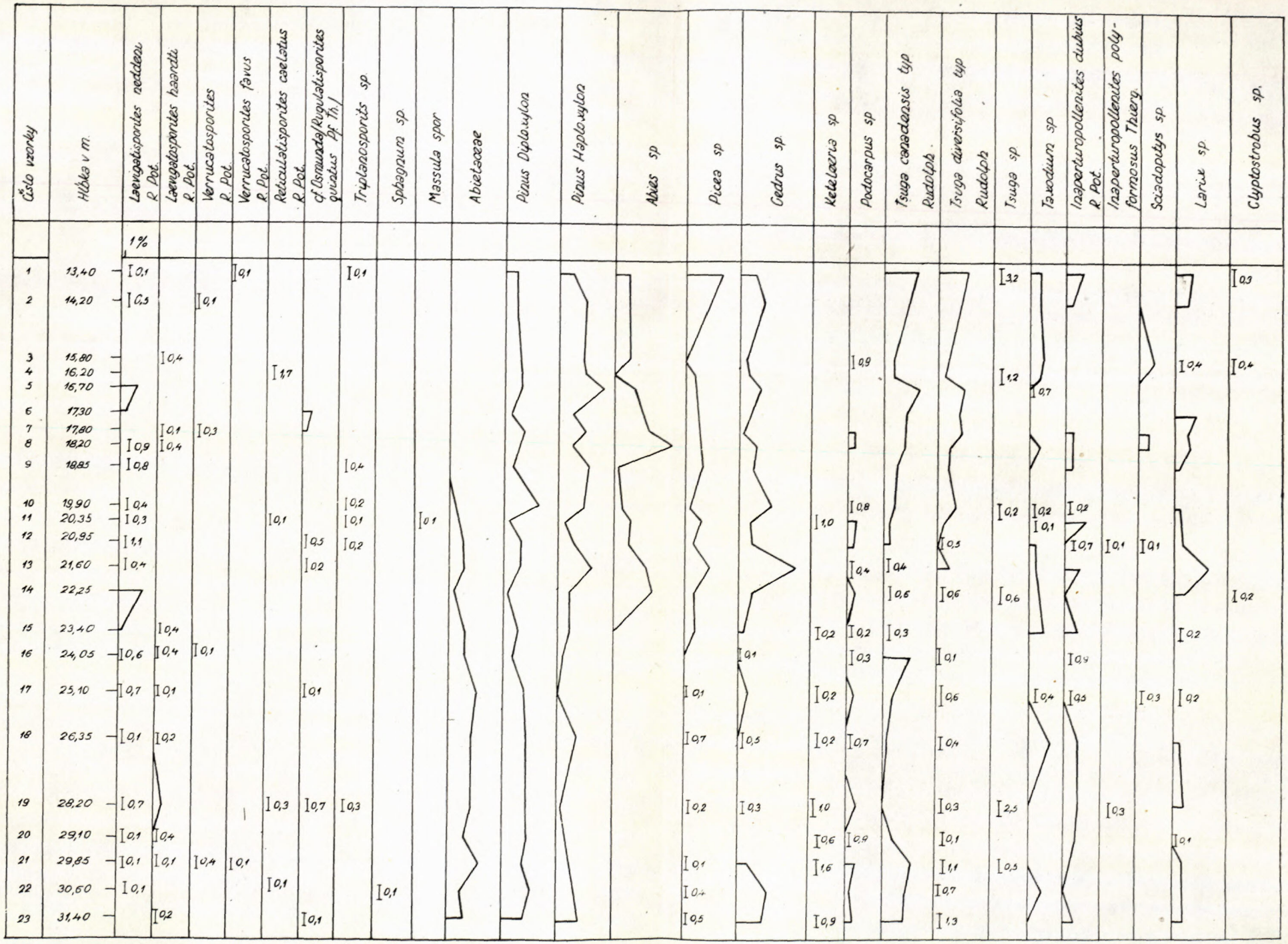
Tab. VII, obr. 7.

Veľkosť 50—100 μ. Tvar peľových zŕn je okrúhly, často zdeformovaný. Exina je 1 μ hrubá, dvojvrstevná, hladká až chagrenátna. Často vytvára sekundárne záhyby.

V materiáli vrtu DBo-1 sa objavila táto forma len ojedinele; mnohé peľové zrná boli dosť zničené, takže sa nedali presne určiť. Podobné peľové zrná zobrazuje E. Nagy (1958; tab. XV. obr. 1—7) a označuje ich tiež ako cf. *Larix.*

Príl. 1. **Grafické vyhodnotenie výtrusných a nahosemenných rastlín z vrtu DBo-1.**

Zostavili E. Planderová a P. Snopková



Príl. 2. **Grafické vyhodnotenie krytosemenných rastlín z vrtu DBo-1.**
Zostavili E. Planderová a P. Snopková

Číslo vzorky	Hĺbka vrtu v m.	Betulaceae	Betula sp.	Corylus sp.	Alnus sp.	Carpinus sp.	Juglans sp.	Carya sp.	Pterocarya sp.	Salix sp.	Cupuliferae	Fagus sp.	Quercus sp.	Tricolporopollenites anguilum R. Pot.	Acer. sp.	Tilia sp.	Ulmus - Zelkova sp.	Tricolporopollenites kruschi R. Pot.	Tricolporopollenites megaexactus Thoms.	Tricolporopollenites pseudocingulum R. Pot.	cf. Aquifoliaceae	Tricolporopollenites poresper Pf.	Tricolporopollenites sp.	Massula Tricolporopollenites	Myricaceae	cf. Engelhardtia	Triatriopollenites sp.	Triporopollenites sp.	Periporopollenites sp.	Porocolpopollenites sp.	Magnolia - typ	Asteraceae	Ericaceae	Sapotaceae	Ovoidites cf. Lygnodus
		1%																																
1	13.40																																	
2	14.20																	1,2						0,6			0,1	1,0	0,6		0,7		0,6	
3	15.80						0,6																				0,2				0,4			
4	16.20																																	
5	16.70																								0,7				0,1	0,4		1,5	0,2	
6	17.30																															0,7		
7	17.80																										0,3				0,4			
8	18.20																													0,2	0,6			
9	18.85	0,2																0,6																
10	19.90																	1,3																
11	20.35			0,8	0,5					0,1				0,1														0,1				0,6	0,2	0,2
12	20.75			0,1			0,1			0,3				0,3				0,1	0,3		0,2										0,1	0,1	0,1
13	21.60				0,7						0,4			0,3					0,8		0,6											0,7	
14	22.25																		1,3												1,5			
15	23.40	0,2																	0,2													0,2		
16	24.05			0,8			0,								0,2							0,2	0,2				0,2	0,2				0,8		
17	25.10						0,1			0,3				1,1																		0,3		
18	26.35						0,1							0,7	0,1			0,7															0,3		
														0,7				0,8			0,2	0,3		0,1	0,9		0,7					0,3		
19	28.25								0,3										0,3						1,0						0,1	0,2		
20	29.10													0,6				1,1				0,5	0,6				0,3				0,1			
21	29.85		0,3	0,2			0,1											0,4	0,8			0,4	0,1				0,4					0,2		0,2
22	30.50		0,5															0,1	0,8								0,3							
23	31.40		1,5																0,9															

Taxaceae

Podocarpus sp.

Tab. V, obr. 3, 4.

Vo vzorkách vrtu sa tieto peľové zrná vyskytujú percentuálne málo, hlavne v spodnejších vrstvách vrtu.

Naše peľové zrná rodu *Podocarpus* (tab. V, obr. 3, 4; veľkosť 60—70 μ) sa zhodujú so zrnami opísanými E. D. Zaklinskou (1957).

Taxodiaceae

Do čeľade *Taxodiaceae* zaraďujeme niektoré bezkrídle konifery (*Taxodium, Sciadopitys, Sequoia* a *Inaperturopollenites dubius* R. Pot.).

Taxodium sp.

Tab. VII, obr. 1—3.

Vo vyhodnocovanom vrte nie je tento rod rovnomerne zastúpený. V literatúre sa stretávame s opisom obdobných peľových zŕn u autorov R. Potonie (1951), R. Potonie & H. Venitz (1934), H. Wolff (1934), ktorí ich uvádzajú pod názvom *Pollenites hiatus* R. Pot., a iných.

cf. *Sequoia* (*Inaperturopollenites polyformosus* Thierg.)

Tab. VII, obr. 5.

Veľkosť 24—30 μ. Tvar zrna je okrúhly s charakteristickou ligulou o veľkosti 3 μ. Exína má povrch hladký, až chagrenátny.

Vo vyhodnocovanom vrte boli tieto peľové zrná vzácnosťou a vyskytli sa spolu s inými sporomorfami čeľadí *Taxodiaceae* a *Cupressaceae*.

P. W. Thomson a H. Pflug (1953) označujú takéto peľové zrná ako *Inaperturopollenites polyformosus* Thierg. a poukazujú na ich veľké rozšírenie v miocéne a pliocéne. Po botanickej stránke ich zrovnávajú s recentnými druhmi rodu *Sequoia*, zvlášť s peľovými zrnami druhu *Sequoia sempervirens*, ale pripúšťajú ich podobnosť aj s rodmi *Metasequoia* a *Cryptomeria*.

Sciadopitys — typ (*Monocolpopollenites serratus* R. Pot. & Ven.)

Tab. VII, obr. 6.

Vo vzorkách vrtu sa vyskytujú tieto peľové zrná hojnejšie, najmä vo vrchnejších vrstvách (max. 3,2 %).

Peľové zrná rodu *Sciadopitys* z pliocénnych vrstiev uvádza E. Nagy (1958); tieto sa zhodujú s našimi peľovými zrnami. Podobné sporomorfy uvádzajú R. Potonie — P. W. Thomson — F. Thiergart (1951) (na tab. VII, obr. 17) a iní.

Botanickú príslušnosť rodu *Sciadopitys* určujú P. W. Thomson & H. Pflug (1953), ktorí jeho výskyt uvádzajú z miocénneho a pliocénneho hnedého uhlia.

Inaperturopollenites dubius R. Pot.

Tab. VII, obr. 4, 8.

Výskyt týchto peľových zŕn v skúmaných vzorkách bol pomerne hojný. Obdobné zrná opisujú R. Potonie & H. Venitz (1934), P. W. Thomson & H. Pflug (1953) a iní.

Z ostatných ihličnatých v malom percente sa vyskytli peľové zrná rodu *Keteleeria* a *Glyptostrobus*.

ANGIOSPERMAE

Dikotyledonae

Betulaceae

Betula sp.

Tab. VIII, obr. 1, 2.

V skúmanom materiáli sa vyskytli tieto sporomorfy v dosť hojnom množstve. Podľa práce autorov R. Potonie & P. W. Thomson & F. Thiergarta (1951) sú tieto peľové zrná v miocéne zriedkavé, v pliocéne časté. V našich vzorkách sa stretávame s podobnými formami, ktoré opisujú títo autori (str. 53; tab. VIII, obr. 14).

Corylus sp.

Tab. VIII, obr. 3, 4, 5, 6.

Peľové zrná rodu *Corylus* sú v skúmanom vrte najviac rozšírené vo vyšších vrstvách.

E. Nágy (1958) opisuje podobné sporomorfy z pliocénnych sedimentov Maďarska. G. Leschik (1951) uvádza masový výskyt tohto rodu z postglaciálnych a interglaciálnych sedimentov.

Mnohí autori, ako R. Potonie & P. W. Thomson & F. Thiergart (1951) a P. W. Thomson & H. Pflug (1953), tvrdia, že peľové zrná rodu *Corylus* sú charakteristické pre pliocén a kvartér.

Alnus sp.

Tab. VIII, obr. 7, 8.

Peľové zrná tohto rodu sa hojne vyskytujú v materiáli vrtu DBo-1; ide o tvary štvor aj päťpórové.

R. Potonie & P. W. Thomson & F. Thiergart (1951) a E. Nagy (1958) rozdeľujú peľové zrná rodu *Alnus* podľa veľkosti na dva typy, a to od 20 do 28 μ ako cf. *glutinosa* a od 15 do 20 μ ako typ *keferstenoid*.

Naše peľové zrná rodu *Alnus* na tab. VIII, obr. 7, 8 sa veľkosťou zhodujú s typom *keferstenoid* R. Pot. & Thierg. Našli sa aj formy nad 28 μ, ktoré podľa E. Nagyovej (1958) možno zaradiť k druhu *Alnus* cf. *glutinosa* Gaertn.

Carpinus sp.

Tab. VIII, obr. 9.

V skúmanom materiáli sa vyskytli najčastejšie trojpórové, zriedkavejšie štvorpórové peľové zrná. Nachádzajú sa v celom vrte, častejšie však vo vrchnejších vrstvách. Peľové zrno na tab. VIII, obr. 9 zhoduje sa so sporomorfami, ktoré opísal G. Leschik (1951) z pliocénu od Buchenau, E. Nagy (1958) z pliocénu Maďarska a iní.

P. W. Thomson & H. Pflug (1953) označujú podobné zrná ako *Polyporopollenites carpinoides* Pf. Ich výskyt udávajú z miocénu a pliocénu. Botanicky ich priraďujú k rodu *Carpinus*.

Juglandaceae

Juglans sp.

Tab. VIII, obr. 10, 11.

Vo vzorkách skúmaného vrtu sa vyskytli peľové zrná tohto rodu len ojedinele; vo vyšších vrstvách okolo 1 %, v nižších pod 1 %. R. Potonie — P. W. Thomson — F. Thiergart (1951) opisujú podobné zrná pod názvom *Juglans cinereoid* — typ. Ich stratigrafické rozšírenie udávajú medzi šat-akvitánom a pliocénom.

G. Leschik (1951) a E. Nagy (1958) uvádzajú podobné peľové zrná z pliocénnych sedimentov ako *Juglans* sp.

Carya sp.

Tab. VIII, obr. 12, 13, 14.

Vo vyhodnocovanom materiáli sú peľové zrná rodu *Carya* percentuálne najviac zastúpené (max. 28 %).

Väčšinou so vyskytli zrná trojpórové, s priemernou veľkosťou 30—40 μ. Podobné zrná uvádzajú J. Doktorowicz — Hrebnická (1957) z pliocénu z okolia Poznane v Poľsku, E. Nagy (1958) z pliocénu Maďarska a iní.

R. Potonie — H. Venitz (1934) opisujú peľové zrná rodu *Carya* ako *Carya? — Pollenites simplex* R. Pot. z pliocénu bane Freigericht, R. Potonie — P. W. Thomson — F. Thiergart (1951) zo šat-akvitánu dolnorýnskeho hnedého uhlia.

Pterocarya sp.

Tab. VIII, obr. 15.

Vo vrte DBo-1 vyskytujú sa peľové zrná *Pterocarya* sp. vo väčšom množstve, hlavne vo vyšších vrstvách. Väčšinou ide o formy s 5, ojedinele 6 pórami.

Podobné zrná opísali R. Potonie — P. W. Thomson — F. Thiergart (1951) zo šat-akvitánu až vrchného pliocénu. G. Leschik (1951), J. Doktorowicz — Hrebnická (1957) uvádzajú obdobné, ale 6 pórové peľové zrná z pliocénnych sedimentov.

Cupulifereae

Táto čeľaď je bohato zastúpená peľovými zrnami rodov *Fagus, Quercus* a skupinami trikolpátnych a trikolporátnych peľových zŕn.

Fagus sp.

Tab. IX, obr. 2, 6.

Vo vyhodnocovanom materiáli sa nachádzajú peľové zrná rodu *Fagus* veľmi početne (14 %). Nájdu sa medzi nimi aj formy menšie (25—35 μ), ktoré R. Potonie — P. W. Thomson — F. Thiergart (1951) označili ako *Fagus ferrugineoid* typ, a formy väčšie (35 μ), ktoré sa podobajú recentným zrnám druhu *Fagus silvatica.* Na tab. IX sú vyobrazené väčšie formy rodu *Fagus,* ktoré majú prevahu v peľovom spektre. G. Leschik (1951) ich porovnáva s formou *Fagus ferrugineoid* — typ *Thomson.*

Quercus sp.

Tab. VIII, obr. 16, 17, 18; tab. IX, obr. 1, 7, 8, 9.

V materiáli vrtu DBo-1 sú bohato zastúpené sporomorfy tohto typu. Viac rozšírené sú smerom k vyšším vrstvám; maximálne v hĺbke 18,85 m (11 %). Zistené boli viaceré formy peľových zŕn rodu *Quercus,* a to: 1. formy väčšie s veľkosťou 27—34 μ, ktoré sa v hrubých rysoch zhodujú s recentnými zrnami druhu *Quercus robur* (tab. IX, obr. 7). Podobné tvary uvádzajú P. W. Thomson — H. Pflug (1953) pod názvom *Tricolpopollenites asper* (Pf. & Th.). Usudzujú na podobnosť s rodom *Quercus;* 2. formy menšie (18—21 μ; tab. IX, obr. 8, 9). Malé tvary peľových zŕn rodu *Quercus* udáva E. Nagy (1958) z pliocénu Maďarska.

Tricolporopollenites cingulum R. Pot.

Tab. IX, obr. 10.

V našom materiáli je táto skupina peľových zŕn dosť početne zastúpená. Veľkosťou aj tvarom odpovedajú popisu P. W. Thomsona & H. Pfluga

(1953) (str. 100; tab. XII, obr. 26—30). Podobné zrná udáva aj E. Nagy (1958) pod názvom *Castanea* sp. a iní.

Tiliaceae

Tilia sp.

Tab. IX, obr. 15.

Vo vzorkách vrtu DBo-1 sa vyskytujú peľové zrná tohto rodu veľmi hojne. Peľové zrná zobrazené na tab. IX, obr. 10 sa podobajú recentnému druhu *Tilia parvifolia (cordata)*, s ktorými boli porovnávané. Podobné formy opisujú R. Potonie — H. Venitz (1934) z pliocénneho hnedého uhlia bane Freigericht, ďalej G. Leschik (1951) z vrchného pliocénu od Buchenau, J. Doktorowicz — Hrebnická (1957) z pliocénneho hnedého uhlia z okolia Poznane v Poľsku, E. Nagy (1958) z vrchného pliocénu Maďarska a iní.

Ulmaceae

Ulmus — Zelkova sp.

Tab. IX, obr. 12—14.

V skúmaných sedimentoch sa našli dve formy peľových zŕn, a to: štvorhranné so silnejšou exinou, ktorá sa smerom k pórom zhusťuje, ďalej so silnejšou rugulátnou štruktúrou, ktorá sa viac podobá peľovému zrnu *Zelkova* sp. než *Ulmus* sp. Druhá forma 5—6 hranná, niekedy okrúhla s tenšími stenami a menej výraznou štruktúrou. Túto formu môžeme prirovnať k peľovému zrnu rodu *Ulmus;* v našom materiáli sa vyskytuje dosť hojne. Thiergart (1951) uvádza 5 pórové peľové zrná s rovnako dlhými stenami a určuje ich ako *Zelkova.* Z nášho materiálu tejto forme by odpovedalo peľové zrno zobrazené na tab. IX, obr. 12, 13.

R. Potonie — P. W. Thomson — F. Thiergart (1951) uvádzajú ich výskyt zo šat-akvitánu až vrchného pliocénu.

Nyssaceae

Tricolporopollenites kruschi R. Pot.

Tab. IX, obr. 16.

Peľové zrná typu *Tricolporopollenites kruschi* vyskytujú sa skoro v každej vzorke skúmaného materiálu dosť početne.

cf. *Tricolporopollenites megaexactus* R. Pot.

Tab. IX, obr. 11.

Vyobrazené peľové zrno sa podobá forme *Tricolporopollenites megaexactus* R. Pot. (cf. *Cyrilla*), ktorú zobrazujú P. W. Thomson — H. Pflug (1953) na tab. XII, obr. 82—85.

Vo vrte DBo-1 sa tieto sporomorfy vyskytujú len zriedkavejšie.

Anacardiaceae

Tricolporopollenites pseudocingulum R. Pot.

Tab. X, obr. 1—4.

V peľovom spektre sa táto forma peľových zŕn vyskytuje nerovnomerne. Vo väčšom množstve sa objavuje vo vyšších vrstvách vrtu. P. W. Thomson — H. Pflug (1953) opisujú peľové zrná cf. *Rhus* tiež pod umelým názvom *Pollenites pseudocingulum* R. Pot. a uvádzajú, že táto forma je rozšírená hlavne v miocéne a pliocéne. Masový výskyt peľových zŕn je v autochtónnom rastlinnom spoločenstve rýnskeho hnedého uhlia. E. Nagy (1958) opisuje zrná cf. *Rhus* z pliocénu Maďarska.

cf. *Aquifoliaceae*

Tab. X, obr. 5, 6.

Veľkosť 20 μ, tvar peľových zŕn podlhovastooválny. Charakteristická je dobre viditeľná klavátna skulptúra. V skúmanom materiáli sa podobné sporomorfy našli len ojedinele. Zrná tohto typu odpovedajú v hrubých rysoch peľovým zrnám *Tricolporopollenites margaritatus* forma *medius* (Pf. & Th.), ktorú opísali P. W. Thomson — H. Pflug (1953).

Myricaceae

Tab. X, obr. 7, 8, 12.

P. W. Thomson — H. Pflug (1953) opisujú podobné formy peľových zŕn na str. 79 (tab. VII, obr. 95) ako *Triatriopollenites rurensis* R. Pot. U nás sa vyskytujú vo veľkom množstve v celom vrte. P. W. Thomson — H. Pflug (1953) ich stratigraficky začleňujú do miocénu a pliocénu. Podľa morfologických znakov sa zhodujú so zrnami rodu *Myrica* alebo s príbuznými rodmi čeľade *Myricaceae*. Niektoré typy možno prirovnať sporomorfám ako *Triatriopollenites myricoides* Kremp, ktoré opísali P. W Thomson — H. Pflug (1953; tab. X, obr. 7).

cf. *Engelhardtia*

Tab. X, obr. 9—11.

Veľkosť peľových zŕn 18—20 μ, tvar trojuholníkový s tromi pórmi. Exina je tenká, farby svetložltej, niekedy vytvára sekundárne záhyby. V skúmanom materiáli sa objavuje táto forma len ojedinele, a to v hlbších vrstvách vrtu. Peľové zrná cf. *Engelhardtia* boli porovnávané s peľovými zrnami, ktoré uvádza E. Nagy (1958) z pliocénu Maďarska. E. Nagy predpokladá, že sa tam zachovali ako relikt. P. W. Thomson — H. Pflug (1953) pripúšťajú morfologickú podobnosť peľových zŕn typu *Triatriopollenites coryphaeus* subsp. *microcoryphaeus* R. Pot. s rodom *Engelhardtia*.

Mangolia-typ.

Tab. X, obr. 16.

Veľkosť peľových zŕn 75 μ, tvar elipsovitý. Asi do $^1/_3$ je telo peľového zrna prasknuté, štruktúra hladká. Peľové zrná *Mangolia-typ* možno porovnať so zrnami rodu *Mangolia*, ktoré uvádza Macko (1957) (str. 62; tab. XI, obr. 3—6). Tieto peľové zrná sa v našom spektre vyskytujú len ojedinele.

Ericaceae

Tab. X, obr. 13, 14.

Vo vyhodnocovanom materiáli sa vyskytli tieto zrná len ojedinele. Podobajú sa sporomorfám, ktoré opísali R. Potonie (1951), R. Potonie — H. Venitz (1934), H. Wolff (1934) pod názvom *Pollenites callidus* R. Pot. a P. W. Thomson — H. Pflug (1953) pod názvom *Tetradopollenites callidus* R. Pot. Títo autori zrovnávajú tieto peľové zrná s formou *Pollenites ericius* R. Pot. a prichádzajú k záveru, že rozdiel medzi nimi je len vo veľkosti. Stratigrafické rozšírenie uvádzajú od eocénu po pliocén. Väčšina autorov [Krutzsch (1957), E. Nagy (1958), G. Leschik (1951) a iní] zaraďuje tetradovité peľové zrná do čeľade *Ericaceae* a ďalej ich nerozlišujú.

Vyhodnotenie vrtu DBo-1

Vyhodnotenie výsledkov peľovej analýzy sa robilo kvantitatívne a kvalitatívne. Percento peľových zŕn uvádzame na obr. 3 a ich grafické znázornenie na príl. 1, 2.

Pri vyhodnocovaní treba prihliadať k nedostatkom a nepresnostiam peľoanalytickej metódy. Sú to najmä tieto:

1. Nerovnomerné naviatie peľových zŕn. Podľa väčšiny autorov peľové zrná so vzdušnými vakmi majú väčšiu schopnosť prepravy na vzdialenejšie miesta než peľové zrná bez vzdušných vakov. Podľa Zolyomiho (1952) majú malé formy peľových zŕn bez vzdušných vakov rovnakú schopnosť prepravy ako so vzdušnými vakmi.

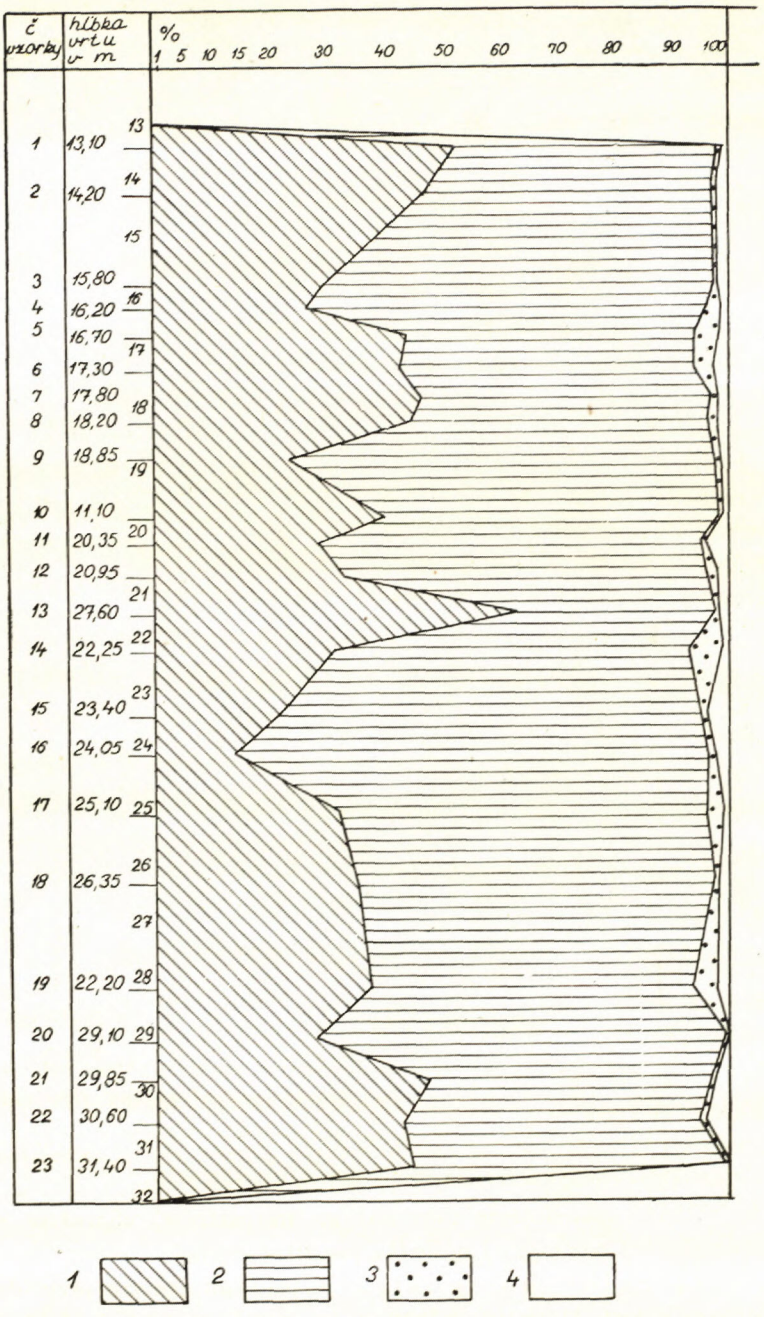
2. Nerovnaká fosilizačná schopnosť jednotlivých rodov. Niektoré rody sú málo odolné voči korózii (*Larix, Juniperus, Populus*), iné zas majú veľmi dobrú fosilizačnú schopnosť, napr. *Tilia* (E. Nagy 1958).

3. Nerovnaká produkcia peľových zŕn rôznych rastlinných rodov. Niektoré rody majú oveľa väčšiu produkciu peľových zŕn (napr. rody *Pinus, Alnus, Corylus*) než iné rody (*Acer, Salix, Ulmus*) (E. Nagy, 1958).

Pri vyhodnocovaní sa postupovalo od hlbších vrstiev k plytším, aby sa zachoval prirodzený sled zmien, ktoré sa odohrávali počas usadzovania skúmaných sedimentov.

Pre lepší prehľad rozdeľujeme túto stať na tri časti: a) *charakter peľového spektra;* b) *ekologické pomery;* c) *výsledky pre stratigrafiu.*

Charakter peľového spektra. V peľovom spektre prevládajú sporomorfy patriace rodom, ktoré tvoria listnatý les, menej zastúpené sú formy ihličnaté, najmenej výtrusné.



Obr. 3. Celkové grafické vyhodnotenie vrtu DBo-1. 1 — *Gymnospermae*; 2 — *Angiospermae*, 3 — spóry; 4 — ostatné.

Tabuľka 1

Percentuálne vyjadrenie spór a peľových zŕn vo vrte DBo-1

Číslo vzorky	Mĺbka vrtu v m	Laevigatisporites neddeni R. Pot.	Laevigatosporites haardti R. Pot.	Verrucatosporites alienus R. Pot.	Verrucatosporites favus R. Pot.	Reticulatisporites caelatus R. Pot.	cf. Osmunda (Rugulatispor. quintus (Pf. Th.)	Triplanosporites sp.	Sphagnum sp.	Spóry húb	Massula spor	Abietaceae	Pinus Diploxylon	Pinus Haploxylon	Abies sp.	Picea sp.	Cedrus – typ	Keteleeria sp.	Podocarpus sp.	Tsuga canadensis typ Rudolph	Tsuga diversifolia typ Rudolph	Tsuga sp.	Taxodium sp.	Inaperturopoll. dubius R. Pot.	Inaperturopoll. polyformosus Thierg.	Sciádopitys sp.	Larix sp.	Glyptostrobus sp.	Betulaceae
		%																											
1	13,40	0,1			0,1			0,1					3,7	3,7	3,2	10,0	4,5			9,0	7,4	3,2	2,1	4,2			4,2	0,3	
2	14,20	0,5		0,1									3,1	7,0	3,8	6,3	6,7			6,8	6,0		2,5	1,9			3,1		
3	15,80		0,4										4,2	6,0	3,7		1,4		0,9	2,2	2,4		3,1			3,3	0,4	0,4	3,1
4	16,20					1,7							4,7	6,7		2,1	2,3			2,3	1,2	1,2	2,8						
5	16,70	4,3											4,3	11,3	5,1		5,4			9,5	6,5		0,7						
6	17,30	1,3					1,9						1,8	3,8			2,3			6,0	5,1						5,7		3,6
7	17,80		0,1	0,3			0,7						5,1	6,6	9,1	4,4	0,9		1,3	5,4	5,9			1,8		2,6	3,3		1,8
8	18,20	0,9	0,4											3,2	15,7	4,1	4,2		1,1	3,3	2,9		2,4	1,7		2,3	4,0		3,3
9	18,85	0,8						0,4					2,2	7,4	0,9	1,1	3,6			2,2	2,9				1,8		1,1		0,2
10	19,90	0,4						0,2					9,4	6,8	1,4	4,4	8,8		0,8	1,4	4,8	0,2	0,2	0,2			1,8		1,8
11	20,35	0,3				0,1		0,1			0,1	2,5	1,8	1,5	4,3	2,3	2,9	1,0	1,7	1,5	1,7		0,1	5,2			2,0		2,9
12	20,95	1,1					0,5	0,2				3,2	4,2	3,8	4,0	6,4	3,3		1,0	1,3	0,5		1,3	0,7	0,1	0,1	2,1		
13	21,60	0,4					0,2					4,0	4,5	8,8	8,4	2,7	15,2		0,4	1,3	2,9		1,3	3,6			9,7		
14	22,25	6,0										1,7	1,7	2,4	10,2	2,8	3,9		1,3	0,4	0,6	0,6	2,2			2,8	0,2		
15	23,40	0,4	0,4									4,4	4,0	2,9			1,1	0,2	0,2	0,6			4,0	3,8			0,2		
16	24,05	0,6	0,4	0,1								4,8	2,6	1,1		0,1	0,1		0,3	0,3	0,1			0,9					
17	25,10	0,7	0,1				0,1					7,7	5,2			0,7	2,1	0,2	1,3	7,7	0,6		0,4	0,5		0,3	0,2		
18	26,35	0,1	0,2									6,5	6,5	5,0		0,2	0,5	0,2	0,7	2,6	0,4		5,7	3,2			1,2		
19	28,20	0,7	2,1			0,3	0,7	0,3				6,5	6,1	1,0			0,3	1,0	2,1		0,3	2,5		3,6	0,3		2,5		
20	29,10	0,1	0,4									4,3	6,6	2,7		0,1		0,6	0,9	2,8	0,1			3,0			0,1		
21	29,85	0,1	0,1	0,4	0,1							8,9	5,8	3,4		0,4	2,8	1,6	1,6	7,1	1,1	0,5		1,1			2,5		
22	30,60	0,1				0,1			0,1			3,8	7,9	4,8			8,0		1,0	6,5	0,7		3,1				2,3		
23	31,40		0,2				0,1			0,1		4,6	5,9	5,0		0,5	6,8	0,9	1,4	5,7	1,3			2,6			2,3		

Číslo vzorky	Betula sp.	Corylus sp.	Alnus sp.	Carpinus sp.	Juglans sp.	Carya sp.	Pterocarya sp.	Salix sp.	Cupuliferae	Fagus sp.	Quercus sp.	Tricolporopoll. cingulum R. Pot.	Acer sp.	Tilia sp.	Ulmus – Zelkova sp.	Tricolporopoll. kruschi R. Pot.	Tricolporopoll. megaexactus Thoms.	Tricolporopoll. pseudocingulum R. Pot.	cf. Aquifoliaceae	Tricolporopoll. porasper Pf.	Tricolporopollenites sp.	Massula Tricolporopollenites sp.	Myricaceae	cf. Engelhardtia	Triatriopollenites sp.	Triporopollenites sp.	Periporopollenites sp.	Porocolpopollenites sp.	Magnolia – typ	Asteraceae	Ericaceae	Sapotaceae	Ovoidites cf. ligneolus
1	1,6	0,8				7,2	2,5			4,7	6,8	2,2		5,8	2,2								3,0			0,1							
2	2,7	6,8	1,5	3,0	0,9	3,3	3,1			13,0	4,3			2,4		3,6	1,2					0,6	3,5				1,0	0,6		0,7		0,6	
3			6,0	5,9	0,6	4,2	3,7			10,8	4,8	4,5		5,5	7,5	6,5		3,9					2,1		0,2					0,4			
4	3,6			2,8	1,2	10,9	4,7			5,1	9,6			1,5	3,2	7,0	5,1	3,8					6,7										
5	4,0	2,1		2,9		5,4	6,5			5,8	7,6			5,8	5,1	4,6																	
6		1,3	3,3	2,7	1,1	6,6	2,3	3,5	2,7	3,8	4,5	3,1		4,0	2,8			3,1					0,7				0,1		0.4		1,5	0,2	
7			2,8	3,6		5,9	2,7		2,1	5,8		2,9		6,2	7,2	5,2		3,4											0,4	0,7			
8			3,4	2,5		4,8	3,6			2,6	2,6	2,8		5,7	9,0	3,6	1,6	2,5					2,7		0,3			0,2	0,6			0,2	
9	2,7	2,4		4,7		25,6	4,3			7,4	12,2	3,5		1,3	5,2	2,9	1,3									4,8					0,2		
10			3,0			8,4	5,0		5,2	5,6	3,8			1,4	0,8	2,4				2,4			2,4			0,1			0,6	0,6	0,1	0,2	
11		0,8	0,6	10,0		11,8	3,9	0,1	0,8	13,8	4,3	0,9	0,1	3,7	4,6		0,1	0,3	0,8				4,6						0,2	0,1	0,7	0,1	
12	3,6	0,1	1,1	3,9	0,1	13,6	4,0	0,3	4,1	10,1	10,0	0,5	0,3	3,0	2,1	0,1		0,8	0,6				2,8										
13			0,7	2,0		12,2	0,4			4,0				1,3	2,3	2,0		1,3					5,4						1,5		0,2		
14	4,1		1,9	3,2		11,7				4,9	5,0			11,7	4,1			0,2					8,9							0,3	0,2		
15	0,2	2,0	1,3	2,7		24,5	1,3			7,6	4,2		0,2	4,9	6,0	4,7	1,3	3,8		0,2	0,2		7,6	0,6							0,8		
16	4,9	0,8	3,3	2,9	0,2	12,3	1,2			4,6	1,7	1,1		13,6	12,1	3,7	1,1	2,5		0,2			13,5	2,0						18,9	0,3		0,2
17	1,3	2,4	1,1	1,2	0,1	17,4	1,0	0,3		7,5	2,6	0,7	0,1	2,2	6,2	3,7	0,7	4,1					2,2	0,6							0,3		
18	1,2	2,5	1,6	0,9	0,1	15,1	1,6			13,0	4,8	0,7	4,7	1,9	3,6	1,1	0,8		0,2	0,5		0,1	0,9	0,7							0,2		
19			2,1			8,6	0,3			3,6	1,3			18,9	5,0	0,6		0,3					1,0	0,3						0,1			
20	1,4		2,0	1,6		21,0				9,0	3,6	0,6		8,8	2,9	6,3	1,1	3,4		0,5	0,6		4,4	2,2						0,1	0,2		
21	0,3	0,2	1,4	0,9	0,2	20,2	1,1			4,8	1,5	8,3		9,0	2,2	3,8	0,4	0,8		0,4	0,1		2,2	0,4									0,1
22	0,5		2,3	2,5		16,2	0,7	0,2	0,2	1,2	3,0	0,6	0,2	10,8	6,3	1,9	0,1	0,8					5,4	0,5									
23	1,5		3,3	3,9		13,0	2,1			2,2	1,9	0,7		10,3	6,2	1,3		0,9					7,9										

Vo všetkých vzorkách vrtu prevláda rod *Carya*, ktorý dosahuje najvyššie percento v hĺbke 18, 85 m (25,3 %). Vo vyšších vrstvách tento rod značne ubúda a vyskytuje sa priemerne len 6—7 %. Veľmi bohato je zastúpený rod *Fagus*, ktorý má v mnohých vrstvách striedavo stúpajúcu a klesajúcu tendenciu. Z ostatných rodov môžeme spomenúť rody *Carpinus*, *Pterocarya*, *Quercus*, *Ulmus*, *Tilia*, *Betula*, *Alnus*, *Corylus*, ktoré z listnatých drevín majú prevahu v okolitých porastoch. Kroviny vresnovitých sú dosť početne zastúpené vo všetkých vzorkách vrtu. Veľmi hojne sú zastúpené rôzne typy borovíc, pričom prevažujú druhy skupiny *Pinus Haploxylon*. Rod *Abies* dosahuje najvyššie percento v hĺbke 18, 20 m (15,8 %). Rod *Picea*, ktorý je charakteristický pre vrchný miocén, a najmä pliocén, je najviac rozšírený vo vrchných sedimentoch vrtu. Z ihličnatých foriem najväčšie percento dosahujú rody *Cedrus*, *Larix*, *Taxodium*, *Inaperturopollenites dubius.*, druhy *Tsuga diversifolia* typ *Rudolph* a *Tsuga canadensis* typ *Rudolph*. Čeľaď *Taxodiaceae* sa nachádza konštantne vo všetkých vzorkách vrtu, ale nepresahuje v žiadnej 5 %.

V najhlbších vrstvách vrtu (okolo 30—31, 40 m) sú ostatné rody, okrem rodu *Carya*, len slabo zastúpené. Vo vyšších vrstvách (20—27 m) pribúdajú aj iné typy listnatých drevín, predovšetkým *Tilia*, *Fagus*, *Ulmus*, *Quercus*; z ihličnatých sú to druhy rodu *Pinus* a *Abies*. V týchto vrstvách lipa dosahuje maximum svojho rozšírenia. V hĺbke 24—22 m ešte stále dominuje rod *Carya*. Peľové zrná lipy majú tu klesajúcu tendenciu. Aj ostatné rody ako *Pterocarya*, *Alnus*, *Fagus*, *Ulmus*, *Carpinus*, sú pomerne chudobne zastúpené. V týchto vrstvách končí aj výskyt rodu *Engelhardtia*.

V hĺbke pod 20 m pozorujeme po predošlom maximálnom zastúpení rodu *Carya* (v hĺbke 18,80 m) jeho náhly úbytok smerom k vrchným vrstvám. To isté platí aj o rode *Tilia*. Rody z čeľade *Betulaceae* smerom k vrchným vrstvám pribúdajú, podobne i rody *Fagus* a *Juglans*. Peľové zrná rodu *Picea* sú najviac zastúpené v najvrchnejších vrstvách vrtu.

Ostatné rody, ktoré sa tu nespomínajú, sú v peľovom spektre zastúpené len malým percentom, a neovplyvňujú jeho charakter.

Ekologické pomery

Z peľového spektra vyplýva, že podľa podmienok vlhkosti môžeme rozdeliť rastliny do niekoľkých skupín:

1. rastliny vyžadujúce vlhký substrát: *Taxodiaceae*, *Alnus*, *Salix*, *Myricaceae*, *Carya*, niektoré druhy rodu *Quercus*, niektoré druhy zo skupiny *Pinus Diploxylon* a *Polypodiaceae*;

2. rastliny vyžadujúce suchší substrát: *Acer*, *Ulmus Carpinus*, *Betula*, *Pterocarya*, *Quercus*, *Tilia*, *Juglans*, *Engelhardtia*, *Fagus*, *Pinus Haploxylon*, *Larix*, *Picea*, *Abies*;

3. skupina rastlín vyžadujúca suchý substrát: cf. *Aquifoliaceae, Cedrus, Tsuga, Rhus.*

V peľovom spektre sú najbohatšie zastúpené rody vyžadujúce vlhký substrát (*Carya, Quercus, Pinus Diploxylon, Taxodiaceae, Alnus*). Rody vyžadujúce suchší substrát sú v peľovom spektre najmenej zastúpené.

Zmenu klímy badáme okolo 20—17 m. Poukazuje na to úbytok teplomilnejších druhov rastlín rodu *Podocarpus, Carya, Engelhardtia* a čeľ. *Myricaceae* a pribúdanie vrchnomiocénnych a pliocénnych rastlinných rodov (hlavne *Alnus, Betula, Corylus, Juglans, Picea, Tsuga* a iné). Podľa charakteru rastlinstva okolo Dúbravického jazera usudzujeme, že klíma bola vcelku mierna ešte s prvkami subtropického pásma. Podľa prevahy bažinatých a vlhký substrát vyžadujúcich rodov usudzujeme, že po celý čas sedimentácie skúmanej časti vrtu bola dostatočne vlhká.

Stratigrafické vyhodnotenie

V peľovom spektre sa prakticky nevyskytli rody tropické alebo subtropické, len ojedinele v niektorých vzorkách tetracolporátne peľové zrná patriace čeľ. *Sapotaceae.* Peľové zrná tejto čeľade zistil P. W. Thomson (1951) v burdigalskom hnedom uhlí v Nemecku. U nás B. Pacltová a B. Žert (1958) poukazujú na výskyt tejto čeľade v Chebskej panve v cyprusových vrstvách (asi helvét). Podľa zastúpenia ostatných rodov môžeme predpokladať, že peľové zrná čeľade *Sapotaceae* sa dostali do našich vzoriek len preplavením.

Charakter peľového spektra určujú rody vrchnomiocénne a spodnopliocénne. Dá sa uvažovať o tom, že skúmané sedimenty sa nachádzajú na prechode zo sarmatu do panónu. Smerom k vrchným vrstvám (okolo 20—17 m) ubúdajú miocénne prvky a pribúdajú pliocénne. Rod *Podocarpus* podľa mnohých autorov má hlavný výskyt v eocéne až oligocéne. R. Potonie — P. W. Thomson — F. Thiergart (1951) ho spomínajú zo spodného miocénu, J. Doktorowicz — Hrebnická (1957) z pliocénu Olštyna (severné Poľsko). V našom vrte sa nachádza vo väčšom množstve od najhlbších vrstiev až po 18,80 m. Aj rod *Engelhardtia* je zastúpený len v spodných vrstvách vrtu. Ojedinele sa v literatúre spomína z pliocénu. Považuje sa však všeobecne za miocénny (R. Potonie 1951). E. Nagy (1958) ho uvádza z vrchnopanónskeho hnedého uhlia spod Mátry, ale spomína, že môže ísť o reliktnú formu. V udávanom prechodnom rozmedzí väčším percentom nastupujú rody čeľade *Betulaceae* (*Betula, Corylus, Alnus*), ktoré sa podľa R. Potonieho, P. W. Thomsona a F. Thiergarta (1951) vyskytujú zriedkavo v šat-akvitáne a miocéne, častejšie však v pliocéne. Rody *Abies, Picea* a *Cedrus*, ktoré sú v našom vrte bohato zastúpené (*Picea* hlavne vo vrchných vrstvách), sú podľa F. Thiergarta (1951) najčastejšie v pliocéne a len malým percentom sa zúčastňujú na tvorbe dolnorýn-

skeho hnedého uhlia. Rod *Sciadopitys* sa považuje za častejší v pliocéne než ostatné formy čeľade *Taxodiaceae*. V našom vrte je najhojneší vo vrchných vrstvách. Charakter peľového spektra určujú rody vrchnomiocénne, ako to vyplýva aj z výsledkov porovnania s peľovými spektrami susedných oblastí.

Peľové spektrá zo sarmatu — pontu diatomitového odkryvu v Turovej, odkryvu z Badina, Poltára a Sobraniec (B. Pacltová 1956) sme porovnávali s peľovými spektrami skúmaného vrtu a zistili obdobné rastlinné spoločenstvo ako na uvedených lokalitách, len druhove oveľa bohatšie.

Porovnaním s peľovým spektrom tortónu — sarmatu v Handlovej (B. Pacltová 1958) dochádzame k týmto výsledkom: rastlinstvo tortónu — sarmatu je bohatšie na strednomiocénne druhy. V našom peľovom spektre je bohatšie zastúpená čeľaď *Betulaceae*, ktorú P. W. Thomson (1951) označuje za najpočetnejšiu čeľaď v pliocéne. V Handlovej chýbajú pliocénne rody *Picea* a *Abies*. Peľové spektrum vrtu DBo-1 je mladšie ako spektrum v tortóne — sarmate Handlovej.

Vrchnopanónska flóra spod Mátry (E. Nagy 1958) má veľa spoločných znakov s dúbravickou. V poslednej chýbajú rôzne bylinné typy a trávy, ktoré sú charakteristické už pre pliocén. Väčšina druhov lesného porastu je o niečo staršia než vrchnopanónske hnedouhoľné vrstvy Mátry v Maďarsku.

Peľové spektrum mladšieho pliocénu (G. Leschik 1951) sa líši v podstate tými istými znakmi od dúbravického ako spektrum vrchného panónu (E. Nagy 1958). Rozdiel je azda len vo veľmi vysokom percentuálnom zastúpení rodov *Picea, Pinus silvestris* a *Alnus*. V našom peľovom spektre prevláda *Pinus Haploxylon* nad skupinou *Diploxylon*. V peľových spektrách vrchného pliocénu je to naopak.

Porovnaním s pliocénnym peľovým spektrom od Willerhausenu (F. Thiergart 1954) usudzujeme, že ložisko diatomitov pri Dúbravici je staršie, aj keď sú druhy oboch spektier skoro celkom zhodné. Rozdiel je v tom, že v pliocénnom peľovom spektere F. Thiergarta (1954) má najväčšie percento rod *Picea*, kdežto *Myricaceae* a *Pterocarya*, ktoré sú v našom peľovom spektre bohato zastúpené, sa v pliocénnom peľovom spektre vyskytujú len ojedinele.

Peľové spektrum pliocénnych sedimentov v Poľsku (J. Doktorowicz — Hrebnická 1957) sa líši od nášho spektra bohatším zastúpením bylinných typov. Podľa toho je dúbravické spektrum staršie ako pliocénne sedimenty z Olštýna.

*

Zhrnúc tieto pozorovania, dochádzame k týmto záverom: rastlinstvo zrekonštruované podľa výsledkov peľovej analýzy predstavuje *bohaté miešané lesy okolia skúmaného jazera*. Stratigraficky naše peľové spektrum poukazuje na kvetenstvo *mladšie než strednomiocénne a staršie než vrchnopanónske*. Podľa hojného

výskytu vlhkomilných rodov usudzujeme na *vlhkú klímu* počas sedimentácie skúmaných vrstiev.

Odtlačky listov a ostatné rastlinné makrozvyšky z týchto sedimentov určovali: F. Němejc (1955), Krippel — Bako (1958). F. Němejc (1955) určil tieto druhy: *Salix* cf. *varians*, *Salix* cf. *longa*, *Betula prisca*, *Betula brongniarti*, *Betula makrophyla*, *Alnus kefersteinii*, *Alnus rotundata*, *Carpinus grandis*, *Ostrya* sp., *Prunus* sp., *Fagus decurrens*, *Pterocarya castaneaefolia*, *Carya serraefolia*, *Ulmus braunii*, *Quercus castaneaefolia fossilis*, *Quercus pseudocastanea*, *Quercus („Castanea") kubinyi*, *Platanus aceroides*, *Acer integrilobum*, *Acer* cf. *trilobatum*. Krippel — Bako (1958) určili: *Carpinus* cf. *grandis*, *Carpinus* semeno, *Ostrya ?*, *Celtis ?*, *Fagus silvatica*, cf. *Ficus tiliaefolia*, *Quercus pseudocastanea*, cf. *Sorbaria ulmifolia*, *Ulmus longifolia*, *Salix*, *Quercus* cf. *macrocarpa*, cf. *Lonicera*, *Alnus* cf. *incana*.

Výsledky určenia makrozvyškov F. Němejcom (1955) z ložiska diatomitov sa zhodujú s peľovým spektrom z vrtu DBo-1. Od makrozvyškov určených Krippelom a Bakom (1958) líšia sa tým, že v našom peľovom spektre chýbajú rody *Ostrya ?*, *Celtis ?*, cf. *Ficus*, cf. *Sorbaria* a cf. *Lonicera*.

Záver

Na základe palynologického výskumu diatomitového ložiska pri obci Dúbravica sme zistili, že

1. stratigrafická poloha diatomitov je pravdepodobne veku sarmatsko-panónskeho;

2. klíma pri usadzovaní skúmaných sedimentov bola mierna s ubúdaním rastlinných rodov charakteristických pre subtropické pásmo (cf. *Aquifoliaceae*, *Podocarpus*, *Engelhardtia*, *Myricaceae*). Medzi 20—17 m nastáva určité ochladenie klímy, čomu nasvedčujú zmeny v rastlinnom zastúpení (pribúdanie pliocénnych rodov *Picea*, *Tsuga*, *Abies*, *Corylus*, *Betula*).

3. Podľa podmienok vlhkosti sme rozdelili rastlinstvo z peľového spektra na tieto skupiny:

a) rastliny vyžadujúce vlhký substrát; b) rastliny vyžadujúce suchší substrát; c) rastliny vyžadujúce suchý substrát.

Zistilo sa, že veľké percento v peľovom spektre tvoria rastliny vlhkomilné (1) najmä vlhkomilný kariový les. Aj miešaný listnato-ihličnatý les je v celom vrte dobre vyvinutý.

Najdôležitejšie rody, ktoré určujú charakter peľových spektier, sú: *Carya*, *Fagus*, *Tilia*, *Alnus*, *Carpinus*, *Pterocarya*, *Betula*, *Corylus*, *Quercus*, *Ulmus*; z ihličnatých *Pinus Haploxylon*, *Pinus Diploxylon*, *Abies*, *Cedrus*, *Tsuga canadensis* typ *Rudolph*, *Tsuga diversifolia* typ *Rudolph* a cf. *Larix*.

Peľové spektrum ukázalo, že nemôže ísť o interglaciál, ani o vrchný panón, ako sme na to poukázali už pri porovnaní s panónskymi peľovými spektrami. Došli sme preto k záveru, že skúmané sedimenty diatomitov sú *vrchnomiocénneho veku* (asi sarmat — spodný panón).

K dokonalejšiemu prehľadu by boli potrebné ešte ďalšie palynologické štúdiá neogénu stredného Slovenska, aby sa na základe porovnania s inými lokalitami vyjasnili niektoré podrobnosti, ktoré by spresnili stratigrafickú polohu diatomitov. Prinieslo by to nové poznatky z doteraz málo prebádaných vrchnomiocénnych sedimentov u nás aj v celej strednej Európe.

Napokon ďakujeme doc. B. Pacltovej, dr. V. Kněblovej a dr. E. Krippelovi za cenné pripomienky, ktoré nám poskytli.

Geologický ústav D. Štúra,
Bratislava

Všetky snímky na tab. I—X vyhotovili E. Planderová a P. Snopková; Zväčšenie 1000×. Materiál je uložený v dokumentačných zbierkach palynologického odd. GÚDŠ v Bratislave.

LITERATÚRA

[1] Bako J., 1958: Výpočet zásob diatomitu v Dúbravici v kategórii C_2 (kraj Banská Bystrica). (Archív GÚDŠ.) — [2] Bertsch K., 1942: Lehrbuch der Pollenanalyse. Stuttgart. — [3] Doktorowicz — Hrebnická J., 1957: Wzorcowe spektra pyłkowe pliocéńskich osadów węglonósnych. (Z badań flor trzeciorzędowych, tom II. Warszawa 1957.) — [4] Erdtman G., 1952: Pollen Morphology and Plant Taxonomy. Angiosperms (An Introduction to Palynology). Stockholm. — [5] Kremp G., 1949: Pollenanalytische Untersuchung des miozänen Braunkohlenlagers von Konin an der Warthe. Paläontogr. 90. Abt. B. Stuttgart. — [6] Krutzsch W., 1957: Sporen und Pollengruppen aus Oberkreide und Tertiär. Zeitschrift für angewandte Geol., Heft 11/12. Berlin. — [7] Leschik G., 1951: Mikrobotanisch- stratigraphische Untersuchung der jungpliozänen Braunkohle von Buchenau (Kr. Hünfeld). Paläontographica, Band XCII, Abt. B. Stuttgart. — [8] Macko St., 1957: Lower Miocene Pollen Flora from the Valley of Kłodnica near Gliwice (Upper Silesia). Wroclaw. — [9] Nagy E., 1958: A Mátraaljai felső pannóniai kori barnakőszén palinológiai vizsgálata. A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve XLVII. Kötet 1. Füzet. Budapest. — [10] Němejc F., 1955: Zpráva o paleobotanickem výzkumu neogénnich uloženín v kremnické a štiavnické oblasti. (Zprávy o geolog. výzkumech v r. 1955. — [11] Neuy — Stolz G., 1958: Zur Flora der Niederrheinischen Bucht während der Hauptflözbildung unter besonderer Berücksichtigung der Pollen und Pilzreste in den hellen Schichten. Fortschr. Geol. Rheinl. u Westf. 2. Krefeld. — [12] Pacltová B., 1956: Palynologický výzkum slovenského neogénu. Zprávy o geologických výzkumech v roce 1955, Praha. — [13] Pacltová B., 1958: Palynologický výzkum terciéru v oblasti Handlová na Slovensku. Časopis pro mineralogii a geologii, roč. III. č. 3. Praha. — [14] Pacltová B. a B. Žert, 1958: Zpráva o palynologickem výzkume sedimentov chebskej pánve v roku 1958. Archív ÚÚG. Praha. — [15] Pantocsek J., 1903—5: Beiträge zur Kenntnis der Fossilen Bacilarien Ungarns. Teil I—III. Berlin u. Pozsony. — [16] Potonie R., Venitz H., 1934: Zur Mikrobotanik des miozänen Humodils der niederrheinischen

Bucht. Arbeiten aus dem Inst. für Paläobot. und Petrograf. der Brennsteine, Band 5, Berlin. — [17] Potonie R., 1951: Revision stratigraphisch wichtiger Sporomorphen des Mitteleuropäischen Tertiärs. Paleontographica, Band XCI, Abt. B. Stuttgart 1951. — [18] Potonie R., Thomson P. W., Thiergart F., 1951: Zur Nomenklatur und Klassifikation der neogenen Sporomorphae (Pollen und Sporen). Geologisches Jahrbuch für das Jahr 1949. Hannover. — [19] Potonie R., 1934: Zur Mikrobotanik des eocänen Humodils des Geiseltals. Arbeit aus dem Inst. für Paläobot. und Petrographie der Brennsteine, Band 4, Berlin. — [20] Szafer Wl., 1954: Plioceńska flora okolic Czorstyna i jej stosunek do plejstocenu. Warszawa. Instit. Geol. tom. XI. — [21] Thiergart F., 1951: Pollenfloren aus den tertiären Braunkohlen vom Niederrhein. Geologisches Jahrbuch für das Jahr 1949 Band 65. Hannover. — [22] Thiergart F., 1941: Vergleich des Finkenheerder Braunkohlenflözes mit der Niederlausitzer Braunkohle auf Grund der Pollenführung. Braunkohle. H. 14. Halle a. S. — [23] Thiergart F., 1954: Pollen und Sporen aus dem Pliozän von Willerhausen. Geol. Jb. 3, Heft 5. Berlin. — [24] Thomson P. W., Pflug H., 1953: Pollen und Sporen des Mitteleuropäischen Tertiärs. Paleontographica Band, 94, Abt. B. Stuttgart. — [25] Thomson P. W., 1951: Grundsätzliches zur tertiären Pollen und Sporenmikrostratigraphie auf Grund einer Untersuchung des Hauptflözes der rheinischen Braunkole in Liblar, Neurath, Fortuna und Brühl. Geol. Jahrbuch für das Jahr 1949. Hannover. — [26] Wolff H., 1934: Mikrofossilien des pliocänen Humodils der Grube Freigericht bei Dettingen a. M. und Vergleich mit älteren Schichten des Tertiärs sowie posttertiären Ablagerungen. Arbeit. Inst. für Paläobot. und Petrogr. der Brennsteine, Band 5, Berlin. — [27] Zaklinskaja E. D., 1957: Stratigrafičeskoje značenije pyłcy golosemennych kajnozojskich otloženij Pavlodarkogo priirtyšja a severnego Priuralja. Trudy geol. Instituta, vypusk 6. Moskva. — [28] Zolyomi B., 1952: Magyarország növénytakarójának fejlődéstörténet az utolsó jégkorszaktól. Klny. M. T. A. Biol. Oszt. Közl. 4.

E. PLANDEROVÁ—P. SNOPKOVÁ

PALYNOLOGISCHE AUSWERTUNG DER DIATOMITLAGERSTÄTTE BEI DER GEMEINDE DÚBRAVICA

In der vorliegenden Arbeit befassen sich die Autoren mit der stratigraphischen Lage der Diatomitlagerstätte bei der Gemeinde Dúbravica im Gebiet von Banská Bystrica in der Mittelslowakei auf Grund der palynologischen Auswertung der Bohrung DBo-1.

Zur palynologischen Untersuchung stand uns zur Verfügung der brekziöse gestreifte Diatomit mit psammitischen Einlagen, bzw. eine tuffitische Diatomitbrekzie.

Im systematischen Teil der Arbeit werden die Pollenkörner von verschiedenen Arten aus der studierten Lagerstätte mit denen in der Literatur bereits beschriebenen verglichen; neu beschrieben und abgebildet werden in unserer Arbeit nur solche Pollenkörner, die im studierten Spektrum am heufigsten vorkommen und für die Bestimmung seines Charakters von Bedeutung sind.

Die studierte Bohrung DBo-1 wird auf Grund der festgestellten Pflanzenvergesellschaftung ausgewertet und die Pollen werden mit den obermiozänen und pliozänen Pollenspektren verglichen; dabei wird auch die wahrscheinliche stratigraphische Zugehörigkeit der studierten Schichten der Diatomitlagerstätte gestellt.

Während der Ablagerung des untersuchten Teiles herrschte das gemässigte Klima; dabei haben wir auch die Verringerung der für die subtropische Zone charakteristischen Pflanzengattungen festgestellt. Eine gewisse Abkühlung des Klima wurde während der Ablagerung der Schichten in der Tiefe von 20—17 m (in der Bohrung DBo-1) festgestellt.

Auf Grund der Feuchtigkeitsansprüche werden die gefundenen Pflanzen in drei Gruppen eingeteilt, und zwar:

1. die Pflanzen, die ein feuchtes Substrat erfordern (*Taxodiaceae, Alnus, Salix, Myricaceae, Carya,* einige Arten der Gattung *Quercus,* einige Formen von *Pinus Diploxylon* und der *Polypodiaceae*);

2. die Flora die sich mit einem trockeneren Substrat begnügt *(Acer, Ulmus, Carpinus, Betula, Pterocarya, Quercus, Tilia, Juglans, Engelhardtia, Pinus Haploxylon,* cf. *Larix, Picea, Abies);*

3. die Pflanzen die das trockene Substrat beanspruchen (cf. *Aquifoliceae, Cedrus, Tsuga, Rhus*).

In unserem Pollenspektrum überwiegen die feuchteliebenden Pflanzen. Aus dem Vergleich unserer Pflanzen mit den obermiozänen und Pliozänen Pollen geht hervor, dass unsere Flora aus der Diatomit-Lagerstätte Dúbravica jünger als die mittelmiozänen (B. Pacltová, 1956), aber älter als die oberpannonischen und pliozänen Pollen (E. Nagy, 1958; G. Leschik, 1951; J. Doktorowicz — Hrebnická, 1957) ist.

Infolge dessen sind wir der Meinung, dass die studierte Lagerstätte stratigraphisch dem Sarmat — Unterpannon angehört.

Geologisches Institut D. Štúr's,
Bratislava

GEOLOGICKÉ PRÁCE

ZPRÁVY 19

Vydal Geologický ústav Dionýza Štúra v Bratislave
roku 1960
vo Vydavateľstve Slovenskej akadémie vied v Bratislave

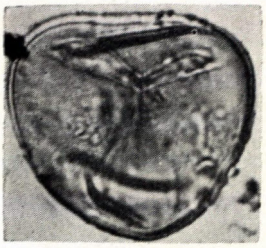
Hlavný redaktor doc. dr. Michal Mahel

Odborný redaktor doc. dr. Miroslav Kuthan

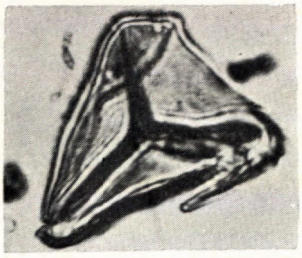
Technická redaktorka dr. Zuzana Višnyiová

301-03. Daň 5 %. 25056/59-VO. P. č. 764. Náklad 950 výtlačkov. Papier 5154-01, 70×100, 80 g. PH 9,85, AH 17,58, VH 17,96. Vytlačila Pravda, vydavateľstvo ÚV KSS v Bratislave, zo sadzby garmond Kolektív. K-06*01094

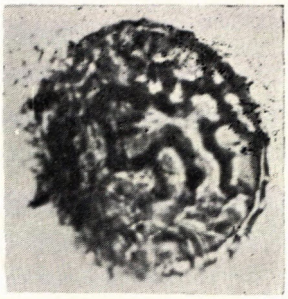
Cena brož. Kčs 21,—
56/III-3



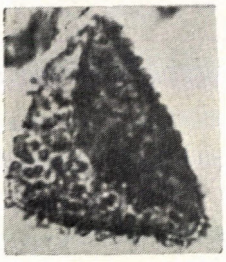
1



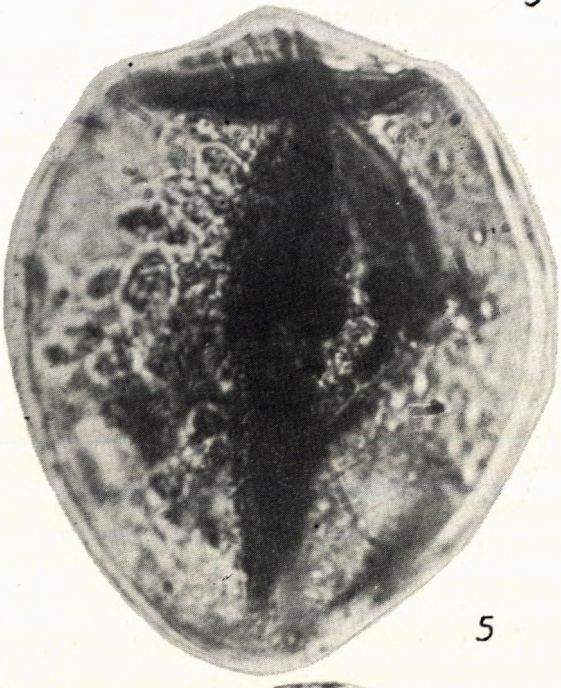
2



3

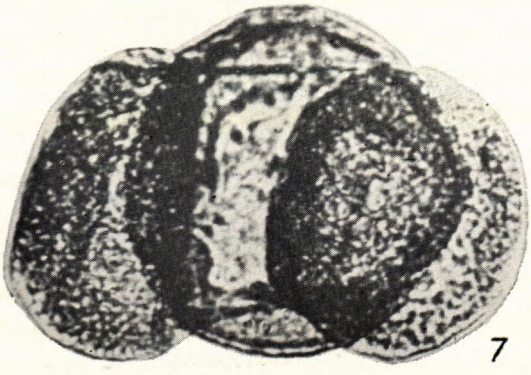


4



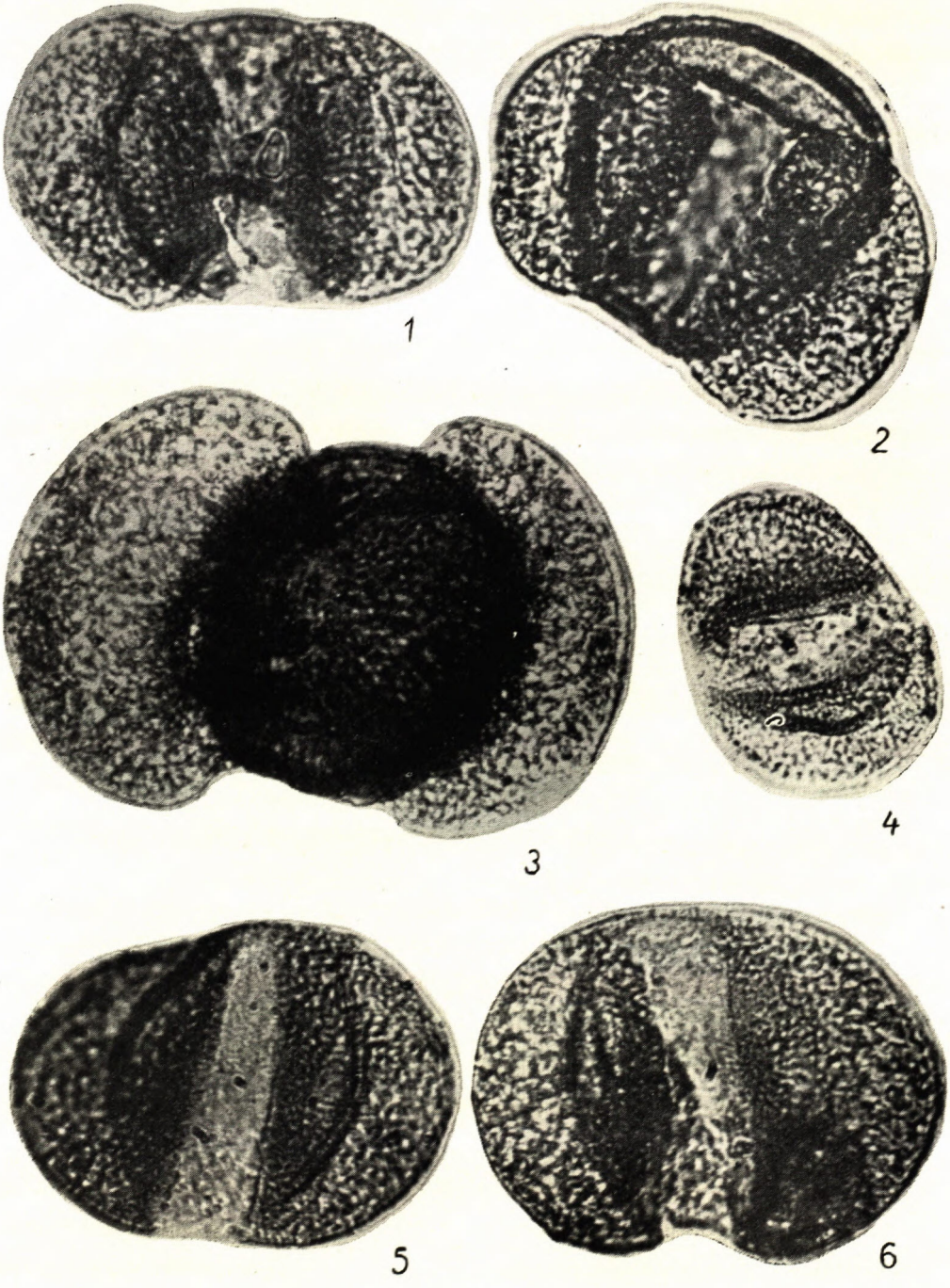
5

6

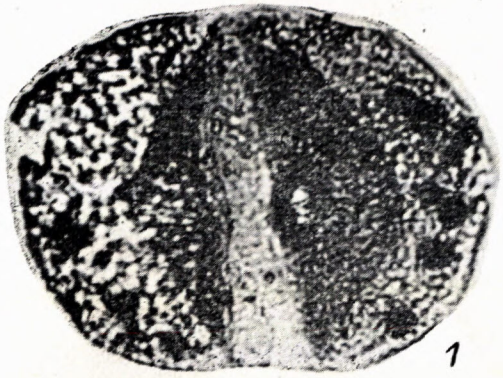


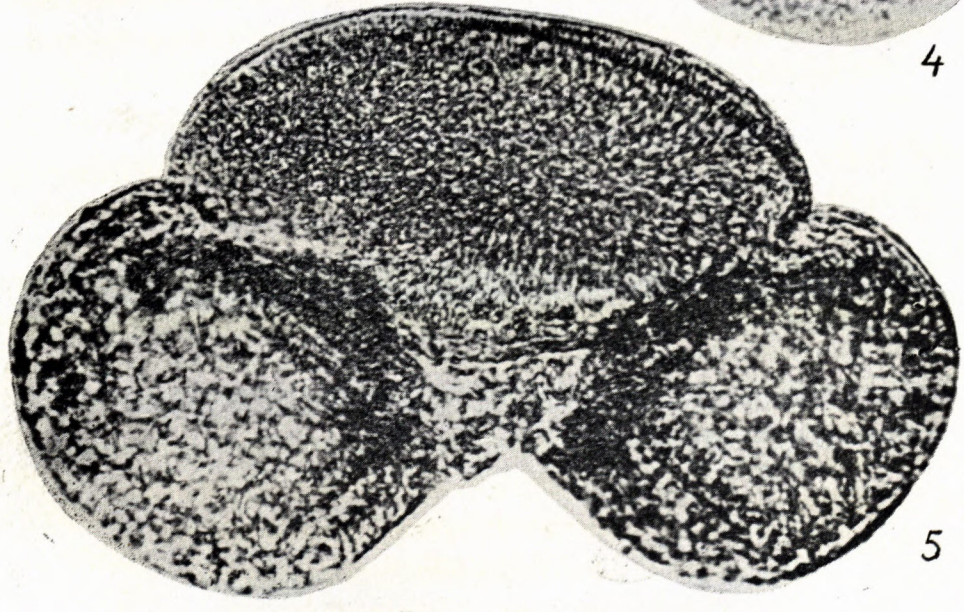
7

1. *Laevigatisporites* sp.; 2. *Laevigatisporites neddeni* R. Pot.; 3. *Lycopodium* sp.; 4. cf. *Osmunda*; 5. *Triplanosporites* sp.; 6—7. *Pinus Diploxylon*.

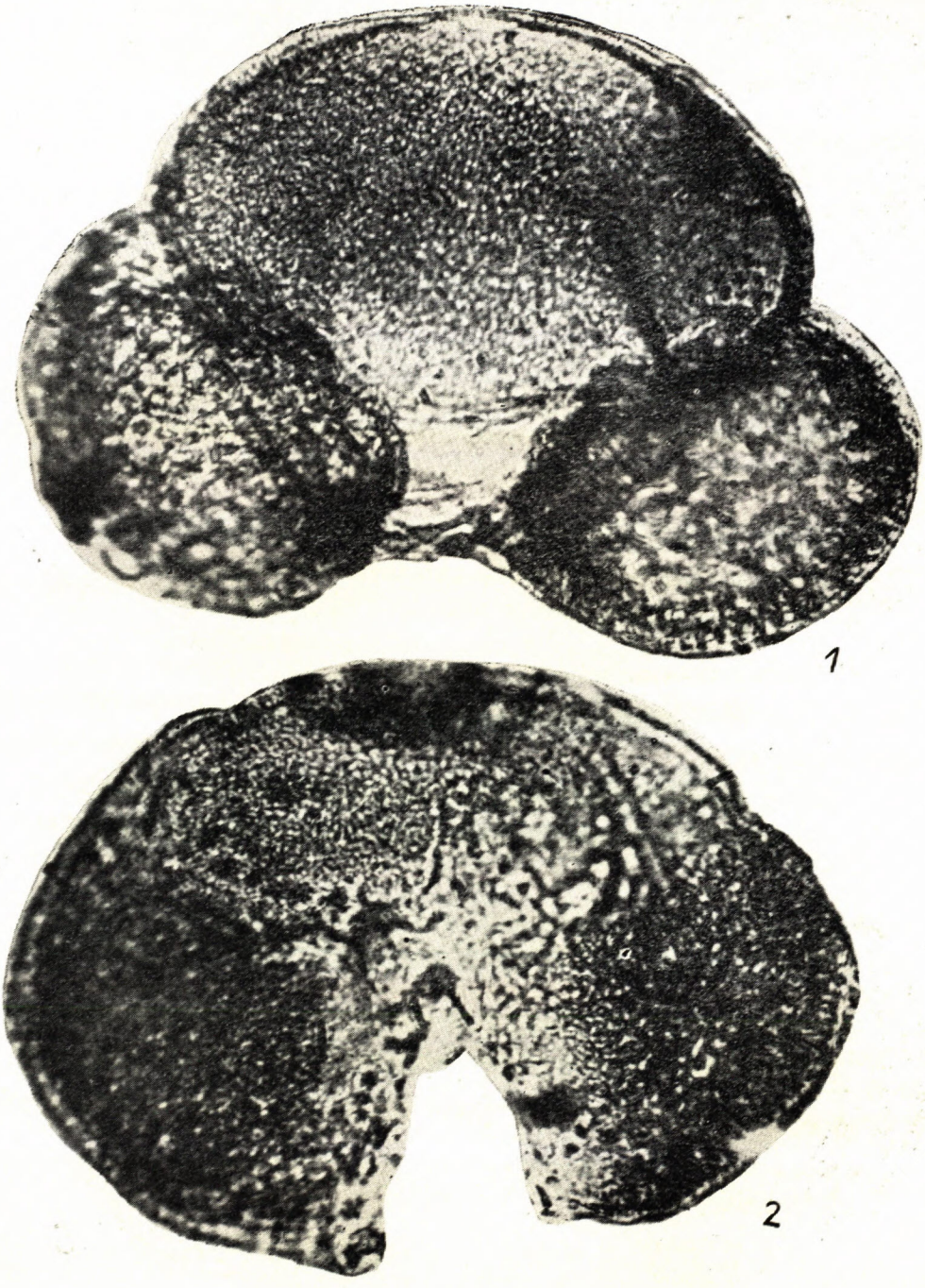


1—3. *Pinus Diploxylon*; 4—6. *Pinus Haploxylon*.

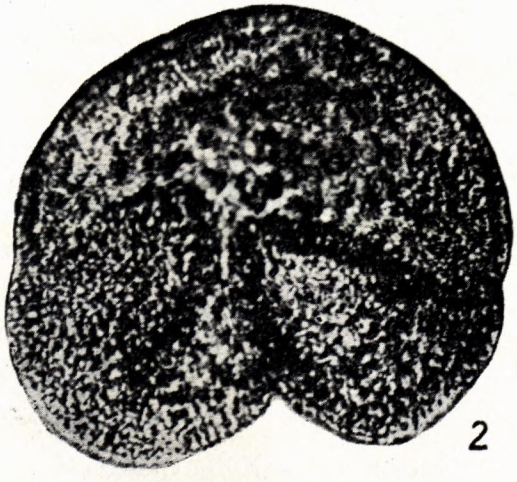


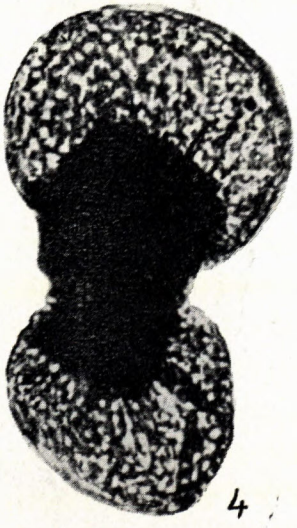


1—4. *Pinus Haploxylon*; 5. *Abies* sp.

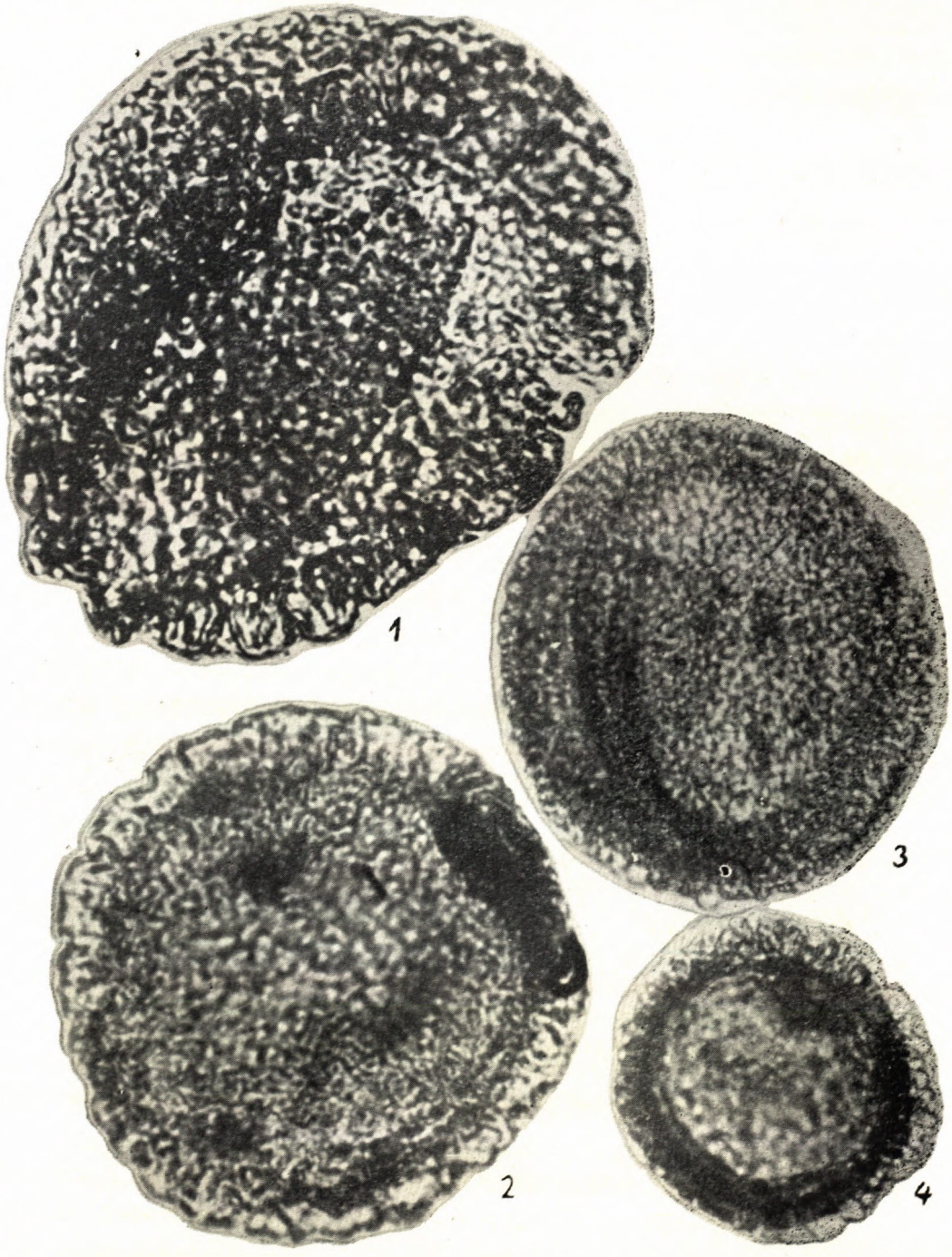


1. *Abies* sp.; 2. *Picea* sp.

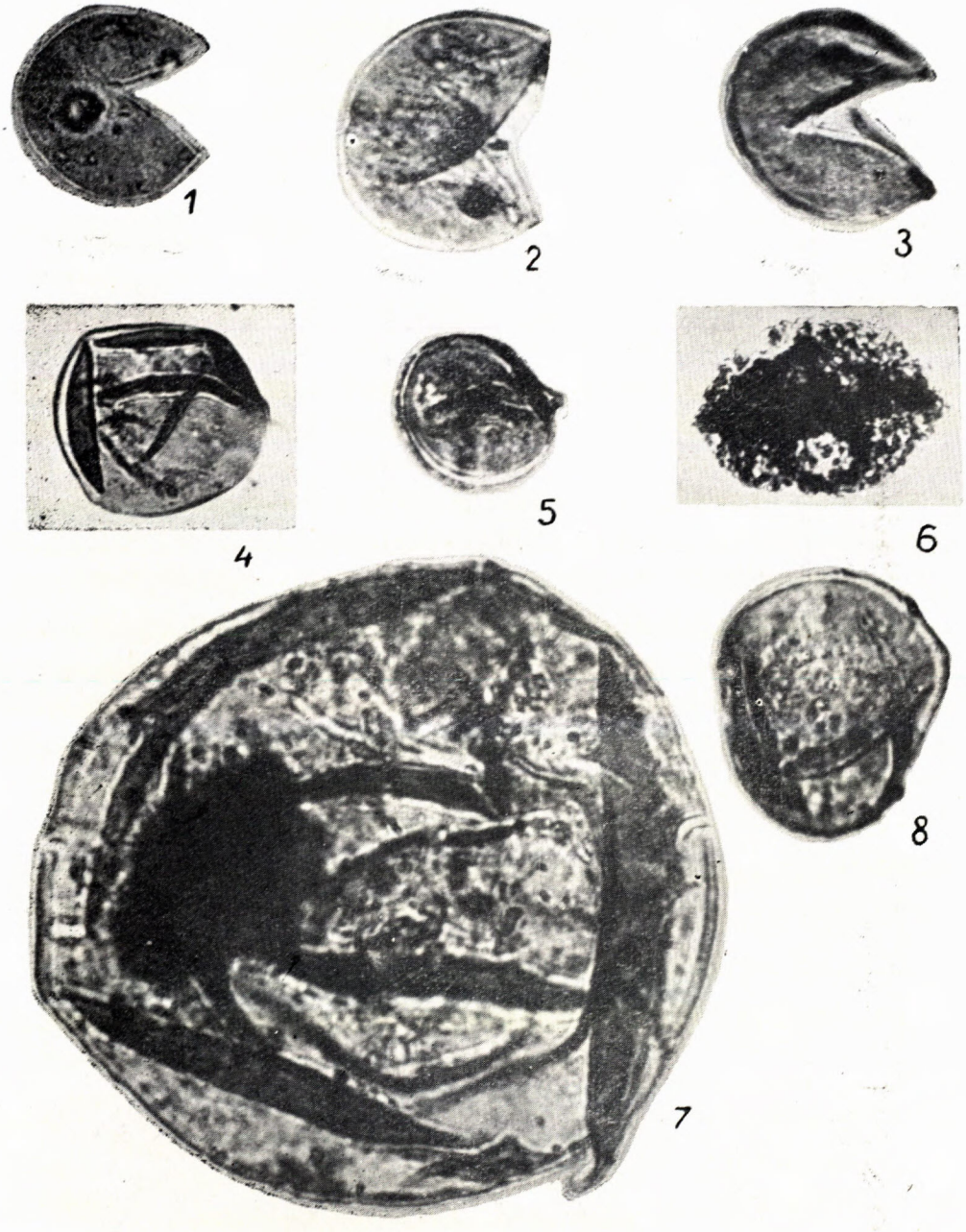




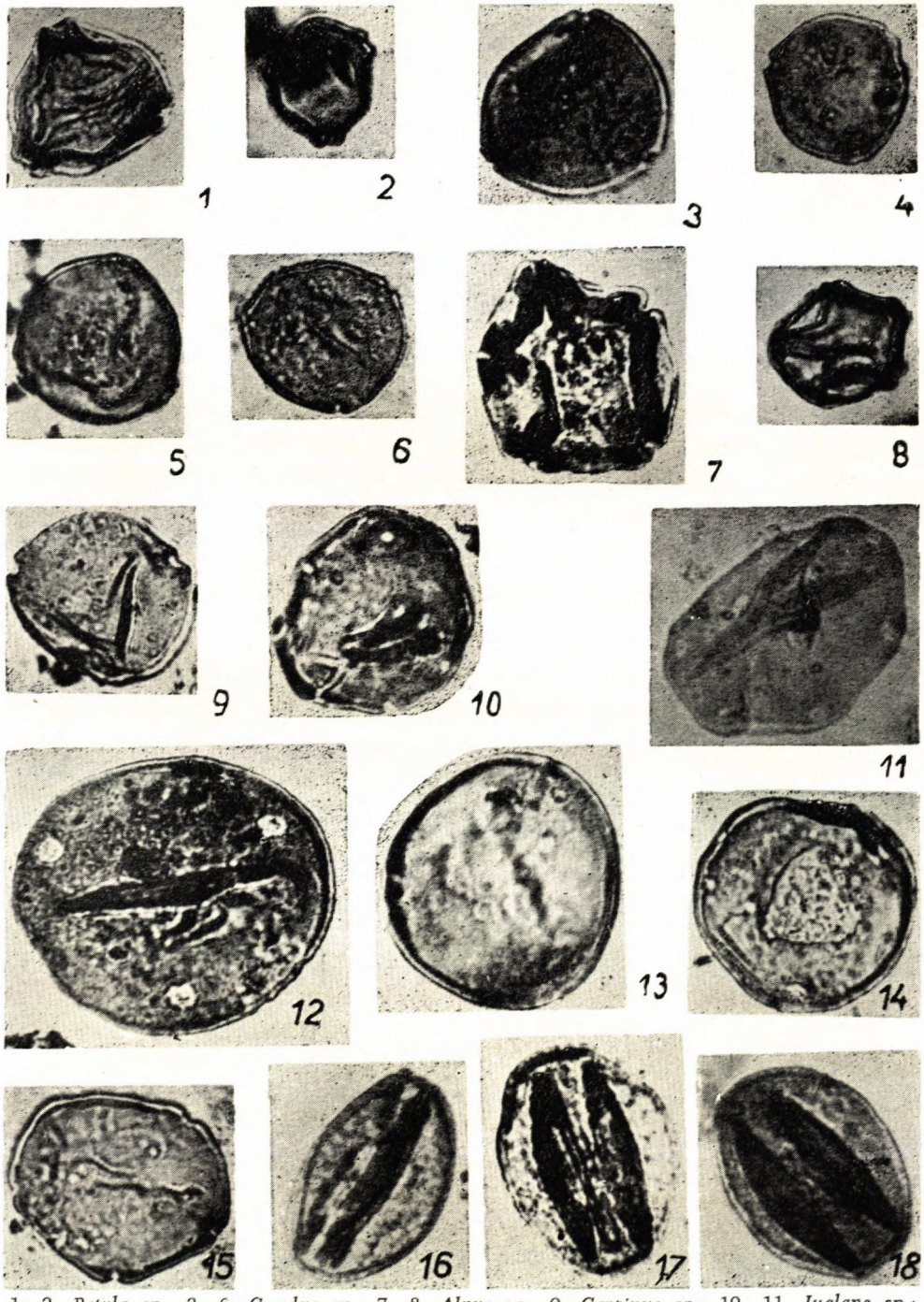
1—2. *Cedrus* sp.; 3—4. *Podocarpus* sp.



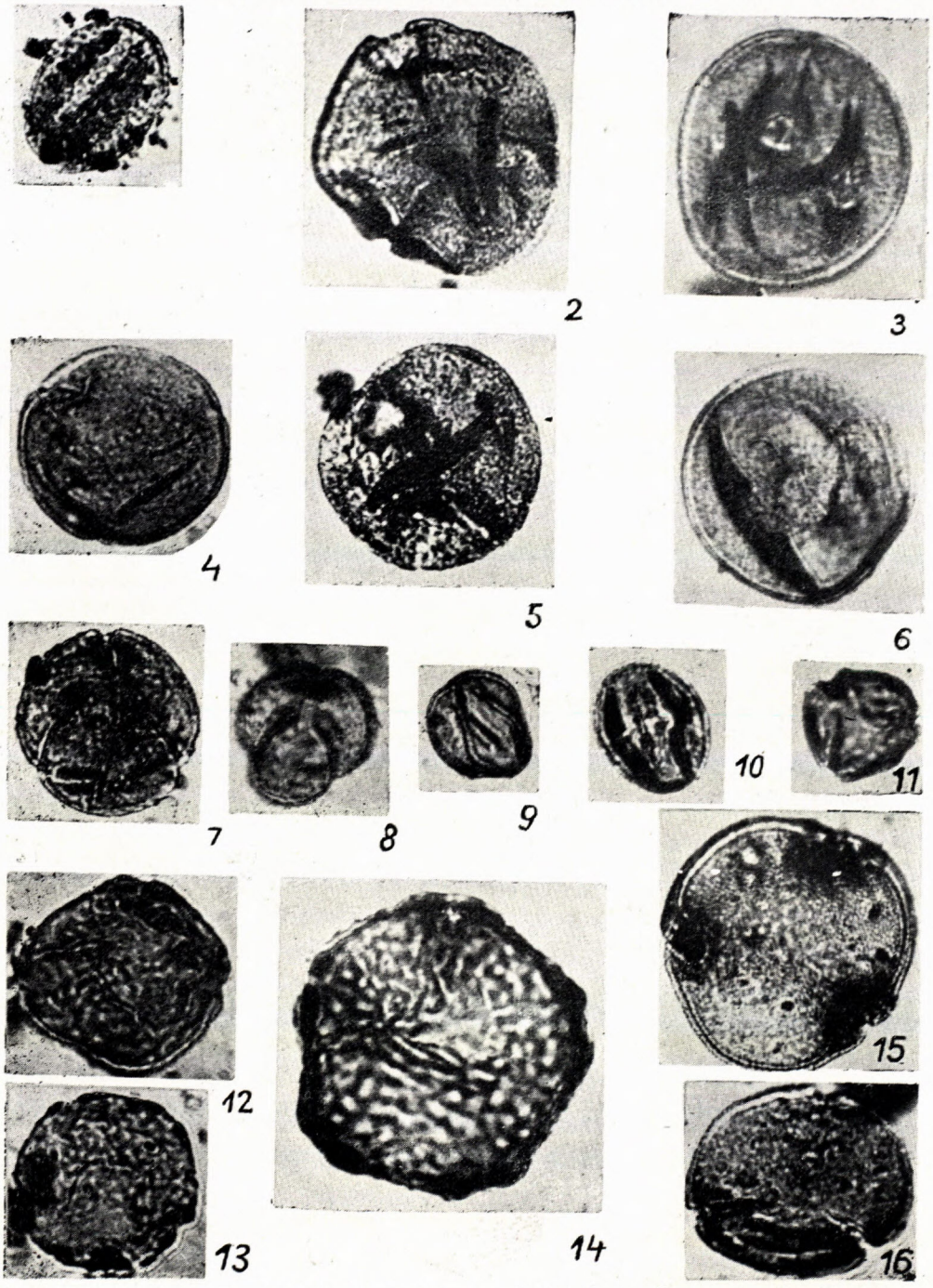
1—2. *Tsuga diversifolia* typ *Rudolph*; 3. *Tsuga canadensis* typ *Rudolph*: 4. *Tsuga diversifolia* typ *minor Rudolph*.



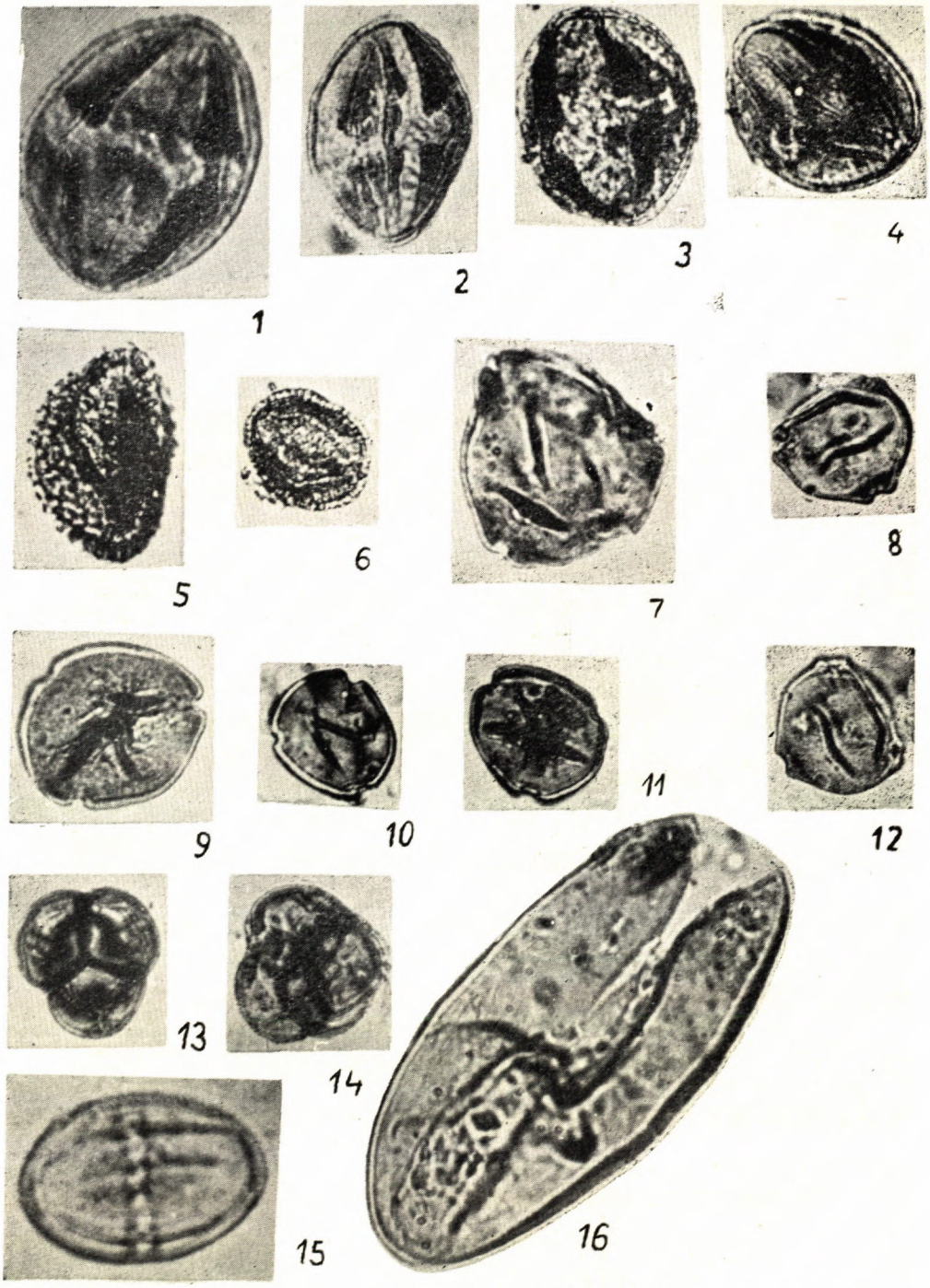
1—3. *Taxodium* sp.; 4. *Inaperturopollenites dubius* R. Pot.; 5. cf. *Sequoia*; 6. *Sciadopitys* typ.; 7. cf. *Larix*; 8. *Inaperturopollenites dubius* R. Pot.



1—2. *Betula* sp.; 3—6. *Corylus* sp.; 7—8. *Alnus* sp.; 9. *Carpinus* sp.; 10—11. *Juglans* sp.; 12—14. *Carya* sp.; 15. *Pterocarya* sp.; 16—18. *Quercus* sp.;



1. *Quercus* sp.; 2—6. *Fagus* sp.; 7—9. *Quercus* sp.; 10. *Tricolporopollenites cingulum* R. Pot.; 11. *Tricolporopellenites megaexactus* R. Pot.; 12—14. *Ulmus, Zelkova;* 15. *Tilia* sp.; 16. *Tricolporopollenites kruschi* R. Pot.



1—4. *Tricolporopollenites pseudocingulum* R. Pot.; 5—6. cf. *Aquifoliaceae;* 7—8. *Myricaceae;* 9—11. cf. *Engelhardtia;* 12. *Myricaceae;* 13—14. *Ericaceae;* 15. *Sapotaceae;* 16. *Magnolia typ.*

Obr. 1. Synsedimentárne úlomky vrstiev vápnitých pieskovcov (svetlé) s rôznym stupňom abrázie, nepravidelne rozmiestené v hruboklastickom tmeli. Foto Marschalko.

Obr. 1. Brekcia zosuvného telesa s rôzne veľkými úlomkami a blokmi synsedimentárnych hornín. V ľavom dolnom rohu veľký blok tmavosivého jemnozrnného pieskovca so zvyškami flóry.

Obr. 2. Nepravidelné rozmiestenie schránok v brekcii, spôsobené neusporiadaným transportom v zosuve. Foto Marschalko.

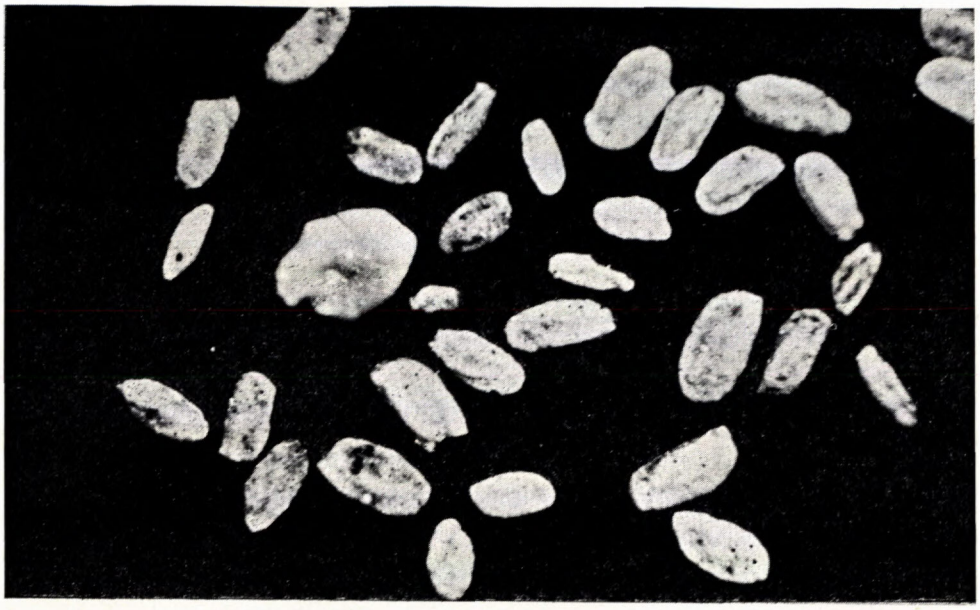
Obr. 1. Schránka rodu *Cyprina* spoločne s úlomkami hornín a valúnmi. Foto Hyben.

Obr. 3. Stopy po vtláčaní valúnov do schránky mlže rodu *Cyprina*. Foto Hyben.

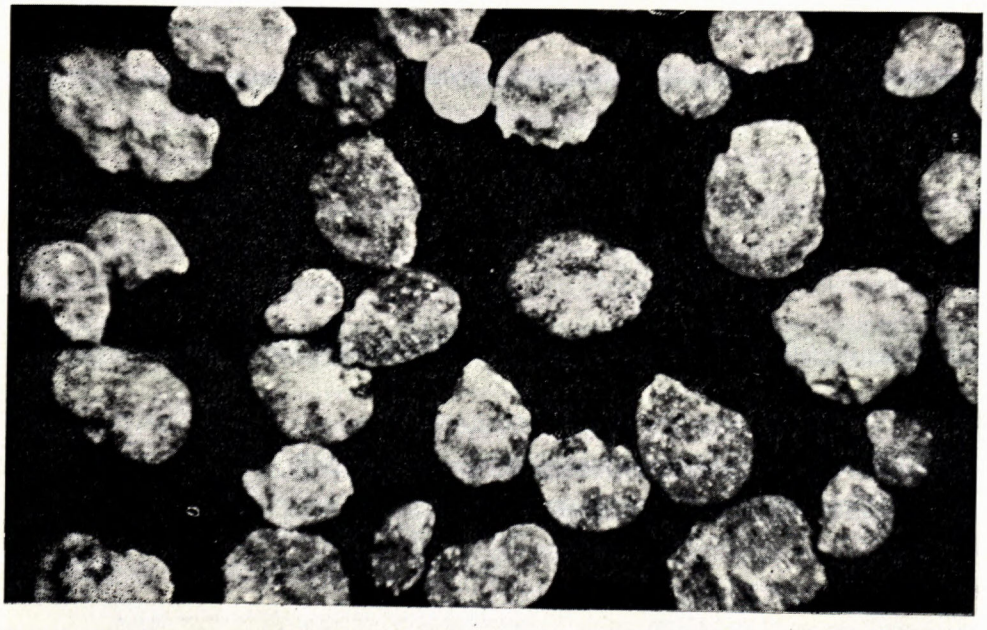
Obr. 2. Schránky, obrátené vypuklou stranou hore, deponované normálnymi prúdmi po dne. Kameňolom Víťaz. Foto Marschalko.

Obr. 1. Striedanie vrstiev pelitických tufitov a tufitických pieskovcov spodného sarmatu v levických viniciach.

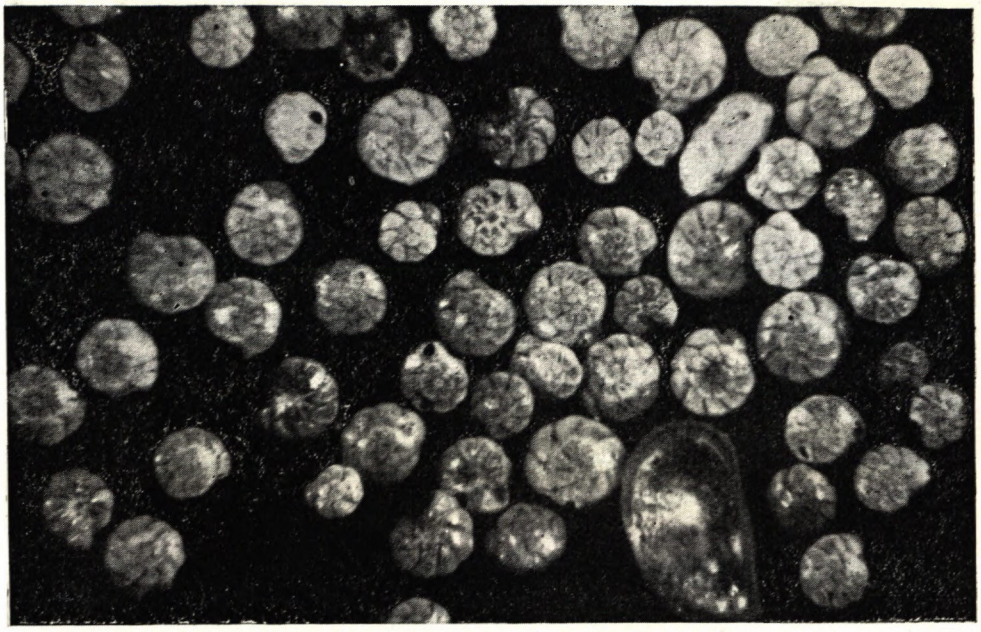
Obr. 2. Spodnosarmatské íly transgresívne ležia na vápencoch stredného triasu, v nadloží ílov löss. Vápencový lom južne od Levíc.



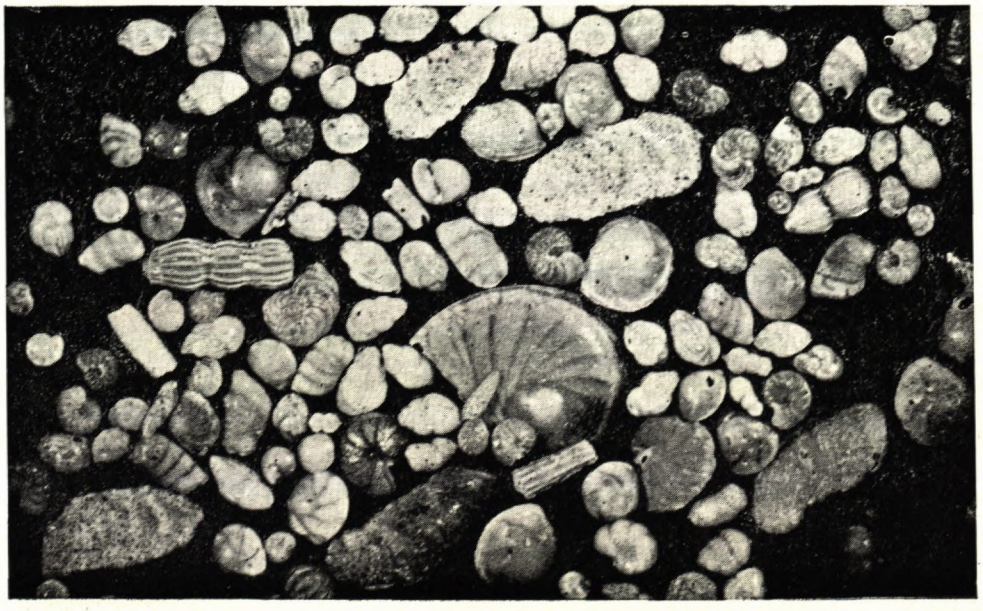
Obr. 1. Spoločenstvo aglutinujúco-tektínových foraminifer s *Miliammina* cf. *fusca* (Brady) vo vrte Mužla 4 — 612,8—613,8 m. Zväčšené asi 27×. Foto Vrbovský.



Obr. 2. Spoločenstvo aglutinujúco-tektínových foraminifer s *Ammobaculites* sp., *Ammomarginulina* a ojedinele *Rotalia kiliani* (Andreae) vo vrte Obid 6 — 224,6—225,6 m. Zväčšené asi 26×. Foto Vrbovský.

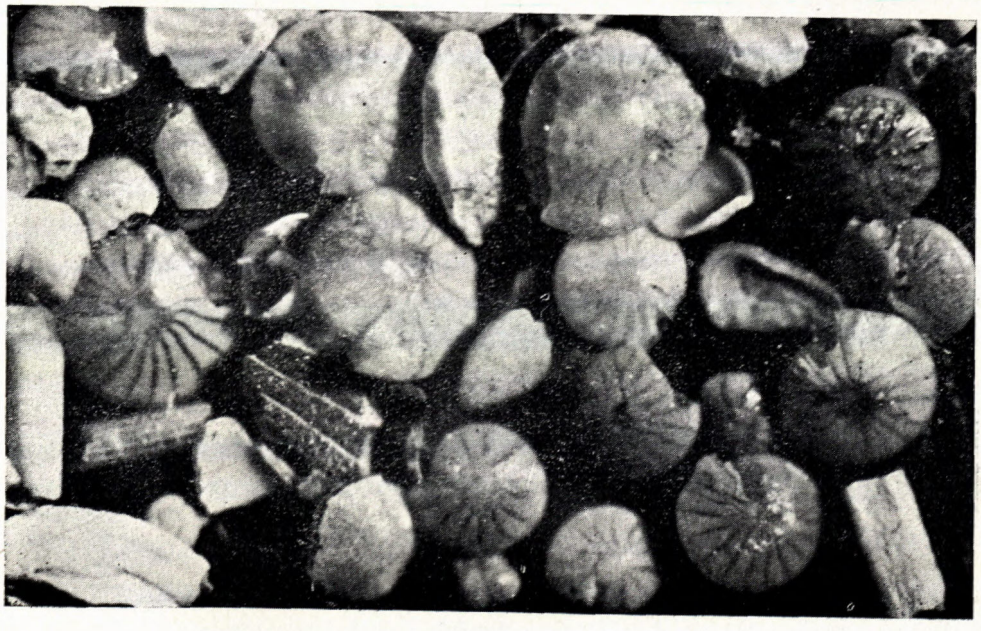


Obr. 1. Spoločenstvo s prevahou *Rotalia beccarii* (L.) vo vrte Mužla 4 — 595,5—597,7 m. Zväčšené asi 40×. Foto Vrbovský.

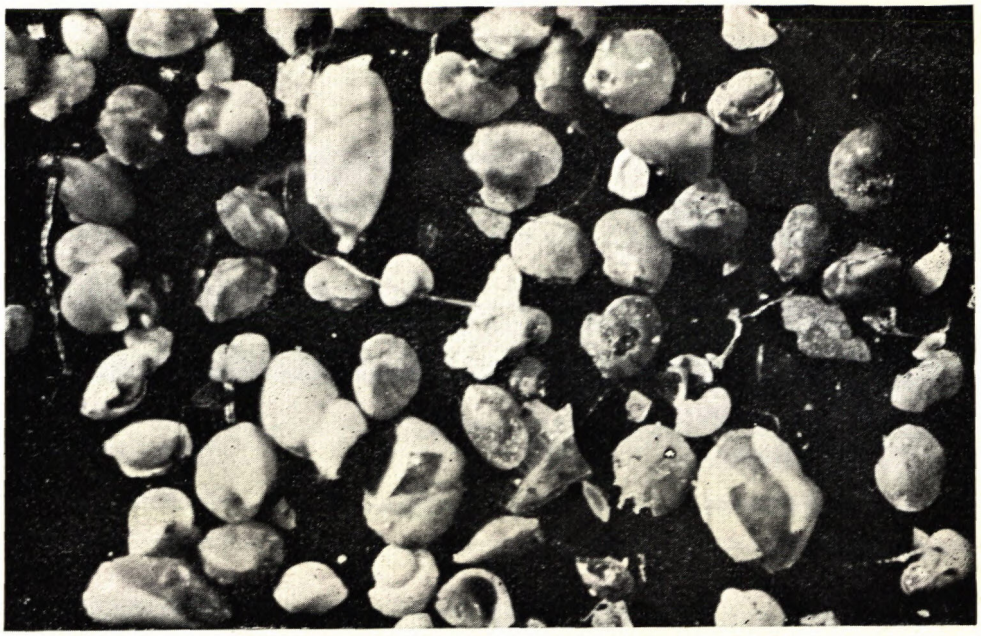


Obr. 2. Spoločenstvo rupelských „kiscellských ílov" vo vrte Mužla 4 — 498,2—499,1 m. Zväčšené asi 12×. Foto Vrbovský.

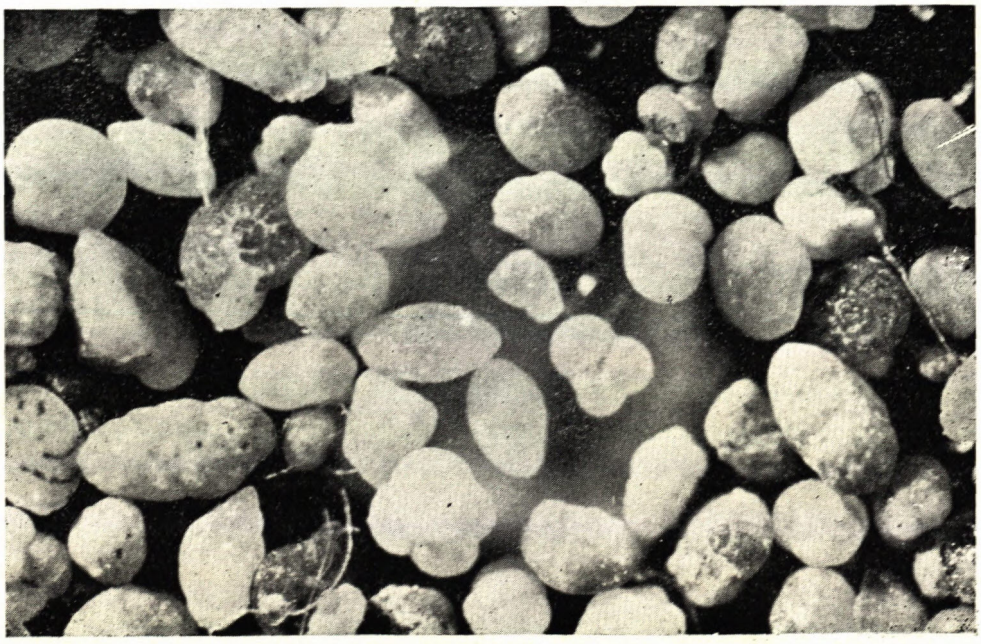
Obr. 1. Spodnoeocénne foraminiferové spoločenstvo z vrtu Obid 2. Zv. 28×.



Obr. 2. Numulitový horizont z vrtu Čenkov 1. Zväčš. 25×.

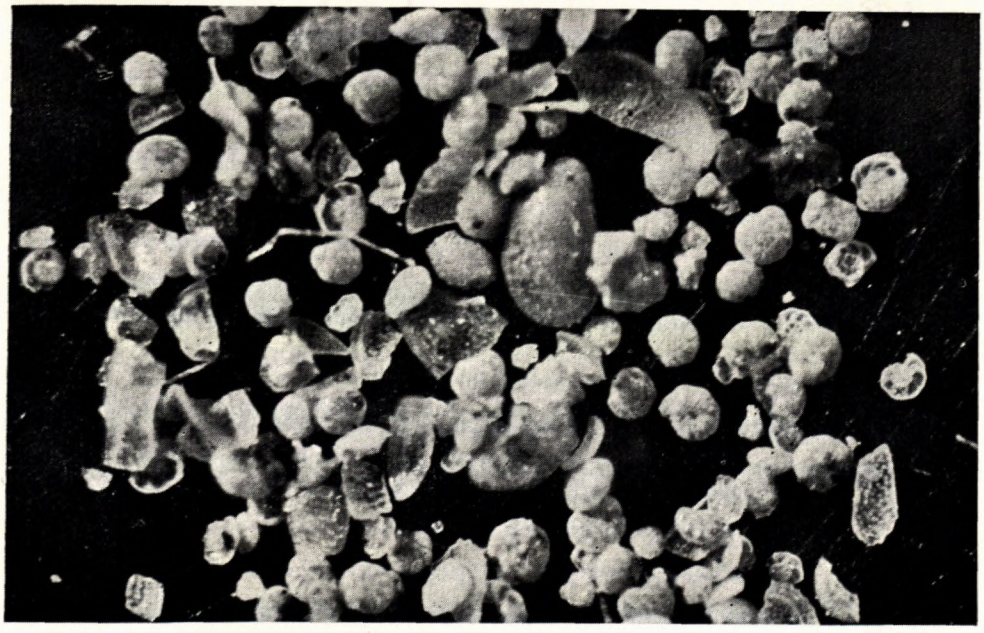


Obr. 1. Strednoeocénne spoločenstvo z vrtu Čenkov 2. Zväčš. 29×.

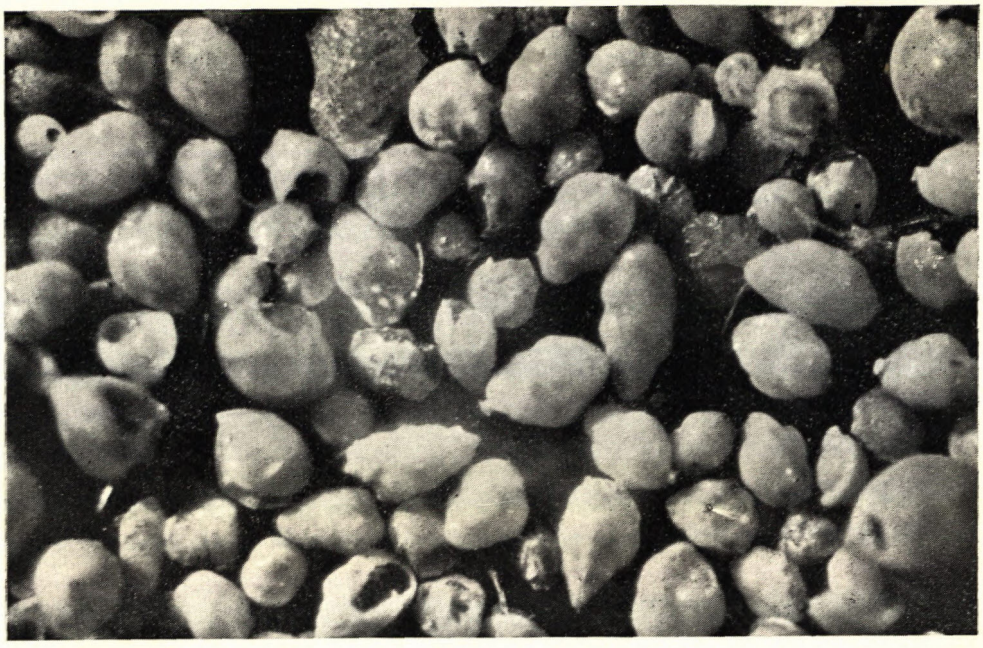


Obr. 2. Bentózny horizont vrchného eocénu z vrtu Čenkov 1. Zväčš. 32×.

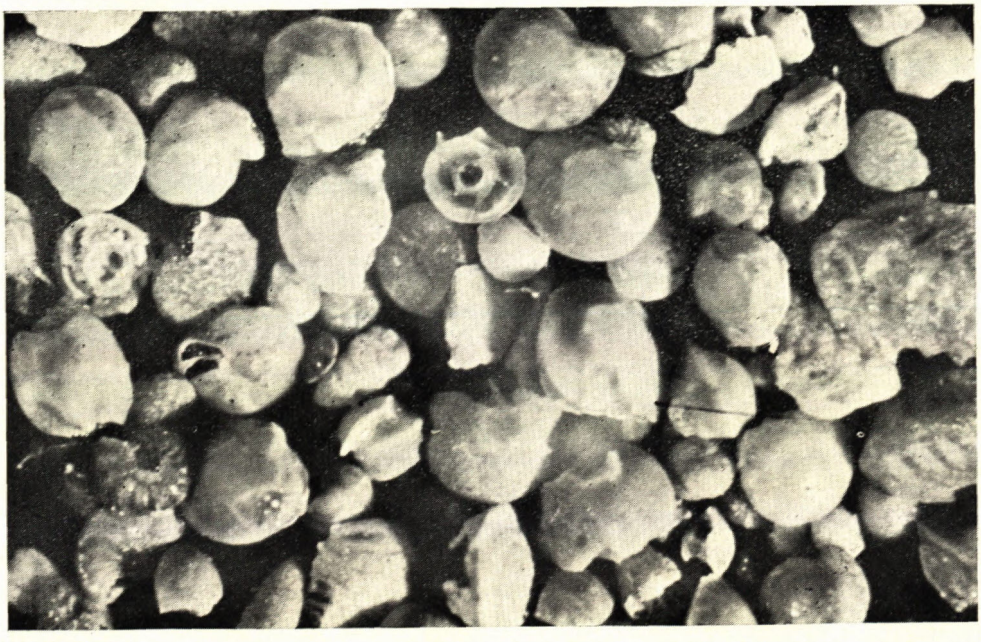
Obr. 1. Globigerínový horizont vrchného eocénu z vrtu Čenkov 1. Zväčš. 29,5×.



Obr. 2. Spoločenstvo s druhom *Rotalia beccarii* (L.) pod rupelskými asociáciami. Zväčš. 21×.



Obr. 1. Bohatá rupelská mikrofauna s prevahou druhu *Uvigerina jacksonensis* Cushm. Zväčš. 33×.

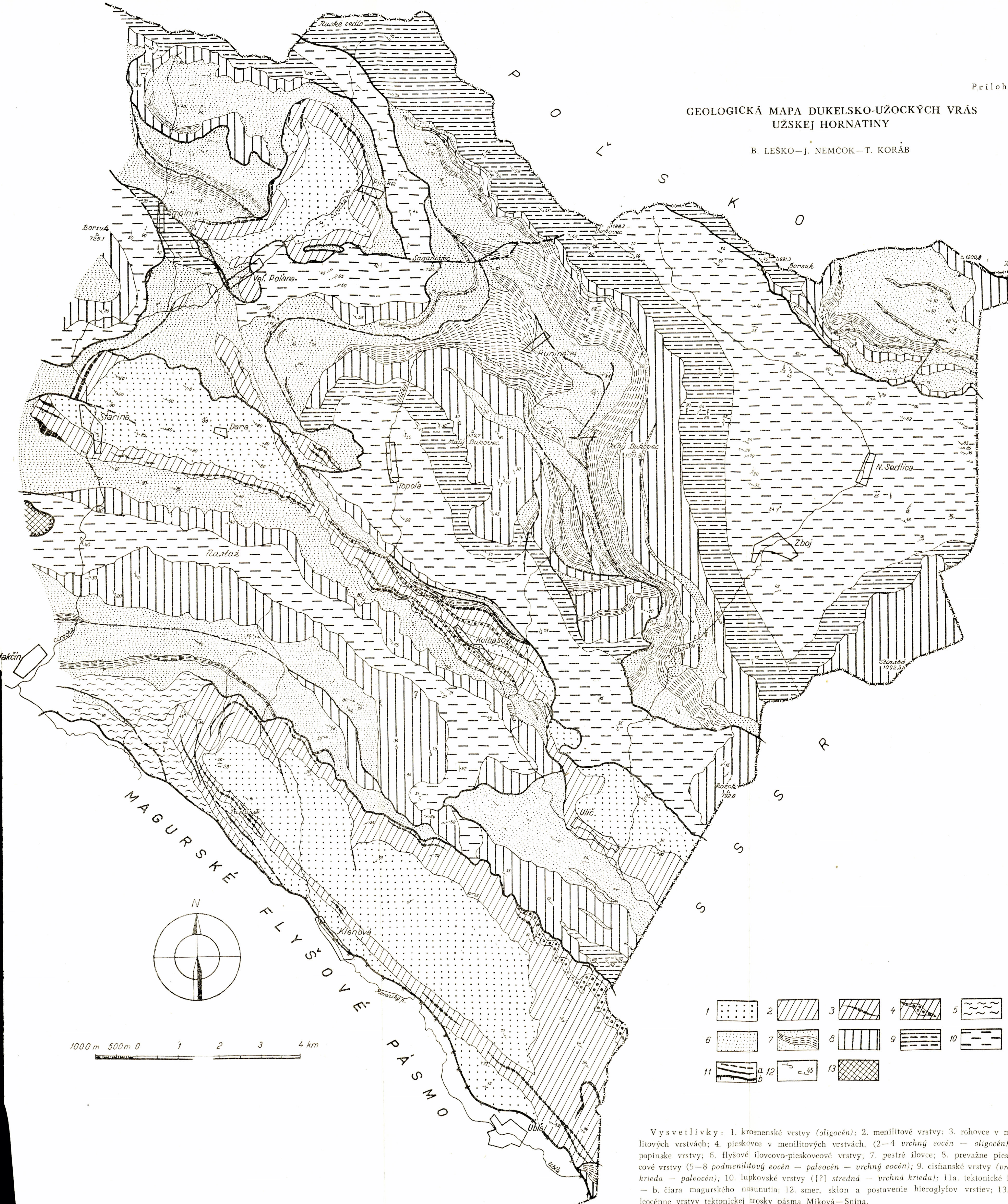


Obr. 2. Bohaté rupelské spoločenstvo s prevahou druhu *Spiroplectammina carinata* d'Orb. Zväčš. 30×.

Príloha 1

GEOLOGICKÁ MAPA DUKELSKO-UŽOCKÝCH VRÁS UŽSKEJ HORNATINY

B. LEŠKO—J. NEMČOK—T. KORÁB



Vysvetlivky: 1. krosnenské vrstvy *(oligocén)*; 2. menilitové vrstvy; 3. rohovce v menilitových vrstvách; 4. pieskovce v menilitových vrstvách, (2—4 *vrchný eocén — oligocén)*; 5. papínske vrstvy; 6. flyšové ílovcovo-pieskovcové vrstvy; 7. pestré ílovce; 8. prevažne pieskovcové vrstvy (5—8 *podmenilitový eocén — paleocén — vrchný eocén)*; 9. cisňanské vrstvy *(vrchná krieda — paleocén)*; 10. lupkovské vrstvy ([?] *stredná — vrchná krieda)*; 11a. tektonické línie, — b. čiara magurského nasunutia; 12. smer, sklon a postavenie hieroglyfov vrstiev; 13. paleocénne vrstvy tektonickej trosky pásma Miková—Snina.