

GEOLOGICKÉ PRÁCE

SPRÁVY 59

Handwritten: 15/1
9/16/05

GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA
BRATISLAVA 1972

REDAKČNÁ RADA

RNDr. Augustín Began, CSc., RNDr. Edita Brestenská, prof. RNDr. Bohuslav Cambel, DrSc., RNDr. Oto Fusán, DrSc., RNDr. Pavol Grecula, CSc., RNDr. Jozef Gubač, CSc., Ing. Eugen Kullman, CSc., RNDr. Ondrej Samuel, CSc. (predseda redakčnej rady), Ing. Ján Slávik, CSc., RNDr. Laurene Snopko, CSc.

VEDECKÝ REDAKTOR
RNDr. Ondrej Samuel, CSc.

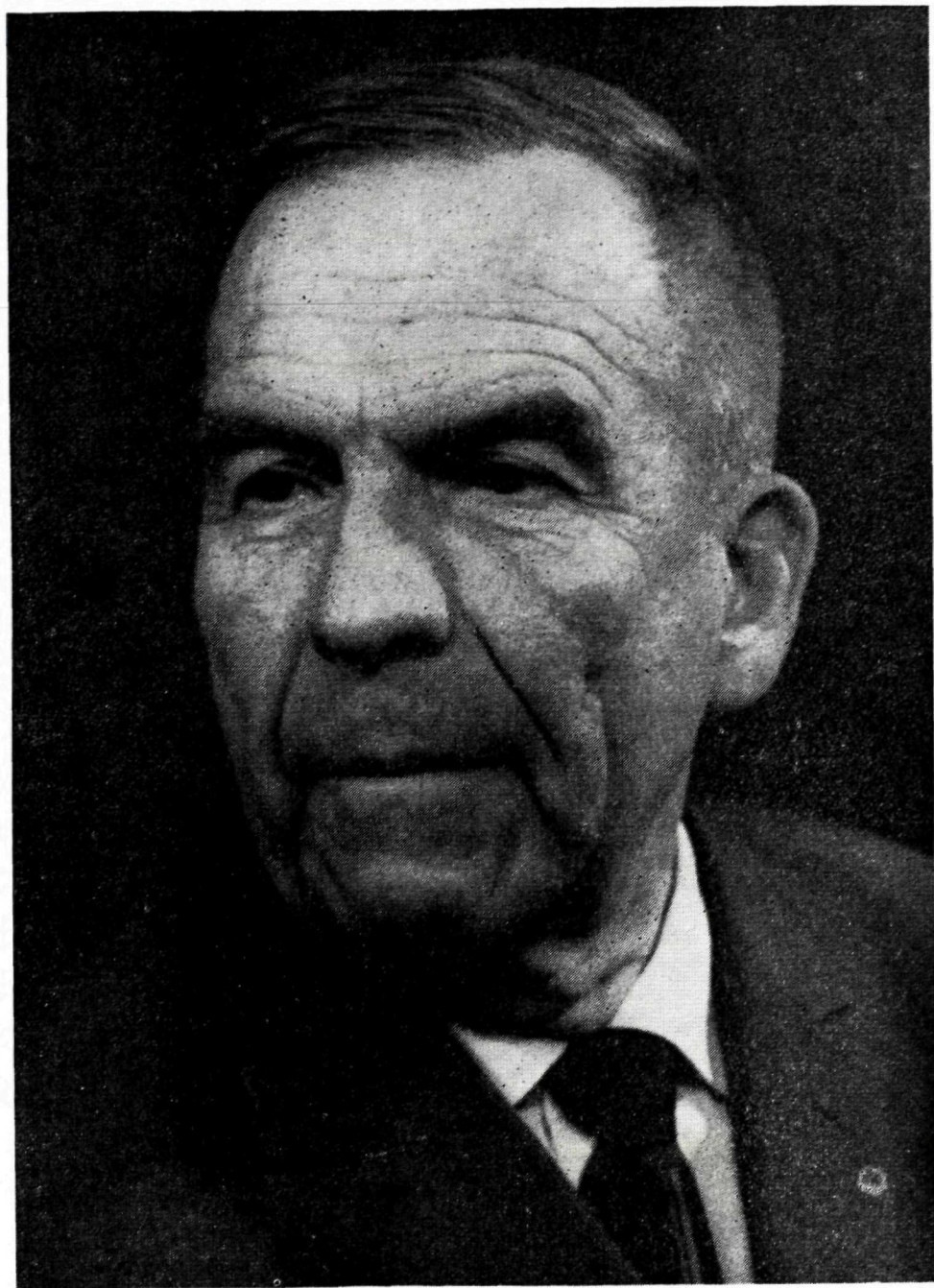
Geologický ústav D. Štúra	
KNIŽNICA Bratislava	
Signatúra:	17519d
kat. čís.:	20/1973
Kčs kúpa:	
Kčs vým.:	36.-
Kčs dar:	

OBSAH – CONTENTS – INHALT

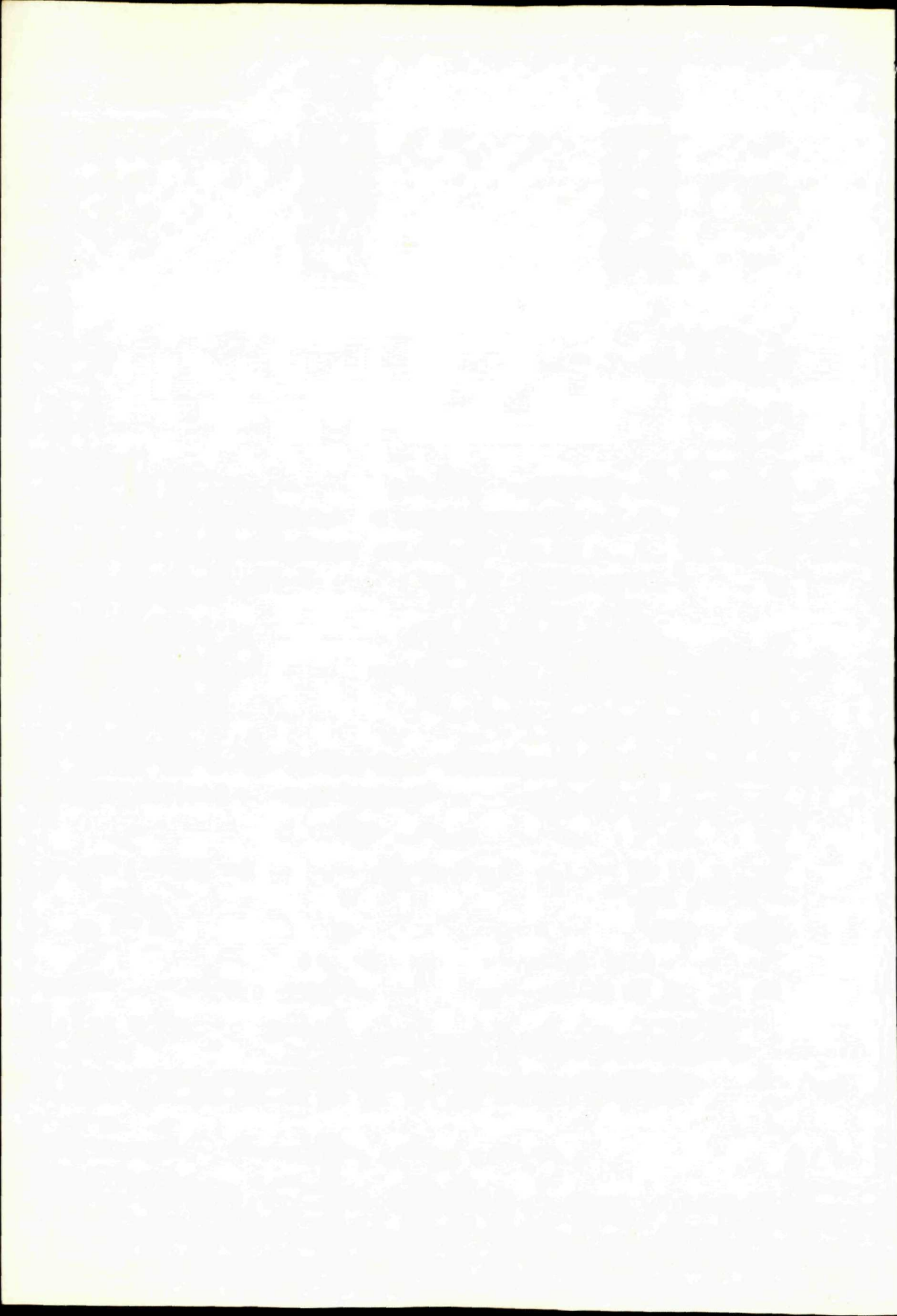
K 75. narodeninám akademika Dimitrija Andrusova	5
1. Slávik J. — Konečný V.: Vzťahy tektoniky a subsekventného neovulkanizmu Západných Karpát — Relation of the Tectonics and Subsequent Neovolcanism of the West Carpathians	9
2. Radzo V.: Štúdium hydrotermálnych a hypergénnych premien hornín v oblasti rudných žíl Banská Hodruša — Study of Hydrothermal and Hypergene Alterations of Rocks in the Area of the Banská Hodruša Ore Veine	39
3. Karolusová E.: Andezit z kameňolomu Bukovinka — Andesite from the quarry Bukovinka	69
4. Fejdiová O.: Preliminary Results of Grain-Size Analyses of Marine Sediments from Rovinj (Jugoslavia) — [Predbežné výsledky granulometrických analýz morských sedimentov z oblasti Rovinj (Jugoslávia)]	87
5. Vaškovský I. — Ložek V.: To the Quaternary Stratigraphy in the Western Part of the basin Liptovská Kotlina — Stratigrafia kvartéru západnej časti liptovskej kotliny	101
6. Špička V. — Zapletalová I.: Príspevek k problematice spodného miocénu na jv. okraji vídeňské pánve — Beitrag zur Problematik des unteren Miozäns am Südost-Rande des Wiener Beckens	141
7. Kulich P.: Príspevek ku geológii Čiernej hory so zameraním na západnú časť pohoria — Contribution to the Geology of the Čierna hora Mts. with to the Western Part of the Mountains	157
8. Husák L.: Hustotná a magnetická charakteristika hornín zemplínskeho ostrova — Density and Magnetic Characteristic of Rocks in the Zemplín „Island“	165
9. Siblík M.: Spiriferidní a terebratulidní ramenonožci anisu Slovenského krasu — Anisian Spiriferida and Terebratulida from the Slovak Karst region	179
10. Ondrejičková A.: Contribution a l'étude de la variabilité de Chlamys (G.) palmata Lamarek — [O variabilite druhu Chlamys (G.) palmata Lamarek]	203
11. Planderová E.: Pliocene Sporomorphs from the West Carpathians Mountains and their Stratigraphic Interpretation — [Pliocénne sporomorfy Západných Karpát a ich stratigrafická interpretácia]	209
12. Samuel O.: Niekoľko poznámok k litologicko-faciálnemu a stratigrafickému členeniu paleogénu bradlového pásma — Remarks on the lithological-facial and stratigraphical division of the Paleogene of the Klippen-Belt	285

Správy — diskusia — recenzie

13. Seneš J. V.: Medzinárodný kongres Committee mediterranean neogen stratigraphy v znamení kulminácie krízy stratigrafie svetového neogénu 299
14. Vaškovský I.: Správa o účasti na sympóziu neotektonickej komisie UNQUA v Prahe 305
15. Leško B. — Samuel O.: Recenzia práce V. V. Gluško — S. S. Kruglov a kol.: Geologičeskoje strojenje i gorjučije iskopajemyje Ukrainskich Karpát (Geologická stavba a živice ukrajinských Karpát) Moskva 1971 307
16. Miko O.: Recenzia práce: Katalóg chemických analýz erupčných a metamorfovaných hornín kryštalinika, paleozoika a mezozoika Západných Karpát Slovenska a ich minerály 311



Akademik Dimitrij Andrusov



K 75. narodeninám akademika Dimitrija Andrusova

Celá geologická spoločnosť 7. novembra 1972 oslavuje významné životné jubileum svetoznámeho geológa akademika Dimitrija Andrusova.

Akademik Dimitrij Andrusov patrí medzi najvýznamnejších vedeckých pracovníkov v geológii nielen u nás, ale i na celom svete. Podstatná časť jeho vedeckej činnosti je spojená s geologickým výskumom karpatskej sústavy. Výsledky svojich výskumov zverejnil takmer v 300 publikáciách. Medzi najvýznamnejšie práce z oblasti Západných Karpát patrí niekoľkozväzkové dielo o stratigrafii, litológii a tektonike najzložitejšej tektonickej jednotky — bradlového pásma, spojené s vydaním viacerých geologických máp. Tieto mapy sú dodnes príkladom precíznej geologickej práce. Prvým základným dielom pre stavbu celých Západných Karpát je „Guide des excursions dans les Carpates occidentales“, ktoré napísal z príležitosti III. zjazdu Karpatsko-balkánskej geologickej asociácie v Československu. V tomto diele podal prvú syntézu geologickej stavby Západných Karpát. O hodnote tohto diela najlepšie svedčí tá skutočnosť, že jeho názory na geologickú stavbu Západných Karpát sú takmer po polstoročnom odstupe v základných črtách platné dodnes.

Svoju dlhoročnú výskumnú činnosť, ako aj výsledky geologických výskumov početných geológov, z ktorých väčšinu sám vychoval, zhrnul vo veľkolepom monografickom trojzväzkovom diele „Geológia československých Karpát“. Na toto dielo nadväzuje tektonická syntéza „Grundriss der Tektonik der nördlichen Karpaten“, ktorú publikoval pri príležitosti XXIII. medzinárodného geologického kongresu.

Okrem bohatej výskumnej činnosti sa akademik Dimitrij Andrusov ako univerzitný profesor s veľkým nadšením venoval viac ako tridsať rokov výchove geologických kádrov na Slovensku. S jeho menom je spojené aj založenie všetkých vedeckovýskumných inštitúcií na Slovensku. S vďakou a pocitom hrdosti si pripomíname, že aj zakladateľom a prvým riaditeľom Geologického ústavu Dionýza Štúra bol akademik Dimitrij Andrusov.

S radostou môžeme konštatovať, že toto významné jubileum zastihuje akademika Dimitrija Andrusova pri plnom zdraví, duševnej sviežosti a pracovnom eláne. Vo svojej aktívnej a čínorodej práci pokračuje s rovnakým zápalom ako pred rokmi. Nielenže naďalej usmerňuje geologický výskum, ale sám pracuje na výskume najmä bradlového pásma, pričom vedie mladých geológov a aktívne sa zapája do každej geologickej činnosti. S rovnakým zápalom ako pred štyridsiatimi rokmi sa zapojil do príprav X. jubilejného zjazdu Karpatsko-balkánskej geologickej asociácie. Zúčastnil sa na všetkých jej zjazdoch a svojou činnosťou prispieval k ich vysokej úrovni.

Pri tejto príležitosti želáme akademikovi Dimitrijovi Andrusovovi veľa zdravia a úspechov v jeho ďalšej tvorivej práci, želáme mu, aby naďalej usmerňoval, vychovával a mohol uplatniť v prospech geológie a osobitne pre rozvoj geológie Západných Karpát všetky svoje bohaté vedecké znalosti a skúsenosti.

*Pracovníci Geologického ústavu
Dionýza Šúra*

JÁN SLÁVIK* — VLASTIMIL KONEČNÝ**

**VZŤAHY TEKTONIKY A SUBSEKVENTNÉHO NEOVULKANIZMU
ZÁPADNÝCH KARPÁT**

(9 obr. v texte, anglické resumé)

Abstrakt. Die Arbeit bringt mit sich die neuesten Ergebnisse des tektonischen Studiums im Gebiet der Neovulkaniten in der Mittelslowakei und der Vulkaniten in der Ostslowakei. Die Autoren legen neue chronologische Daten von einigen Typen der Andesite vor und charakterisieren die tektonisch-vulkanogene Entwicklung des Gebietes. Besondere Aufmerksamkeit wird der Beziehung des Vulkanismus zu den Tiefenbrüchen und ihrer Entstehung gewidmet.

Z hľadiska geotektonickej pozície areálov subsekvntného neogénneho vulkanizmu k orogenetickému oblúku Západných Karpát je zrejماً objemová asymetričnosť rozloženia vulkanizmu vzhľadom na os postlaramského orogénu. Zatiaľ čo na vonkajšej strane karpatského oblúka sú prejavy vulkanizmu len rudimentárne (preparované vulkanické necky a dajky v oblasti Javoriny a Lopeníka na Morave a v oblasti Pienín v Poľsku), na vnútornej strane oblúka sa v priebehu neogénu sformovali rozsiahle vulkanické pohoria.

Eruptívne produkty vonkajšej strany karpatského oblúka sú petrochemicky posunuté k mediteránnej provincii. Na vnútornej strane je vyvinutá asociácia alkalicko-vápenatých hornín so širokým petrochemickým spektrom (andezito-bazalty, andezity, dacity, ryolity) s veľkou prevahou andezitových hmôt. Pozícia vulkanických centier na vonkajšej strane oblúka, najmä na Morave v zóne magurského flyša, prejavuje určitú priestorovú afinitu k pieninskému útesovému pásmu; na území Poľska sú vulkanické centrá situované priamo v ňom. Výstup eruptívnych centier zrejme využíva tektonické poruchy v smere peripieninského lineamentu.

* Slovenský geologický úrad, Prievozská cesta 26, Bratislava

** Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, Bratislava

Zákonitostami vývoja vulkanizmu na vnútornej strane karpatského oblúka a jeho vzťahom k tektonickej mobilite v období morfotektonického dotvárania Západných Karpát sa zaoberali viacerí autori (M. Kuthan 1948, 1963, 1967; F. Fiala 1956, 1962; S. Ďuratný — O. Fusán — M. Kuthan — J. Plančár — L. Zbořil 1968; V. Konečný 1970, J. Čverčko — R. Rudínek — J. Slávik 1968, J. Slávik 1968a, 1968b). Podľa doteraz existujúcej koncepcie vývinu pre oblasť stredoslovenských neovulkanitov sa pôvod andezitových hmôt odvodzoval od syntektonickej mobilizácie granitoidných hmôt v oblasti kôry procesmi palingenézy v priebehu laramskej fázy vrásnenia (M. Kuthan 1956, 1967). Podľa tejto koncepcie časť granitických hmôt podliehala ďalej diferenciacii v smere granit-granodiorit-gabro, čoho odrazom je trend erupcií neovulkanických hornín v smere ryolit-andezit-bazalt.

Podľa súčasného stavu poznatkov sa za zdroj andezitov považuje oblasť vrchného plášťa (H. Kuno 1966a, 1969; G. S. Gorškov 1969; A. E. Ringwood 1968a, 1969; A. R. McBirney 1968a, a ďalší). Niektorí autori v prípade andezitov orogénnych oblastí pripúšťajú ako možný zdroj aj spodnú „bazaltovú kôru“.

Na základe analógie sa prikláňame k názoru o pôvode andezitovej magmy neogénneho vulkanizmu Západných Karpát z oblasti vrchného plášťa. Prijatie tejto koncepcie objasní podľa nášho názoru celý rad jestvujúcich protirečení.

Sukcesia erupčných hornín niektorých vulkanických aparátov nasvedčuje tomu, že andezitová magma podliehala diferenciacii pravdepodobne v plytkých podpovrchových rezervoároch (V. Konečný 1970).

Najnovšie niektorí autori považujú veľkú časť ryolitových magiem v oblasti Západných Karpát za magmy intrakrustálne (západná Ukrajina — E. F. Malejev 1964; B. V. Merlič a i. 1968; v oblasti východného Slovenska — J. Slávik 1968; J. Slávik a kol. 1968; v severnom Maďarsku — G. Pantó 1969. Pôvod väčšiny ryolitových mäs v oblasti stredoslovenských neovulkanitov zo samostatnej acidnej magmy potvrdzuje J. Lexa (1969). V tejto súvislosti treba poznamenať, že časť ryodacitových a ryolitových hmôt je považovaná za produkt diferenciacie andezitovej magmy v podpovrchových rezervoároch v priebehu vývoja vulkanických aparátov (V. Konečný 1970; J. Slávik 1968).

Vývoj neogénneho subsekventného vulkanizmu prebiehal v období relatívnej horizontálnej stabilizácie pohybov kôry v oblasti západokarpatskej geosynklinály, t. j. v období, keď dochádzalo k rozpadu orogénneho zázemia na bloky so samostatnými vertikálnymi pohybmi izostatického typu.

Z analýzy priestorovej situácie, časovej postupnosti vzniku centier subsekventného vulkanizmu, ich migrácie a vývoja jednotlivých vulkanických aparátov a pohorí vyplýva úzka priestorová závislosť vulkanizmu od priebehu významných tektonických zón. Výsledky paleogeografickej analýzy potvrdzujú, že ide často o staršie tektonické zóny, resp. línie, rejuvenizované v priebehu miocénu, keď dochádzalo k diferencovaným vertikálnym pohybom jednotlivých blokov. Uvedené poruchové pásma, využívané ako prírodné cesty subsekventného vulkanizmu predstavujú zrejme významné zóny krustálnej diskontinuity s hlbinným dosahom. V našom príspevku sa zameriavame aj na funkcie týchto významných tektonických zón vo vzťahu k subsekventnému vulkanizmu.

Z hľadiska geotektonickej pozície môžeme rozdeliť neovulkanity Slovenska do troch skupín:

1. Stredoslovenský neovulkanický komplex (Kremnické pohorie, Štiavnické pohorie, Hronský Inovec, Vtáčnik, Krupinská vrchovina, Javorie, Poľana), ktorý leží na slovenskom bloku, t. j. na fundamente centrálnych Západných Karpát.

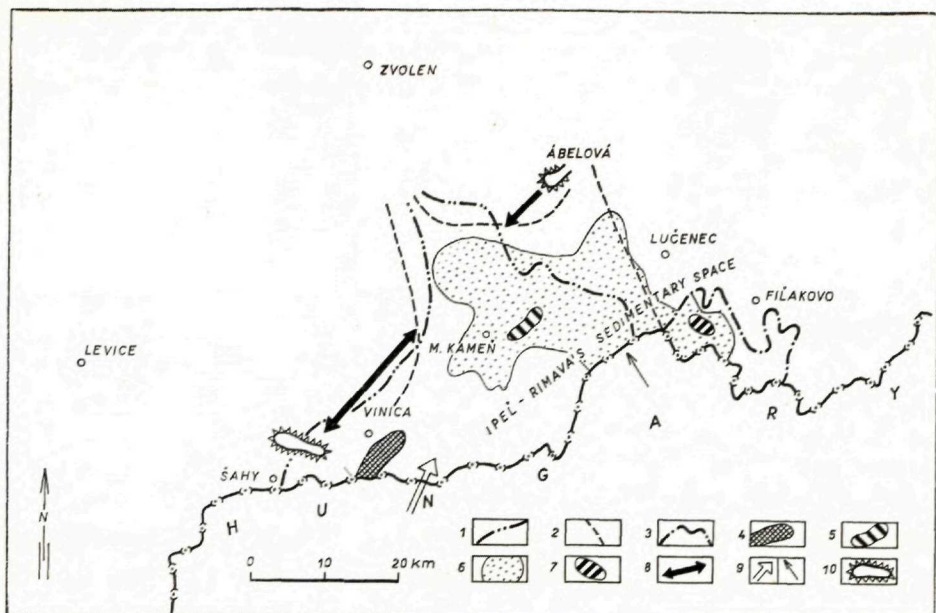
2. Pásmo vulkanitov začínajúce Štúrovskými kopcami a pokračujúce cez územie Maďarska pohoriami Cserhát, Matra, Bükk do Tokajských hôr a späť na Slovensko do Prešovského pohoria signalizuje podľa našej mienky v súlade so staršími predstavami T. Budaya a kol. (1961) j. hranicu Západných Karpát, to znamená oddeľuje „slovenský blok“ od panónskeho masívu a v prípade Prešovského pohoria, ktorého postavenie je špecifické, aj od tektonických elementov so znakmi východokarpatskými.

3. Vihorlat so zreteľne východokarpatskou pozíciou pozdĺžnej vulkanickej štruktúry na tektonickej zóne medzi vrásnenou flyšovou geosynklinálou a miocénnou molasou a pochované vulkanické pohorie na juhu Zemplína (medzi Čiernou n/Tisou a Košicami), signalizuje styk panónskeho masívu a východokarpatských štruktúrnych elementov.

1. Priebeh a tektonické pozadie vulkanizmu v stredoslovenskej oblasti

Krupinská vrchovina

Prvé prejavy subsekventného neogénneho vulkanizmu (kyslé pyroklastiká, ryodacitové až rhyolitové tufy) sú na našom území známe z eggenburgu — karpátu v oblasti juhoslovenského sedimentačného priestoru, ktorý zahrnoval ipeľsko-rimavskú oblasť a priľahlé časti Krupinskej vrchoviny. Významnú úlohu v paleogeografickom vývoji juhoslovenského sedimentačného priestoru zohralo mobilné pásmo s priebehom SV — JZ, ktoré predstavovalo inverzný úsek medzi pohybmi regionálnych celkov s opačným zmyslom vertikálneho pohybu. Uvedené pásmo sa v priebehu miocénu prejavovalo ako pásmo morfológických elevácií — šahanská elevácia (D. Vass, — B. Tomášek 1963) resp. šahansko-ábelovská bariéra (M. Kuthan a kol. 1963). Pásmo tektonickej mobility, využívané pri výstupe erupčných centier subsekventného vulkanizmu hlavne v badene (tortón s. l.) je označené ako mobilná zóna šahansko-lysecká (V. Konečný — L. Zbořil 1969). V období pred rupelom oblasť jv. od tohto pásma, t. j. oblasť ipeľsko-rimavská, sa prejavuje výzdvihovým elevačným pohybom: sedimenty eggeru a sp. miocénu sú rozšírené v nadloží denudovaného kryštalinika veporíd (D. Vass 1964). Oblasť sv. od uvedeného pásma, ktorá predstavuje vnútornejšie časti Krupinskej vrchoviny, má naproti tomu depre-



Obr. 1 Relikty produktov vulkanickej aktivity z obdobia burdigal – karpát (egenburg – karpát) (stredné a južné Slovensko)

Denudačná hranica rozšírenia sedimentov:

1 – karpátu; 2 – helvétu s. s.; 3 – spodného burdigalu (v morskom vývoji)

Rozšírenie reliktov pyroklastického materiálu:

4 – v karpate; 5 – v helvétu s. s.; 6 – v kontinentálnom burdigale; 7 – v spodnom morskem burdigale; 8 – smer šahansko-ábelovskej bariéry; 9 – a, b – smer transportu pyroklastického materiálu z predpokladaných centier v severnom Maďarsku; 10 – súčasné morfológické elevácie podložja (predpokladaný priebeh)

Fig. 1 Relicts of Products of Volcanic Activity from the Burdigalian – Carpathian (Eggenburgian – Carpathian Period) (Central and Southern Slovakia)

Denudation boundary of extension of sediments: 1 – of the Carpathian; 2 – of the Helvetian s. s.; 3 – of the Lower Burdigalian (in marine development). Distribution of relicts of the pyroclastic material: 4 – in the Carpathian; 5 – in the Helvetian s. s.; 6 – in the continental Burdigalian; 7 – in the lower marine Burdigalian; 8 – direction of the Šahy-Ábelová barrier. 9-a, b – direction of transportation of the pyroclastic material from the supposed centres in northern Hungary; 10 – Recent morphological elevation of the basement (supposed course)

sívny, synklinálny charakter. Poukazujú na to relikty permských a triasových hornín pri Leviciach a Hor. Túrovciach a kompletnejší sled v bzovíckej depresi; jura, krieda, paleogén (vrt GK-4). Koncom paleogénu a začiatkom neogénu dochádza podľa tohto pásma k zvratu tektonickej mobility (starosávská fáza); oblasť Krupinskej vrchoviny má výzdvihový charakter, naproti tomu oblasť ipelsko-rimavská rytmicky klesá, čo sa prejavuje striedavým zaplavovaním oblasti v období chatt-akvitán až karpát. Rozšírenie morských záplav v smere

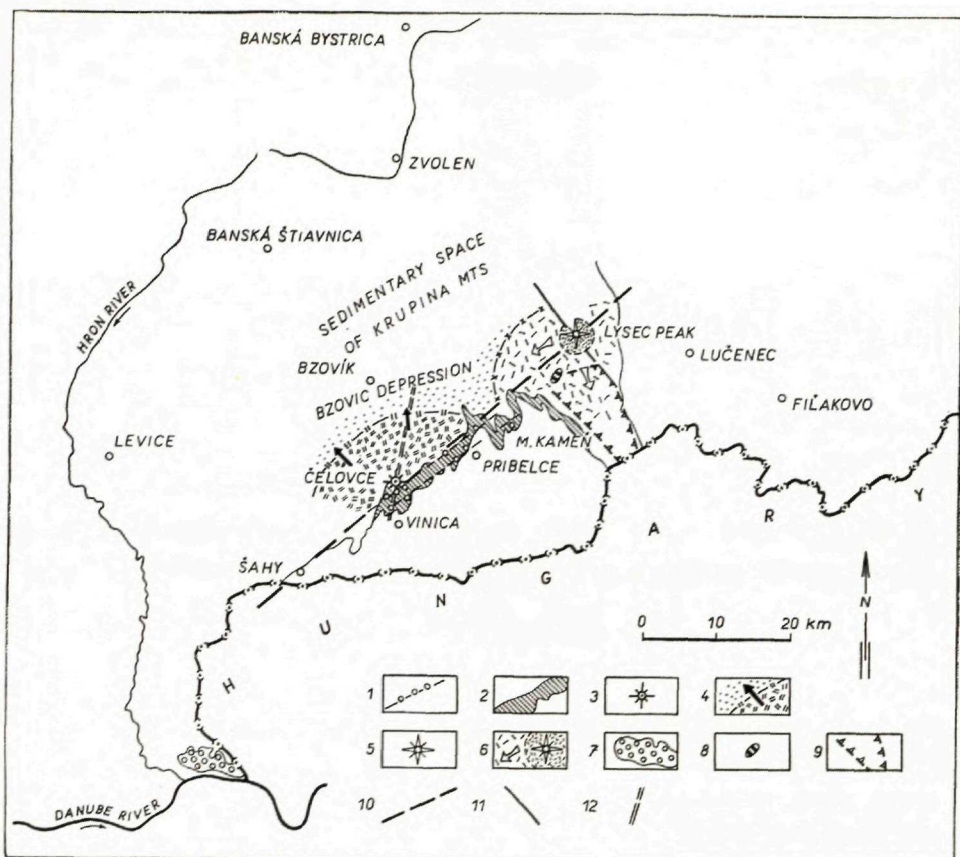
k SV bolo limitované šahansko-ábelovskou bariérou, ktorá fungovala ako elevačná štruktúra až po baden (obr. 1). Pozdĺžnu elevačnú štruktúru prerušili priečne depresie, ktorými preniklo transgredujúce more do vnútornejších častí Krupinskej vrchoviny.

Prvé produkty subsekventného vulkanizmu v stredoslovenskej oblasti sú známe z morských sedimentov eggenburgu (spodného burdigalu), ktoré sú transgresívne rozšírené v nadloží sedimentov eggeru (chat-akvitánu) po hlavnej fáze sávskeho vrásnenia a tvoria ich tenké (niekoľko cm mocné) polohy biotitických ryolitových a ryodacitových tufov. Kyslý vulkanizmus v ottnangu (vo vrchnom burdigale) zvyšuje aktivitu a jeho výsledkom sú uložené ryodacitových a ryolitových tufov vo vysladených sedimentačných priestoroch. Absolútnym datovaním K/Ar metódou je určený vek tufov na 23–25 mil. rokov.* Je zaujímavé, že k maximálnej aktivite kyslého vulkanizmu dochádza v období, keď sa jednotný oligocénny severomaďarsko-juhoslovenský sedimentačný priestor začína rozpadáť na samostatné bloky na pozadí generálnej antecedencie oblasti. Kyslý ryolitový vulkanizmus pokračuje v období helvéty a karpatu (po staroštýrskych pohyboch), ako ukazujú polohy ryolitových tufov s postupne sa prerušujúcou intenzitou až do spodného tortónu (po mladoštýrskych pohyboch). Vulkanické centrá tohto obdobia na Slovensku nepoznáme. Produkty kyslého vulkanizmu boli na naše územie transportované eolicky (M. Marková 1963) a deponované vo vodnom prostredí. Ich pôvod odvodzujeme od vulkanických centier, situovaných v severnom Maďarsku. (K/Ar metódou je určený vek tufov na $21,7 \pm 1,3$ mil. rokov.)

G. Pantó (1962) charakterizuje v oblasti Maďarska sialický explozívny kyslý vulkanizmus. Erupcie spája s vývojom grábenovej štruktúry sv. — jz. smeru prevažne v jej okrajových častiach. Vyčleňuje tri etapy erupcií kyslého materiálu: spodný ryolitový tuf (burdigal), stredný ryolitový tuf (spodný tortón), vrchný ryolitový tuf (sarmat).

Považujeme za reálne paralelizovať tieto produkty acidného vulkanizmu, eolicky transportované na naše územie, s prejavmi sialického vulkanizmu v zmysle G. Pantóa (1962), najmä s jeho spodným tuфом a prenik ryolitových hmôt k povrchu viazať na okraj prepadliny na panónskom bloku. Rudimentárne prejavy andezitového vulkanizmu sú známe z oblasti sev. Maďarska z období eocén — oligocén; hlavná aktivita prebieha od helvéty (Dunazug, Börszöny) do sarmatu (Tokajské pohorie). Prvé prejavy subsekventného andezitového vulkanizmu na našom území sú biostratigraficky dokázané a potvrdené abso-

* Uvedené citácie absolútneho datovania K/Ar metódou sú prevzaté z prác: V. Konečný — G. P. Bagdasarjan — D. Vass 1970; G. P. Bagdasarjan — J. Slávik — D. Vass 1971.



Obr. 2 Relikty produktov andezitového vulkanizmu z obdobia spodného tortónu (lanzen-dorfská séria) (južné Slovensko)

1 – privodové systémy formácie Vinica – Príbelce (extrúzie, dómy); 2 – vulkanoklastické produkty (brekcie, tuffy), uložené v morskom prostredí; 3 – oblasť erupčných centier formácie Čelovce – Opava (vulkanické necky); 4 – vulkanoklastické produkty: a) – strednej vulkanickej zóny (hlavne brekcie) b) – periférnej vulkanickej zóny (hlavne tuffy a konglomeráty); c) – smer transportu vulkanoklastického materiálu; 5 – erupčné centrum formácie Lysec (dómy); 6 – vulkanoklastické produkty: a) – strednej vulkanickej zóny (hlavne brekcie); b) – periférnej vulkanickej zóny (hlavne tuffy a konglomeráty); c) – smer transportu vulkanoklastického materiálu; 7 – štúrovske-kováčovský vulkanosedimentačný komplex morský; 8 – odkryvy predvulkanického predneogénneho podložia; 9 – hranice priekopovej prepadliny hornosthráskotrenčskej; 10 – priebeh vulkanotektonickej zóny šahansko-lyseckej; 11 – poruchová zóna červeňansko-tisovnícka; 12 – poruchová zóna Senohrad – Lítava

Fig. 2 Relicts of Products of Andesite Volcanism from the Lower Tortonian Period (Lanzendorf Group) Central and Southern Slovakia

1 – Feeding systems of the formation Vinica – Príbelce (extrusions, domes); 2 – volcanoclastic products (breccias, tuffs), situated in marine environment; 3 – region of volcanic centres of the Čelovce – Opava formation (volcanic necks); 4 – volcanoclastic products: a) – of the central volcanic zone (mainly breccias); b) – of the peripheral volcanic zone (mainly tuffs and conglomerates); c) – direction of transportation of volcanoclastic material; 5 – eruptive centre of the Lysec Formation (domes); 6 – volcanoclastic

lútnym datovaním v spodnom tortóne (lanzendorfská séria) a sú spojené s mobilitou šahansko-lyseckej zóny. (V. Konečný 1970).

Začiatok spodného badenu (spodný tortón, lanzendorfská séria) je spojený s novým zvratom tektonickej mobility. Územie sv. od šahansko-ábelovskej bariéry intenzívne klesá a samotná bariéra stráca význam ako pásmo morfológických elevácií; transgresia mora od JZ ju prekonáva a zaplavuje vnútornú časť Krupinskej vrchoviny a stáva sa časťou novovznikajúceho sedimentačného priestoru Podunajskej nížiny. Ipelská kotlina sa naproti tomu stabilizuje a postupne sa začína vykleňovať. V smere inverzného úseku predstavovaného mobilnou zónou šahansko-lyseckou (ktorá zhruba korešponduje s priebehom šahansko-ábelovskej bariéry), dochádza medzi pohybmi regionálnych celkov k vzniku erupzívnych centier andezitového vulkanizmu (obr. 2). Zóna je geofyzikálne vymedzená ako pásmo horizontálnych gradientov s priebehom SV — JZ a šírke cca 4 km. Jej j. okraj zodpovedá zhruba južnej vetve muránsko-divinskej línie v zmysle O. Fusána a kol. (1969). V smere mobilnej zóny šahansko-lyseckej vystupujú najprv intruzívno-extruzívne telesá v jej jz. časti v submarinnom prostredí v sublitorálnej až litorálnej zóne. Erupzívne centrá vulkanizmu pyroxenického andezitu (\pm amfibol) formácie Vinica — Příbelec sú výrazne lineárne usporiadané v smere šahansko-lyseckej zóny. Absolútnym datovaním je určený vek vulkanickej aktivity na $18,5 \pm 0,9$ mil. rokov.

V priebehu lanzendorfskej série (spodný tortón) more dočasne ustupuje z východných častí Ipelskej kotliny a prilahlých častí Krupinskej vrchoviny (mladoštýrske pohyby) a spôsobuje denudáciu produktov formácie Vinica — Příbelec. Po krátkom prerušení sedimentácie v spodnom tortóne dochádza v priebehu novej transgresie mora smerom na V v príbrežnej zóne k aktivovaniu centier formácie Čelovce-Opava (necky, dajky). Erupzívne centrá boli založené v súvislosti s formovaním sedimentačného priestoru v centrálnej časti krupinskej depresie na križovaní systému SSV — JJZ s priebehom mobilnej zóny. Explozívna aktivita pyroxén-andezitového vulkanizmu spôsobila sformovanie rozsiahleho vulkanického aparátu sčasti v morskom a sčasti v limnicko-lakustrinnom až limnickom prostredí, ktorý je vybudovaný prevažne z pyroklastického materiálu. Vek aktivity je určený na $18,4 \pm 0,5$ mil. rokov. V súvislosti s blokovými pohybmi pri formovaní prepadliny horno-strhársko-trenčskej sa aktivuje vulkanické centrum v sv. časti zóny v oblasti Lysec.

Explozívna aktivita vulkanizmu pyroxenického andezitu s amfibolom vytvorila monogénnu vulkanickú formu s extrúziami dómov amfibolického andezitu

←
products: a) — of the central volcanic zone (mainly breccias); b) — of the peripheral volcanic zone (mainly tuffs and conglomerates); c — direction of transportation of volcanoclastic material; 7 — Štárovo — Kováčová volcanic — sedimentary marine complex; 8 — exposures of prevolcanic Pre-Neogene basement; 9 — boundaries of the Horné Strháre Trenč graben; 10 — course of the Šahy — Lysec volcanotectonic zone; 11 — Červeňany — Tisovník tectonic zone; 12 — Senohrad — Lítava tectonic zone

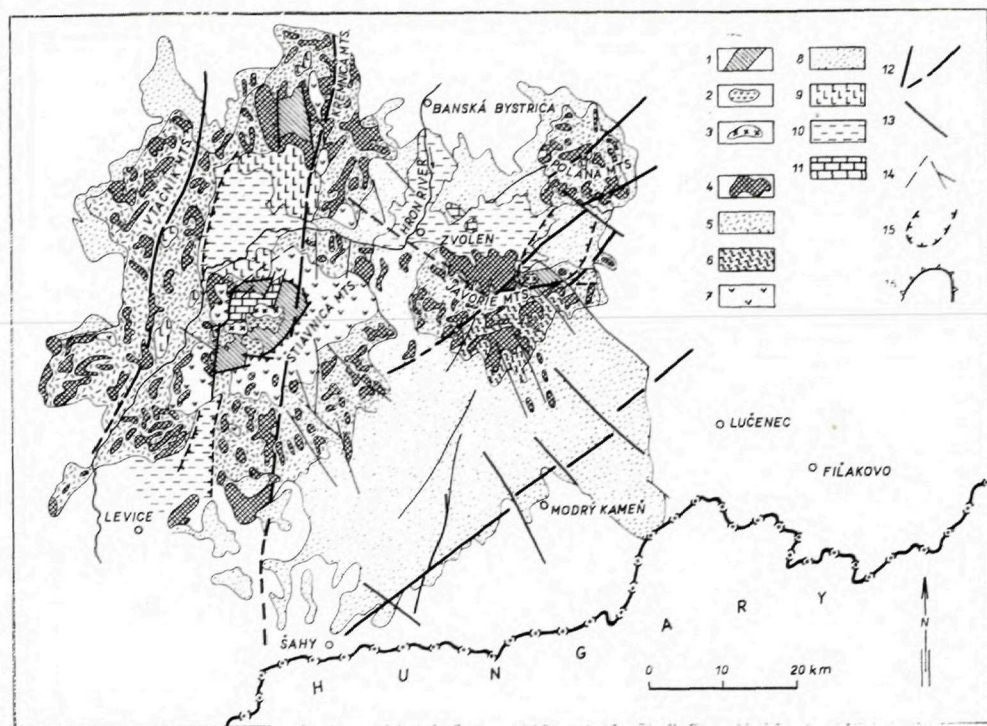
v závere aktivity. Obdobie aktivity je určené na $18,2 \pm 0,8$ mil. rokov. V smere k JZ sa šahansko-lysecká zóna včleňuje do severných okrajov pohoria Börzsöny (severné Maďarsko) a na území Slovenska do oblasti Štúrovských kopcov. Vulkanická aktivita má časovo analogický pulz so smerom zóny sv. od Šiah V morských sedimentoch lanzendorfskej série sú vyvinuté pyroklastiká biotiticko-amfibolických andezitov, ktoré sú vyššie vystriedané pyroklastikami hyperstén-amfibolického andezitu (E. Karolusová 1965).

Z uvedených údajov vyplýva, že šahansko-lysecká zóna predstavuje pásmo tektonickej mobility medzi regionálnymi celkami s opačným zmyslom vertikálneho pohybu, ktoré sa uplatňovalo v paleogeografickom vývoji územia. Na hlboký dosah zóny poukazuje skutočnosť, že slúžila na výstup hmôt subsekventného andezitového vulkanizmu podkôrového typu. Charakteristická je časová zblíženosť aktivít erupčných centier a petrochemická príbuznosť eruptovaných hmôt. Aktivovanie šahansko-lyseckej zóny v období lanzendorfskej série (spodný tortón) je spojené s presunom sedimentačného priestoru z ipelsko-rimavskej oblasti do vnútornejších častí Krupinskej vrchoviny a východných častí vznikajúceho sedimentačného priestoru Podunajskej nížiny.

Javorie, Poľana (obr. 3)

V priebehu badenu (tortón) sa blokovaná subsidencia presúva k SZ. V súvislosti s migráciou tektonickej mobility aktivujú sa vulkanické centrá Javoria a Poľany. Vulkanizmus pokračuje synchrónne s postupujúcou ingresiou brakických až sladkovodných panví na klesajúce bloky. Podľa interpretácie gravimetrickej mapy v stavbe hlbokého podložja masívu Javoria je identifikovaný priebeh poruchového pásma sv. — jz. smeru, ktoré zodpovedá pokračovaniu línie Pohorelá. Centrálna vulkanická oblasť Javoria je situovaná na križovaní uvedenej línie s pričným systémom SZ — JV smeru (V. Konečný — L. Zbořil 1970). (Obr. 3). Vulkanizmus má v počiatočnom období explozívny charakter intermediárnych až bázickejších andezitov, v pokročilejšom štádiu pri efúziách bázických andezitov až bazalto-andezitov do vodného prostredia

5 — stratas of volcanoclastic masses predominantly of explosive origin; 6 — hyaloclastite breccias 7 — extrusions and effusions of amphibole — biotite andesite (domes, cumulo-domes, lava flows) c) 8 — area externally of stratovolcanic apparatuses (peripheral volcanic region): — complexes of volcanoclastic rocks with predominance of transported material (predominantly deposition in water environment); 9 — products of rhyolite volcanism, predominantly extrusive — effusive forms (domes, lava flows) sub-ordinately volcanoclastics; 10 — sediments of intravolcanic basins; 11 — exposures of the Pre-Neogene basement (Paleogene, Mesozoic, Paleozoic) occurring in the volcanic region; 12 — course of main volcanotectonic zones projected from the plan of the structure of deep basement; 13 — course of complementary tectonic dislocations to the main volcanotectonic zones; 14 — tectonic systems disturbing the volcanic complexes; 15 — limitation of volcanotectonic depressions; 16 — limitation of volcanotectonic horsts



Obr. 3 Relikty produktov vulkanizmu z obdobia spodný tortón — sarmat (stredné a južné Slovensko)

1 — 11 — vulkanické aparáty stratovulkánového typu:

a) 1 — 3: centrálna vulkanická oblasť: 1 — pásma hydrotermálne premenených hornín; 2 — intrúzie v úrovni vulkanického komplexu (dajky a sily dacitov); 3 — podpovrchové a subvulkanické intrúzie (granodiority, diority, dioritporfyrity atd.);

b) 4 — 7: oblasť vlastnej stratovulkánovej stavby: 4 — lávové prúdy pyroxenického andezitu (\pm amfibol, \pm biotit); 5 — uloženiny vulkanoklastických hmôt prevažne explozívneho pôvodu; 6 — hyaloklastitové brekcie; 7 — extrúzie a efúzie amfibol — biotitického andezitu (dómy, kumulodómy, lávové prúdy);

c) 8: oblasť externe stratovulkánových aparátov (periférna vulkanická oblasť): — komplexy vulkanoklastických hornín s prevahou transportovaného materiálu (uložené prevažne vo vodnom prostredí); 9 — produkty ryolitového vulkanizmu prevažne extruzívno-efúzívne formy (dómy, lávové prúdy) podradné vulkanoklastiká; 10 — sedimenty intravulkanických kotlín; 11 — odkryvy predneogénneho podložja (paleogén, mezozoikum, paleozoikum) vystupujúce vo vulkanickom areáli; 12 — priebeh hlavných vulkanotektonických zón preietnutý z plánu stavby hlbokého podložja; 13 — priebeh doplnujúcich tektonických porúch k hlavným vulkanotektonickým zónam; 14 — tektonické systémy porušujúce vulkanické komplexy; 15 — obmedzenie vulkanotektonických depresii; 16 — obmedzenie vulkanotektonických hrastí

Fig. 3 Relicts of Products of Volcanism from the Lower Tortonian — Sarmatian Period (Central and Southern Slovakia)

1 — 11 — volcanic apparatuses of stratovolcanic type: a) 1 — 3: central volcanic area: 1 — zones of hydrothermally altered rocks; 2 — intrusions at the level of the volcanic complex (dykes and sills of dacites); 3 — subsurface and subvolcanic intrusions (granodiorites, diorites, diorite porphyrites etc.); b) 4 — 7: area of proper stratovolcanic structure: 4 — lava flows of pyroxene andesite (+ amphibole, + biotite);

dochádza k sformovaniu hyaloklastitového komplexu. Obdobie uvedenej aktivity je absolútnym datovaním určené na $16,4 \pm 0,6$ mil. rokov. Vulkanizmus pokračuje v suchozemskom prostredí výlavmi acidnejších pyroxenických andezitov s amfibolom. Do záverečného obdobia spadá sformovanie poklesového pásma v smere Víглаš-Rohy a vznik dajkových telies acidnejších diferenciátov (amfibol-biotitický dacit a ryodacit) s radiálnou orientáciou v smere k okraju centrálnej zóny (V. Konečný 1969).

V centrálnej oblasti vystupujú malé intruzívne telesá (pyroxenické diorit-porfyrity, amfibol-pyroxenické diorit-porfyrity, gabrodiorit-porfyrity) s kontaktnými účinkami na okolité horniny (J. Valach 1966). Mladšia veková relácia komplexov Javorie voči komplexom Štúrovských kopcov a Krupinskej vrchoviny je odvodená na základe superpozičného vzťahu produktov Javoria k produktom južnej zóny šahansko-lyseckej (V. Konečný 1970). Biostratigrafické i podrobnejšie chronostratigrafické dôkazy zatiaľ chýbajú.

Vulkanický aparát pohoria Poľany tvoria explozívno-efuzívne produkty pyroxenického andezitu (\pm amfibol \pm biotit), podradne telesá ryodacitov. Bazálna časť vulkanickej štruktúry bola deponovaná vo vodnom prostredí limnického typu, vyššie časti v suchozemskom prostredí. Vulkanický aparát má výrazne stratovulkánový typ stavby. V centrálnej oblasti sú určené telesá dioritu. Stratigrafická pozícia hlavných mas vulkanogénneho komplexu pohoria Poľany pre nedostatok chronostratigrafického a biostratigrafického materiálu nie je známa. Najmladšie produkty tohto pohoria ležia podľa M. Pulca (1969) v nadloží „pohronskej štrkovej formácie“ (oblasť Lubietovej). Podľa toho možno usúdiť, že vulkanická aktivita v oblasti Poľany pretrvávala až do pliocénu.

*Štiavnické pohorie, Kremnické pohorie, Hronský Inovec
a Vtáčnik (obr. 3)*

Po eocéne sa širšia oblasť dnešných pohorí stáva súčasťou elevačného pásma. Os vykleňovania mala smer SV — JZ a na obidvoch jej krídlach sa vytvorili paralelné sedimentačné priestory, v ktorých na JV prebiehala sedimentácia karpátu (GK-3 — Rykynčice), eggenburgu, ottnangu, helvetu, karpátu (GK-4 — Bzovík) a na SZ ottnangu — hornonitrianska panva.

Najzložitejší bol vývoj vulkanizmu v oblasti Štiavnického pohoria, ktorý sa uskutočnil v priebehu niekoľkých vývojových etáp (V. Konečný 1970) v časovom intervale od $17,0 \pm 0,5$ mil. rokov do $13,5 \pm 0,5$ mil. rokov, t. j. od rozhrania lanzendorfskej série do sarmatu. V priebehu I. etapy bola explozívno-efuzívnou aktivitou intermediárnych až bázičných andezitov (\pm amfibol \pm biotit) vybudovaná komplexná stratovulkánová stavba, resp. niekoľko kumulovaných stratovulkánových aparátov. V závere aktivity tejto etapy

vystúpili v centrálnej oblasti intruzívno-extruzívne telesá pyroxenického andezitu a pyroxén-amfibolického andezitu (\pm biotit \pm kremeň), orientované prednostne v smere SSV — JJZ až v SV — JZ. Absolútnym datovaním K/Ar metódou je určený vek $17,0 \pm 0,5$ mil. rokov.

V období dočasného vulkanického pokoja (II. etapa) sa formuje poklesové pásmo s priebehom v smere SSV — JJZ (intravulkanická panvička B. Štiavnica), v ktorom dochádza k tufiticko-lignitickej sedimentácii (J. Kováčik 1965). Po období vulkanického pokoja nastávajú erupcie pyroklastických hmôt amfibol-biotitického andezitu. Za nimi nasledujú extrúzie más amfibol-biotitických andezitov pozdĺž koncentrickej štruktúry (III. etapa) v podobe dómových telies a lávových prúdov, ktoré tiekli v smere do centrálnej oblasti a prekryli sedimenty intravulkanickej panvičky. K/Ar metódou je potvrdený vek dómových telies na $16,0 \pm 1$ mil. rokov.

V priebehu masových extrúzií pozdĺž koncentrickej mobilnej zóny dochádza ku kolapsovaniu centrálnej oblasti. Kolapsované komplexy sú v subvulkanických úrovniach intrudované dajkami dacitov (podľa A. Mihálikovej 1966 kremenno-dioritových porfýrov) hlavne v okrajových častiach, zatiaľ, čo v centrálnejších častiach okrem dajkových intrúzií dochádza k rozsiahlym intrúziám sillového typu. Sillové intrúzie prednostne sledujú rozhranie medzi podložíom a bázou vulkanického komplexu. Do obdobia po vzniku kolapsovej štruktúry spadajú procesy areálnej propylitizácie, ktoré v širokom meradle postihujú kolapsované komplexy vulkanických hornín, vrátane podpovrchových intrúzií dioritov, granodioritov a intrúzií dacitov. V nasledujúcej (IV.) vulkanickej etape pokračuje explozívno-efuzívna aktivita pyroxén-andezitového vulkanizmu (\pm amfibol \pm biotit), ktorá vedie k vytvoreniu rozsiahlej stavby stratovulkánového typu.

Hlavným typom explozívnej aktivity sú erupcie vulkánskeho, ultravulkánskeho a peleského typu, erupcie nuees ardentis a podradne i erupcie popolových prúdov (ash flows), ktoré podmienili vznik hornín ignimbritového typu. Pemzové tufy Biely Kameň sú datované na $15,7 \pm 0,5$ mil. rokov. V závere andezitového vulkanizmu ($13,5 \pm 0,5$ mil. rokov) nastávajú v najexternejších častiach stratovulkánovej stavby efúzie lávových prúdov do vodného prostredia (obl. j. od Bohunic). V závere vulkanizmu Štiavnického pohoria antecedentný pohyb centrálnej oblasti vedie v konečnom dôsledku k vytvoreniu hrastovej štruktúry. Vykleňovanie a dvíhanie centrálnej oblasti sprevádza vývoj poklesových štruktúr pri jej periférii. Pri východnom okraji je to grábenová štruktúra Ilija — B. Belá (amplitúda poklesu je viac ako 1 500 m). Pozdĺž z. poklesovej zóny (považanská porucha — L. Rozložník 1966) nastávajú extrúzie ryolitov. Vyklenutie a výzdvih centrálnej oblasti v postkolapsovom štádiu sú analogické procesu vzniku „resurgent cauldrons“, ktorý navrhli R. L. Smith — R. A. Bailey 1968. Do obdobia po ukončení vulkanizmu spadá vznik žíl

polymetalického zrudnenia, ktoré využívajú poruchové pásma sv. — jz. až ssv. — jjz. smeru.

Centrálna oblasť v priebehu výdvihového pohybu netvorí jednotný celok, ale je dislokovaná podľa smerov SSV — JJZ až SSZ — JJV na čiastkové bloky s rôznym stupňom vertikálneho pohybu. Na križovaní uvedených smerov vystupujú bazaltové, málo diferencované magmaty za vzniku explozívno-efúzívnej aktivity (vulkanický neck Kalvária a neck pri osade Kyshýbel). V maximálne vysunutej časti hrasťovej stavby sú denudáciou odstránené vulkanické komplexy a obnažené podpovrchové intrúzie dioritov a granodioritov, ktoré L. Rozložník (1966, 1969) považuje za laramské intrúzie v oblasti mezozóny. Novšie údaje potvrdzujú podpovrchový charakter intrúzií (J. Lexa 1969). Časové údaje absolútneho datovania ($20,5 \pm 0,8$ a $15,0 \pm 0,9$ mil. rokov ako aj látkové zloženie a priestorové vzťahy poukazujú na genetický vzťah k vývoju neogénneho subsekventného vulkanizmu. Záverom možno konštatovať, že najmobilnejší tektonický systém v priebehu vývoja aparátu je smer SV — JZ až SSV — JJZ. V závere vulkanizmu sa znovu aktivizuje a súčasne slúži pri výstupe hydrotermálnych roztokov a vzniku rudných žíl.

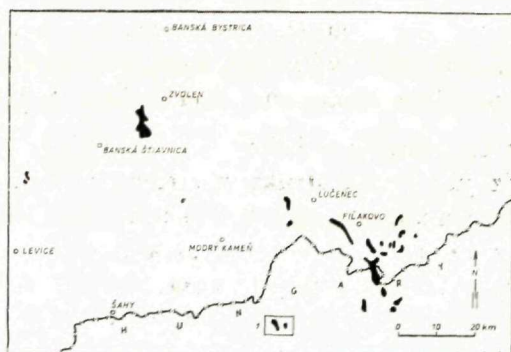
Vulkanizmus Kremnického pohoria (F. Fiala 1962; J. Forgáč — L. Zbořil Bodnár — M. Fillo 1969) bol kontrolovaný tektonickou sieťou sj. dispozície. Vulkanický komplex sa vyvinul v priebehu badenu (tortón s. 1.) až pliocénu. Najstaršie erupcie reprezentuje pyroxenický andezit (\pm amfibol \pm biotit). Nasledujúce erupcie sú charakterizované efúziami láv a explozívnou aktivitou amfibolicko-pyroxenických andezitov. Ďalej nasledujú erupcie pyroxenických andezitov s podradným amfibolom a biotitom, potom extrúzie amfibol-biotitických andezitov a v ich nadloží lávové efúzie pyroxenického andezitu, ktoré sú určené absolútnym datovaním $15,2 \pm 1$ mil. rokov. Ďalšie extrúzie ryolitov sa uskutočnili prevažne pozdĺž tektonického smeru S — J v podobe dómových telies a lávových prúdov. Absolútnym datovaním je určený vek $11,2 + 0,3$ mil. rokov. Ryolitový vulkanizmus je podľa J. Lexu (1969) produktom samostatnej acidnej magmy. Záver vulkanizmu predstavujú erupcie andezitoidných čadičov v podobe lávových prúdov a žíl, ktorých aktivita spadá do pliocénu.

Z vulkanotektonickej analýzy vyplýva, že dominantným tektonickým smerom, ktorý slúžil ako výstupové cesty subsekventného vulkanizmu, bol smer S — J až SSZ — JJV. Tento smer sa uplatnil aj v postvulkanickom vývoji spolu s obnovením zlomových systémov zzs. — vvj. smeru. Z pozorovania vzájomných stratigrafických vzťahov vulkanizmu v oblasti Štiavnického a Kremnického pohoria vyplýva, že aktivita pretrvávala v Kremnickom pohorí do pliocénu.

Podľa tektonickej pozície vulkanizmu v Kremnickom pohorí možno konštatovať, že hlavná masa vulkanitov je spätá s mohutnou tektonickou zónou,

na ktorej vznikli depresie reprezentované turčianskou a žiarskou kotlinou. Táto štruktúra s niekoľko tisíc metrovými vertikálnymi pohybmi je kontrolujúcim distribučným systémom neovulkanitov Kremnického pohoria.

Vývoj vulkanických komplexov Pohronský Inovec a Vtáčnik sleduje zlomový systém, obmedzujúci veľkú štruktúrnu eleváciu karpatského substrátu, ktorá z juhovýchodu lemuje pohorie Trábeč a pod neovulkanitmi Vtáčnika ju môžeme sledovať až do oblasti Handlovej (prekop 5104 a celý rad vrto, ktorými bola zachytená elevácia permotriasového reliéfu s kvarcitmi a melafýrmi). Tektonické línie, na ktorých sú rozložené vulkanické centrá, ale i dajkové systémy, majú ssv.—jjz. smer. Hlavný systém tohto smeru označujú K. Karolus—J. Forgáč (1969) ako systém novobansko-klakovský. Vulkanizmus prebieha v dvoch hlavných obdobiach. Prvá vulkanická fáza, petrograficky i situačne dobre preštudovaná najmä v hornonitrianskej kotline (J. Slávik 1959), sa odohrala podľa dnešných litostratigrafických korelácií v spodnom badene (tortón s. l.) a tvoria ju predovšetkým andezity rôznych variét (pyroxenické, pyroxenicko-amfibolické a amfibol-biotitické s granátom). V priebehu vulkanizmu možno sledovať postupné rozširovanie poľa vulkanických aparátov. Najstaršie, veľmi zložité vulkanické štruktúry dnes vystupujú v centrálnej časti pohoria medzi Prochoťou a Klakom, mladšie komplexy sú lepšie vyvinuté na periférii. Spodná vulkanická etáž bola v priebehu vyššej časti badenu hlboko erodovaná a produkty boli široko rozplavené (asi až do oblasti bánovskej kotliny). V prestávke vulkanickej činnosti došlo k subsidencii, vytvoreniu uhľonosného bazénu (hornonitrianska uhoľná panva) s ložiskami Handlová a Nováky (J. Slávik 1960) a mocného nadložného komplexu ílov, v ktorých sa prejavuje niekoľko krátkych epizód ryolitového vulkanizmu v handlovskej oblasti. Podľa posledných biostratigrafických štúdií J. Gašparíka a E. Planderovej (1970) je vek uhľonosného súvrstvia stanovený na spodný sarmat. Koncom vrchného badenu sa objavuje na povrchu nový tzv. nadložný vulkanizmus, (J. Slávik 1963), ktorý pretrváva cez sarmat až do pliocénu (M. Brodňan — J. Slávik 1966). Začal sa ryolitmi a pokračoval cez amfibolické andezity, bazaltoandezity do pyroxenických andezitov strato-vulkánovej stavby a v terminálnych obdobiach nižšieho pliocénu prešiel do rozsiahlych lávových polí. Komplexný vulkanoplutonický vývoj tejto oblasti signalizujú nálezy hlbinných spessartitických hornín s niekoľko centimetrov veľkými amfibolmi a stredne bazickými plagioklasmi vo forme súrodých uzavrenín v južnej časti Vtáčnika a uzavreninami biotitického granodioritu v horninách centrálneho Vtáčnika (Vt-V 32 640,5 m) jz. od Handlovej.



Obr. 4 Finálny bazaltový vulkanizmus (južné Slovensko)

1 – pliocén: relikty finálneho bazaltového vulkanizmu (lávové prúdy, necky, dajky, podradne pyroklastický materiál)

Fig. 4 Final Basalt Volcanism

1 – Pliocene: relicts of final basalt volcanism (lava flows, necks, dykes, subordinately pyroclastic material)

Finálny vulkanizmus stredoslovenských neovulkanitov (obr. 4)

Kratogenezáciu stredoslovenskej neovulkanickej oblasti najmarkatnejšie signalizujú produkty finálneho vulkanizmu — horniny typu alkalických bazaltov v oblasti Novej Baňe, Banskej Štiavnice i Zvolena, ale hlavne v oblasti medzi Lučencom a Filakovom.

2. Priebeh a tektonické pozadie subsekventného neovulkanizmu východného Slovenska

Pooligocénny výzdvih karpatskej paleogénnej geosynklinály sprevádzalo na J postupné klesanie stabilného bloku. Spodnomiocénne subsidenčné pohyby sa odohrali na úzkom páse pozdĺž j. okraja zóny pieninských útesov, čo zdôraznilo permanentnú tektonickú aktivitu pri pieninského lineamentu. Len v oblasti Prešova sa sedimentačný priestor rozširuje na juh pozdĺž sj. hornádskeho zlomu (obr. 5). Prvou neogénnou vulkanickou udalosťou na východnom Slovensku bola erupcia kyslého ryolitového pyroklastického materiálu v burdigale (eggenburg). Jej produkty nachádzame v čelovskej formácii — najstaršom neogénnom sedimentačnom priestore — medzi pásmom pieninských útesov a mezozoickým blokom humenského typu, na tenkom plášti hornín centrálnokarpatského paleogénu (priútesová elevácia).

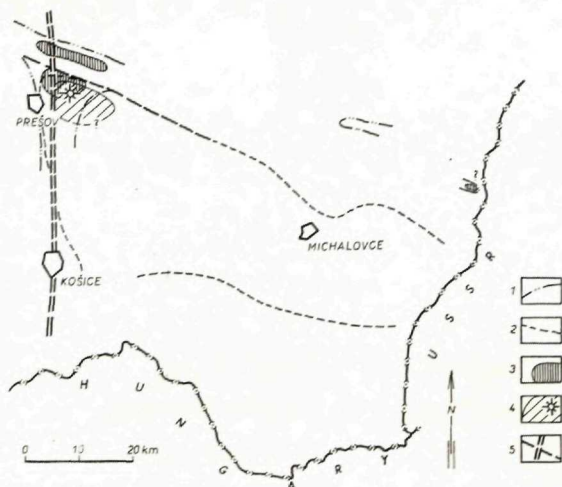
V priebehu helvéty s. s. došlo k stlačeniu, vyzdvihnutiu a čiastočnej erózii burdigalského (eggenburg, ottang) sedimentačného priestoru a k založeniu

nového sedimentačného priestoru karpátu. Situovaný bol južnejšie ako burdigalský sedimentačný priestor. Ide o rozsiahly morský hypersalinný bazén, zaberajúci prakticky celú severnú polovicu dnešnej východoslovenskej neogénnej panvy. Vulkanizmus sa však objavuje len v jednom bode — v sz. cípe sedimentačného priestoru — v oblasti Prešova. Tu sa objavuje na povrchu (J. Slávik 1968 — J. Čverčko a i. 1968) komplex ryolitových pyroklastík a tesne nad bázou súvrstvia karpátu v podloží evaporitov. Vulkanické centrum bolo situované v oblasti kríženia sa hornádskeho zlomového systému s pozdĺžnymi zlomami, paralelnými s pripieniským lineamentom. Inde sa vulkanity karpátu nenachádzajú. Prudký zvrät nastáva v priebehu sp. badenu (spodného tortónu), keď sa preformováva sedimentačný priestor a sedimentácia zachvačuje takmer celú plochu dnešného východoslovenského neogénu. Vzniká celý rad vulkanických centier situačne i geneticky viazaných na okrajové zlomy sedimentačného priestoru (obr. 6). Pri opakovaných explóziách bolo z týchto vulkanických centier deponované v sedimentačnom priestore viac ako 800 km³ vulkanického popola ryolitového zloženia (N. Hrabovec, Oreské, Borola, Klečenov, Stretava, Albinov — J. Čverčko — R. Rudinec — J. Slávik 1968). Pritom pozdĺž s. okraja sedimentačného priestoru sú uložené len jemnozrnné, dokonale vytriedené tufy a pozdĺž j. okraja sedimentačného priestoru sú uložené hrubšie pemzovité a litoklastické tufy. Tak ako na severe sa postupne od eggenburgu do badenu vytvorila príútesová elevácia, s ktorou je spätý pozdĺžny rad vulkanických aparátov, na juhu sa v priebehu baden až stredný sarmat vytvorila zemplínska (zemplínsko-beregovská — J. Slávik 1968) elevácia, s ktorou je spätý vznik rozsiahleho systému vulkanických aparátov, synchronných s jej formovaním. Koniec tejto vulkanickej aktivity signalizujú najskôr hrubé ryolitové pyroklastiká, ležiace na báze bolivino-buliminovej zóny v oblasti Žipova. Ich vek, stanovený G. P. Bagdasarjanom (G. P. Bagdasarjan — D. Vass — J. Slávik 1971), zistený zo vzorky z vrtu v okolí Žipova, je 16 + 2 mil. rokov. Ryolitový vulkanizmus v zemplínskej elevácii pretrváva až do morského vrchného tortónu (tortón s. s., baden b, c, spirolektaminová — bolivino-buliminová zóna vrchného tortónu), keď dochádza na východnom Slovensku k prvej rozsiahlej vulkanickej aktivite andezitového zloženia (Zatín, Svinica až do pohraničnej časti Tokajského pohoria, Plešany, Kráľovský Chlmec obr. 7). Tým sa vyvinulo prvé vulkanické pohorie východného Slovenska, dnes v dôsledku neskorších subsidenčných pohybov poklesnuté a zakryté. Sú to hlavne subakválne, ale aj povrchové výlavy bázičkových andezitových magiém. Mocnosť prúdov dosahuje niekoľko 100 m. Vek andezitu z vrtu Zatín 1 určil G. P. Bagdasarjan na 16 + 0,8 mil. rokov.

V najvrchnejšom súvrství tortónu (baden d, kolčovské súvrstvie) vznikol na s. okraji panvy (Zamutov) rozsiahly ryolitový vulkán, ktorého pyroklastické produkty pokrývajú značnú plochu panvy (J. Slávik 1968, J. Čverčko —

Obr. 5 Eggenburg — ottnang — karpát (burdigal — karpát) (východné Slovensko)

Fig. 5 Eggenburgian — Ottngian — Carpathian (Burdigalian — Carpathian) (Eastern Slovakia)



1 — predpokladaná hranica rozšírenia sedimentačného priestoru eggenburgu + čiastočne ottnangu; 2 — predpokladaná hranica rozšírenia sedimentačného priestoru karpátu. Rozšírenie reliktov pyroklastického materiálu (len ryolit): 3 — v eggenburgu (eolický transport z neznámeho zdroja); 4 — v karpate (s predpokladaným vulkanickým centrom). Hlavné tektonické elementy kontrolujúce vulkanizmus; 5 — hornádsky zlomový systém a kapušiansko-topľanský zlomový systém

1 — supposed boundary of the extension of the area of sedimentation of the Eggenburgian + partly of the Ottngian; 2 — supposed boundary of the extension of the area of sedimentation of the Carpathian. Distribution of relicts of pyroclastic material (only rhyolite): 3 — in the Eggenburgian (eolian transportation from unknown source) 4 — in the Carpathian (with supposed volcanic centre). Main tectonic elements controlling vulcanism; 5 — the Hornád Fault System and the Kapušany — Topľa Fault System

R. Rudinec — J. Slávik 1968). Vek zamutovského telesa podľa G. P. Bagdasarjana je 15 ± 2 mil. rokov. Túto ryolitovú epizódu však skoro vystriedala stratovulkanická andezitová aktivita, datovaná hlavne do spodného sarmatu — zóny s *Cibicides badenensis* a zóny veľkých elfidií (Ruskov, Malčice), počas ktorej sa vytvorili paralelné vulkány od Prešovského pohoria až ďaleko na Zakarpatskú Ukrajinu, čím vzniklo ďalšie rozsiahle vulkanické pohorie, neskôr tiež zakryté (B. V. Merlič a i., 1969, J. Slávik 1971). Absolútny vek vzorky z Ruskova podľa G. P. Bagdasarjana činí 14 ± 1 mil. rokov, zatiaľ čo vek skupiny telies okolo Brehova je 16,5; 15 a 12,5 mil. rokov, čo súhlasí s predstavou o priebehu vulkanizmu na rozhraní tortónu a sarmatu.

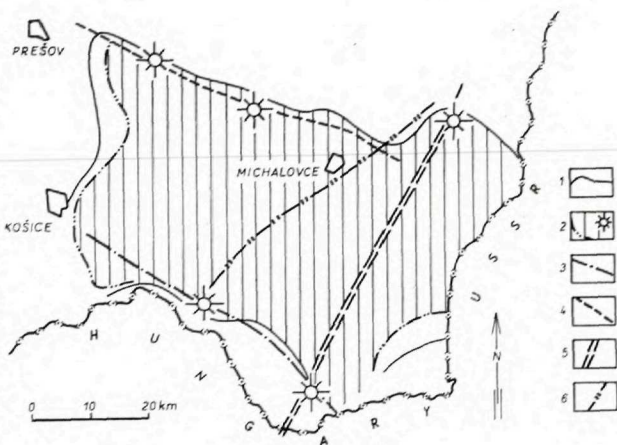
Obnovenie ryolitovej aktivity nastalo už vo vyššej časti zóny veľkých elfidií. Vznikli ploché pyroklastické uloženiny v oblastiach Myšľa, Iňačovce, Byšta a ryolitový vulkanizmus pokračoval až do zóny hauerinovej (Lastovce, Kuzmice), kedy ho vystriedali explózie, efúzie, ale aj plytké intrúzie amfibolicko-pyroxenických andezitov v jz. časti Vihorlatu a v severnej časti Prešovského pohoria (Vinné, Oblík, Brestov a i. (obr. 8). K tejto skupine možno pričleňovať ryolitové telesá zo zemplínskeho ostrova, ktorých absolútne veky sú podľa O. V. Coňa (O. V. Coň — J. Slávik 1971) $16,2 \pm 2$; $15,7 \pm 2,8$; $14,1 \pm 2$ mil. rokov. Zdá sa však, že pre systematickú analytickú chybu bude treba tieto

1 – predpokladaná hranica rozšírenia sedimentov badenu a, b; 2 – rozšírenie reliktovej pyroklastického materiálu (len ryolit + ryodacit) s predpokladanými hlavnými erupčnými centrami.

Hlavné tektonické elementy kontroľujúce vulkanizmus:

3 – chlmecký zlomový systém; 4 – kapušiansko-topľanský zlomový systém; 5 – priečny vihorlatský zlomový systém; 6 – vrbnický zlomový systém.

1 – supposed boundary of the extension of Badenian a, b sediments; 2 – distribution of relicts of the pyroclastic material (only rhyolite + rhyodacite) with supposed main eruption centres. Principal tectonic elements controlling volcanism: 3 – Chlumec Fault System; 4 – Kapušany – Topľa Fault System; 5 – Transverse Vihorlat Fault System; 6 – Vrbnica Fault System



Obr. 6 Baden a, b, legenidová zóna (lanzendorfská séria, spodný tortón) (východné Slovensko)

Fig. 6 Badenian a; b; Lagenide Zone (Lanzendorf Group, Lower Tortonian) (Eastern Slovakia)

vekú asi o 10 – 20 % znížiť. Pyroxenicko-amfibolický andezit od Medvedovej pri Michalovciach vykazuje vek 11,75 mil. rokov. Po kratšom ryolitovom intervale na báze východoslovenského panónu dochádza v priebehu pestrého panónu až levantu k rozsiahlej efúzívnej činnosti andezito-bazaltov až bazaltoandezitov Vihorlatu a severnejšej časti Prešovsko-tokajských hôr. Efúzny vulkanizmus pretrval až do levantu (obr. 9). Po tomto chronologicko-situačnom opise je možné zhodnotiť neotektonický mechanizmus východoslovenskej vulkanickej aktivity.

Poecénne vyzdvihnutie magurského sedimentačného priestoru vyvolalo negatívny pohyb v priestore ponoreného bradľového pásma, kde nachádzame aj relikty oligocénnych sedimentov. Tento mobilizmus nadútesovej oblasti sa zachováva i po oligocénnom sávskom vyzdvihnutí vonkajšieho flyšu. Paralelne so vznikom sedimentačného priestoru čelnej hlbiny (predkarpatie) začína sa formovať nad útesovým pásmom a pozdĺž jeho j. okraja plytký burdigalský záliv, neskôr staroštýrsky stlačený a vyvrásnený. Postaroštýrsky vývoj je charakteristický posunom sedimentačného priestoru južnejšie. Monotónne evaporitické – pelitické fácie mocných sedimentov karpátu bez vulkanitov svedčia o pokojnom synklinálnom prehýbaní dna sedimentačného priestoru, ktoré bolo prerušené prejavmi štýrskej fázy vrásnenia. Poštýrsky vývoj je nepokojný; odráža sa to aj v pestrom faciálnom vývoji sedimentov od kon-

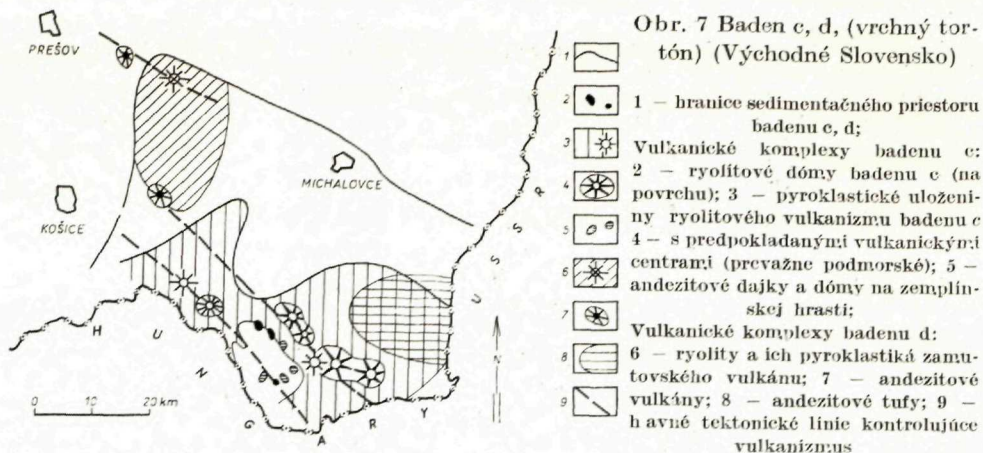


Fig. 7 Badenian c, d. (Upper Tortonian)

1 – boundaries of sedimentation of the Badenian c, d; Volcanic complexes of the Badenian c: 2 – rhyolite domes of the Badenian c (at the surface); 3 – pyroclastic deposits of the Badenian c rhyolite volcanism with 4 – supposed volcanic centres (predominantly of submarine type); 5 – andesite dykes and domes on the Zemplin horst; Volcanic complexes of the Badenian d: 6 – rhyolites and their pyroclastics of the Zamutov volcano; 7 – andesite volcanoes; 8 – andesite tuffs; 9 – principal tectonic lines controlling volcanism



Fig. 8 Sarmatian (Eastern Slovakia)

1 – boundary of the area of sedimentation of the Sarmatian; 2 – andesite stratovolcanoes of the Lower Sarmatian; 3 – perlitic domes of the Middle Sarmatian; 4 – stocks and domes of Middle Sarmatian pyroxene-amphibole diorite porphyrites; 5 – pyroclastic complexes of Middle Sarmatian pyroxene-amphibole andesites with domes, partly of submarine type; 6 – Middle Sarmatian rhyolite tuffs; 7 – Principal tectonic lines controlling volcanism

Obr. 9 Pliocén (východné Slovensko)

1 – hranica sedimentačného priestoru pliocénu; 2 – dómy granátického ryodacitu; 3 – pyroklastiká ryodacitov (prevažne granátických); 4 – stratovulkanický komplex pestrého panónu v oblasti Vihorlatu; 5 – stratovulkanický komplex vrchného pliocénu; 6 – pliocénny stratovulkanický komplex Prešovsko-tokajského pohoria (zatiaľ podrobnejšie nečlenený); 7 – vulkanotektonické depresie; 8 – hlavné tektonické línie kontroľujúce vulkanizmus; 9 – pásma rozsiahleho hydrotermálneho metamorfizmu

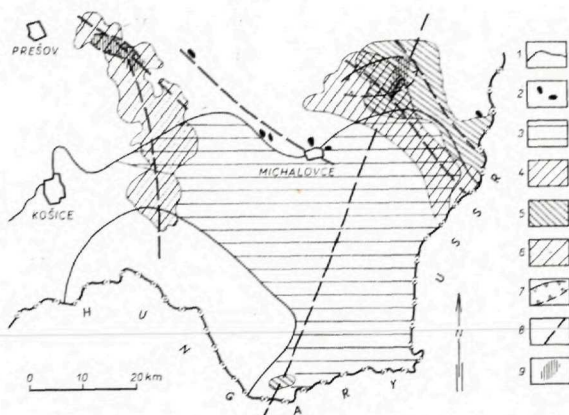


Fig. 9 Pliocene (Eastern Slovakia)

1 – boundary of the area of sedimentation of the Pliocene; 2 – domes of garnet rhyodacite; 3 – pyroclastics of rhyodacites (predominantly garnet rhyodacites); 4 – stratovolcanic complex of the Pliocene in the Vihorlat area; 5 – stratovolcanic complex of the Upper Pliocene; 6 – Pliocene stratovolcanic complex of the Prešovsko-Tokajské pohorie Mts. (so far undivided more in detail); 7 – volcanotectonic depressions; 8 – principal tectonic lines controlling volcanism; 9 – zones of extensive hydrothermal metamorphism

glomerátov cez polymodálne pieskovce až po bridlice s evaporitickým tmelom (sadrovec, anhydrit – J. Slávik 1967).

Rozsah sedimentačného priestoru na severe zhruba koinciduje so sedimentačným priestorom karpát (okrem západnej prešovskej časti), ale na juhu ho presahuje. Faciálna pestrosť odráža výrazné blokové pohyby. Okrajové zlomy, oddeľujúce subsidujúce bloky od zdvíhajúceho sa okraja spôsobili, že na oboch krídlach sedimentačného priestoru sa k povrchu dostávajú plošne i objemove rozsiahle kyslé vulkanické horniny. Prehlbovanie a rozširovanie sedimentačného priestoru smerom na juh do oblasti styku panónskeho masívu a Karpát spôsobilo prenik prvých významných andezitových magiem, ktorých časť vystupuje na povrch v oblasti Tokajských hôr, ale veľká časť je pochovaná pod mladšími sedimentmi v pokračovaní axiálnej časti zemplínskeho ostrova (Plešany, Zatin, Kráľovský Chlmec), kde pokračuje na územie Maďarska. Tento významný andezitový vulkanizmus utíchol pri mladoštýrskom stlačení východoslovenského priestoru. Sedimentačný priestor rozšírený v priebehu sarmatu sa znižuje, postupne sa rozbieha a po krátkej rozptýlenej rhyolitovej aktivite sa severnejšie od axiálnej časti zemplínskej elevácie vyvíja mohutný pyroxén-andezitový vulkanický komplex na línii Beša – Malčice a Ruskov. Túto situáciu, časove i petrograficky ostro ohraničenú vulkanickú aktivitu prerušuje moldavská fáza vrásnenia. Po nej sa znovu objavuje slabá rhyolitová aktivita, za ktorou nasleduje presun andezitovej aktivity až na s. okraj mio-

cénnej molasy (Vihorlat — Prešovské pohorie). Po attickom prerušení dochádza k silnému vulkanizmu andezitov, posunutého ešte ďalej na sever, dokonca až na sedimenty nedávno tesne stlačeného magurského flyšu.

Závery

Vulkanizmus v zázemí západokarpatského terciérneho orogénu sa prejavuje v troch geotektonicky odlišných zónach:

1. na vlastnom slovenskom bloku (stredoslovenská neovulkanická oblasť);
2. na hraniciach slovenského bloku, panónskeho bloku (Tissia), a zemplínskeho bloku;
3. pozdĺž hlbinného zlomu (peripieninský lineament), ktorý rozdeľuje paleogénnu vyvrásnenú flyšovú miogeosynklinálu od neogénnej molasy východného Slovenska.

Napriek pozičným rozdielom má vulkanizmus spoločné črty, ktoré ho charakterizujú ako celok bez ohľadu na štruktúrne postavenie jednotlivých vulkanických oblastí či zón.

A. Z časového hľadiska západokarpatský subsekventný vulkanizmus je charakterizovaný tým, že sa objavuje v období doznievania orogénnej aktivity paleogénnej miogeosynklinály (t. j. v orogéne vonkajších Karpát) a je situovaný (až na nepatrné výnimky) v blokoch vnútornej časti karpatského oblúka. Prejavy vulkanizmu nastávajú v období, keď sa uskutočňuje rozpad orogénneho zázemia na samostatné nepravidelne pulzatívne subsidujúce bloky. Tento fakt treba zdôrazniť aj preto, lebo hlboko subsidujúce panvy sa vyvíjali aj v tesnej blízkosti orogénnych zón, avšak v období vyzdvihnutia a hlavného stlačenia paleogénneho geosynklinálneho priestoru v týchto priestorove blízkych subsidujúcich blokoch (napr. Viedenska panva) sa vulkanizmus neprejavoval, zrejme neboli podmienky pre vytváranie magiem. Optimálne podmienky pre generáciu magiem sa vytvorili naopak hlavne v oblastiach vzdialených od orogénnej aktivity. Z uvedených údajov usudzujeme, že magmatické hmoty subsekventného vulkanizmu vznikajú a vystupujú na povrch v období vytrácania, resp. uvoľňovania kompresných napätí, v období vzniku vertikálnych blokových pohybov.

B. Začiatok rhyolitového vulkanizmu Západných Karpát možno lokalizovať do oblasti severného Maďarska a odohral sa v období oligo-miocén až karpát (egger až ottang), v oblasti východného Slovenska v období burdigal až lanzendorfská séria (eggenburg až baden a). Vulkanizmus sa vyznačuje vysokou explozitou erupcií, ktoré produkovali hlavne pyroklastické hmoty — pemzové tufy a ignimbrity (explozívny koeficient sa blíži k 100). Viacerí autori dochádzajú k záveru o sialickom pôvode eruptovaných hmôt. Magmatické

hmoty tohto typu nie sú produktom magmatickej diferenciacie bázičkej magmy v hlbokých podkôrových úrovniach, ale sú produktom hlavne anatexie vnútri sialickej časti kôry. Aktivita sialického vulkanizmu pretrváva v období baden (tortónu) a sarmat do pliocénu, keď na rozdiel od počiatkových explozívnych období vznikajú prevažne extrudované ryolitové masy (dómy, kumulodómy, lávové prúdy), zatiaľ čo prejavy explozívnej aktivity sú podradnejšie.

Intermediárny andezitový vulkanizmus sa objavuje v rámci regiónu stredoslovenských neovulkanitov v období lanzendorfskej série (t. j. sp. tortón s. l., baden), na východnom Slovensku až v nižších častiach badenu c (t. j. tortónu s.s.). Aktivita vulkanizmu pokračuje aj v pliocéne. V priebehu vulkanickej činnosti sa formujú najrozsiahlejšie vulkanické aparáty prevažne so stratovulkánovým typom stavby a širokým diferenciačným spektrom erupovaných hmôt (od bazalto-andezitov do ryolitov). V rámci vývoja jednotlivých vulkanických aparátov možno často pozorovať diferenciačný sled v smere od intermediárnych až bázičkejších andezitov do ryodacitov až ryolitov (Štiavnické pohorie, V. Konečný 1970). Často možno pozorovať etapovitú prínosu magmatických hmôt, čo podmieňuje opakovanie častí sukcesnej schémy.

Pôvod andezitového magmatu, spájame ako bolo uvedené vyššie s procesmi diferenciacie v úrovni vrchného plášťa (upper mantle). Zo sukcesných schém jednotlivých vulkanických aparátov je zrejmé, že primárne andezitové, resp. bazalto-andezitové magmy po výstupe do podpovrchových rezervoárov podliehajú procesom diferenciacie (pravdepodobne kryštalizačnej diferenciacie) za vzniku acidnejších členov — dacitov, ryodacitov až ryolitov. Finálny vulkanizmus spadá časovo do záveru kratogenizačných procesov, t. j. do štádia záverečných blokových pohybov. Pozdĺž tektonických systémov s hlbokým dosahom vystupuje málo diferencovaná bazaltová, mierne alkalická magma.

C. Pri štúdiu priestorovej väzby vulkanizmu na tektonické štruktúry regionálnej mierky je možné konštatovať, že existujú rozdiely v pozícii intermediárneho a ryolitového vulkanizmu vzhľadom na tieto štruktúry. V oblasti východného Slovenska je zrejma spätosť výstupu ryolitových hmôt so štruktúrnymi eleváciami či už antiklinoriálneho alebo hrasťového typu. Na krídlach elevácií, ktoré v danom období subsidovali, dochádza k aktivovaniu prevažne intermediárneho andezitového vulkanizmu.

D. Zo situácie erupčných centier andezitového vulkanizmu je ďalej možné demonštrovať ich úzky vzťah k tektonickým líniam regionálneho významu, resp. zóny regionálnej tektonickej mobility. Uvedené zóny takmer výlučne predstavujú hranice tektonických blokov s rôznou tektonickou mobilitou, t. j. hlavné zlomové systémy, ktoré v danom geologickom období oddeľovali elevačné a depresné zóny. V mnohých prípadoch je možné preukázať mobilitu

týchto zón v paleogeografickom vývoji územia už pred aktivovaním subsekventného vulkanizmu (napr. zóna šahansko-lysecká v oblasti južnej periférie neovulkanitov a priútesová elevácia medzi Prešovom a Humenným).

Na základe konfrontácie vulkanizmu so štruktúrno-tektonickou schémou stavby podložia (O. Fusán a kol. 1969) je možné konštatovať, že v priebehu tortón-sarmatského vulkanizmu sa výstup erupčných centier viazal na aktívované staršie poruchové zóny regionálneho významu, ktoré vo východnej časti stredoslovenských neovulkanitov majú priebeh SV — JZ, v centrálnej časti SSV — JJZ a v západnej časti až S — J. Založenie konkrétnych erupčných centier sa uskutočňuje v súvislosti s vývojom čiastkových sedimentačných bazénov, formovaných subsidenčnými pohybmi tektonických blokov. Erupčné centrá sa nachádzajú na križovaní hlavnej mobilnej zóny s priečnym (komplementárnym) systémom (napr. erupčné centrum Lysec, centrálna časť Javoria atď.). Analogické závislosti situovania vulkanických centier a vývoj vulkanických aparátov vo významných tektonických zónach sú známe tiež vo východnej časti Slovenska, kde sa to dá dokázať pre všetky stratovulkanické centrá. Existuje jasná závislosť medzi vulkanizmom a blokovými pohybmi, pričom vulkanická činnosť sa sústreďuje na obdobie, keď nastáva uvoľnenie tlakových napätí, čo je z geologického hľadiska signalizované rýchlou subsidenciou príslušných krustálnych blokov. Táto závislosť je obzvlášť zreteľná najmä v oblasti východného Slovenska (J. Slávik 1968, J. Čverčko a i. 1968), Podmieňuje ju to, že hrúbka sialu v tejto oblasti je pomerne malá (20 — 25 km) a vulkanizmus je veľmi citlivým indikátorom krustálnych pohybov. V stredoslovenskej neovulkanickej oblasti hrúbka sialu je podstatne väčšia (30 — 35 km); fundament sa chová ako viac rigidné teleso, a preto súvislosť medzi pohybmi krustálnych blokov a výstupom erupčných centier nie je vždy zreteľná.

E. Ďalšou zákonitosťou je migrácia erupčných centier v priebehu vývoja vulkanických areálov. Ako je preukázané v oblasti stredoslovenských neovulkanitov a v oblasti východného Slovenska, postupnosť migrácie sa uskutočňuje z hlbokého zázemia orogénu v smere k vrásnenej geosynklinálnej oblasti. V oblasti stredného Slovenska migrácia erupčných centier sa uskutočnila generálne v smere od JZ k SZ až Z. Migrácia je vyjadrená postupnosťou aktivovania jednotlivých vulkanotektonických zón v smere od JV k SZ (táto postupnosť je sledovaná od lanzendorfskej série, keď dochádza k aktivovaniu vulkanizmu zóny šahansko-lyseckej — v jv. časti neovulkanického regiónu až po sarmat-pliocénny vulkanizmus pohoria Inovec — Vtáčnik v západnej časti regiónu). V kauzálnom vzťahu s aktivovaním mobilných vulkanotektonických zón v uvedenej postupnosti sa presúvajú sedimentačné bazény od JV v smere k SZ až Z (V. Konečný—R. Lehotayová—M. Marková—D. Vass 1969).

Na východnom Slovensku je jednoznačná priečna migrácia od JZ k SV od

andezitového pásma ležiaceho na ose zemplínskej elevácie (Kráľovský Chlmec, Plešany — Sirník — vrchný baden — cez malčicko-kapušíanske pásmo — spodný sarmat — po severnú časť východoslovenskej miocénnej molasy s masívom Vihorlatu — najvrchnejší sarmat až najvrchnejší pliocén). Analogicky je konštatovaná priestorová migrácia sialického a acidného vulkanizmu radiálne od centrálneho bloku. Vulkanizmus sa začína v oblasti panónskeho bloku v eggenburgu (oblasť Tissie); na strednom Slovensku je aktivovaný v období sarmat — pliocén; na východnom Slovensku jeho aktivita prebiehala v období od helvéty do pliocénu.

Na základe uvedených údajov konštatujeme, že je potrebné korigovať staršie názory (M. Kuthan 1941, 1967) o generálnej migrácii vulkanizmu vo vnútornej časti karpatského orogénu od západu k východu. Nové poznatky naopak nasvedčujú tomu, že ide o rozličný pulz vulkanizmu obidvoch oblastí s rozdielnym smerom migrácie. Definujeme to ako dôsledok určitej autonómity geologických procesov, teda aj vulkanizmu na každom veľkom krustálnom celku. Spoločnou zákonitosťou v oboch oblastiach je teda generálna migrácia tektonickej mobility a vulkanizmu v smere od centrálneho masívu k vyvrásnenej geosynklinále. Táto skutočnosť zrejme zodpovedá postupnej kratogenizácii zázemia orogénu od jeho centrálnych častí v smere k vlastnému orogénnemu pásmu.

F. Pozorovanie radiálnej migrácie intermediárneho andezitového vulkanizmu od centrálneho bloku je podľa nášho názoru kľúčom k významnému predpokladu, že magmatické zdroje sa formujú postupne s vytrácaním orogénnej kompresie a migrujú v smere od centrálneho masívu k orogénnemu pásmu. Celkove možno povedať, že so zánikom orogénnych pohybov v geosynklinálnom zázemí sa prvá formuje sialická magma, ktorá vzniká v období dekompresie orogénneho zázemia. Toto obdobie charakterizuje vertikálna tektonická mobilita a prenik sialických magiem na povrch. V ďalšom štádiu uvoľňovacích blokových pohybov je mobilizovaná intermediárna andezitová magma z hlbších úrovní. Zdroje magmy sa postupne aktivizujú v súlade s generálnym trendom kratogenizácie orogénneho zázemia od centrálnej oblasti k vrásovej geosynklinále. Výstup nediferencovanej magmy alkalických bazaltov finálneho vulkanizmu v oblasti stredného Slovenska potvrdzuje zrejme fakt, že kratogenizáciou územia definitívne zanikli zdrojové rezervoáre subsekventného vulkanizmu. Hlbokými ruptúrami preniká cez kôru nediferencovaná neorogénna podkôrová magma. V oblasti východného Slovenska vývoj do tohoto štádia nedospel.

Do tlače odporučil O. Fusán

LITERATÚRA

- [1] Bagdasarjan, G. P. — Slávik, J. — Vass, D. 1971: Porovnanie biostratigrafického a chronostratigrafického veku niektorých vulkanitov východného Slovenska (v tlači). — [2] Brodňan, M. — Slávik, J. 1966: O detriticko-vulkanickej formácii handlovsko-nováčkej panvy a o stratigrafickej pozícii prilahlých vulkanických masívov. Geologické práce, Správy 38. Bratislava. — [3] Buday, T. a kol. 1961: Tektonický vývoj Československa. ČSAV Praha. — [4] Coň, O. V. — Slávik, J. 1971: O veku niektorých ryolitov zemplínskeho ostrova. Geologické práce, Správy 56. Bratislava. — [5] Čverčko, J. — Rudinec, R. — Slávik, J. 1968: Geology of Neogene Volcanism in East Slovakia. Geologické práce, Správy 44 — 45. Bratislava. — [6] Ďuratný, S. — Fusán, O. — Kuthan, M. — Plančár, J. — Zbořil, L. 1968: Relations of Deep — Seated structures to the Development of Subsequent Volcanism in Central Slovakia. Geologické práce, Správy 36. Bratislava. — [7] Fiala, F. 1956: Zpráva o geologickém mapování v Kremnických horách za léta 1954 — 1955, Zprávy o geol. výzkumech v r. 1955. Manuskript-archív ÚÚG. Praha. — [8] Fiala, F. 1962: Chemismus neogenních vulkanitů Kremnických hor. Geologické práce, Správy 25, 26. Bratislava. — [9] Fiala, F. 1962: Kremnické hory — závěrečná správa k 31. 1. 1971. Manuskript-archív ÚÚG. Praha. — [10] Forgáč, J. — Zbořil, L. — Bodnár, J. — Fillo, M. 1969: Štruktúrno-tektonický plán Kremnického pohoria. Mineralia Slovaca I. č. 3 — 4. Bratislava. — [11] Fusán, O. a kol. 1969: Geologická stavba podložia stredoslovenských neovulkanitov. Zborník geologických vied Západné Karpaty. zv. 10. Bratislava. — [12] Gorškov, G. S. 1969: Geophysics and Petrochemistry of Andesite Volcanism of the Circum — Pacific Belt. Proceedings of the andesite Conf. Bull. 65. Oregon. — [13] Green, D. H. — Ringwood, A. E. 1968: Genesis of the Calc-alkaline igneous rock suite. Contr. Miner. and Petrol. 18. Amsterdam. — [14] Green, T. H. — Ringwood, A. E. 1969: High pressure experimental studies on the origin of andesites. Proceedings of the andesite Conf. Bull. 65. Oregon. — [15] Hess, H. H. 1962: History of ocean basins in Petrologic Studies. vol. Geol. SOC. Am. Buddington. — [16] Konečný, V. 1970: Príspevok ku metodike tektonickej analýzy neovulkanických komplexov (so zreteľom na širšiu oblasť B. Štiavnice). Mineralia Slovaca I. č. 3 — 4. Bratislava. — [17] Konečný, V. 1970: Vývoj neovulkanického komplexu Štiavnického pohoria. Geologické práce, Správy 51. Bratislava. — [18] Konečný, V. — Bagdasarjan G. P. — Vass, D. 1969: Evolution of Neogene volcanism in Central Slovakia and Its Confrontation with Absolute Ages. Acta Geol. Acad. Sci Hung. Tom. 13. Budapest. — [19] Konečný, V. — Lehotayová, R. — Marková, M. — Vass, D. 1969: Relation between tectonic Mobility of Sedimentary Basins and Subsequent Volcanism. Geologické práce, Správy 48. Bratislava. — [20] Konečný, V. — Zbořil, L. 1969: Geofyzikálny výskum hlbinných tektonických zón a ich vzťah k vulkanizmu. Zborník referátov výskumu hlbinej geologickej stavby ČSSR. Bratislava. — [21] Konečný, V. — Zbořil, L.: Príspevok geofyziky k riešeniu vzťahu medzi tektonikou a vulkanizmom. (V tlači.) [22] Kováčik, J. 1965: Geologický výskum oblasti B. Štiavnice. Správy o geologických výskumoch v roku 1964. Bratislava. — [23] Kuno, H. 1966: Lateral variation of basalt magma type across continental margins in island ares. Bull. volc. 29. Napoli. — [24] Kuno, H. 1969: Andesite in time and Space. Proceedings of the Andesite Conference. Bull. 65. Oregon. — [25] Kuthan, M. 1948: Undačný vulkanizmus karpatského orogénu a vulkanologické štúdiá v severnej časti Prešovských hôr. Práce ŠGÚ 26. Bratislava. — [26] Kuthan, M. 1956: Postvulkanická činnosť v okolí Víglašskej Huty (predtým Kalinka). Geologické práce, Správy 5. Bratislava. — [27] Kuthan, M. 1963: Deformations Tectonic of the Central Slovakia Neovolcanic Region and the Relations between

the Volcanism and Tectonic. Geologické práce, Správy 28. Bratislava. — [28] Kuthan, M. 1967: Neovulkanity Československých Karpát. Regionálna geologie ČSSR. díl II. Praha. — [29] Lexa, J. 1969: Dva typy ryolitov v oblasti Žiaru n/Hronom. Mineralia Slovaca I. č. 3, 4. Bratislava. — [30] Lexa, J. 1969: Stupeň štruktúrnej usporiadanosti a zonálnosť plagioklasov štiavnických granodioritov a ich petrografická interpretácia. Geologické práce, Správy 49. Bratislava. — [31] Malejev, E. F. 1964: Neogenový vulkanizmus Zakarpátja. Nauka. Moskva. — [32] Marková, M. 1963: Litológia vulkanogénno-sedimentárnych hornín z okolia Štúrova. Geologické práce, Správy 30. Bratislava. — [33] McBirney, A. R. 1969: Compositional variations in Cenozoic Calc-alkaline suites Central America. Proceedings of the andesite Conf. Bull. 65. Oregon. — [34] Merlić, B. V. a i. 1968: Cer Neogonovych pogrebennyh vulkanov v južnej časti zakarpatskogo vnutrenneho progiba. Geol. sborník Evov. geol. obšč. No 11. Lvov. — [35] Miháliková, H. 1966: K nomenklatúre tzv. dacitov z oblasti bansko-štiavnického rudného obvodu. Geologické práce, Správy 40. Bratislava. — [36] Pantó, G. 1962: The Role of Ignimbrites in the Volcanism of Hungary. Acta Geol. tom VI. Budapest. — [37] Pantó, G. 1969: Geology of Northern Hungary. KBA Geol. Assoc. Budapest. — [38] Pulec, M. 1969: Litostratigrafia terciéru kotlín centrálnych Západných Karpát. Manuskript-archív SAV. Bratislava. — [39] Pichler, H. and Zeill, W. 1972: The Cenozoic Rhyolite — Andesite Association of the Chilean Andes. Bull. vole. Tome XXXV. fasc. 2. Napoli. — [40] Rozložník, L. 1969: Vývoj neogénneho vulkanizmu subsekventného na území štiavnického ostrova. Geologické práce, Správy 48. Bratislava. — [41] Rozložník, L. a kol. 1966: Záverečná správa výskumu hornín štiavnického ostrova. Manuskript-archív GÚDŠ. Bratislava. — [42] Slávik, J. 1959: Geologická charakteristika prvej fázy neogénnej vulkanickej činnosti v oblasti pohoria Vtáčnik. Geologické práce, Zošit 53. Bratislava. — [43] Slávik, J. 1960: Príspevok k riešeniu vzájomných vzťahov v geologickej stavbe Hornonitrianskej a Žiarskej kotliny. Geologický zborník SAV 11. Bratislava. — [44] Slávik, J. 1963: Geologické pomery druhej fázy vulkanizmu pohoria Vtáčnik (nadložný vulkanizmus). Geologické práce Správy 29. Bratislava. — [45] Slávik, J. 1967: Gips und Anhydrit aus den salzföhrenden formationen des Miozäns der Ostslowakei. Geologický zborník XVIII/1. Bratislava. — [46] Slávik, J. 1968: Chronology and Tectonic Background of the Neogene Volcanism in Eastern Slovakia. Geologické práce, Správy 44 — 45. Bratislava. — [47] Slávik, J. 1968: Mettalogenetische verhältnisse und rohstoffe des Ostslowakischen Tertiärs. Geologický zborník SAV XIX/1. Bratislava. — [48] Valach, J. 1966: Niektoré nové poznatky o geologicko-petrografických pomeroch oblastí Víglašská Huta — Kalinka. Geologické práce, Správy 38. Bratislava. — [49] Vass, D. 1964: Tektogenéza Ipelskej kotliny v miocéne. Manuskript-archív GÚDŠ. Bratislava. — [50] Vass, D. — Tomášek, B. 1963: Elevácia predterciérneho podložia pri Šahách. Geologické práce, Správy 27. Bratislava. — [51] Smith, R. L. — Bailey, R. A. 1968: Resurgent Cauldrons. Geol. Soc. of Am. Mem. 116. Washington.

RELATION OF THE TECTONICS AND SUBSEQUENT NEOVOLCANISM OF THE WEST CARPATHIANS

(Summary of the Slovak text)

On the of the West Carpathian Tertiary orogene volcanism has been developed in three different tectonic zones:

- on the block of Inner West Carpathians (neovolcanic region of central Slovakia),
- along the contact of the Slovak block and the Zemplín block with the Pannonian block (Tissia).
- along the deep-seated fault (Peri-Pienin Lineament) separating the Paleogene folded flysch miogeosyncline from the Neogene molasse of eastern Slovakia.

In spite of differences in position volcanism has common features characteristic of it without regard to the structural position of the individual volcanic apparatuses or zones.

Volcanism of the West Carpathians appeared in the time of fading out orogenic activity of the Palaeogene miogeosyncline (i. e. in the orogene of the Outer Carpathians) and is spatially situated (beside insignificant exception) in blocks of the inner part of the Carpathian arch. The volcanism appeared in the period, when desintegration of the orogenic hinterland into separated irregularly pulsatively subsiding blocks took place. We explain this fact by orogenic compression transmitted into the sialic crust in zones proximal to the orogene. Optimal conditions for formation of magmas, on the contrary, were mainly in areas distant from orogenic activity. We conclude from the above mentioned data that magmatic masses of subsequent volcanism originate and ascend in the period of fading out respectively releasing of compressional strain, in the period of vertical block movements.

The acid subsequent volcanism in the West Carpathians was active in the region of Northern Hungary during Burdigalian (Eggenburgian) – Tortonian (Badenian) – Sarmatian in Central Slovakia during Sarmatian – Pliocene; in the Eastern Slovakia in the Helvetian through to the Pliocene (Fig. 1, 2, 5, 6).

The volcanism was characterized by high explosivity of eruptions by which mainly pyroclastics — pumiceous tuffs and ignimbrites (explosive coefficient approaching 100) were produced. On the basis of petrological studies several authors came to the conclusion about sialic origin of erupted masses. Consequently the magmatic chambers were intracrustal. The magmatic masses of that type are not a product of magmatic differentiation of basic magma in deep subcrustal levels but are mainly a product of magma creation inside the sialic part of the crust. Activity of sialic volcanism persisted in the Badenian (Tortonian) and Sarmatian to the Pliocene. In contrast to the initial explosive periods predominantly extruded rhyolite masses (domes, cumulo-domes, lava flows) originated in the final stages while explosive activities were rather subordinate.

In the southern periphery of the neovolcanic region of Central Slovakia intermediate

andesite volcanism commenced in the period of the Lanzendorf Group (i. e. Lower Tortonian s. l., Badenian a, b), predominantly in marine environment (fig. 2).

In the course of main volcanic activity in the Upper Badenian (Upper Tortonian) to the Sarmatian most extensive volcanic apparatuses of predominantly stratovolcanic type were formed in the region of Central Slovakia (the mountains of Javorie, Poľana, the mountain ranges of Štiavnické pohorie, Kremnické pohorie, Vtáčnik - Pohronský Inovec) (fig. 3). In the development of the stratovolcano of the Štiavnické pohorie Mts. a caldera stage has been identified (V. Konečný 1969) with final uplift of the central area in the sense of the „resurgent cauldron“ mechanism suggested by R. L. Smith - R. A. Bailey 1968.

In the region of Eastern Slovakia andesite volcanism started as late as the higher parts of the Badenian (Tortonian). The activity persisted throughout the Sarmatian - Pliocene, wherein stratovolcanic apparatuses developed to the south of Zemplín (in a now buried volcanic mountain-range) as well as in the Prešovsko-Tokajské pohorie Mts. and Vihorlat (fig. 5, 6, 7, 8).

In the development of the individual volcanic apparatuses frequent is differentiation succession tending from intermediate basic andesites towards rhyodacites up to rhyolites (Štiavnické pohorie Mts., - V. Konečný 1970). Frequently the supply of magmatic masses proceeded in several stages reflected by repeating of parts of the basic succession scheme.

We put the origin of andesite magma into connection with processes at the level of the upper mantle. The succession schemes of the individual volcanic apparatuses indicate that primary andesite respectively basaltandesite magmas underwent processes of differentiation (mainly crystallizational differentiation after ascending to subsurface reservoirs. More acid members - dacites, rhyodacites to rhyolites were formed then. The final volcanism (fig. 5) falls in time of termination of orogenesis processes, i. e. to the final stage of block movements. Along deep-seated tectonic systems little differentiated slightly alkaline basalt magmas ascended.

In the study of spatial connection of volcanism with tectonic structures in regional extent it may be stated that differences in the position of intermediate and rhyolite volcanism with regard to these structures actually exist. In the region of Eastern Slovakia relation of the ascent of rhyolite masses to the structures of elevations (of anticlinorium or horst type) is evident. At the flanks of the elevations, which subsided in the period mentioned, predominantly intermediate andesite volcanism was activated.

The situation of the eruptive centres of andesite volcanism also illustrates their close relation to tectonic lines of regional importance respectively to zones of regional tectonic mobility. The zones mentioned almost exclusively represent contact of tectonic blocks of various tectonic mobility, i. e. mainly fault systems separating the zones of elevations and depressions in given geological period. In many cases it is possible to prove mobility of these zones in paleogeographical development of the region as early as before activation of subsequent volcanism (e. g. the Šahy - Lysec zone in the southern periphery of the neovolcanic region; the peri-klippen elevation between Prešov and Humenné).

The confrontation of the volcanism with the structural - tectonic scheme of the basement structure (O. Fušán et al. 1969) shows that in the course of Tortonian-Sarmatian volcanism the position of the eruptive centres was restricted to activated older tectonic zones of regional importance. In the eastern part of the neovolcanic region of central Slovakia they are NE - SW striking; in the central part NNE - SSW, and in the western part even N - S striking. In connection with the position of some eruptive centres dependence of formation of partial basins of sedimentation formed by subsiding movements of tectonic blocks was proved. The eruptive centres are found at crossing of the main

mobile zone with the transverse system (complementary system — e. g. the eruptive centre Lysec, the central part of the Javorie Mts. etc.). Analogous dependences of the position of centres of volcanic apparatuses upon the line of the main tectonic zones are also known from the eastern part of Slovakia. There exists a clear relationship between the volcanism and block movements. Volcanic activity was concentrated to periods, when pressure strain was released, as signalized by rapid subsidence of corresponding crustal blocks. This dependence is particularly distinct in the region of eastern Slovakia (J. Slávik 1968, J. Čverčko et al. 1968).

Since in Eastern Slovakia the sial thickness is comparatively small (20 — 25 km), volcanism is a very sensible indicator of crustal movements here. In the region of central Slovakia the sial is essentially thicker (30 — 35 km); the fundament behaves as a more rigid body and therefore connection between movements of crustal blocks and the position of eruptive centres is not always conspicuous.

Another regularity is migration of eruptive centres in the course of development of volcanic areas. As it has been proved in the neovolcanic regions of central and eastern Slovakia, the succession of migration takes place from the deep hinterland of the orogene to the folded geosynclinal region. In the region of Central Slovakia migration of eruptive centres was generally taking place from SE to NW and W. Migration is shown in the succession of activation of the individual volcanotectonic zones from SE to NW. Such a succession is observed from the Lanzendorf Group (when the volcanism of the Šahy — Lysec zone was activated — in the SE part of the neovolcanic region), up to the Sarmatian — Pliocene volcanism of the Inovec — Vtáčnik Mts. and the western part of the region. The mobile volcanotectonic zones were activated in dependence upon the migration of sedimentation basins from SE to NW and W (V. Konečný — R. Lehotayová — M. Marková — D. Vass 1969).

In Eastern Slovakia unambiguous transverse migration from SW to NE is to be observed (from the andesite zone situated at the axis of the Zemplín elevation (Kráľovský Chlmec, Plešany — Upper Badenian) — through the Malčice — Kapušany zone — (Lower Sarmatian) — as far as the northern part of the Miocene molasse in eastern Slovakia with the massif of Vihorlat — (the upper Sarmatian to the upper Pliocene).

Centres of acid sialic volcanism show a similar spatial migration as centres of andesite volcanism. The volcanism started in the region of Pannonian block (Tissia) in Eggenburgian; in Central Slovakia the volcanism was active in late Sarmatian — Pliocene; in Eastern Slovakia was active in the Helvetian through Pliocene.

Basing on the above mentioned data we state that it is necessary to correct older opinions of general migration of volcanism in the inner part of the Carpathian orogene from west to east. On the contrary, new information testifies for different pulse of volcanism in both regions with different direction of migration. We consider it a consequence of certain autonomy of geological processes, consequently, also of volcanism in each large crustal unit. A common regularity in both regions is thus general migration of tectonic mobility and volcanism in direction from the central massif to the folded geosyncline. This fact obviously corresponds with gradual cratogenization from the central part of the hinterland of the orogene to the orogenic zone proper.

Observation of transverse migration of intermediary andesite volcanism is, in our opinion, the key to an important supposition that the magmatic sources at the contact of the crust and mantle form gradually with fading-out orogenic compression and migrate in direction from the central massif to the orogenic zone. It may be said that with ceasing orogenic movements in the geosynclinal hinterland sialic magma is formed. In the next stage of releasing block movements the intermediate andesite magma from deeper levels

(from below the contact of the mantle and crust) is mobilized. The sources of magma are gradually activated in accordance with general trend of cratogenization of the orogenic hinterland from the central region to the folded geosyncline. The ascent of the undifferentiated magma of alkaline basalts of the final volcanism in the region of Central Slovakia obviously confirms the fact that with cratogenization the source reservoirs of subsequent volcanism have definitively vanished. Through deep ruptures undifferentiated non-orogenic subcrustal magma ascends. The East Slovakian region was not reached by this last stage of evolution.

Preložila E. Jassingerová

СВЯЗЫ ТЕКТОНИКИ И СУБСЕКВЕНТНОГО НЕОВУЛКАНИЗМА
В ЗАПАДНЫХ КАРПАТАХ

(Резюме словацкого текста)

Субсеквентный неогеновый вулканизм в Западных Карпатах (в течение олиго-миоцена-плиоцена) ограничен преимущественно — кроме некоторых исключений — внутренней областью орогенической дуги. Появление этого вулканизма падает в периоды исчезновения тангенциальных напряжений в земной коре и разбития орогенического хинтерланда в ряд самостоятельно пульсирующих глыб.

В этом этапе возникли риолитовые магмы мобилизованы расплавлением в рамках земной коры и подкоровне андезитовые магмы из верхней оболочки.

Расположение центров извержения обыкновенно осуществляется по тектоническим зонам на контакте между глыбами обратного вертикального движения.

В послерогенической этапе слабо алкалические базальтовые магмы проникли к поверхности по глубинным разломам.

Миграция вулканизма в течение олиго-миоцена-плиоцена в центральной и восточной Словакии является общественно радиальной, начиная с центральной паннонской глыбы к складчатой геосинклинали. Миграция вулканизма согласна с общим направлением кратогенизации орогенического хинтерланда, т. е. с его внутренних частей до орогенической зоны.

Preložila E. Jassingerová

VENDELÍN RADZO*

**ŠTÚDIUM HYDROTERMÁLNYCH A HYPERGÉNNYCH PREMIEN HORNÍN
V OBLASTI RUDNÝCH ŽÍL BANSKÁ HODRUŠA**

(14 obr. v texte, 2 tabuľky na kriede, anglické resumé)

Abstrakt. Die Arbeit bringt mit sich die Ergebnisse der Untersuchung von postvulkanischen hydrothermalen und hypergenen Veränderungen der Gesteine im Gebiet der Erzgänge von Banská Hodruša. Mittels chemischer, thermischer und roentgenographischer Analysen sowie auch durch mikroskopische Untersuchungen wurden die Veränderungen von Gesteinen des amphibol-biotitischen Dazitens und pyroxenischen Andesites verfolgt.

Úvod

V práci sú uvedené výsledky štúdia postvulkanických premien hornín v blízkosti rudných žíl v oblasti hodrušského rudného obvodu. Predmetom štúdia boli premeny hornín amfibol-biotitického dacitu v oblasti dolnohodrušského rybníka, žilného ťahu „Medenej“ žily a premeny pyroxenického andezitu v oblasti hornonodrušského rybníka, žilného ťahu žily „Rozália“.

Štúdiom hydrotermálnych a hypergénnych premien hornín v uvedených oblastiach bolo zistené, že výsledkom hydrotermálnych a hypergénnych procesov v blízkosti rudných žíl sú určité asociácie ťavých minerálov hlavne illit, kaolinit a sírany. Získané poznatky z postvulkanických okolorudných premien uvedené v tejto práci potvrdzujú niektoré závery prác J. Forgáča (1963–65) z oblasti banskoštiavnického rudného obvodu a dopĺňujú mineralogické štúdia o nové asociácie minerálov zistené z tejto oblasti po prvý raz.

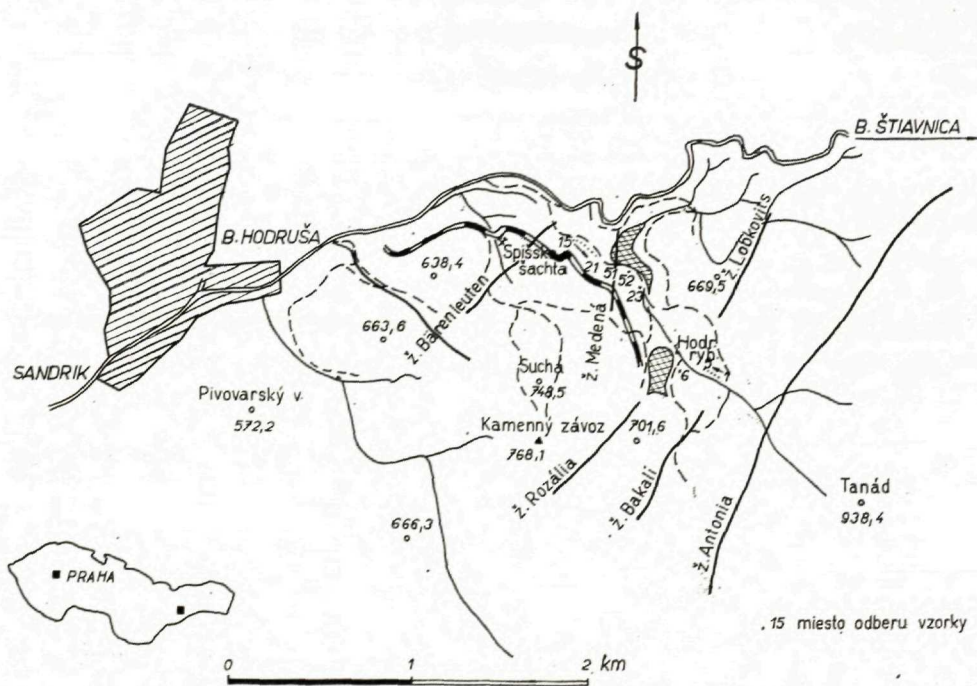
**Postvulkanické hydrotermálne premeny v oblasti
dolnohodrušského rybníka**

Po oboch stranách dolnohodrušského rybníka sa nachádzajú propylitizované pyroxén-amfibol-biotitické dacity-propylity, na ktorých možno v jz. časti rybníka pozorovať výraznú hydrotermálnu premenu, prejavujúcu sa navonok značnou silifikáciou a vybielením horniny. Tento proces spojený so sericiti-

* Katedra geológie a mineralógie Baníckej fakulty VŠT, Košice

záciou, prekremením a illitizáciou, je možné sledovať v profile pozdĺž cesty v pásme od šachty Zipser (Spišská šachta) až do oblasti dolnohodrušského rybníka, kde hydrotermálne premeny dosahujú maximum a kadiaľ v hĺbke prechádza rudný žilný ťah „Medenej“ žily v smere VZ — SV.

V posledných rokoch sa geologicko-petrografickými prácami v tejto oblasti zaoberali J. Šalát (1954), geologicko-petrografické a rudné pomery v oblasti hodrušských rybníkov skúmali L. Rozložník — J. Šalát (1956) a S. Jacko (1966). L. Rozložník a J. Šalát (1956) študovali geologickú pozíciu a petrografickú charakteristiku pyroxén-amfibol-biotitického dacitu-propylitu a v okolí šachty Zipser jeho silifikáciu a kaolinizáciu. Hydrotermálne premeny hornín ako je propylitizácia, kaolinizácia a prekremenenie na území hodrušských rybníkov považujú zväčša za staršie, ako bola hlavná etapa zrudnenia. Všetky kaolinizované pásma hornín nedávajú do súvislosti s bezprostrednými hydrotermálnymi procesmi, ale pripúšťajú kaolinizáciu vyvolanú hypergennými procesmi, a to zvetrávaním pyritu, ktorý impregnuje propylitizované andezity a dacit.



Obr. 1 Schematické znázornenie priebehu rudných žíl v hodrušskom rudnom obvode s lokalizáciou vzoriek (15—21; 51; 52; 23 a 1—6)

Fig. 1 Schematic presentation of the course of ore veins in the Hodruša ore district with location of samples (15—21; 52; 23 and 1—6)

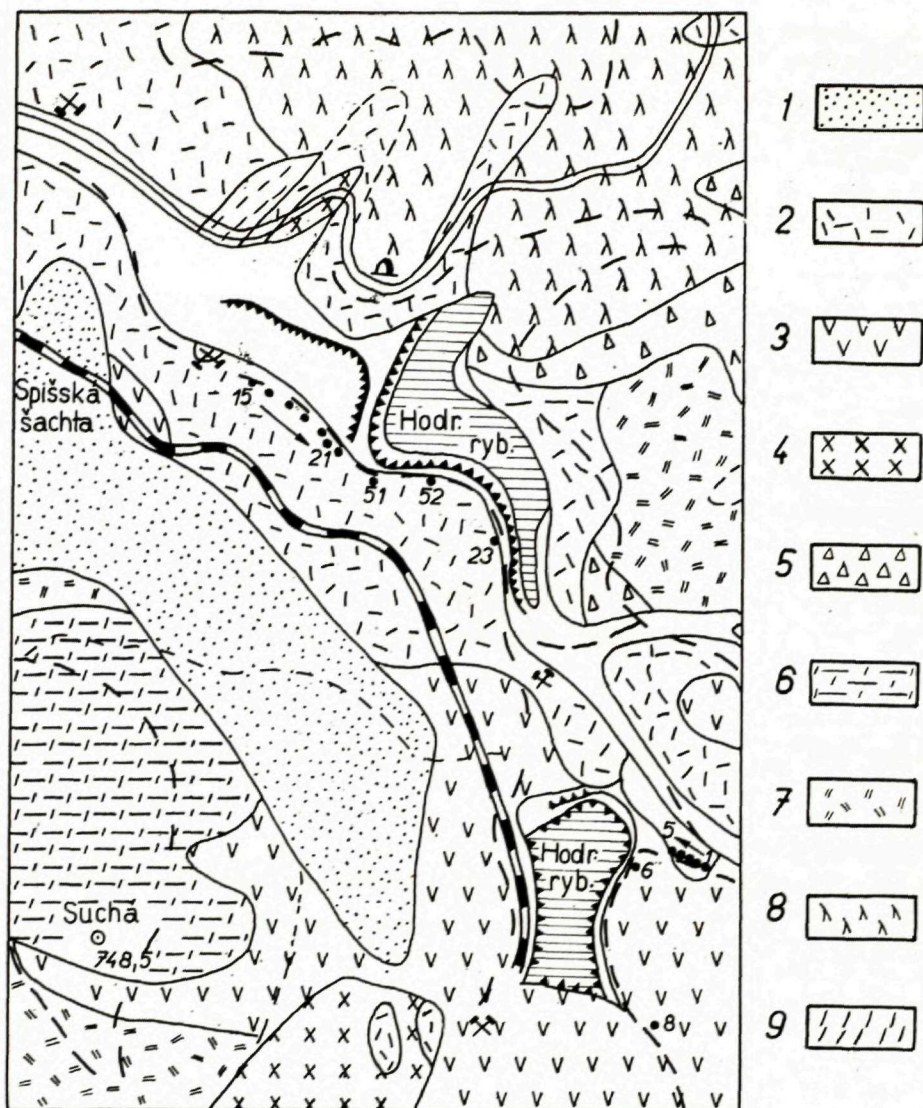
Postvulkanické premeny tejto oblasti sme študovali na odobraných vzorkách cca po 10 m v úseku odkryvov pozdĺž dolnohodruškého rybníka, a to od (pyroxén) amfibol-biotitického dacitu-propylitu (vz. 23) cez rôzne stupne premeny tejto horniny (vz. 16, 17, 18, 19, 20, 21, 51 a 52) postupným vybielovaním až do úplného rozkladu horniny na plastický íl, a to v smere naprieč k rudnej žile. Zo vzoriek, ktoré boli do určitej miery súdržné (16, 17, 18, 19, 20, 21, 51) sme urobili petrografické a chemické rozbor, z ktorých sme prepočtami charakterizovali stupeň premeny, spôsobený prínosom a odnosom chemických komponentov. Mineralogické zloženie ílových minerálov, ktoré tvoria podstatnú časť vo vzorkách hornín s intenzívnou premenou, sme zisťovali termograficky a röntgenograficky. Uvedené rozbor ukázali, že postvulkanické premeny sa vyznačujú intenzívnou kalimetasomatózou. Z mineralogického hľadiska je charakterizovaná metasomatickým zatlačovaním minerálov amfibol-biotitického dacitu-propylitu draselným živcom-adulárom, sericitom, kaolinitom, silifikáciou a vznikom asociácie minerálov illit-montmorillonitu.

Petrografická charakteristika premenených hornín

Amfibolicko-biotitický dacit-propylit (vz. 23)

Zelenkastý amfibolicko-biotitický dacit-propylit má typickú porfyrickú štruktúru. Porfyrické výrastlice tvoria tmavozelené amfiboly stĺpkovitého tvaru, mliečne zakalené živce, sklovité lesklé kremenné zrná a pseudohexagonálny biotit svetlozelenej farby. Pod mikroskopom má holokryštalicko-porfyrickú štruktúru. Porfyrické výrastlice tvoria plagioklas, amfibol, kremeň a biotit. Z akcesorických minerálov je zastúpený magnetit, apatit, zirkón, hematit. Sekundárne minerály sú chlorit, sericit, hydroxidy Fe, titanit a kalcit. Základná hmota je jemnozrnná, zložená z plagioklasov a z kremeňa. Plagioklasy sú hypidiomorfné až idiomorfné. Tvoria tabuľkovité kryštály — jedince a zrasty podľa albitového zákona. Zonárne plagioklasy sú v strednej časti bázičkejších živcov zmenené na sericit. Podľa merania v symetrickej zóne zodpovedajú bázičkému andezínu. Amfibol sa mení na chlorit, kalcit a hydroxidy Fe. Podobne biotit sa mení na chlorit. Kremeň tvorí miestami idiomorfné obmedzenie kolmého rezu k vertikále. Obsahuje uzavreniny plagioklasov, biotitu a amfibolu.

Postvulkanické hydrotermálne premeny amfibolicko-biotitického dacitu-propylitu sa prejavujú týmito charakteristickými zmenami (vz. 16—21, 51): Makroskopicky možno pozorovať, že tmavozelené sfarbenie amfibolicko-biotitického dacitu-propylitu prechádza do bledozeleného, ružovkastého, ružovo-bieleho, sivého až kriedovo-bieleho odtieňa. Typická porfyrická štruktúra býva



0 100 200 300 400 m

Obr. 2 Geologická mapa oblasti hodrušských rybníkov západne od Banskej Štiavnice podľa L. Rozložníka a J. Šaláta (1956) a S. Jacku (1966)

Vysvetlivky: 1 - hlina; 2 - dacit amfibol-biot.; 3 - andezit pyrox; 4 - granodiorit; 5 - pyroklast. pyrox. andezit; 6 - nepropylit. dacit; 7 - andezit amfib.-biotit; 8 - dacitoidný andezit; 9 - mezozoikum; 15 - miesto odberu vzorky

pokročilou silifikáciou zotretá. Šupinatý chloritizovaný biotit a amfiboly sa stratou Fe z porfyrických výrastlíc vybielujú. Vyluhované Fe sa koncentruje na puklinách horniny. Plagioklasy strácajú lesk, zmatnejú, prípadne sa menia na práškový kaolinit (vz. 18).

Pod mikroskopom možno pozorovať, že holokryštalicko-porfyrická štruktúra býva intenzívnymi metasomatickými procesmi zotretá a mení sa na zrnitú štruktúru s prevahou draselných živcov — adulárov, sericitu a kremeňa. Na zachovanej porfyrickej štruktúre možno vidieť porfyrické výrastlice — plagioklasy, kremeň, amfibol a biotit. V základnej hmote je prítomný kremeň, živce, sericit.

Plagioklasy (andezíny) strácajú dvojčatnú lamelizáciu a zonálnosť, bývajú skoro úplne zmenené na sericit so sekundárne uvoľneným kremeňom a navyš ich metasomaticky zatláča draselný živce — adulár (vz. 16). Často sa vyskytujú v idiomorfných až hypidiomorfných rezoch podľa (100) a (010).

Amfibol a biotit podľahli intenzívnej premene. Ich premena (hlavne amfibolu) býva taká výrazná, že len vonkajšie obmedzenie pseudomorfóz poukazuje na pôvodný amfibol. Amfibol sa mení na vláknito-lístkový chlorit, karbonáty, hydroxidy Fe, magnetit, titanit s uvoľneným kremeňom (vz. 16, 18).

Biotit máva zelenkastú farbu s výrazným pleochroizmom a mení sa na chlorit, v trhlinkách sa vylučujú hydroxidy Fe. Chlorit ďalšou premenou stráca postupne Fe, a tým aj pleochroizmus a mení sa na hydrosľudu.

Adulár je typicky sekundárny minerál hydrotermálnej metasomatózy amfibolicko-biotitického dacitu. Metasomatickým zatláčaním spôsobuje adularizáciu plagioklasov. Jeho vývin je rôzny. Idiomorfne kryštálky sú spravidla v zákonitom zraste podľa karlovarskeho zákona. So stúpajúcou intenzitou kalimetasomatózy tvorí v hornine nepravidelné metasomatické žilky, zhluky s kremeňom a okrem toho býva sericitizovaný (vz. 17, 19). Charakteristickým znakom je, že má nižší index lomu ako kanadský balzam. V bezprostrednej blízkosti rudnej žily sa nachádza úplne vybielený jemnozrnný amfibolicko-biotitický dacit-propylit. Štruktúra je vytvorená zrnami kremeňa, aduláru a sericitu so pseudomorfózami hydroxidov Fe po pyrite.

Kremeň sa vyskytuje v podobe porfyrických výrastlíc magmaticky kordovaný v materskej hornine, v podobe drobných zhlukov ako zvyšok rozkladu živcov, amfibolu, biotitu a v podobe žiliek impregnácií a nepravidelných

←

Fig. 2 Geological map of the area of the Hodruša ponds westerly of Banská Štiavnica according to L. Rozložník and J. Šalát (1956) and S. Jacko (1966)

Explanation: 1 — loam; 2 — amphibole-biotite dacite; 3 — pyroxene andesite; 4 — granodiorite; 5 — pyroclastic pyroxene andesite; 6 — unpropylitized dacite; 7 — amphibole-biotite andesite; 8 — dacitoid andesite; 9 — Mesozoic. 15 — place of sampling

zhlukov, transportovaný hydrotermálnymi roztokmi v blízkosti rudnej žily, kde spôsobuje silifikáciu horniny. Z uvedených minerálov sa najčastejšie vyskytuje pyrit, roztrúsený obyčajne po celej hornine, a to v silne hydrotermálne zmenených častiach v blízkosti rudnej žily (vz. 51). Podľa petrografických rozborov pre hydrotermálne premeny platí nasledovná postupnosť: prvým stupňom premeny bola premena tmavých súčiastok amfibolu na chlorit (epidot), karbonáty, titanit, magnetit a sericitizácia plagioklasov; ďalším stupňom premeny bol proces kalimetasomatózy spojený s tvorbou aduláru, premenou chloritu na hydrosľudy, vylučovaním uvoľneného Fe v podobe hydroxidu Fe v puklinách horniny a silicifikáciou horniny. V poslednom štádiu sa prejavila hlavne sericitizácia aduláru, intenzívne prekremenenie a pyritizácia. Zaujímavé je zistenie, že stupeň intenzity hydrotermálnej premeny, hlavne kalimetasomatózy amfibol-biotitického dacitu-propylitu smerom k rudnej žile značne kolíše, z čoho možno usudzovať, že kalimetasomatóza sa viaže na tektonické pukliny, pozdĺž ktorých prenikali a difundovali do najbližšieho okolia hydrotermálne roztoky, bohaté na kálium s nízkou atomovou váhou spolu s ostatnými mobilnými komponentmi. Tento záver potvrdzujú aj zistenia F. V. Székyné (1964) v Tokajskom pohorí a M. Böhmera (1956) z oblasti rudného poľa Kremnice.

Chemické rozbery

Chemické i petrografické rozbery sme robili na tých istých vzorkách, aby sme mohli vzájomne porovnať stupeň premeny horniny a zistiť vzájomné vzťahy medzi hydrotermálnou premenou a chemickým zložením danej horniny. Zistené hodnoty chemických zložiek, udané vo váhových percentách sme prepočítali na molekulárne hodnoty a na základ 100. Vzhľadom na to, že intenzita hydrotermálnych premien amfibolicko-biotitického dacitu-propylitu v študovanom profile smerom k rudnej žile je nepravidelná, kolíše a rôzne stupne intenzity premeny sa viac-menej navzájom striedajú, vypočítali sme priemerné molekulárne hodnoty zo vzoriek 16 — 51 so základom 100 a porovnali sme ich s hodnotami propylitizovaného amfibolicko-biotitického dacitu-propylitu (vz. 23). Vypočítané diferencie sme prepočítali na percentuálny obsah prínosu a odnosu chemických zložiek z propylitizovaného amfibolicko-biotitického dacitu a znázornili graficky. Tento spôsob porovnávania chemizmu hornín používa aj B. Hejtman (1957) v systematickej petrografii vyvretých hornín. Celkovú zmenu horniny najlepšie charakterizuje prepočet, v ktorom sa berie do úvahy zmena pórovitosti a mineralogického zloženia horniny. Okrem toho pre vzájomné porovnanie výsledkov sme vypočítali hodnoty štandardnej bunky podľa metódy prepočtu kompletnej chemickej analýzy T. F. W. Barthu (1950).

Priebeh kalimetasomatózy amfibolicko-biotitického dacitu vzhľadom na zmenu v pórovitosti a v mineralogickom zložení horniny

Výpočet prínosu a odnosu chemických komponentov amfibolicko-biotitického dacitu-propylitu v priebehu kalimetasomatózy vzhľadom na zmenu v pórovitosti horniny ukázal, že dochádza v podstatnej miere k odnosu chemických zložiek. Túto zmenu sme sledovali v hydrotermálne zmenenom amfibolicko-biotitickom dacite (vz. 17), ktorý má zo všetkých skúmaných vzoriek najvyšší obsah K_2O . Uvedený výpočet zároveň ukázal, že proces kalimetasomatózy je charakterizovaný alkalitou prostredia a metasomatickou aktivnosťou draslíka, ktorý metasomatickými reakciami vytláča slabo alkalické zložky, čo súhlasí s údajmi D. S. Koržinského (1956). Znížením alkality dochádza naopak k výmene silne alkalických zložiek za slabo alkalické zložky.

Amfibolicko-biotitický dacit a jeho rôzne stupne hydrotermálnej premeny (váhové % chemických zložiek) tabuľka 1

chem. zložky	amf. biotit. dacit vz. 23	vzorka 16	vzorka 17	vzorka 18	vzorka 19	vzorka 20	vzorka 21	vzorka 51
SiO_2	59,62	67,35	63,65	66,42	65,86	69,65	63,55	68,10
TiO_2	0,24	0,28	0,21	0,24	0,38	0,21	0,21	0,20
Al_2O_3	16,99	17,77	18,69	19,50	16,89	18,89	19,91	17,10
Fe_2O_3	3,18	2,34	1,94	1,54	0,67	3,12	1,56	1,94
FeO	2,69	—	—	—	0,81	—	0,14	—
MnO	0,19	st.	—	—	0,06	st.	0,01	—
MgO	1,29	0,78	0,71	0,86	0,75	0,78	0,39	0,52
CaO	4,30	1,20	1,20	0,98	0,99	1,09	2,30	1,01
Na_2O	2,30	0,15	0,49	0,20	0,21	0,19	0,19	0,20
K_2O	3,40	7,00	10,00	5,22	9,17	5,28	7,68	7,50
P_2O_5	0,41	0,29	0,25	0,35	—	0,38	0,33	—
$H_2O +$	4,00	1,50	1,75	3,00	3,00	0,50	1,50	3,75
$H_2O -$	1,00	1,28	1,01	1,30	1,01	0,50	1,93	—
Spolu	99,61	99,94	99,90	99,61	99,81	100,59	99,70	100,32

Amfibolicko biotitický dacit propylit (vz 23) a jeho rôzne stupne hydrotermálnej premeny. Hodnoty štandardnej bunky podľa prepočtu T. F. W. Barthu (1950) tabuľka 2

vzorky č.	Si ⁴⁺	Ti ⁴⁺	Al ³⁺	Fe ³⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	Na ⁺	K ⁺	p ⁵⁺	O	OH
23	53,0	0,2	17,8	4,1	1,6	4,1	3,8	3,8	0,4	136,0	23,6
16	59,4	0,2	18,4	1,6	1,0	1,1	0,2	7,9	0,2	151,2	8,8
17	57,2	0,2	19,7	1,3	0,9	1,1	0,8	11,4	0,2	149,6	10,4
18	57,2	0,2	19,9	0,9	1,1	0,9	0,3	5,7	0,3	143,4	16,6
19	58,2	0,2	17,6	0,9	1,0	0,9	0,4	10,3	—	142,5	17,5
20	61,2	0,2	19,4	2,0	1,0	1,0	0,3	5,9	0,3	157,1	2,9
21	57,2	0,2	21,1	1,1	0,5	2,1	0,3	8,8	0,2	151,1	8,9
51	57,8	0,2	17,0	1,2	0,6	1,0	0,3	8,1	—	139,0	21,0

Vypočítané molekulárne hodnoty chemických zložiek na základ 100 (vz. 16 – 19) rôznych stupňov hydrotermálnej premeny amfibol-biotit. dacitu-propylitu

tabuľka 3

chem. zložky	vzorka 16			vzorka 17			vzorka 13			vzorka 19		
	váh. %	mol. kvoc.	prep. 100	váh. %	mol. kvoc.	prep. 100	váh. %	mol. kvoc.	prep. 100	váh. %	mol. kvoc.	prep. 100
SiO ₂	67,35	1122	70,6	63,65	1061	67,6	66,42	1106	67,0	65,86	1097	69,0
TiO ₂	0,28	4	0,2	0,21	3	0,2	0,24	4	0,2	0,38	5	0,3
Al ₂ O ₃	17,77	175	11,00	18,69	183	11,7	19,50	191	11,6	16,89	166	10,4
Fe ₂ O ₃	2,34	15	0,9	1,94	13	0,8	1,54	10	0,6	0,67	4	0,2
FeO	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,81	11	0,7
MnO	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,06	1	0,1
MgO	0,78	20	1,3	0,71	17	1,1	0,86	22	1,3	0,75	20	1,3
CaO	1,20	21	1,3	1,20	21	1,3	0,98	18	1,1	0,99	18	1,1
Na ₂ O	0,15	3	0,2	0,49	8	0,5	0,20	3	0,2	0,21	3	0,2
K ₂ O	7,00	74	4,7	10,00	106	6,7	5,22	55	3,3	9,17	98	6,2
P ₂ O ₅	0,29	2	0,1	0,25	2	0,1	0,35	3	0,2	—	—	—
H ₂ O ⁺	1,50	83	5,2	1,75	100	6,4	3,00	166	10,1	3,00	111	7,9
H ₂ O ⁻	1,28	72	4,5	1,01	56	3,6	1,30	72	4,4	1,01	56	3,5
Spolu	99,94	1591	100,0	99,90	1570	100,0	99,61	1650	100,0	99,81	1590	100,0

Vypočítané molekulárne hodnoty chemických zložiek na základ 100 (vz. 20, 21 51, 23) rôznych stupňov premeny amfibolicko-biotitického dacitu-propylitu

tabuľka 4

chem. zložky	vzorka 20			vzorka 21			vzorka 51			amf.biot.dac.-prop.vz.23		
	váh. %	mol. kvoc.	prep. 100	váh. %	mol. kvoc.	prep. 100	váh. %	mol. kvoc.	prep. 100	váh. %	mol. kvoc.	prep. 100
SiO ₂	69,65	1161	76,0	63,55	1059	66,2	68,10	1134	69,0	59,62	992	58,4
TiO ₂	0,21	3	0,2	0,21	3	0,2	0,20	3	0,2	0,24	4	0,2
Al ₂ O ₃	18,89	185	12,1	19,91	195	12,2	17,10	168	10,2	16,99	167	9,8
Fe ₂ O ₃	3,12	19	1,2	1,56	10	0,6	1,94	13	0,8	3,18	20	1,1
FeO	—	—	—	0,14	3	0,2	—	—	—	2,69	38	2,2
MnO	—	—	—	0,01	—	—	—	—	—	0,19	17	0,9
MgO	0,78	20	1,3	0,39	10	0,6	0,52	12	0,7	1,29	32	1,9
CaO	1,09	20	1,3	2,30	41	2,6	1,01	18	1,1	4,30	77	4,5
Na ₂ O	0,19	3	0,2	0,19	3	0,2	0,20	3	0,2	2,30	37	2,2
K ₂ O	5,28	56	3,7	7,86	84	5,3	7,50	80	4,9	3,40	36	2,1
P ₂ O ₅	0,38	3	0,2	0,33	2	0,1	—	—	—	4,41	3	0,2
H ₂ O ⁺	0,50	28	1,9	1,50	83	5,2	3,75	211	12,9	4,00	222	13,0
H ₂ O ⁻	0,50	28	1,9	1,90	105	6,6	—	—	—	1,00	56	3,3
Spolu	99,81	1526	100,0	99,70	1598	100,0	100,32	1642	100,0	99,61	1701	100,0

Vyhodnotenie výsledkov získaných prepočtom chemických analýz

Amfibolicko-biotitický dacit zmenený hydrotermálnymi metasomatickými procesmi predstavuje oproti pôvodnému amfibolicko-biotitickému dacitu-propylitu podstatne zmenenú horninu. Výrazne sa to prejavuje v mineralogickom zložení a tým aj v zmenách zastúpenia jednotlivých chemických komponentov. Už jednoduché porovnanie chemických analýz vo vyjadrení váhových % chemických zložiek poukazuje na zvýšený obsah zložiek K₂O, SiO₂, Al₂O₃, H₂O – a zníženie chemických zložiek FeO, Fe₂O₃, MnO, CaO, Na₂O.

Výpočet diferencie z priemerných hodnôt molekulárnych kvocientov so základom 100 a diferencie vyjadrenej v % amfibolicko-biotitického dacitu propylitu a jeho stupne hydrotermálnej premeny

tabuľka 5

chem. zložky	Priemerné hodnoty mol. kvoc.	prepočet na 100	mol. kvoc. amf. biotit dacitu vz. 23	prepočet na 100	diferencia + prírastok - úbytok	diferencia %
SiO ₂	1105	68,5	992	58,4	+10,1	+ 15,3
TiO ₂	4	0,2	4	0,2	± 0,0	± 0,0
Al ₂ O ₃	181	11,5	167	9,8	+ 1,7	+ 17,4
Fe ₂ O ₃	15	0,9	20	1,1	- 0,2	- 18,2
FeO	7	0,4	38	2,2	- 0,8	- 36,4
MnO	—	—	17	0,9	- 0,9	- 100,0
MgO	17	1,1	32	1,9	- 0,8	- 42,1
CaO	22	1,4	77	4,5	- 3,1	- 68,9
Na ₂ O	4	0,2	37	2,2	- 2,0	- 90,9
K ₂ O	79	4,7	36	2,1	+ 2,6	+ 124,0
P ₂ O ₅	2	0,1	3	0,2	- 0,1	- 50,0
H ₂ O+	112	7,0	222	13,0	- 5,0	- 38,5
H ₂ O-	65	4,0	56	3,3	+ 0,7	+ 21,2
Spolu	1614	100,0	1701	100,0		

Priebeh kalimetasomatózy amfibolicko-biotitického dacitu-propylitu vzhľadom na zmenu pórovitosti a mineralogického zloženia horniny

tabuľka 6

chem. zložky	amfibol. biotit. dacit. propylit (vz. 23)			amfibol. biotit. dacit hydrotermálne zmenený (vz. 17)			prírastok ± úbytok	
	váh. %	prep. na 100	g/100 cm ³	váh. %	prep. na 100	g/100 cm ³	g/100 cm ³	%
SiO ₂	59,62	59,85	158,6	63,65	63,72	184,4	-10,2	- 6,4
TiO ₂	0,24	0,24	0,6	0,21	0,21	0,5	- 0,1	-16,6
Al ₂ O ₃	16,99	17,06	45,2	18,69	18,71	43,6	- 1,6	- 3,6
Fe ₂ O ₃	3,18	3,19	8,4	1,94	1,94	4,5	- 3,9	-46,4
FeO	2,69	2,70	7,2	—	—	—	—	—
MnO	0,19	0,19	0,5	—	—	—	—	—
MgO	1,29	1,30	3,4	0,71	0,71	1,6	- 1,8	-53,0
CaO	4,30	4,32	11,7	1,20	1,20	2,8	- 8,9	-76,1
Na ₂ O	2,30	2,31	6,1	0,49	0,49	1,2	- 4,9	-80,3
K ₂ O	3,40	3,42	9,0	10,00	10,01	23,3	+14,3	+158,9
P ₂ O ₅	0,41	0,41	1,1	0,25	0,25	0,6	- 0,5	-45,5
H ₂ O+	4,00	4,01	10,6	1,75	1,75	4,1	- 6,5	-61,3
H ₂ O-	1,00	1,00	2,6	1,01	1,01	2,4	- 0,2	- 7,7
spolu	99,61	100,00	265,0	99,90	100,00	233,00	—	—
objemová váha	2,65	—	—	2,33	—	—	—	—

Po prepočítaní chemických analýz vzoriek hydrotermálne metasomaticky zmeneného amfibolicko-biotitického dacitu (vz. 16 — 51) na molekulárne hodnoty a na základ 100 a po porovnaní s podobne vypočítanými hodnotami pre amfibolicko-biotitický dacit-propylit (vz.23) vidieť značnú variabilitu —

Obr. 3 Znárodnenie prírastku a úbytku chemických zložiek v (%) pri hydrotermálnej premene

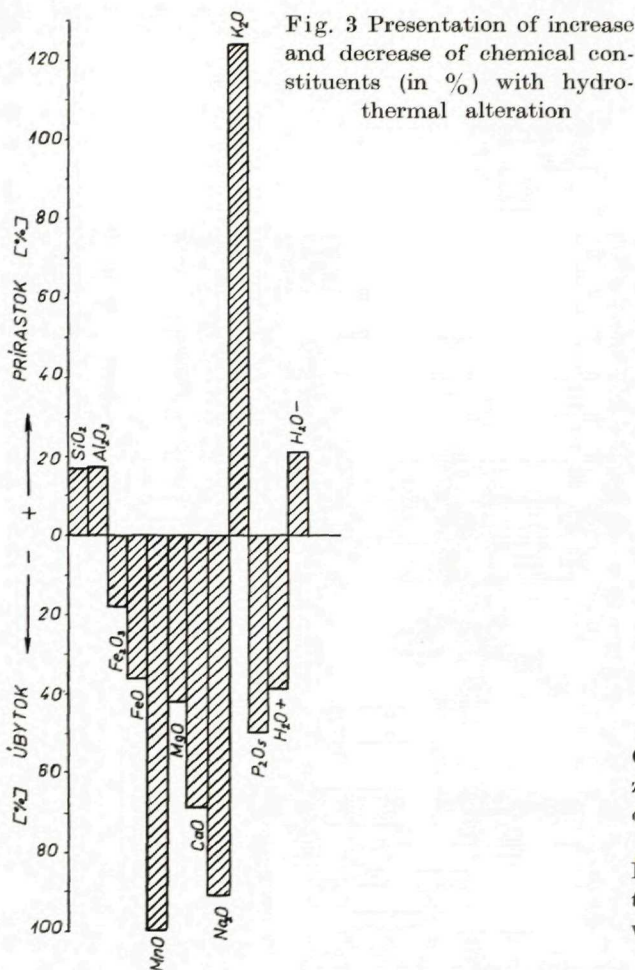
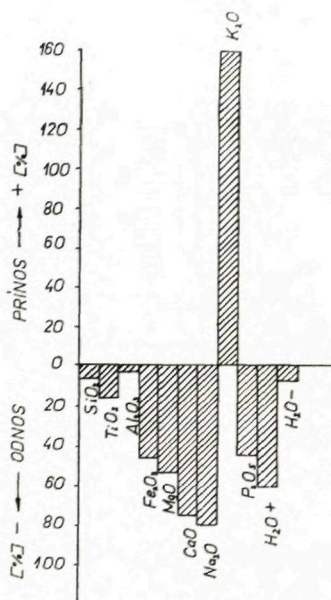


Fig. 3 Presentation of increase and decrease of chemical constituents (in %) with hydrothermal alteration



Obr. 4 Priebeg kalimetasomatózy amfibol-biotit dacitu vzhľadom na zmenu v pórovitosti horniny

Fig. 4 Course of calic metasomatism of amphibole-biotite dacite with regard to change in rock porosity

kolísanie v uvedených hodnotách (maxima — minima), najvýraznejšie v kolísaní obsahu K₂O. Potvrzuje to, že hydrotermálne premeny prebiehali smerom k rudnej žile intenzívnejšie v smere určitých tektonických trhlín, slabšie v ich okolí. Mobilnosť roztokov v porušených častiach horniny bola väčšia ako difúzia hydrotermálnych roztokov mimo týchto porúch. Po vypočítaní prírastku a úbytku chemických zložiek v % ako diferencie z priemerných hodnôt molekulárnych kvocientov so základom 100 vyplýva, že odnos chemických zložiek je vyjadrený radom: MnO > Na₂O > CaO > P₂O₅ > MgO > H₂O + > FeO > > Fe₂O₃.

Ak zoberieme do úvahy zmenu v pórovitosti hydrotermálne zmenenej horniny a zmenu v mineralogickom zložení (pre porovnávací výpočet prínosu a výnosu chemických zložiek sme vybrali vzorku 17, ktorá je najintenzívnejšie adularizovaná), dostaneme tento rad prínosu chemických komponentov: K_2O . Výnos je zas vyjadrený radom: $Na_2O > CaO > H_2O - > MgO > Fe_2O_3 > P_2O_5 > > TiO_2 > H_2O - SiO_2 > Al_2O_3$.

Porovnaním dvoch spôsobov výpočtu prínosu a výnosu chemických zložiek podľa molekulárnych kvocientov prepočítaných na základ 100 a podľa hodnôt g/100 cm³ chemických komponentov vyjadrených v %, prejavujú sa určité malé rozdiely v hodnotách SiO_2 , Al_2O_3 a $H_2O -$. Na mineralogické zmeny poukazujú tiež hodnoty štandardnej bunky vzoriek rôzneho stupňa hydrotermálnej premeny amfibolicko-biotitického dacitu-propylitu (tab. 2). Hodnoty Si^{4+} , Al^{3+} , K^{1+} sú vyššie, čo súvisí hlavne s procesmi kalimetasomatózy, vznikom aduláru a sericit-illitu, naproti tomu všetky ostatné hodnoty iónov Fe^{3+} , Mg^{2+} , Ca^{2+} , Na^{1+} , P^{5+} sú v podstate nižšie, rovnaká ostáva hodnota Ti^{4+} .

Spektrálne rozbor

Spektrálnym rozborom sme podrobili silikátové vzorky 16 – 21, 51, 52. Chceli sme zistiť, či v dôsledku hydrotermálnych premien dochádza k určitému obohateniu rudnými prvkami, ktoré by mali vzťah k zloženiu rudných žíl. Keďže chemickými rozborami už boli zistené chemické zložky v radovom zastúpení 10–10⁻²%, v spektrálnych rozboroch uvádzame len závažnejšie zistené koncentrácie rudných chemických prvkov. Spektrálne rozbor

tabuľka 7

vz. č.	semikvantitatívny odhad	
	10 ⁻² – 10 ⁻³ %	10 ⁻³ – 10 ⁻⁴ %
16	Cu, Mn, V	Ag, Zn, Pb
17	Cu, Mn, V	Ag, Zn, Pb
18	Cu, Zn, Mn	Ag
19	Cu, Ag, Pb, V	Zn
20	Pb, Cu, Zn, Mn, V	Ag
21	Cu, Pb, Mn, V	Ag, Zn
51	Cu	Pb, Zn, Sn, V, Mn
52	Mn, V	Cu

Z uvedených spektrálnych rozborov vyplýva, že takmer vo všetkých vzorkách bola identifikovaná prítomnosť prvkov, ktoré majú charakter polymetalického zrudnenia. Sú to predovšetkým: Cu, Zn, Pb, a Ag, ktorých koncentrácia sa zvyšuje so stúpajúcou kalimetasomatózou. Rudné chemické prvky zistené spektrálnou analýzou jednoznačne dokazujú, že kalimetasomatóza je v úzkom genetickom vzťahu so zrudňovacími procesmi. Rudné prvky zodpovedajú rudnej mineralizácii žíl v tejto oblasti. Podobnú genetickú príbuznosť kalimetasomatózy so zrudnením Au — Ag zistil A. Brlay (1964) v okolí Brehov a Tekovskej Breznice, kde v miestach so zvýšeným obsahom K zistil obsah Ag až 10–20%. Podobné súvislosti zistil F. Fiala — Z. Pácal (1959) a M. Böhmer (1961) v oblasti kremnického rudného poľa a F. V. Székyné (1864) v oblasti Tokajského pohoria.

Diferenčné termické rozborov

Krivky DTA majú veľmi podobný priebeh. Podobnosť sa prejavuje v dvoch endotermických reakciách. Počiatočná dehydratačná endotermická výchylka s maximom pri 130 °C a ďalšia dehydroxilačná pri teplote s maximom v rozpätí 540 °C — 600 °C je charakteristická pre sericit i kaolinit typu „fireclay“. Vysokoteplotné zakončenie kriviek DTA je nevýrazné. Endotermickú reakciu možno pozorovať len na vzorke 18, v ktorej sericit a kaolinit tvoria podstatnú časť horniny. U vzorky 23 pozorovať okrem toho sčasti dehydroxiláciu chlořitu (inflex krivky pri 780 °C). Krivky DTA vz. 52 (neupravená prírodná vzorka) a 52/l najjemnejšia frakcia získaná plavením ($<2\mu$) sú názorným príkladom intenzívneho hydrotermálneho rozkladu amfibolicko-biotitického dacitu-propylitu.

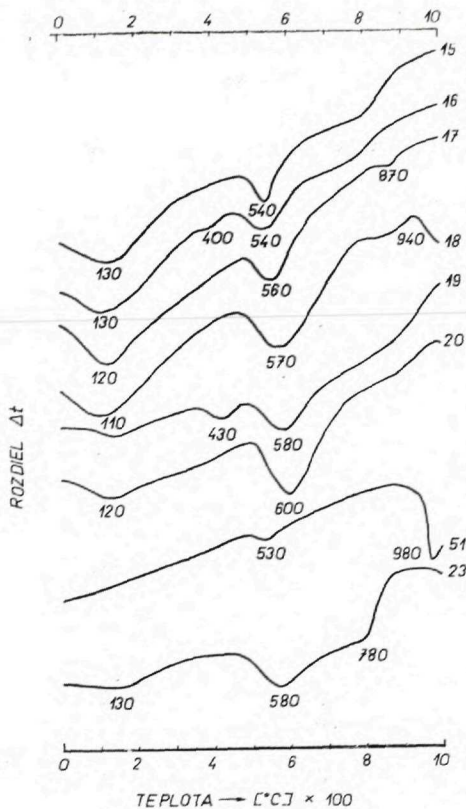
Počiatočná výrazná nízkoteplotná endotermická reakcia s maximom pri 150 °C — 170 °C a zdvojenou endotermickou reakciou (vz. 52/l) pri 200° charakterizuje dehydratáciu medzivrstevnej vody a hydrátov Ca^{2+} . Prítomnosť hlbkej endotermickej reakcie s počiatkom pri 400 °C, maximom 610°C — 630 °C a zakončením pri 750 °C charakterizuje dehydroxiláciu. Rozpad štruktúrnej mriežky sprevádza vysokoteplotná endoreakcia s maximom pri 950 °C — 970 °C. Vysokoteplotná exoreakcia je nad 1000 °C.

Uvedený priebeh DTA kriviek je typický pre minerály illit, montmorillonit.

Termogravimetrické rozborov

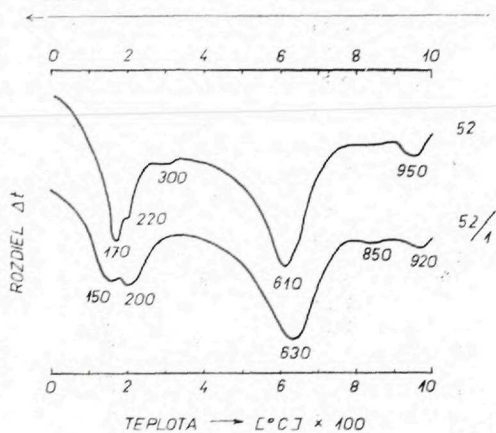
Termogravimetrické rozborov prírodných vzoriek ukazujú po kvantitatívnej stránke stratu H_2O pri dehydratácii a dehydroxilácii minerálov illitu, kaolinitu a montmorillonitu.

Z uvedených termogravimetrických rozborov vyplýva, že s ubúdaním sericitu a pribúdaním ortoklasu aduláru (čo sa prejavuje zvyšovaním obsahu K_2O),



Obr. 5 Krivky DTA zo vzoriek rôzneho stupňa hydrotermálnej premeny amfibol-biotit dacitu. Banská Hodruša

Fig. 5 DTA curves of 20 samples with various grade of hydrothermal alteration of amphibole-biotite dacite. Banská Hodruša



Obr. 6 Krivky DTA illit-montmorillonitu, vzoriek 52 a 52/1 (frakcia < 2). Banská Hodruša

Fig. 6 DTA curves of illite-montmorillonite, samples 52 and 52/1 (fraktion 2). Banská Hodruša

znižuje sa obsah adsorbčnej i konštitučnej vody (vzorky 17, 19, 20). Termogravimetrický rozbor silne hydrotermálne zmeneného amfibolicko-biotitického dacitu na plastickú hmotu potvrdil závery zistené rozborom DTA, že podstatne zastúpeným minerálom je illit a montmorillonit. Obsah adsorbčnej H_2O je 5%, dehydroxilačnej 6,25 %.

Röntgenografické rozbor

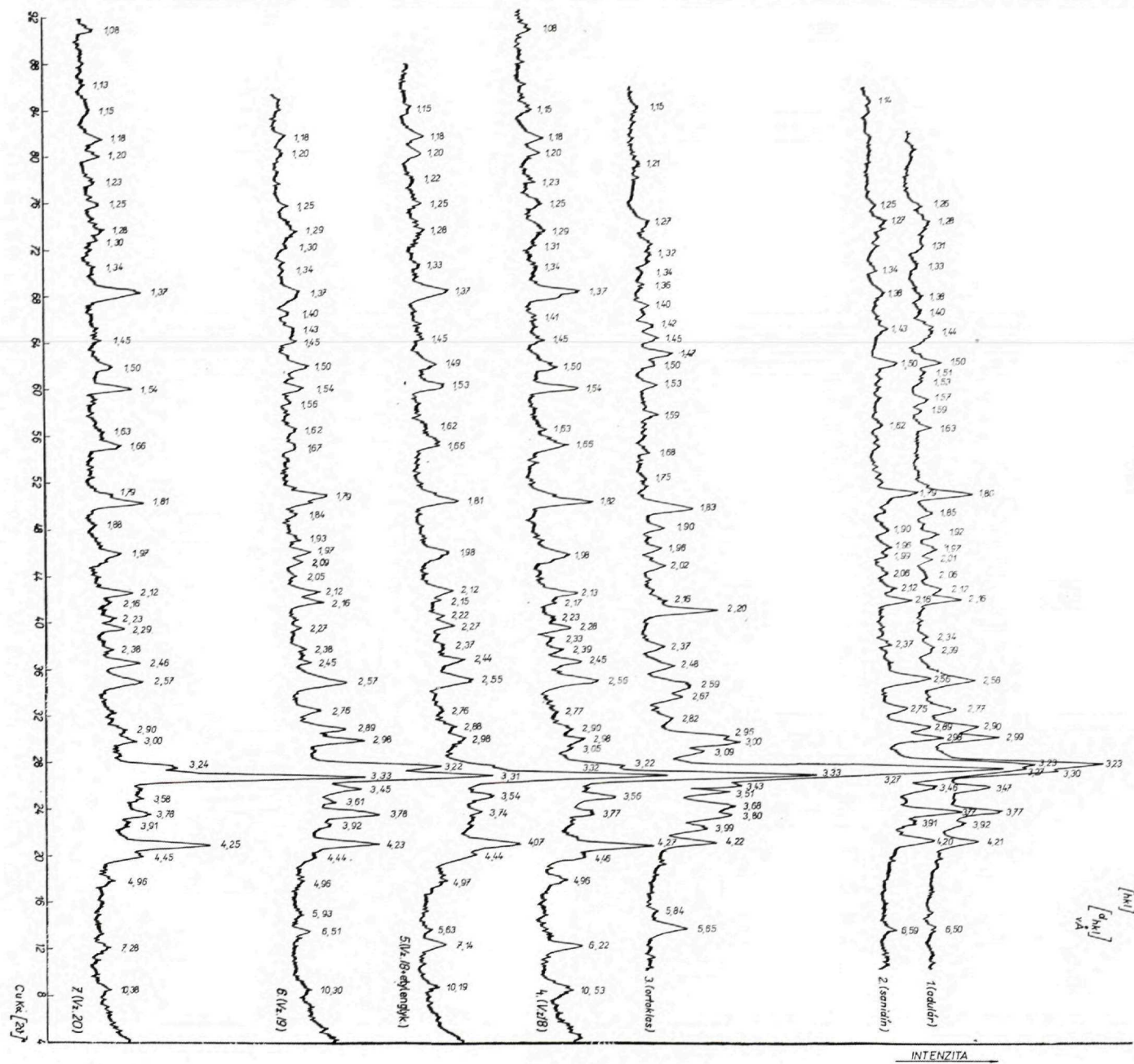
Röntgendifrakčné rozbor hydrotermálne premeneného amfibol-biotit-dacitu (vz. 18, 19, 20) potvrdili prítomnosť aduláru, ako to vidieť z difrakčného záznamu. Vo vzorke 52/1 bol zistený illit-montmorillonit v epitaxiickom zraste (nepravidelné zmiešaný typ štruktúry typu IM). Zo vzorky 18 boli separované ílové minerály ako pseudomorfozy po živochoch a tvorí ich v prevládajúcej miere kaolinit s nedokonale usporiadanou kryštálovou štruktúrou.

Röntgenografické hodnoty kaolinitu (vz. 18 pseudomorfóza po plagioklasoch) a illit-montmorillonitu (vz. 52/1).
tabuľka 8

N°	illit - montmorillonit vz. 52/1		illit - montmorillonit + etylenglykol		kaolinit vz. 18		
	d/hkl/v Å	I	d (hkl) v Å	I	d (hkl) v Å	I	hkl
1	12,28	8	13,04	3	—	—	—
2	9,51	3	9,35	5	—	—	—
3	7,27	3	7,10	2	7,30	10	001
4	4,97	5	5,24	3	—	—	—
5	4,67	2	—	—	—	—	—
6	4,45	5	4,46	5	4,48	3	020
7	—	—	—	—	4,31	8	110
8	4,25	2	4,24	2	—	—	—
9	—	—	—	—	3,73	5	—
10	3,51	3	3,52	2	3,55	5	002
11	3,34	10	3,34	10	—	—	—
12	—	—	—	—	2,73	2	022
13	3,06	8	3,05	6	—	—	—
14	2,56	9	2,55	8	2,56	2	201
15	2,41	4	2,45	3	—	—	—
16	—	—	2,40	2	2,38	7	003
17	—	—	2,23	2	2,04	2	220
18	2,11	2	2,12	2	—	—	—
19	2,06	2	2,06	2	—	—	—
20	1,99	2	—	—	1,97	2	132
21	1,81	4	1,81	3	1,88	2	133
22	—	—	—	—	1,83	2	202
23	1,66	3	1,64	3	1,66	4	133
24	—	—	—	—	1,62	3	—
25	1,54	5	1,54	4	1,57	1	134
26	—	—	—	—	1,53	2	060
27	1,49	8	1,49	7	1,47	4	331
28	—	—	—	—	1,42	3	005
29	1,37	5	1,38	3	1,39	1	330
30	1,34	3	1,34	1	1,35	2	—
31	—	—	—	—	1,32	1	—
32	1,29	2	1,29	2	1,29	2	—
33	—	—	1,24	2	—	—	—

Hydrotermálne a hypergénne okolorudné premeny v oblasti hornohodrušského rybníka

Východne od sypanej hrádze hornohodrušského rybníka je možné v povrchových odkryvoch v úseku cca 150 m v bezprostrednej blízkosti žily Rozália pozorovať intenzívne hydrotermálne a hypergénne zmenené horniny pyroxenického andezitu. Tieto intenzívne premeny sa prejavujú celkovým vybielením horniny so slabo zachovanou profyrickou štruktúrou na horniny bez výraznejších znakov pôvodnej porfyrickej štruktúry a nakoniec ich rozkladom na bielu plastickú ílovú hmotu. Študovaná oblasť je dobrým príkladom na sledovanie hydrotermálnych aj hypergénnych premien v bezprostrednej blízkosti rudných žíl.



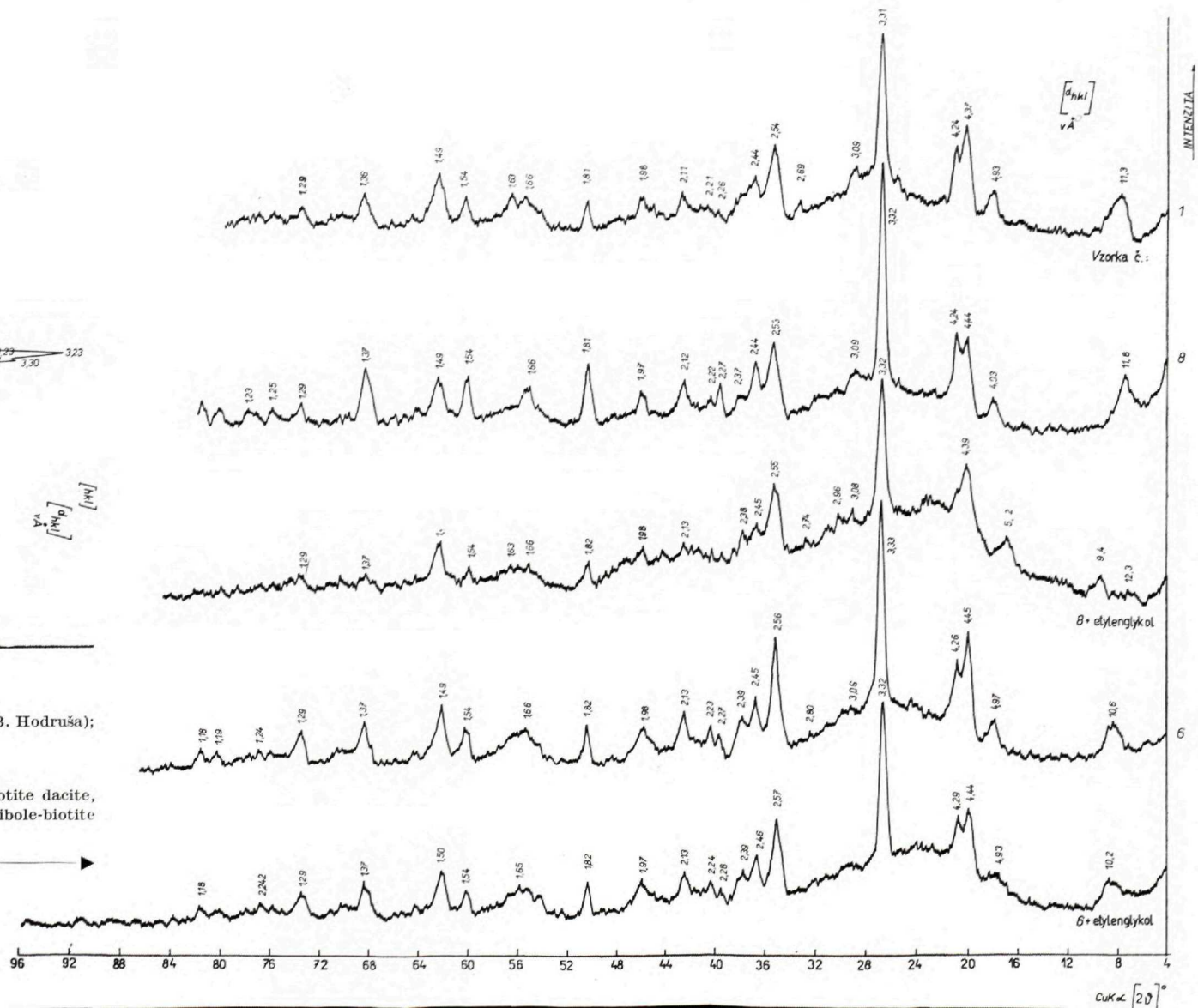
Obr. 7 Difrakčný záznam

1 – adular (Adula, Švajčiarsko); 2 – sanidín (z ryolitu Vyhne); 3 – ortoklasu (Strzegom, Poľsko); 4 – vzorka 18 (amf. biotit, dacit B. Hodruša); 5 – vzorka 18 + etylenglykol; 6 – vzorka 19 (amf. biotit, dacit Banská Hodruša); 7 – vzorka 20 (amf. biotit, dacit Banská Hodruša);

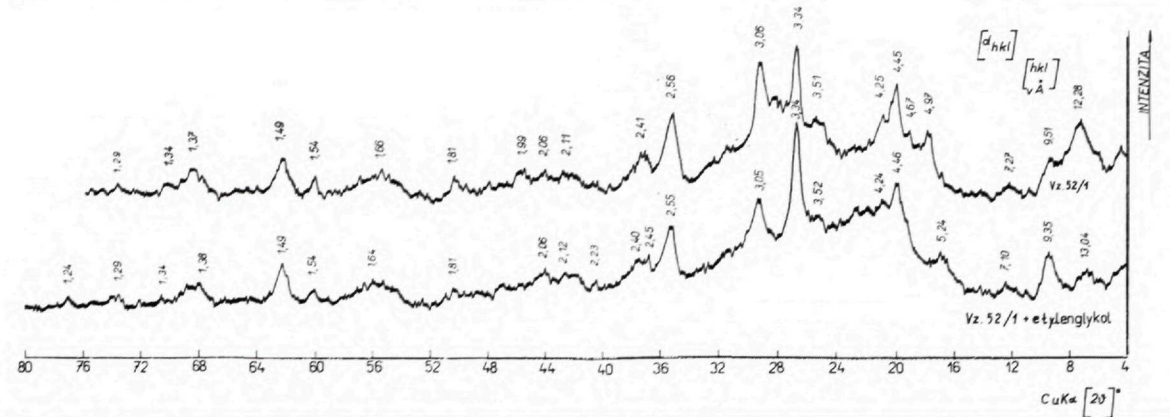
Fig. 7 Diffraction record:

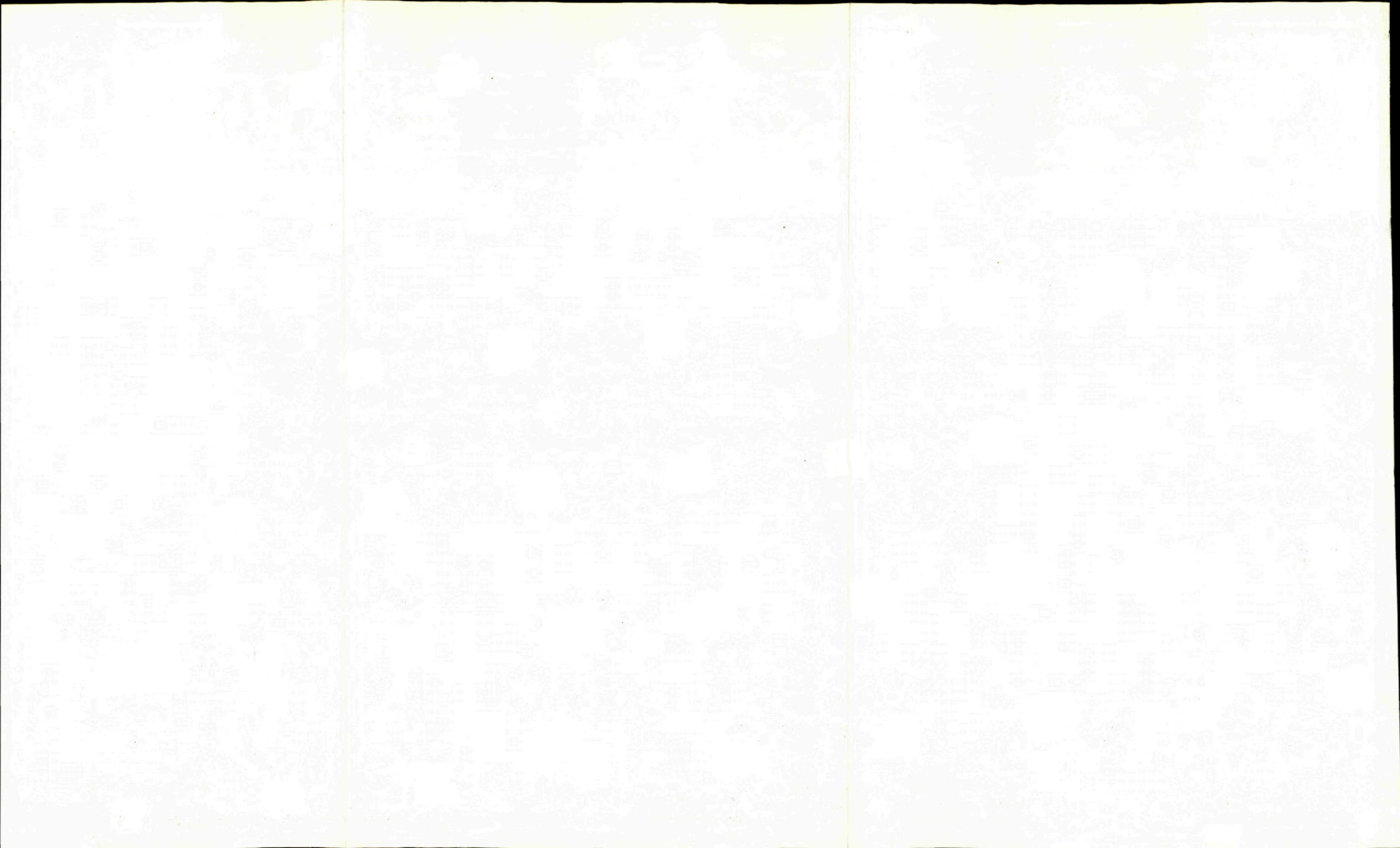
1 – adular (Adula, Switzerland); 2 – sanidine (from rhyolite, Vyhne); 3 – orthoclase (Strzegom, Poland); 4 – sample 18 (amphibole-biotite dacite, B. Hodruša); 5 – sample 18 + ethylenglycol; 6 – sample 19 (amphibole – biotite dacite, Banská Hodruša); 7 – sample 20 (amphibole-biotite dacite, Banská Hodruša)

Obr. 11 Difrakčný záznam 1 – illitu s prímiesou kremeňa; 8 – „otvoreného illitu“; 6 – illitu s prímiesou kremeňa.
Fig. 11 Diffraction record: 1 – illite with admixture of quartz; 2 – „opened“ illite; 6 – illite with admixture of quartz. Banská Hodruša



Obr. 8 Difrakčný záznam: Vzorka 52/1 (rozložený na plastický íl amf. biotit, dacitfrakcia <math>< 2\mu</math>)
Fig. 8 Diffraction record: sample 52/1 (decomposed into plastic clay, amphibole – biotitedacite, fraction – 2n)





Hydrotermálne premeny

Hydrotermálne premeny, ktoré sa makroskopicky prejavujú predovšetkým vybielením pyroxenického andezitu, predstavujú po mineralogickej stránke asociáciu minerálov zo skupiny hydrosľúd.

Prekremenenie je v podstate veľmi slabé, naproti tomu prejavuje sa intenzívna sulfidizácia, v podobe pyrit-markazitu. Oxidáciou pyrit-markazitu v hypergénnych podmienkach vznikajú druhotné sulfáty a kaolinit, o ktorých sa zmienim v kapitole o hypergénnych premenách. Vybielené spevnené horniny pyroxenického andezitu bledoružovej farby (vz. 6) sa dajú krájať nožom a vyznačujú sa značnou pórovitosťou. Nepravidelne sú impregnované pyrit-markazitom, ktorý v nich prevláda. Pod mikroskopom sa vo výbrusoch objavujú len relikty po živcoch, ktoré sú úplne metasomaticky zatlačené hydrosľudami, hydromuskovit-illitom. Hydrosľudy metasomaticky zatláčajú aj základnú hmotu, čo spôsobuje, že v prípade neprítomnosti sulfidov vzniká monominerálna hornina (vz. 6/b). Pokročilou premenou v hypergénnych podmienkach vznikajú plastické horniny (vz. 1, 3, 4, 5, 8), ktorých mineralogické zloženie tvorí pestrá asociácia fľových minerálov a druhotných síranov.

Chemické analýzy hydrotermálne zmeneného pyroxenického andezitu

tabuľka 9

vz. č. zložky	nespevnené fľové horniny				spevnené horniny		plast. il
	1	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	52,52	54,85	61,82	57,62	52,05	61,01	45,65
TiO ₂	0,90	0,55	0,62	1,10	0,45	0,38	0,21
Al ₂ O ₃	28,01	24,72	18,73	24,32	20,65	22,16	32,90
Fe ₂ O ₃	2,84	2,87	3,99	1,73	7,84	1,99	3,12
FeO	—	st	—	—	0,36	—	—
MnO	—	st	—	—	—	—	st
MgO	1,27	1,60	1,04	1,27	0,87	0,76	0,60
CaO	1,10	1,10	0,78	0,89	2,18	2,03	1,09
Na ₂ O	0,92	0,51	0,56	1,09	0,39	0,40	1,10
K ₂ O	3,34	2,90	3,20	2,79	4,57	4,83	2,40
P ₂ O ₅	0,07	0,05	0,61	0,10	st	st	0,11
H ₂ O + H ₂ O -	9,01	10,60	9,07	9,84	10,50	6,03	12,70
Spolu	99,98	99,75	100,42	100,75	99,86	99,59	99,88
SiO ₂ Al ₂ O ₃	1,86	2,22	3,30	2,37	2,52	2,75	1,38
SiO ₂ R ₂ O ₃	1,70	1,99	2,72	2,19	1,83	1,78	1,26

Chemické rozbory

Chemické rozbory ukázali pomerne dobrú zhodu v obsahu jednotlivých chemických zložiek v nespevnených i v spevnených vzorkách, čo potvrdzuje, že minerálne zloženie je viac-menej navzájom zhodné. Určité rozdiely v porovnaní s ostatnými vzorkami možno pozorovať len v plastickom íle (vz. 8). Zvýšený obsah Fe_2O_3 vo vzorke 6/a napr. poukazuje na zvýšenú heterogénnu prímes sulfidov.

Diferenčné termické rozbory

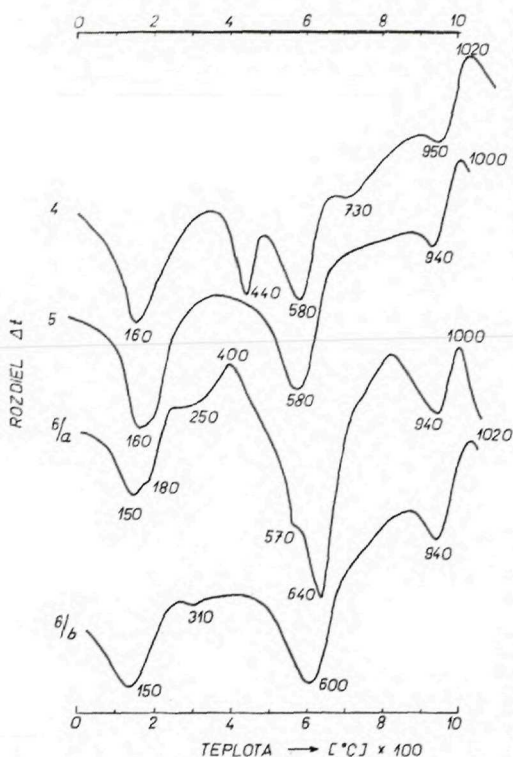
Diferenčné termické rozbory zaznamenané na krivkách DTA (vzoriek 4 — 8) dosť výrazne charakterizujú mineralogické zloženie. DTA bola meraná na 1 g vzorky, pri stúpaní teploty $10^\circ\text{C}/1'$.

Hydromuskovit-illit má počiatočnú endotermickú reakciu s minimom 150° a zodpovedá strate adsorbčnej viazanej vody. Druhá dehydroxilačná

Röntgenografické hodnoty illitu s prímесou kremeňa (vz. 1 a 6) „otvoreného“ illitu (vz. 8) Banská Hodruša — hodrušský rybník

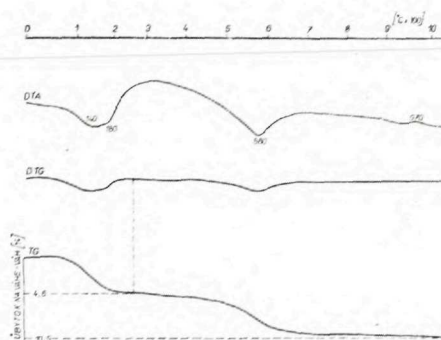
tabuľka 10

č.	vzorka 1		vzorka 8		vzorka 8 + etylénglykol		vzorka 6		vzorka 6 + etylénglykol	
	d (hkl) v Å	I	d (hkl) v Å	I	d (hkl) v Å	I	d (hkl) v Å	I	d (hkl) v Å	I
1	11,3	5	11,8	5	12,30	2	10,6	5	10,2	4
2	—	—	—	—	9,40	4	—	—	—	—
3	4,93	4	4,93	4	5,20	4	4,97	4	4,93	3
4	4,37	7	4,44	7	4,39	6	4,45	8	4,44	5
5	4,24	6	4,26	8	—	—	4,26	6	4,29	4
6	3,31	10	3,32	20	3,32	10	3,33	10	3,32	10
7	3,09	3	3,09	3	3,08	3	3,06	1	—	—
8	—	—	—	—	2,96	2	2,80	2	—	—
9	2,69	2	—	—	2,74	2	—	—	—	—
10	2,54	5	2,53	5	2,55	5	2,56	8	2,57	7
11	2,44	3	2,44	4	2,45	3	2,45	5	2,46	5
12	—	—	2,37	2	2,38	3	2,39	3	2,39	3
13	2,26	2	2,27	4	—	—	2,27	3	2,28	2
14	2,21	1	2,22	1	—	—	2,23	3	2,24	2
15	2,11	3	2,12	4	2,13	2	2,13	5	2,13	4
16	1,98	4	1,97	4	1,98	3	1,98	4	1,97	4
17	1,81	5	1,81	6	1,82	5	1,82	5	1,82	5
18	1,66	4	1,66	5	1,66	2	1,66	3	1,65	3
19	1,63	5	—	—	—	—	—	—	—	—
20	1,54	5	1,54	5	1,54	4	1,54	4	1,54	4
21	1,49	6	1,49	5	1,49	5	1,49	6	1,49	6
22	1,36	5	1,37	6	1,37	2	1,37	5	1,37	5
23	1,29	4	1,29	3	1,29	2	1,29	5	1,29	5
24	—	—	1,25	2	—	—	1,24	2	1,24	2
25	—	—	1,23	2	—	—	—	—	—	—
26	—	—	—	—	—	—	1,19	2	—	—
28	—	—	—	—	—	—	1,18	3	1,18	3



Obr. 9 Krivky DTA illitu, markazitu s prímiesou jarozitu (vz. 4) z hydrotermálne zmeneného pyroxenického andezitu Banská Hodruša

Fig. 9 DTA curves of illite, marcasite with admixture of jarosite (sample 4) from hydrothermally altered pyroxene andesite, Banská Hodruša



Obr. 10 Termický rozbor „otvoreného“ illitu (vz. 8). Banská Hodruša

Fig. 10 Thermic analysis of „opened“ illite (sample 8). Banská Hodruša

endotermická reakcia má minimum pri 580 – 600 °C a tretia endotermická reakcia s minimom pri 950 °C charakterizuje rozpad štruktúrnej mriežky. Exotermické reakcie sú pre tieto minerály charakteristické pri 1020 – 1080 °C.

Markazit sa prejavuje exotermickou reakciou pri 380 – 450 °C, ktorá spôsobuje rozpad štruktúrnej mriežky markazitu. Ďalšie endotermické reakcie, ktoré môžeme pozorovať v skúmaných vzorkách, patria k ťažko odstraniteľným nepatrným prímiesiam jarozitu.

Röntgenografické rozbor

Röntgenografické rozbor boli urobené pomocou CuK_α a CoK_α žiarenia, metódou Debye-Scherrerovou vo valcových komôrkach a metódou na prechod. Zistené röntgenografické hodnoty jednoznačne potvrdzujú mineralogické zloženie hydrotermálne premeneného pyroxenického andezitu. V porovnaní s DTA a TGA získavame podrobnejšie údaje o mineralogickom zložení, pretože popri podstatne zastúpenom illite zo skupiny hydroslúd bola dokázaná aj prítomnosť „otvoreného“ illitu a jarozitu, ktoré možno ťažko identifikovať v daných zmesiach na krivkách DTA a TGA.

Pyroxenický andezit, hydrotermálne zmenený na biely plastický íl, (vz. 8) je zložený z „otvoreného“ illitu.

Hypergénne okolorudné premeny

V tej istej lokalite v oblasti hodrušského rybníka, kde možno pozorovať intenzívne hydrotermálne premeny pyroxenického andezitu, možno sledovať aj priebeh intenzívnych hypergénnych premien. Hypergénne premeny patria k premenám po zrudnení. Hypergénnymi procesmi, hlavne pôsobením H_2O a vzdušného O_2 , dochádza k postupnému rozkladu pyrit-markazitu. V dôsledku toho sa povrchové vody nasycujú zložkami Fe^{2+} , $(SO_4)^{-2}$. Pôsobením týchto roztokov na hydrosulfidové minerály vznikajú druhotné sírany, a to hlavne jarozit — $KFe_3(SO_4)_2(OH)_3$ a hydroxidy Fe.

Jarozit bol opísaný po prvýkrát v Barranco Jaroso v Sierra Almagrera v Španielsku, odkiaľ má aj meno. Vznikal pozvoľným chemickým procesom, na čo poukazuje jeho výskyt a paragenéza s illitom, kaolinitom, limonitom a kremeňom. Táto paragenéza svedčí o tom, že jarozit a kaolinit vznikajú približne rovnakým spôsobom.

Pôsobením síranových roztokov, ktoré vznikajú rozkladom pyritu a markazitu na illitové minerály, prechádzajú do roztoku zložky illitu, čím sa roztoky obohacujú o K, Al, Si, ktoré v prípade nasýtenia medzi sebou reagujú a vzniká jarozit — $KFe_3(SO_4)_2(OH)_3$. Zvyšujúce zložky Si a Al v kyslom prostredí na seba reagujú a vytvárajú druhotný ílový minerál — kaolinit $Al_2(OH)_4Si_4O_{10}$. Pretože illit obsahuje viac SiO_2 ako kaolinit, prebytočné SiO_2 sa vyzráža v podobe koloidálneho SiO_2 , ktorý spevňuje konkrétne jarozitu. Podobne prebytočné ióny Fe^{2+} sú odplavované a oxidáciou sa menia na hydroxidy Fe.

Chemické analýzy vzoriek s obsahom minerálu jarozitu. Hornohodrušský rybník

tabuľka 11

zložky \ vzorky	3/a	3/c
SiO_2	30,40	10,51
TiO_2	0,40	st
Al_2O_3	11,78	0,50
Fe_2O_3	26,20	51,40
MgO	0,40	0,57
CaO	1,00	0,50
Na_2O	0,40	0,21
K_2O	3,71	4,26
P_2O_5	1,15	1,38
H_2O do 250°C	—	3,50
H_2O do 400°C	1,25	3,50
H_2O do 600°C	7,21	7,00
SO_3	16,00	16,93
Spolu	99,90	100,26

Vzorka₃ 3/a — žltý, práškový jarozit, mechanicky separovaný z prírodnej vzorky.

3/c — okrovožlté až hnedé kompaktné konkrétne jarozitu

Uvedenú paragenézu hypergénnych minerálov potvrdila chemická analýza DT, TG a röntgenografické rozboru.

Jarozit, zistený a opísaný J. Jarkovským a B. Čičelom (1959) v štólňi Ferdinand v rudnom poli šachty Bránik v Banskej Belej, je svojim mineralogickým zložením podobný tu opísanému jarozitu. Jarozit v oblasti hornohodrušského rybníka vystupuje spolu s kaolinitom a illitom v podobe žltého práškoveho minerálu — (vz. 3a), ďalej v podobe okrovožltých až hnedých konkrécií (vz. 3c).

Teoretické zloženie jarozitu

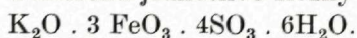
tabuľka 12

zložky	váh. %	molekulárne ekvivalenty	$K_2O \cdot 3Fe_2O_3$ $4SO_3 \cdot 6H_2O$	zvyšok	prepočítané molekulárne ekvivalenty
K_2O	9,41	1,00	1	—	1
Fe_2O_3	47,83	3,00	3	—	3
SO_3	31,96	4,00	4	—	4
H_2O	10,80	6,00	6	—	6
analýza 3/a					
SiO_2	30,40	506	—	506	—
TiO_2	0,40	005	—	005	—
Al_2O_3	11,78	116	—	116	—
Fe_2O_3	26,20	164	135	029	3,28
MgO	0,40	010	—	010	—
CaO	1,00	018	—	018	—
Na_2O	0,40	006	006	—	0,90
K_2O	3,71	039	039	—	—
P_2O_5	1,15	008	—	008	—
H_2O —	1,25	069	—	069	—
H_2O +	7,21	400	270	130	8,00
SO_3	16,00	200	180	020	4,00
Spolu	99,90	—	44,89%	55,01%	—
analýza 3/c					
zložky	váh. %	molekulárne ekvivalenty	$K_2O \cdot 3Fe_2O_3$ $4SO_3 \cdot 6H_2O$	zvyšok	prepočítané molekulárne ekvivalenty
SiO_2	10,51	175	—	175	—
TiO_2	st	—	—	—	—
Al_2O_3	0,50	005	—	005	—
Fe_2O_3	51,40	322	147	175	6,08
MgO	0,57	014	—	014	—
CaO	0,50	009	—	009	—
Na_2O	0,21	004	004	—	0,93
K_2O	4,26	045	045	—	—
P_2O_5	1,38	010	—	010	—
H_2O —	7,00	388	—	388	—
H_2O +	7,00	388	294	094	7,32
SO_3	16,93	212	196	016	4,00
Spolu	100,26	—	51,26	49,0%	—

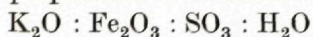
Z genetického hľadiska je dôležité, že jarozit spolu s kaolinitom, illitom a hydroxidmi Fe sa vyskytuje len v úsekoch intenzívnej premeny, t. j. v oblasti plastických fľov, a nebol zistený v úsekoch vybielených spevnených hornín, zložených výlučne z illitu (vz. 6b). Toto pozorovanie dokazuje, že zmenu spevnených hydrotermálne zmenených hornín na plastické hmoty spôsobili do určitej miery hypergénne procesy.

Vyhodnotenie výsledkov chemických analýz

Uvedené dve chemické analýzy vzoriek 3/a a 3/c ukázali, že podstatnú časť skúmaných vzoriek tvoria zložky minerálu jarozitu — $KFe_3(SO_4)_2(OH)_6$ doplnené o minerálne prímеси. Tento vzťah názorne vynikne pri porovnaní výsledkov získaných chemickým rozborom s teoretickými hodnotami pre minerál jarozit, u ktorého jednotlivé zložky sú v pomere:



Z uvedených prepočtov vyplýva, že popri jarozite sú zastúpené aj prímеси. V prvom prípade (analýza 3/a) prímеси tvoria 55, 01 %. Je to hlavne minerál illit a kremeň. V druhom prípade (analýza 3/c) prímеси tvorí jarozit a po prepočítaní k základu $SO_3=4$ dáva pomer kysličníkov u vzorky 3/a a 3/c.



1,0 : 3,0 : 4,0 : 6,0

— jarozit teoretický

0,9 : 3,28 : 4,0 : 8,0

— jarozit vzorka 3/c Banská Hodruša

0,93 : 6,08 : 4,0 : 7,32

— jarozit vzorka 3/c Banská Hodruša

0,62 : 3,04 : 4,0 : 6,82

— jarozit Banská Belá (Jarkovský a spol. 1959).

Teoretické zloženie jarozitu

tabuľka 13

zložky	molekulárne ekvivalenty	zvyšok + nedostatok -	v %
K ₂ O	1,00	—	—
Fe ₂ O ₃	3,00	—	—
SO ₃	4,00	—	—
H ₂ O	6,00	—	—
analýza 3/a			
K ₂ O	0,90	-0,10	-1,0
Fe ₂ O ₃	3,28	+0,28	+4,47
SO ₃	4,00	—	—
H ₂ O	8,00	+2,00	+3,70
analýza 3/c			
K ₂ O	0,93	-0,07	- 0,66
Fe ₂ O ₃	6,08	+3,08	+49,18
SO ₃	4,00	—	—
H ₂ O	7,32	+1,32	+ 2,4

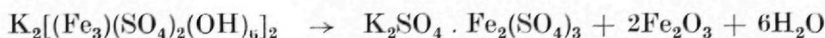
V obidvoch prípadoch vzhľadom na teoretický pomer — 1 : 3 : 4 : 6 javí sa malý nedostatok alkálií, prebytok H_2O a Fe_2O_3 . V porovnaní so štruktúrno-chemickým vzorcom jarozitu $KFe_3(SO_4)_2(OH)_6$ vychádza, že uvedené jarozity majú niektoré miesta K^+ iónov nahradené molekulami H_2O .

Termické analýzy

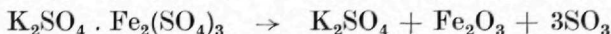
Krivky získané DTA možno charakterizovať takto:

Vzorka 3/a žltý práškový jarozit. DTA-krivka začína nízkoteplotnou výchylkou s maximom pri $130^\circ C$ a charakterizuje stratu adsorbčnej H_2O . Ďalší viac-menej inflexný ohyb krivky pri $250^\circ C - 330^\circ C$ je spôsobený dehydratáciou hydroxidov Fe.

V intervale teplôt $350^\circ C - 520^\circ C$ naznačuje krivka hlbokú endotermickú výchylku, ktorej maximum je možné odhadnúť okolo $450^\circ C - 470^\circ C$. Uvedená endotermická reakcia je spôsobená rozpadom štruktúry jarozitu a stratou šiestich molekúl vody podľa rovnice:

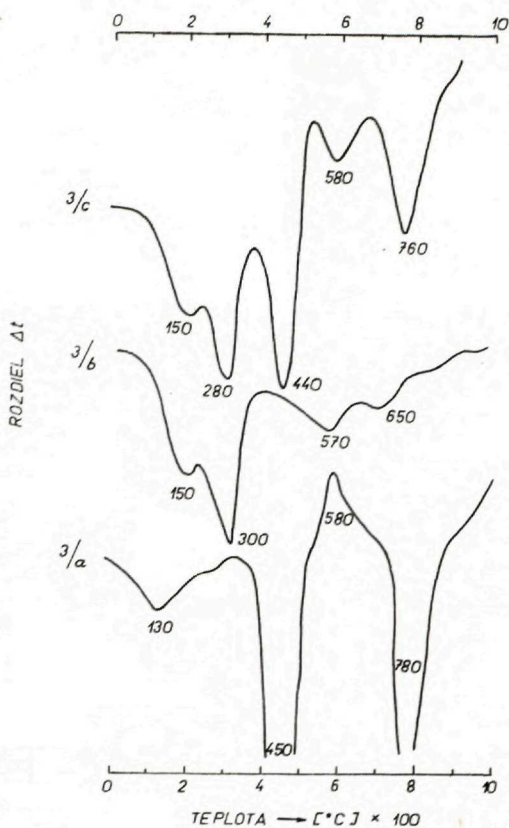


Hneď za hlbokou endotermickou reakciou nasleduje exotermický vrchol s maximom pri $580^\circ C$, ktorý naznačuje kryštalizáciu hematitu Fe_2O_3 vzniknutého predchádzajúcim rozpadom štruktúry jarozitu. Od exotermickej reakcie krivka pozvoľna naznačuje druhú hlbokú endotermickú reakciu, ktorá je svojou polohou typická pre jarozit. Začína pri $720^\circ C$ s maximom pri $780^\circ C$ a končí pri $880^\circ C$. Táto endotermická reakcia spôsobuje rozklad komplexnej zlúčeniny, ktorá vznikla pri prvej endotermickej reakcii rozpadu štruktúry jarozitu podľa rovnice:



Uvedený priebeh krivky DTA je charakteristický pre jarozit tak, ako ho uvádzajú pre jarozit J. L. Kulp — A. H. Adler (1950).

Vzorka 3/b. Začiatok krivky DTA naznačuje hlbokú endotermickú výchylku s maximom pri $150^\circ C$, spôsobenú dehydratáciou illitu. Prechod do druhej endotermickej reakcie s maximom pri $300^\circ C$ je spôsobený dehydratáciou hydroxidov Fe. Od $380^\circ C$ má krivka pozvoľný spád, naznačujúci prítomnosť jarozitu rozpadom štruktúry medzi $400^\circ C - 500^\circ C$ a prechodom do endotermickej reakcie s maximom pri $570^\circ C$; končí pri $630^\circ C$. V tomto prípade nastáva dehydroxilácia kaolinitu a illitu, o čom svedčí ďalšia endotermická reakcia medzi $630^\circ - 770^\circ C$ s maximom pri $650^\circ C$. Ďalší inflexný ohyb krivky medzi $900^\circ C - 1000^\circ C$ znamená rozpad štruktúry kaolinitu a (illitu), ďalej prechod do exotermickej reakcie, ktorá však na krivke už výrazne zachytená nie je.



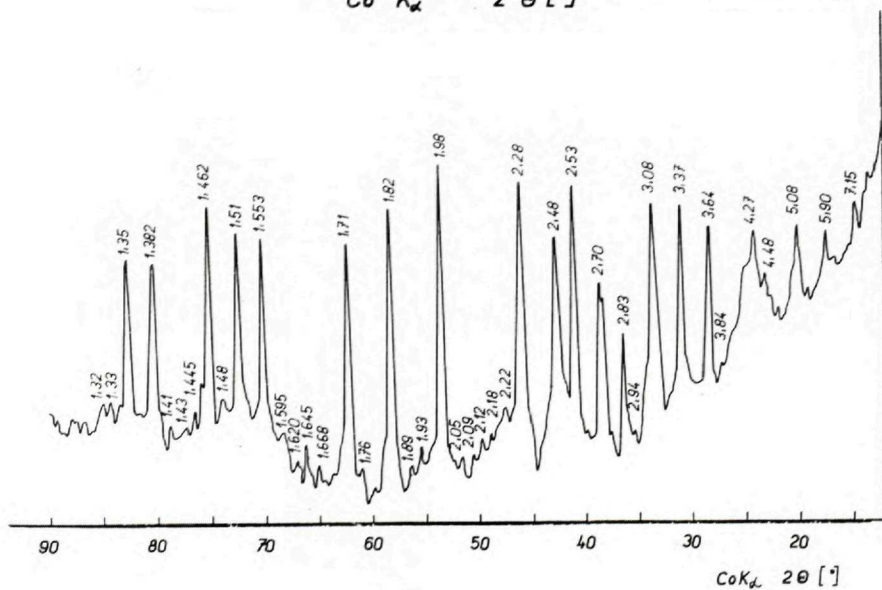
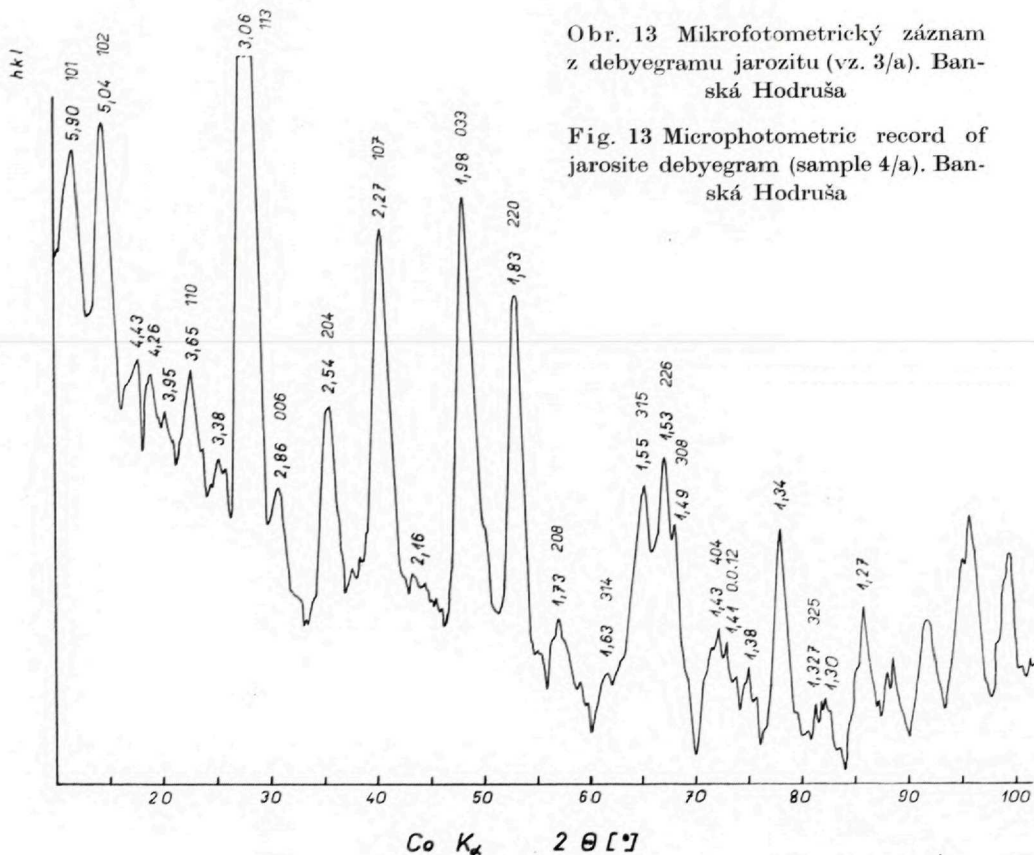
Obr. 12 Krivky DTA jarozitu (vz. 3/a); jarozitu s prímесou kaolinitu, illitu a hydroxidov Fe (vz. 3/b); jarozitu s prímесou kaolinitu a hydroxidov Fe (vz. 3/c). Banská Hodruša

Fig. 12 DTA curves of jarosite (sample 3/a); jarosite with admixture of kaolinite, illite and Fe hydroxides (sample 3/b); jarosite with admixture of kaolinite and Fe hydroxides (sample 3/c). Banská Hodruša

Vzorka 3/c. Začiatkový priebeh krivky DTA je veľmi podobný predchádzajúcej krivke. Na začiatku je endotermický ohyb s maximom pri 150 °C a mení sa na ďalšiu endotermickú reakciu s maximom pri 280 °C. Prvá endotermická reakcia je spôsobená dehydratáciou illitu, druhá dehydratáciou hydroxidov Fe. Ďalšia endotermická reakcia medzi 350 °C – 500 °C s výrazným maximom pri 440 °C je spôsobená rozpadom štruktúry jarozitu. Po tejto endotermickej reakcii nasleduje ďalšia menšia reakcia medzi 510 °C – 660 °C s maximom pri 580 °C, spôsobená dehydroxiláciou kaolinitu. Endotermická reakcia medzi 660 °C – 850 °C s maximom pri 760 °C je druhou endotermickou reakciou pre jarozit, pri ktorej dochádza už k spomínanému rozkladu komplexnej zlúčeniny.

Obr. 14 Mikrofotometrický záznam z debyegramu jarozitu s kaolinitom (vz. 3/a). Banská Hodruša

Fig. 14 Microphotometric record of debyegram of jarosite with kaolinite (sample 3/a). Banská Hodruša



Röntgenografické rozbory

Jarozit z hľadiska štruktúry patrí do priestorovej skupiny $C53v - R3m$ s romboedrickou štruktúrnou bunkou v zložení $R^{1+}R_2^{3+}(SO_4)_2(OH)_6$, kde R^{1+} môže byť K^{1+} , Na^{1+} , Rb^{1+} , H_2O , Ag^{1+} , NH_4^+ . Namiesto R_2^{3+} môže byť Fe^{3+} alebo Al^{3+} . V kryštálovej štruktúre synteticky pripravenej zlúčeniny $H_2OFe_3(SO_4)_2(OH)_5$ voda úplne nahradzuje alkálie. Zmenu kladného náboja vyrovnáva výmena jednej $(OH)^{-1}$ skupiny za molekulu H_2O . Vzájomná substitúcia katiónov sa prejaví v zmene mriežkovej konštanty Co (S. B. Hendricks 1937).

Röntgenografické hodnoty jarozitu a kaolinitu hornohodrušský rybník, Banská Hodruša
tabuľka 14

č.	Banská Hodruša vzorka 3/a			jarozit kaolinit Banská Hodruša vzorka 3/c		jarozit ASTM - 11.1301		kaolinit Brindley G. W. Robinson K. 1964		
	hkl	d (hkl) v Å	I	d (hkl) v Å	I	d (hkl) v Å	I	hkl	d (hkl) v Å	I
1	—	—	—	7,15	sl.	—	—	001	7,15	10
2	101	5,90	str.	5,90	str.	5,90	4	—	—	—
3	—	—	—	5,36	v. sl.	—	—	—	—	—
4	102	5,04	s.	5,08	s.	5,00	4	—	—	—
5	—	4,43	sl.	4,48	sl.	—	—	020	4,45	4
6	—	4,26	v. sl.	4,27	str.	—	—	—	—	—
7	—	—	—	3,84	v. sl.	—	—	021	3,837	4
8	110	3,65	str.	3,64	s.	3,60	4	—	—	—
9	—	—	—	3,56	str.	—	—	002	3,566	10
10	—	3,38	str.	3,37	v. s.	3,38	5	111	3,365	4
11	113	3,06	v. s.	3,08	v. s.	3,06	10	—	—	—
12	202	—	—	2,94	v. sl.	2,94	—	—	—	—
13	006	2,86	sl.	2,83	str.	2,83	4	—	—	—
14	—	—	—	2,76	str.	—	—	022	2,748	2
15	—	—	—	2,70	str.	—	—	—	—	—
16	204	2,54	str.	2,53	v. s.	2,52	6	130	2,553	8
17	—	—	—	2,48	s.	—	—	200	2,486	9
18	—	—	—	2,42	v. sl.	—	—	—	—	—
19	107	2,27	s.	2,28	v. s.	2,27	8	131	2,284	9
20	—	—	—	2,27	sl.	2,27	—	—	—	—
21	—	—	—	2,22	sl.	—	—	040	2,243	1
22	—	2,16	v. sl.	2,17	v. sl.	2,16	2	—	—	—
23	—	—	—	2,12	sl.	—	—	041	2,127	2
24	—	—	—	2,11	sl.	—	—	—	—	—
25	—	—	—	2,09	v.sl.	—	—	—	—	—
26	—	—	—	2,05	sl.	—	—	222	2,05	1
27	033	1,98	v. s.	1,98	v.sl.	1,96	8	203	1,98	7
28	—	—	—	1,93	sl.	—	—	132	1,93	4
29	—	—	—	1,89	v. sl.	—	—	133	1,892	2
30	220	1,83	v. s.	1,82	s.	1,81	8	—	—	—
31	208	—	—	1,76	sl.	1,76	2	004	1,778	5
32	217	1,73	str.	1,71	s.	1,70	2	—	—	—
33	—	—	—	1,668	v. sl.	—	—	—	—	—
34	314	1,63	sl.	1,645	str.	1,65	2	204	1,659	8
35	—	—	—	1,620	sl.	—	—	242	1,616	6
36	—	—	—	1,595	v. sl.	—	—	152	1,581	4
37	315	1,55	s.	1,553	s.	1,55	4	—	—	—
38	226	1,53	s.	1,510	s.	1,532	6	—	—	—
39	308	1,49	str.	1,480	sl.	1,502	8	060	1,486	9
40	404	—	—	1,462	v. s.	1,476	4	223	1,464	2
41	—	—	—	1,445	sl.	—	—	061	1,449	4
42	—	1,43	str.	1,430	v. sl.	—	—	—	—	—
43	012	1,41	v. sl.	1,410	sl.	—	—	005	1,426	4
44	—	1,38	v. sl.	1,382	s. l.	1,372	2	—	—	—
45	—	1,34	str.	1,350	s.	—	—	—	—	—
46	325	1,327	v. sl.	1,330	sl.	1,327	7	—	—	—
47	—	1,30	sl.	1,320	sl.	—	—	—	—	—
48	—	1,27	str.	—	—	—	—	—	—	—

Mriežkové konštanty skúmaného jarožitu vypočítané z röntgenografických hodnôt d (h k l) jarožitu vzorky 3/c sú: $a_0 = 7,23$; $c_0 = 17,16$ Å. Röntgenografický rozbor urobený Co K_{α} žiarením. V tabuľke 14 sú uvedené röntgenografické hodnoty pre jarožit a ostatné minerály, ktoré sú s jarožitom v paragenetickej asociácii.

Záver

Študované horniny amfibolicko-biotitického dacitu z oblasti dolnohodrušského rybníka majú extrémne alkalický charakter, pričom alkálie sú výlučne zastúpené draslíkom v mineráli adulári. Možno predpokladať, že hydrotermálne roztoky, ktoré prechádzali difúziou do nadložia a spôsobili metasomatické procesy, boli bohaté na prehavé zložky, H_2O , chlór a alkálie.

Prínos draslíka (okrem adularizácie) s meniacimi sa fyzikálno-chemickými podmienkami viedol k vzniku hydrotermálne vybielených hornín výlučne s obsahom minerálov hydrosľúd a montmorillonitu. Možno predpokladať, že adularizácia a sericitizácia so vznikom hydrosľúd sú si geneticky veľmi blízke. Tieto druhy premien vznikali v etape prínosu draslíka počas hydrotermálnych procesov. Treba brať do úvahy skutočnosť, že v jednom prípade adulár metasomaticky zatláča sericit, a v druhom prípade hydrosľudy adulár, čo dokazuje, že existujú dve štádiá sericitizácie. Ako bolo zistené, kalimetasomatóza postihuje akýkoľvek typ horniny, v našom prípade amfibolicko-biotitického dacitu a pyroxenického andezitu. Najintenzívnejšie metasomatické procesy sú na povrchu v bezprostrednej blízkosti rudných žíl a sú v genetickom vzťahu so zrudňovacími procesmi.

Hypergénne porudné premeny sa prejavili hlavne hydrolytickým rozkladom sulfidov, spojené so vznikom síranových roztokov a voľnej H_2SO_4 , ktoré pôsobili na spevnené horniny, zložené z hydrosľúd a vytvárali sekundárne minerály jarožit, kaolinit a hydroxidy Fe.

Do tlače odporučil J. Forgáč

LITERATÚRA

- [1] ASTM 1944: Extensive Supplementary Card File of X-ray Diffraction Data. New York. — [2] Böhmer, M. 1956: Ložiskové pomery oblasti Kremnice. Geol. sborník SAV VII/1—2. Bratislava. — [3] Böhmer, M. 1960: Niektoré výskyty K trachytov Slovenského stredohoria a možnosti ich praktického využitia. Geofond. Bratislava. — [4] Böhmer, M. 1961: Relations between potassium trachytes rhyolites and mineralisation in the Kremnica ore field. Geol. práce, Zošit 60. Bratislava. — [5] Brlay, A. 1964: Správa o geologicko-ložiskových pomeroch v okolí Rudna n/Hronom, Brehov a Pukanca. Správy o geol. výskumoch v r. 1963. ÚÚG Manuskript — archív. Bratislava. — [6] Brlay, A. 1964: Geochemický výskum na liste Pukanec. Správy o geol. výskumoch v r. 1963. Bratislava. Manuskript-archív ÚÚG. — [7] Csajághy, G. — Scherf, E. — Székyné, F. V. 1953: Theoretische und praktische Ergebnisse der chemischen Aufschliessung des Kalitrachyts. Acta Geologica. Tom. II. 15 Budapest. — [8] Dvonč, V. 1965: Laboratórny výskum vybielovania andezitov. Správy o geol. výskumoch v r. 1964. GÚDŠ Bratislava. — [9] Fiala, F. — Pácal Z. Několik geochemických poznámek o kyselých diferenciátech neovulkanitu v kremnických horách. Geol. práce, Zošit 54 GÚDŠ, Bratislava — [10] Folk, R. L. 1947: The alteration of feldspar and its products as studied in the laboratory. Am. Journ. of Sci. Vol. 245, No 6. New Haven. — [11] Forgáč, J. 1958: K poznaniu premien neovulkanitov Slovenska. GP, Zoš. 49. Bratislava. — [12] Forgáč, J. 1961: K premenám neovulkanitov na Slovensku, II. Geol. práce, Správy 23. Bratislava. — [13] Forgáč, J. 1964: Schéma delenia synvulkanických a postvulkanických premien efuzív a pyroklastík. Geol. práce, Správy 31. Bratislava. — [14] Forgáč, J. 1965: Petrografia a geochemia premenených hornín v banskoštiavnickom a hodrušskom rudnom obvode. Manuskript — archív GÚDŠ. Bratislava. — [15] Forgáč, J. 1965: Premeny hornín v neovulkanitoch štíavnicko-hodrušského rudného obvodu. Správy geol. výskumu z r. 1964. GÚDŠ Bratislava. — [16] Forgáč, J. 1964: K-metasomatóza v banskoštiavnickom rudnom poli. Správy o geol. výsk. v r. 1963. ÚÚG Manuskript — archív. Bratislava. — [17] Gabinet, M. P. 1957: Vtoričnyje mineraly v menilitoných slancoch vostočnych Karpat. Min. sb. Lvov. geol. obsč. No 11. Lvov. — [18] Gerald, P. Brophy — Scott, E. S. — Snellgrove, A. R. 1962: Sulfate studies II. Solid solution between alunite and jarosite. Am. Min. Vol. 47. Washington. — [19] Giusca, D. 1961: Die Adularisierung der Vulkanite in der Gegend vom Baia Mare. Acta geol. Tom. VII. Zagreb. — [20] Grim, R. E. — Rowland, R. A. 1942: Differential Thermal Analysis of clay minerals and other hydrous materials. Part. 2. Am. Min. 27. Washington. — [21] Grim, R. E. 1956: Mineralogija glin. Izd. in lit. (preklad z angl.). Moskva. — [22] Grim, R. E. — Bray, R. H. — Bradley, W. F. 1957: The mica in argillaceous sediments. Am. Min. 22. Washington. — [23] Gruner, J. W. 1944: The hydrothermal alteration of feldspars in acid solutions between 300 ° and 400 °C. Econ. geol. Vol. 39. No 8. Lancaster. — [24] Hendricks, S. B. 1957: The crystal structure of alunite and jarosite. Am. Min. Vol. 22. Washington. — [25] Hettler, J. 1952: Příspěvek k poznání ložiskových poměrů štíavnicko-hodrušského rudního obvodu. Věst. ÚÚG XVII/3—4. Praha. — [26] Inkey, B. 1906: De la relation entre l'état propilitique des roches andesitiques et leurs filons minéraux. C. R. Congr. Intern. Geol. Mexico. — [27] Jarkovský, J. — Čičel, B. 1958: Výskyt diadochitu v Banskej Belej. Geol. práce, Správy 13. Bratislava. — [28] Jarkovský, J. — Čičel, B. 1959: Jarozit z Banskej Belej. Geol. práce, Správy 15. Bratislava. — [29] Koděra, M. 1959: Paragenetický a geochemický výskum Rozálie žily v Hodruši. Geol. práce, Zošit 54. Bratislava. — [30] Koděra, M. 1959: Doterajšie výsledky výskumu paragenetických pomerov rudných žíl v štíavnicko-hodrušskom rudnom obvode. Acta geol. et geogr.

Univ. Com. No 2. Bratislava. — [31] Koka, J. 1937: O některých síranech ze Smolníku na Slovensku. Sborník přírodověd. klubu v Brně 19. Brno. — [32] Koržinskij, D. S. 1955: Očerkek metasomatičeskich procesov. Sbor. stat.: Osnovnyje problemy v učení o magmatogennych rudnych mestoroždenijach. Moskva. — [33] Koržinskij, D. S. 1956: Zavisimost' aktivnosti komponentov a kislotnosti rastvora i posledovatel'nost' reakcij pri poslemagnetičeskich procesach. Geochimija No 7. Moskva. — [34] Koržinskij, D. S. 1959: Physicochemical basis of the analyses of the paragenesis of minerals. Consultants Bureau Ins. New York. — [35] Koržinskij, D. S. 1962: Teoria procesov mineralobrazovanija. Izd. AN SSSR. Moskva. — [36] Kubovics, I. 1962: A vulkáni hygyések beszakadásos szerkezete. Földt. közl. XCII. Budapest. — [37] Kulpt, I. L. — Adler, H. A. 1950: Thermal study of jarozite. Am. Journ. Sci. Vol. 248 č. 7. New Haven. — [38] Kurek, N. V. — Kurek, A. N. 1954: Izmenenyje okolorudnyje porody ilich poiskovyje značeniye. Sbor. st. Moskva. — [39] Lazarevič, M. 1913: Die Propylitisierung, Kaolinisierung und Verkieselung und ihre Beziehung zu den Lagerstätten der propylitischen jungen Gold-Silbergruppe. Zeitschrift prakt. Geologie XXI. Berlin. — [40] Michejev, V. I. 1957: Rentgenometričeskij opredelitel' mineralov. Gos. nauč. tech. izd. Moskva. — [41] Nakovnik, N. J. 1954: Propilitizovanyje porody, ich mineral'nyje facii, genesis i praktičeskoje značenie. Zap. vse. obšč. 83. No 2. Leningrad. — [42] No 11, W. 1936: Mineralbildung im System $Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O$, Neues Jahrb. Bd. 70. — [43] Polák, S. 1957: O alunite a alunitizácii z okolia Horného Turčeka v Kremnických horách. Věst. ÚÚG. Praha. — [44] Radulescu, D. 1953: Contributii la cunoașterea fenomenului de propilitizare a rocilor vulcanice. Rev. Univ. C. I. Parhon. Ser. St. Nat. 3. București. — [45] Radulescu, D. 1958: Studiul petrografia al formatunilor eruptive din regiunea Seini-Ilba-Nistru (Baia-Mare) Am. com. geol. Vol. XXXI. București. — [46] R i c h t h o f e n, F. F. 1861: Studien aus der ungarisch-siebenbürgischen Erzgebirgen. Jahrb. d. k. k. Reichsamt. — [47] Rozložník, L. — Šalát J. 1956: Správa o podrobnom geologickom mapovaní v okolí hodrušských rybníkov západne od Banskej Štiavnice. Geol. práce, Správy 7. Bratislava. — [48] Szádeczki — Kardoss, E. 1958: On the petrology of volcanic rocks and the interaction of magma and water. Acta geol. Hung. V. 197. Budapest. — [49] Székyné, F. V. 1964: Propilitesedés és kalimetaszomatózis Tokaj-hegységi vizsgálatok tükrében. Földt. közl. XCIV. 4. Budapest. — [50] Strunz, H. 1957: Mineralogische Tabellen Leipzig (Preklad) Gos. nauč. tech. izd. Moskva. — [51] Šalát, J. 1954: Petrografia a petrochémia eruptívnych hornín v oblasti Hodruša — Vyhne. Geol. práce, Zošit 39. Bratislava. — [52] Vargáné Mathé, K. 1961: Kalimetaszomatózis és káliumfeldúsulás a Sátorlajújhely és Vágáshuta közti területen. Földt. közl. XCI. Budapest. — [53] Zavarickij, A. N. 1911: Izmenenje v bokovyh porodach Zyrnajovskogo mestoroždenija. Zap. Gorn. inst. Leningrad. — [54] Zickl, E. I. 1962: Jarozit und Natrojarozit vom Graphitabban Weinberg bei Trandort. Niederösterreich. Wien.

**STUDY OF HYDROTHERMAL AND HYPERGENE ALTERATIONS OF ROCKS IN
THE AREA OF THE BANSKÁ HODRUŠA ORE VEINS**

(Summary of the Slovak text)

In the paper mineralogical studies of postvolcanic alteration of rocks in the vicinity of ore veins of the Banská Hodruša area are mentioned. By means of chemical, thermic and X-ray analyses as well as microscopic study alterations of rocks of amphibole-biotite dacite and pyroxene andesite were observed.

As a consequence of hydrothermal and hypergene processes certain associations of minerals were forming in the vicinity of ore veins in the mentioned rocks.

Among the most significant hydrothermal alterations kalimetasomatism belongs with formation of adular and hydromicas, illite and „opened“ illite to Ca-montmorillonite. As it has been noticed once adular metasomatically replaces sericite and another time minerals of the group of hydromicas adular.

Hypergene post-mineralization alterations were manily manifested in decomposition of sulfides and the affect of these decomposition products on minerals of hydromicas, as secondary minerals jarosite, kaolinite and iron hydroxides originated.

Preložil J. Pevný

Vysvetlivky k tabuľkám LI – LII
Explanation of plates LI – LII

tab. LI
Plate LI

Obr. 1 Mikroštruktúra amfibol-biotitického dacitu – propylitu s porfyrickými výrastkami plagioklasov, amfibolu (zmeneného v chlorit, kalcit a limonit), kremeňa s uzavreniami plagioklasov a biotitu. Vzorka 23. Nikoly + zv. 15 ×

Fig. 1 Microtexture of amphibole-biotite dacite-propylite with porphyric phenocrysts of plagioclases, amphibole (altered into chlorite, calcite and limonite), quartz with inclusions of plagioclases and biotite. Sample 23. Nicols magnif. 15 ×

Obr. 2 Hypidiomorfný kryštál plagioklasu sericitizovaný s uvoľneným kremeňom a metasomaticky zatlačeným draselným živcom-adulár. Vzorka 16. Nikoly + zv. 15 ×

Fig. 2 Hypidiomorphic crystal of plagioclase sericitized with loosened quartz and metasomatically replaced potash feldspar-adular. Sample 16. Nicols. + magnif. 15 ×

Obr. 3 Premena amfibolu v chlorit, limonit, magnetit a titanit s uvoľneným kremeňom. Pseudomorfóza aduláru po plagioklase. Vzorka 16. Nikoly + zv. 15 ×

Fig. 3 Alternation of amphibole into chlorite, limonite, magnetite and titanite with loosened quartz, in section to. Pseudomorph of adular after plagioclase. Sample 16. Nicols + magnif. 15 ×

Obr. 4 Metasomatické zatlačovanie aduláru sericitom a kremeňom. Magmaticky korodovaný kremeň, pretiahnutý rez amfibolu zmeneného na chlorit, titanit, magnetit. Základná hmota sericit a kremeň. Vzorka 18. Nikoly zv. 15 ×

Fig. 4 Metasomatic replacement of adular by sericite and quartz. Magmatically corroded quartz, elongated section of amphibole altered into chlorite, titanite and magnetite. Groundmass sericite and quartz. Sample 18. Nicols + magnif. 15 ×

Obr. 5 Idiomorf. kryštál aduláru v zákonitom zraсте podľa karlovarského zákona čiast. sericitizovaný. Základná hmota je tvorená kremeňom, adulárom a sericitom. Vzorka 21, Nikoly + zv. 15x

Fig. 5 Idiomorphic crystal of adular in regular intergrowth according to the Carlsbad law, partly sericitized. Groundmass formed by quartz, adular and sericite. Sample 21. Nicols + magnif. 15 ×

Obr. 6 Nepravidelné metasomatické žilky a zhluky aduláru s kremeňom. Vzorka 17. Nikoly + zv. 15x

Fig. 6 Irregular metasomatic veins and aggregations of adular with quartz. Sample 17. Nicols + magnif. 15 ×

tab. LII
Plate LII

Obr. 1 Nepravidelné metasomatické zhluky aduláru čiastočne sericitizovaného. Vzorka 19. Nikoly + zv. 15x

Fig. 1 Irregular metasomatic aggregations of adular partly sericitized. Sample 19. Nicols + magnif. 15 ×

Obr. 2 Jemnozrnná štruktúra hydrotermálne zmeneného amfibol-biotit.-dacitu-propylitu, tvorená kremeňom, adulárom a sericitom. Vzorka 19. Nikoly + zv. 15x

Fig. 2 Fine grained texture of hydrothermally altered amphibolebiotite dacite-propylite, formed by quartz, adular and sericite. Sample 19. Nicols + magnif. 15 ×

Obr. 3 Vzorka 3/c — nepravidelné kompaktné konkrécie jarozitu a hydroxidov Fe

Fig. 3 Sample 3/c — irregular compact concretions of jarosite, kaolinite and Fe hydroxides

Obr. 4 Vzorka 6/b — vybielené andezitové horniny krémovožltej farby s illitom

Fig. 4 Sample 6/b — leached andesite rocks of creamishyellow colour with illite

Obr. 5 Zárez cesty po pravej strane od sypanej hrádze hornohodruškého rybníka. Pásma hydrotermálne zmeneného pyroxenického andezitu. (Lokalita vz. 1—5)

Fig. 5 Road cut on the right side of the earth dam of the Hornohodrušký rybník Pond. Zone of hydrothermally altered pyroxene andesite. (Locality of samples 1—5)

EVA KAROLUSOVÁ*

ANDEZIT Z KAMEŇOLOMU BUKOVINKA

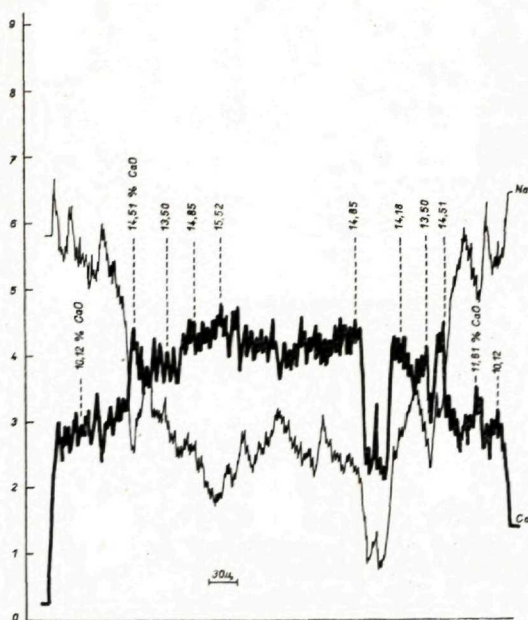
(9 obr. v texte, anglické resumé)

Abstract. The study of rock forming-minerals of andesite provides for a new sight into the process of crystallization of this andesite rock. As it has been proved, its minerals are not of equal character, their crystallization was a long-dated process, controlled by existing pt conditions of cooling off, crystallizing magmatic solution. This way a series of various plagioklases from bytownite to andesine, the group of hypersthènes with higher content of ferrosilicate constituent to typical alumo-hypersthènes, which crystallized last, originated. In the article the authoress points at contradiction in the terminology of andesite, which is based on minerals of primary crystallization.

Na juh od Filakova na čsl.-maďarských hraniciach sa dvíha andezitové pohorie Karanč. Sú to andezity obsahujúce amfibol, biotit, pre ne typický granát a uzavreniny z kryštalického podložia. Súčasťou tohto andezitového horstva je aj vrch Šiator, ktorý je z čsl. strany otvorený malým kameňolomom na sev. svahu k. 418,3, nazývaný podľa blízkej osady Bukovinka. Petrografiou a petrochémiou šiatorských andezitov sa zaoberala M. Scholtzová (1917) a kolektív J. Noszky — M. Hermann — S. Nemesné — Vargová (1952), ktorí opisovali horninu z kameňolomu nad obcou Somoskö.

Andezit v lome Bukovinka má nepravidelnú odlučnosť a v s. krídle lomu pozdĺž puklín je mineralizovaný. Hydrotermálnou mineralizáciou šiatorošských andezitov sa v minulosti zaoberal J. Erdélyi (1942). Čerstvý andezit v lome Bukovinka je šedý. Má veľké výrastlice stĺpcovitých amfibolov (až 8 x 3 mm), menších hypersténov, lesklých tabuliek biotitu (priemer napr. 4 mm) a bielych čerstvých plagioklasov (3 × 1,5 mm), niekedy aj väčších (4 × 5 mm) a ojedinele červených granátov cca 0,5 cm veľkých. Zvláštnosťou tohto andezitu sú uzavreniny z kryštalického podložia, ktoré niekedy dosahujú až niekoľko desať centimetrov. Štruktúra andezitu je temer holokryštalicko-porfyrická, základná hmota je kryptokryštalicko-alotriomorfne zrnitá. Na v. svahu Šiatora je základná hmota pilotaxitická. Pozostáva z alotriomorfných zrníčok plagioklasu, menšieho množstva chloritu a magnetitu. Miarolitické dutinky

* Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina I, Bratislava



Obr. 1

Petrografické zloženie andezitu ilustruje priemerná planimetrická analýza:

základná hmota	59,05 %	granát	2,90 %
plagioklas	24,42	opac. amfib.	0,75
amfibol	7,93	póry	0,09
hyperstén	4,03	magnetit	0,63
biotit	0,22		

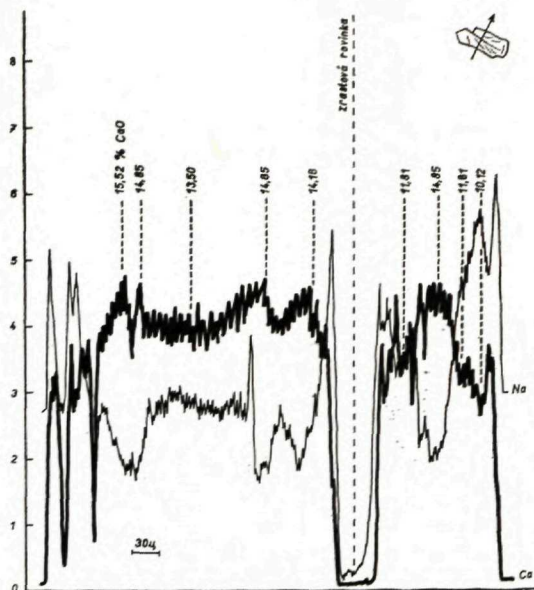
Štúdium plagioklasov

Plagioklas je najhojnejšia výrastlica. Vytvára veľké idiomorfne kryštálky s veľkým množstvom uzavrenín a skla mezostázy. Majú premenlivú bázcitu. Prevládajú labradority s obsahom 50,5 až 60 % An, v menšom meradle sú zastúpené andezity so zložením $Ab_{68}An_{32}$ — $Ab_{58}An_{42}$ a ojedinele sa vyskytujú aj bytownity $Ab_{38}An_{72}$ (J. Noszky — M. Hermann — S. Nemesné-Vargová (1952). Plagioklas má často zonálny vývin a veľmi často má albitické lamelovanie a karlovarské prerastenie. Mnohé plagioklasy majú okrem mezostázy aj uzavreniny drobných apatitov.

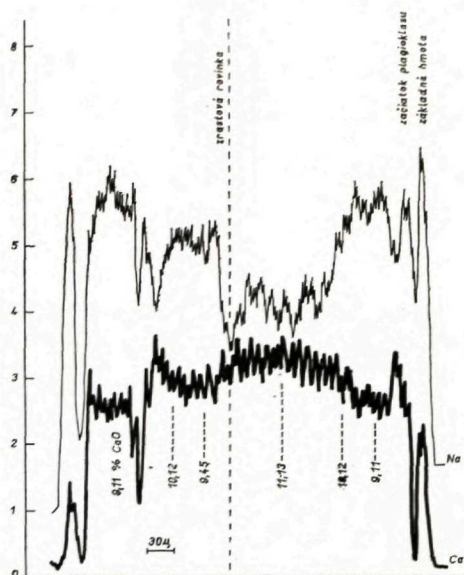
Röntgenovým analyzátorom (mikrosondou) som sledovala scany Ca — Na

* Pracovala som na mikroanalyzátoch značky Geoscan vo Výskumnom ústave hutníetví železa v Prahe s pomocou inž. Zd. Kotrbu, inž. J. Kolmana a inž. Štoreka. Používala som minerálne štandardy Dr. V. Fediukovej.

vyplňa hrubozrnný kremeň. Mikrolitické živce sú veľmi často zonálne a majú cudzorodý stred z kremeňa. Niektoré sú silne karbonatizované. Magnetit vytvára izometrické zrníčka s nepravidelným, často roztečeným okrajom. Základná hmota má nepatrné miarolitické dutinky, v ktorých je typický zelenožltý epidot, so škrvňitými pestrými interferenčnými farbami. Epidot sa vyskytuje spolu so sférolitickým kremeňom alebo s jemne zrnitým dlaždičkovitým kremeňom. Niektoré dutinky vyplňa kryštalický karbonát.



Obr. 3



Obr. 4

bázickému labradoru. Vlastný plagioklas začína vystupovať po výraznej pukline vo forme bázických lamiel. V rámci skupiny labradoru sa striedajú lamely rôznej bázicity. Prudké zníženie scanu CaO signalizuje puklinu. V jednom prípade je široká puklina pravdepodobne vyplnená ílovitými minerálmi, lebo popri silne klesajúcej krivke obsahu CaO prudko vzrastá obsah NaO. Zrastová rovina sa prejavuje ako puklina s ílovitou výplňou. Jediniec na druhej strane zrastovej rovinky má zonálnu stavbu. Stred tvorí bázický bytownit, po jeho okrajoch sú kyslé labratory, ktoré sa menia na stredne bázické labratory. Na jednej strane sa vytvára zrastová rovinka a na druhej narastajú ďalšie tenké zóny, ktoré majú premenlivú bázicitu podľa klesajúcej tendencie obsahu CaO. Obr. 3 znázorňuje priebeh scanu Ca — Na dvojitým plagioklasom. Sonda prechádza minerálom podľa nákresu (pri grafe). Zrastová rovina na scane sa javí ako mohutná puklina bez výplne. V prvom jedinci sa nachádza niekoľko zón, ktoré majú v strede najvyššiu bázicitu a zodpovedajú kyslejším bytownitom. Pri okraji tejto lamely sú zóny kyslejšie, s prudko klesajúcou bázicitou a obsahom CaO pripomínajú stredný až kyslý labrador. Druhá polovica zrastového jedinca je bázickejšia a zodpovedá rôznym typom bytownitu s obsahom 13,50 % — 15,52 % CaO.

Ďalší zdvojitý plagioklas pozostáva z dvoch temer rovnako zrastených jedincov (obr. 4). Prvý jediniec (v smere šípky) je pri zrastovej rovinke bázickejší, zodpovedá stredne bázickému labradoru (11,13 % CaO), smerom k okraju obsah CaO prudko klesá, charakter plagioklasu sa mení na bázický andezín.

plagioklas		č. chem. analýzy 145	analyz. E.Súrová, GÚDŠ					
kyslíčniky		váh. %	Atómové množstvo					
prvky prítomné v živci	SiO ₂	54,25	8,92					
	TiO ₂	0						
	Al ₂ O ₃	28,45	5,52					
	CaO	13,70	2,42					
	Na ₂ O	3,65	1,16					
	K ₂ O	1,20	0,26					
		101,25						
cudzie prímiesy	FeO	0,14	32 : 2925 = 0,011					
	Fe ₂ O ₃	0,30						
	P ₂ O ₅	0,60	K Na Ca Si Ti O Al					
	MgO	0,83	0,26 1,16 2,42 8,92 0,00 32 5,25					
	MnO	stopy						
	str. žih.	1,38	Ab 32,2% An 63,1% K 7,7%					
	str. suš.	0,09	podľa obsahu An — labrador					

Obsah CaO je na rozhraní labrador-bytownit, obsah SiO₂ je typický pre labradory.

Na druhej strane zrastovej rovinky sa začína vytvárať lamela bázického andezínu, ktorá sa mení na tenkú lamelu labradoru a ukončuje rast plagioklasu dobre vyvinutou lamelou andezínu. Je pozoruhodné, že tento jedinec má po oboch okrajoch tenkú bázickejšiu lamelku. Tento plagioklas má zatiaľ najvyššiu nameranú kyslosť a jeho najbázickejšia lamela zodpovedá vonkajšiemu pásnu zonálneho plagioklasu na obr. 1 a okrajovým lamelám veľkého zrastového plagioklasu na obr. 2. Uvedené rozbery bázicity plagioklasov svedčia o ich veľkej variabilite, ktorá je závislá od zloženia kryštalizujúceho magmatického roztoku.

Štúdium amfibolov

Druhou podstatnou súčasťou a zároveň najhojnejšou mafickou výrastlicou je amfibol (7,93 %). Veľké stĺpcovité jedince sú idiomorfne a majú slabú opacitovú obrubu. Má veľa uzavrenín plagioklasov, magnetitu a hypersténu. Uhol 2V, meraný na univerzálnom stolíku, sa pohybuje v hodnotách 50–65° (xx). Index lomu γ — 1,65 na ploche (110). Pleochroizmus je v zelených odteňoch, γ — zelená, špinavozelená, β — svetlozelená. Veľmi často vytvára zrasty podľa (100).

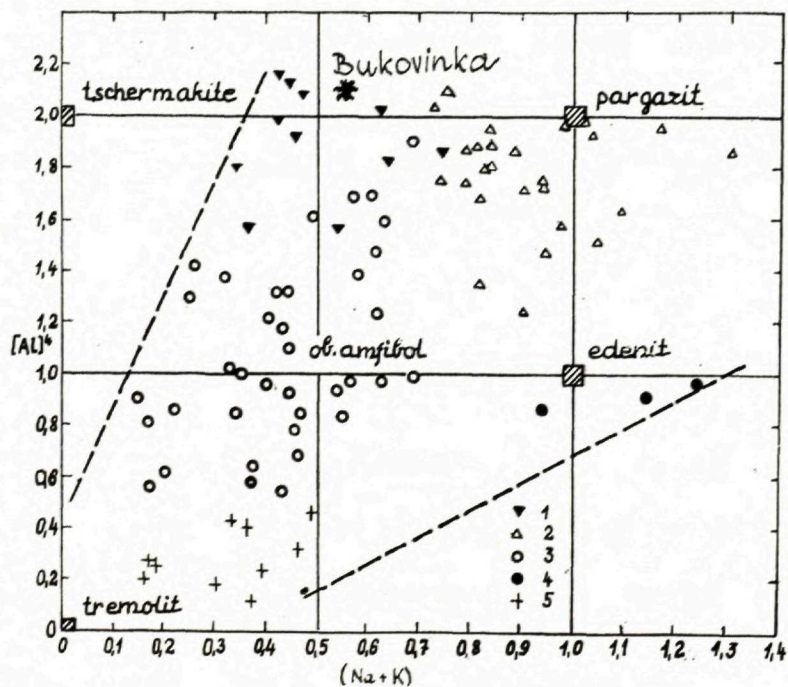
Separované amfiboly analyzované klasickou silikátovou metódou metódou

tabuľka 2

váh. %		množstvo iónov v prepočte na 24 (O, OH, F, Cl)	
SiO ₂	48,90	Si ⁺⁴	7,128
TiO ₂	1,00	Al ⁺⁴	0,872
Al ₂ O ₃	12,57	Al	1,291
Fe ₂ O ₃	12,22	Ti	0,114
FeO	9,47	Fe ⁺³	1,331
MnO	0,44	Mg	1,278
MgO	5,91	Fe ⁺²	1,156
CaO	4,60	Mn	0,052
Na ₂ O	1,55	Ca	0,718
K ₂ O	0,40	Na	0,438
P ₂ O ₅	0,40	K	0,070
H ₂ O ⁺	1,56	P + S	0,052
H ₂ O ⁻	0,27	100 Mg: (Mg + Fe ⁺² + Fe ⁺³ + Mn) 26,7	
	99,29		

Analyzovala E. Súrová, GÚDŠ

Podľa tejto analýzy amfiboly patria nad čiaru pargasitu do skupiny obecných amfibolov (obr. 5).



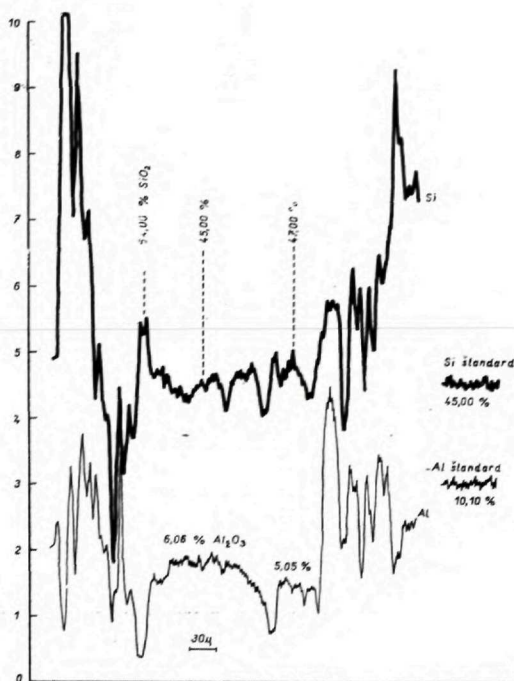
Obr. 5

Röntgenovým mikroanalyzáto-rom som analyzovala niekoľko amfibolových výrastlíc. Výsledky sú priemerom meraní v niekoľkých bodoch. V zrne 1 sú analyzované body na reze podľa spodovej polohy, na zrnách 2, 3, 4 sú analyzované body na rezoch podľa (010). V zrne 3 miesto prvé je bližšie do stredu a miesto druhé je bližšie k okraju zrna.

Toto zloženie sa podobá chem. zloženiu skupiny hastingsitu. Obsahy CaO sú však nepatrne nižšie ako u hastingsitov uvádzaných W. A. Deerom — R. A. Howiem a J. Zussmanom (1965), ktorí pre hastingsity z rôznych hornín uvádzajú množstvo CaO 9,75-11,93%, obsah SiO₂ 38,92 – 44,56; Al₂O₃ 11,67 – 14,85; MgO 7,41 – 14,68.

Aj hodnoty Mg sú v našich analýzach nižšie ako hodnoty uvádzané v literatúre.

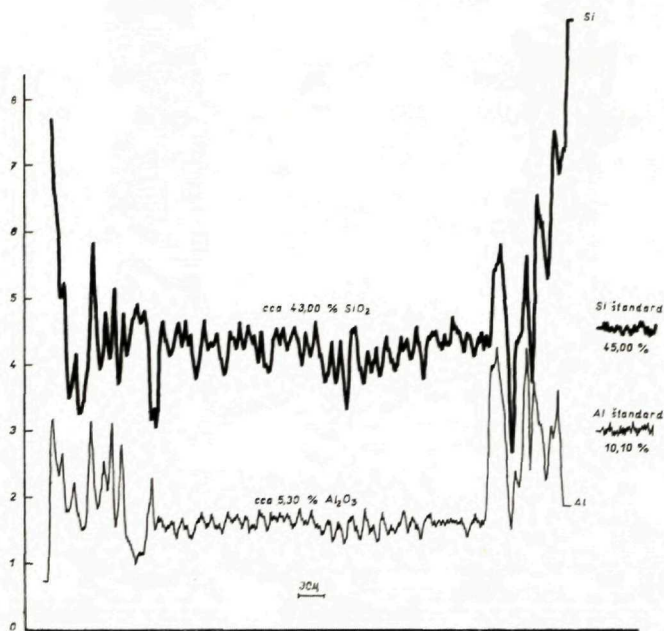
Z niektorých amfibolov som robila lineárne scany prvkov Si — Al. Na grafe 6 je amfibol s opacitizovaným okrajom. Sonda prechádzala naprieč spodovou plochou. Graf naznačuje pokles hladiny Si od základnej hmoty cez opacitizovaný okraj až do čerstvého amfibolu. Hladina Si je pomerne vyrovnaná, rozbrázdnená iba väčšími puklinami. Scan Al má vo vzťahu k Si dopĺňajúcu úlohu v okrajových častiach amfibolu, ktoré sú silne narušené premenou. V čerstvom



Obr. 6

tabuľka 3

	zrno 1	zrno 2	zrno 3/I	zrno 3/II	zrno 4
SiO ₂	41,30	43,50	41,90	41,80	39,60
Al ₂ O ₃	14,57	12,80	13,74	13,66	15,95
FeO	22,96	14,77	23,37	23,13	22,62
MnO	0,32	0,24	0,41	0,47	0,44
MgO	6,98	8,89	7,47	7,79	6,85
CaO	9,73	10,36	9,19	8,89	9,36
Na ₂ O	1,69	2,18	1,85	1,74	1,85
K ₂ O	0,98	0,71	0,68	0,75	0,85
spolu	98,53	93,45	98,61	98,23	97,52



Obr. 7

amfibole je hladina Al takmer vyrovnaná. Pozoruhodné je, že pri zvýšení hladiny Si klesá hladina Al. Druhý amfíbol na obr. 7 ukazuje veľmi vyrovnaný trend hladiny Al i hladiny Si. Prechod scanov zo základnej hmoty nie je plynulý. Okraje amfibolu majú niekoľko trhlínok.

Štúdium pyroxénov

Druhým podstatným mafickým minerálom andezitu je rombičský pyroxén-hyperstén. Je hypidiomorfný. Obsahuje bohaté uzavreniny magnetitu a plagioklasov. Pleochroizmus má v žltozelených odtieňoch, podľa $\alpha =$ žltá a $\gamma =$ šedozeleň. Uhol 2V meraný na niekoľkých jedincoch dáva odlišné hodnoty od 50 do 59°. Niektoré hyperstény som analyzovala elektrónovým mikroanalýzátorom. Analyzovali sa vždy najčerstvejšie plochy medzi dvoma štiernymi trhlínkami. Z každého jedinca sa analyzovali tri miesta, z ktorých uvádzam priemerný výsledok pre analyzované zrno.

Z uvedených štyroch analýz je vidieť veľkú chemickú rôznorodosť prítomných pyroxénov. Analýza hypersténu I je veľmi podobná tej, ktorú uverejnil H. Kuno (1948) podľa ferroaugitu z ferropigeonitového andezitu z Japonska. Jeho zloženie: $\text{SiO}_2 = 48,90 \%$; $\text{Al}_2\text{O}_3 = 3,86 \%$; $\text{FeO} = 25,35 \%$; $\text{MgO} = 6,87 \%$; $\text{Ca} = 7,96 \%$. K analýzám hypersténov uvádzaných v literatúre sa najviac približuje analýza hypersténu III. Hyperstény II a IV majú príliš vysoké obsahy Fe kyslíčnikov, a tým v nich priamoúmerne klesá obsah MgO.

tabuľka 4

	hyperst. I	hyperst. II	hyperst. III	hyperst. IV
SiO ₂	42,95	48,40	53,85	50,17
Al ₂ O ₃	11,53	1,79	0,59	1,27
FeO	20,08	29,98	22,52	29,57
MgO	7,40	12,62	19,27	13,67
CaO	8,84	0,59	0,95	0,62
spolu	90,80	93,38	97,18	95,30
Prepočet na 6 (0)				
	hyperst. I	hyperst. II	hyperst. III	hyperst. IV
Si	1,8	2,0	2,0	2,0
Al	0,6	0,1	0	0,1
Fe ⁺²	0,7	1,0	0,7	1,0
Mg	0,4	0,8	1,1	0,8
Ca	0,4	0	0	0

Vysokým obsahom FeO a nižším obsahom MgO sa zaraďujú do skupiny ferrohypersténov. Už rozdielny uhol 2V signalizuje rozdielnosť v zložení hypersténov a analýzy len potvrdili, že hypersténové výrastlice nemajú jednotné zloženie. Premennivosť v chemickom zložení je pravdepodobne výsledkom kryštalizačného procesu a stále sa meniacich pt podmienok pri kryštalizácii magmatického roztoku. Experimentálnymi prácami sa dokázalo, že rombické pyroxény kryštalizujú v raných štádiách kryštalizačného procesu až do určitej krivky inverzie, za ktorou pri klesaní teploty kryštalizuje už monoklinálny pyroxén. Zaujímavé je, že vyšší obsah ferrosilikátového komponentu môže predĺžiť kryštalizáciu rombických pyroxénov až dotiaľ, pokiaľ krivka ochladenia magmy nepretína krivku inverzie, po ktorej začína kryštalizácia pyroxénovej fázy ochudobnenej o kalcium vo forme jednoklonného pigeonitu.

Vysoké percento vápnika a hliníka v analýze hypersténu je neobvyklé a treba hľadať pre ňu vysvetlenie. Pri štúdiu hypersténov v andezite pri Podzámčoku som uviedla (Karolusová E. 1970), že hyperstény tam majú enormne zvýšený obsah hliníka a patria do skupiny tzv. alumohypersténov. Kryštalizujú z magmy bohatej na Al, no pri nedostatočných tlakoch sa nevytvára granát, ale Al vchádza do mriežky hypersténov. V tomto andezite sa stretávame s podobným prípadom. Po vykryštalizovaní granátu a hypersténu (III), resp. hypersténov II a IV, sa zmenili pt podmienky a prebytočné Al vchádza do mriežky hypersténu I, ktorý musel (z analyzovaných štyroch hypersténov) kryštalizovať posledný. Na tento fakt poukazujú aj experimentálne práce (Green, D. H. — Ringwood A. E. 1968), ktoré potvrdzujú, že znížením teploty sa zvyšuje obsah CaO v závislosti od obsahu Mg a Fe. Silne

horečnaté pyroxény majú spravidla vyšší obsah CaO ako železité pyroxény. Domnievam sa, že tento pyroxén v zmysle Kunovej analýzy znamená už prechodný typ so silnou afinitou k ferroaugitu a vznikol po prekročení inverznej línie pri postupnom poklesávaní teploty.

Štúdium biotitu

Biotit vytvára veľké prizmy s dokonalou štiepatelnosťou, s typickým pleochroizmom, α = žltá až svetlohnedá, podľa β a γ tmavohnedá. Okraje biotitových výrastlíc sú ostré a majú málo zreteľnú opacitizáciu. Biotit obyčajne obsahuje uzavreniny plagioklasov. Tvorí necelé percento z celkového priestoru andezitu. Chemické zloženie biotitov analyzovaných klasickou silikátovou metódou:

tabuľka 5

SiO ₂	34,90%	Množstvo iónov pri prepočte na 24 (O, OH, F)		
TiO ₂	2,97	Si	5,419	} 8,00
Al ₂ O ₃	15,46	Al ⁺⁴	2,581	
Fe ₂ O ₃	10,62	Ti	0,344	} 5,705
FeO	12,43	Al ⁺³	0,240	
MnO	0,14	Fe ⁺³	1,229	
MgO	9,80	Fe ⁺²	1,611	
CaO	2,71	Mn	0,019	
Na ₂ O	0,75	MgO	2,262	} 2,095
K ₂ O	6,85	Ca	0,447	
P ₂ O ₅	0,50	Na	0,223	
H ₂ O+	2,04	K	1,350	
H ₂ O-	0,39	P ⁺⁵	0,075	
	99,56			

Analyzovala E. Súrová, GÚDŠ

Štúdium granátov

Andezit z lokality Bukovinka je známy ako granátický andezit. Granát v andezite vystupuje ako zhluk drobnejších jedincov prerastených plagioklasmi. Po obvode takéhoto jedinca obyčajne býva lem, vytvorený zo silne sericitizovaných plagioklasov. Granát má bledoružovú farbu a je obvykle číry.

Separované čiastočky granátu sme analyzovali klasickou silikátovou analýzou v laboratóriách GÚDŠ. Na porovnanie prikladám aj analýzu granátov granátického andezitu z lomu Šiatoroš a amfibolického andezitu s granátom z lomu Breziny. Separované zrnká granátu som analyzovala na 4 najdôležitejšie prvky aj mikroanalyzátorom. Uvádzam pritom aj analýzu granátu z amfibol-hyperstenického andezitu z vrtu GK-5 Veľká Lehota, kde sa granát trúsi len v ojedinelých zrnkách.

tabuľka 6

	Granát Bukovinka	Granát Šiatoroš	Granát Breziny
SiO ₂	36,85	35,40	37,00
TiO ₂	0,20	0,50	0,25
Al ₂ O ₃	21,31	16,62	13,62
Fe ₂ O ₃	8,49	20,93	10,97
FeO	24,30	16,94	20,60
MnO	2,56	2,04	2,12
MgO	3,83	3,02	3,80
CaO	6,79	2,30	6,51
P ₂ O ₅	0,35	0,09	5,75
Na ₂ O	0,52	0,26	0,45
K ₂ O	0,20	0,08	0,20
str. suš.	—	0,10	—
str. žih.	0,89	1,59	0,50
O ₂	2,69	—	2,29

Analyzovala E. Súrová, GÚDŠ

tabuľka 7

	granát z GK-5	Šiatoroš I	Šiatoroš II	Breziny I	Breziny II	Bukovinka II	Bukovinka III
Fe	35,07	33,34	35,88	34,54	35,20	35,46	34,31
	33,22	35,07	35,29	35,58	36,31	35,65	34,79
	34,30	34,11	35,33	35,10	34,85	35,11	33,84
Mn	3,16	2,92	4,24	3,05	2,44	4,16	5,33
	2,85	2,25	3,96	2,92	2,83	4,43	5,55
	3,08	4,05	4,74	3,10	3,05	4,25	5,27
Ca	5,19	5,95	5,78	5,04	6,32	5,69	5,78
	5,08	5,75	5,51	5,09	5,72	5,95	5,78
	5,22	5,37	5,15	5,69	5,71	5,90	5,62
Mg	3,93	3,53	2,87	3,56	2,30	2,59	2,34
	4,18	3,86	2,69	3,58	3,00	2,52	2,50
	4,08	3,18	2,75	3,56	3,60	2,54	2,59

Z analýz granátov vyplýva, že sú to typické železité granáty, v ktorých má prevahu almandínová zložka. Na chemickú nehomogenitu poukazujú analýzy v tabuľke 7, urobené röntgenovým analyzátorom. V jednom zrnku sme analyzovali tri miesta s rozdielnym chemickým zložením. Najvýznamnejšie rozdiely sú v rozptýlení mangánu a v obsahu železa. Z chemických rozborov vyplýva, že v granátoch vysoko prevláda almandínová zložka, čo je v súlade so závermi B. Zorkovského (1950). Je treba sa ešte zmieniť o kritériách na určenie prítomnosti granátov. Granát je jemne rozptýlený v celom andezitovom telese a prakticky nikde nedochádza k jeho väčšej koncentrácii. Zrná granátu sú často obrubené drobnými plagioklasmi. Z toho vyplýva, že granát je starší, alebo vznikol súčasne s plagioklasom. Komplikovaná niekedy zonálna kostrovitá stavba potvrdzuje, že granát kryštalizoval postupne a zároveň s kryštalizáciou andezitu.

Experimentálne práce o kryštalizácii niektorých andezitových láv (Green, D. H. — Ringwood, A. E. 1966) ukazujú podrobnú minerálnu asociáciu, aká je v andezite z Bukovinky. Experimentálne sa dokázalo, že pri tlaku 0 — 13,5 kbarov na čiare likvidusu je stály plagioklas a pri znížení teploty sa k nemu družia pyroxény. Pri tlaku 18 kbarov blízko línie likvidusu je umiestnený stály plagioklas a granát, znížením teploty sa k nim pridružuje pyroxén. Na základe týchto experimentov môžeme dokázať, že v andezitovej magme prebiehala prvotná kryštalizácia pri tlaku 18 kbarov a za približnej teploty 1200°C. Na základe údajov Greena, D. H. a Ringwooda, A. E. 1966 sa experimentálne dokázalo, že zvyšovaním kyslosti roztoku rastie podiel amandínovej zložky v granáte.

Tieto experimentálne štúdiá dokazujú, že prítomnosť granátov v andezite je výsledkom vysokého tlaku a teploty, v procese prevládali v prvotnej kryštalizácii. Prebytok hliníka v magme sa prejavil kryštalizáciou granátov. Ďalšie kryštalizujúce minerály, napr. pyroxény kryštalizovali ako normálne hyperstény bez zvýšenej Al zložky, ako to je v prípade andezitu v Podzámčoku, kde nebol dostatočný tlak na vytvorenie granátov a prebytočné Al vstúpilo do mriežky hypersténov.

Štúdium magnetitov

Magnetit vytvára drobné kryštáliky v základnej hmote. Obyčajne sú oktaedrické, v dopadovom svetle majú modrasté odrazové odtiene. Niektoré sú oxidované. Časť z nich som analyzovala mikrosondou, predovšetkým obsah Fe a Ti. Zistovala som, či ide o magnetity s prímiesou Ti alebo o ilmenity, ktoré sú v ťažkej frakcii v andezitových tufoch percentuálne viac zastúpené ako typický magnetit. Obsahy sú prepočítané na čistý kovový štandard pri 25 KV a 60 $\mu\text{Å}$. V každom zrne sme robili tri body, uvedený výsledok je počítaný z ich priemeru.

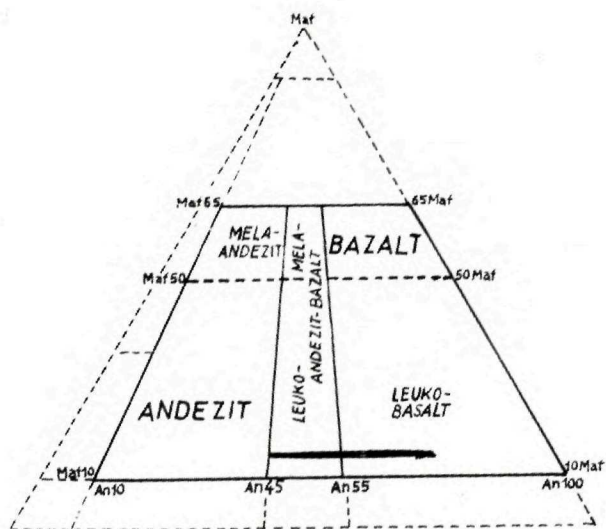
tabuľka 8

	zrno 1	zrno 2	zrno 3	zrno 4	zrno 5	zrno 6	zrno 7	zrno 8
Fe	6,62	5,10	3,83	6,65	7,44	4,73	5,80	8,67
Ti	1,01	0,70	2,70	2,22	1,75	0,99	1,16	1,72

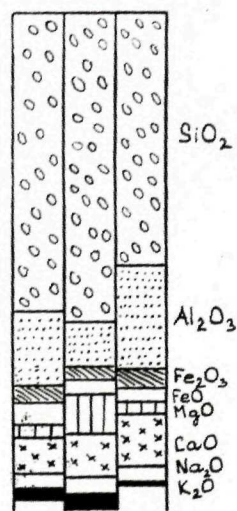
Tieto percentuálne obsahy nemožno považovať za smerodajné, pretože sú prepočítané len k čistým kovovým štandardom a pre ich obsah v mineráloch, napr. v magnetite by bolo treba počítať korekcie. Tieto výsledky udávajú len čistý obsah prvku v danom bode a nie obsah kyslíčnika, resp. dvojmocného až trojmocného Fe. Z prehľadu 8 analyzovaných zrn vyplýva, že okrem zrna 3 ide o magnetit, resp. titanový magnetit, kryštalizujúci z magmy za vysokých teplôt. Zrno 3 má najvyšší obsah Ti vzhľadom na Fe a približuje sa ich pomer až k ilmenitu.

Klasifikačné zaradenie andezitu z Bukovinky

Pri klasifikácii a terminológii andezitu z Bukovinky ako typickej porfyrickej horniny sa berú do úvahy predovšetkým fenokrysty, keďže základná hmota je taká jemná, že neposkytuje potrebné údaje na determináciu. Pri klasifikačných kritériách dôležitú úlohu hrajú tmavé výrastlice a bázicita plagioklasov. Obsah tmavých minerálov môžeme vypočítať z plochy celého andezitu (v našom prípade je to 15,08 % mafického podielu), alebo z počtu porfyrických výrastlíc (v tomto prípade to bude 38,18 % mafického podielu z porfyrických výrastlíc). Z rozboru plagioklasov vyplýva, že ich bázicita sa menila počas kryštalizácie od bytownitov po andezíny (rozpätie An^{15-75}). Takéto rozpätie v bázicite plagioklasov klasifikačné kritériá neberú do úvahy. Johannsen, A. uvádza napr. pre skupinu andezitov rozpätie oligoklas — andezín. Nie je jednotný názor ani na vyjadrenie obsahu mafických súčiastok; napr. náš obsah tmavých výrastlíc (15,0 % v objeme andezitu) by označoval horninu podľa A. Johannsena (1917) ako mezokrátnu (obsah mafitov od 5 — 50 %) podľa Lacroixa (1916) ako leukokrátnu (obsah mafitov od 12,5 — 37,5 %), podľa W. E. Trögera (1938) ako mezokrátnu (obsah mafitov od 10 — 30 %). Podľa obsahu mafických častíc a bázicity plagioklasov andezit z Bukovinky v Ronne-rovom diagrame (1956) by predstavoval čiaru od leukobazaltov cez leukoandezit-bazalty (obr. 8). Ak by sa bralo do úvahy zaradenie len podľa porfyrických výrastlíc, čiara by bola vyššie a priblížila by sa k melaandezit-bazaltom a k bazaltom. V novej klasifikačnej schéme a rozdelení hornín podľa F. Ronne-



Obr. 8



Obr. 9

ra (1963) naša hornina patrí do skupiny leukogabrodioritu podľa bážicity plagioklasov An⁴⁵⁻⁵⁵ ako leukoandezit-bazalt s obsahom mafických súčastí 10—50 %. Ak by sme brali do úvahy vyššie obsahy An zložky v plagioklasoch, naša hornina by patrila do skupiny leukogabra s obsahom An⁵⁵⁻¹⁰⁰ s obsahom 10—50 % ako leukoamfibol-bazalt. Domnievam sa, že je správnejšie zaradenie podľa stredných hodnôt plagioklasov. An⁴⁵⁻⁵⁵ by mohol zodpovedať názvu leukoandezit-bazalt, s porfyrickými výrastlicami amfibolu a pyroxénu s biotitom a granátom.

Chemizmus andezitu z Bukovinky

Chemické zloženie andezitu z lomu Bukovinka som študoval na základe chemických analýz z celej horniny a na základe separovaných častíc základnej hmoty a porfyrických výrastlíc amfibolu, biotitu a plagioklasu. Výsledky uvádzam v tabuľke 9.

Z týchto analýz jednoznačne vyplýva rozdielnosť chemického zloženia jednotlivých komponentov andezitu. Porfyrické výrastlice, ktoré sú výsledkom prvotnej kryštalizácie, majú podobné chemické zloženie ako žilné typy dioritovej skupiny, napríklad plagiaplity z pohoria Ural analyzovaný Duparcrom a Jerschoffom (chemické zloženie: SiO₂ = 59,48 %, Al₂O₃ = 24,10 %, CaO = 8,21 %, Na₂O = 6,67 %. Analýza základnej hmoty zodpovedá finálnemu štádiu kryštalizácie. Je obohatená o SiO₂, ochudobnená o Al₂O₃ (ten je hlavne v porfyrických plagioklasoch). Obsah alkálií je nižší, než by sa predpokladalo v zbytkovom roztoku, aj keď v porovnaní s porfyrickými výrastlicami je tu zvýšený obsah draslíka. Pomerne vysoký je obsah vápnika a horčíka. Toto zloženie zodpovedá kyslejším typom hornín. Chemické zloženie porfyrických výrastlíc — základnej hmoty a celého andezitu — je znázornené

tabuľka 9

	andezit	zákl. hmota	porf. výrastlice
SiO ₂	59,97	62,10	51,02
TiO ₂	0,30	0,55	0,30
Al ₂ O ₃	16,30	8,26	23,00
Fe ₂ O ₃	3,51	2,78	3,77
FeO	4,38	2,50	2,89
MnO	0,08	0,14	0,13
MgO	2,42	7,71	2,32
CaO	6,60	8,40	10,62
Na ₂ O	2,75	2,85	2,92
K ₂ O	1,85	2,50	0,98
P ₂ O ₅	0,18	0,50	0,53
str. suš.	0,39	0,29	0,13
str. žih.	1,51	1,51	1,39
spolu	100,24		100,00

Analyzovala E. Súrová, GÚDŠ, 1968

	vz. 335	vz. 336	vz. 337	vz. 338	vz. 339
Pb	15	13	14	19	20
Ga	17	16	16	16	18
V	132	132	100	102	148
Zr	166	166	141	145	166
Ni	10	10	10	10	10
Co	11	13	11	11	12
Cr	79	79	17	27	138
Ba	302	372	375	288	417
Sr	339	372	339	355	324
Rb	69	55	65	69	79
Li	60	53	47	63	44

Analyzoval J. Cubínek, GÚDŠ

na histogramoch (obr. 9). V rozdielnom chemickom zložení porfyrických výrastlíc a základnej hmoty väzí aj rozpor v terminológii, ktorá je postavená na báze porfyrických výrastlíc. Z andezitu Bukovinka sme urobili niekoľko kvantitatívnych spektrálnych analýz na zistenie obsahu stopových prvkov. Obsahy sú vypočítané v g/t-nách. Získané hodnoty sú uvádzané v tabuľke 10.

Z prehľadu je vidieť kolísavosť obsahov jednotlivých prvkov. Olovo kolíše v rozmedzí 13 — 20 g/t. Predpokladám, že Pb je obsiahnuté prevažne v apatite, prípadne izomorfne zastupuje draslík v biotite. Kalium vchádza do hliníkových minerálov, jeho obsahy v andezite sa nachádzajú pravdepodobne v plagioklasoch. Geochemicky veľmi rozptýleným prvkom je vanád. V andezite Bukovinka je jeho obsah nestály a pohybuje sa v rámci 100—148 g/t. Pravdepodobne je izomorfne primiešaný v magnetite základnej hmoty, najmä v tých zrnkách, ktoré majú vyššiu koncentráciu titanu, prípadne sú už titanomagnetity, ktoré môžu mať obsah V_2O_3 1,5 %. Zirkón je bežný litofilný prvok a koncentruje sa predovšetkým v magmatických horninách, ktoré sú produktom pokročilej diferenciácie. Jeho obsahy v tomto andezite kolíšu od 141 do 166 g/t. Môže byť viazaný na hlavné horninotvorné minerály, plagioklasy, pyroxény, prípadne aj na biotit. Obsahy niklu a kobaltu v andezite sú veľmi nízke. Sú to typicky siderofilné prvky, ktoré sa nachádzajú v kremíkovej zóne ako podradné minerály. Izomorfne môžu byť prítomné v pyroxénoch, prípadne v magnetite. Podobne na pyroxény a na magnetit sa viaže prítomnosť chrómu. Jeho obsah vo vzorkách andezitu nápadne kolíše od 17 do 138. Môže to byť výsledok nerovnomerného rozptylu týchto minerálov pre analýzu.

Báryum a stroncium patria medzi najhojnejšie stopové prvky vo vrchnej litosfére. Ich najväčšie obsahy sú skryté v horninotvorných mineráloch, a tak stroncium neustále sprevádza kalcium a báryum nahrádza draslík. Stroncium je v tomto andezite obsiahnuté najmä v základnejších plagioklasoch,

v amfiboloch. Predpokladá sa, že Sr je v Ca-granátoch prítomný len v malom množstve. Jeho obsah je pomerne vyrovnaný — 324 — 372 g/t. Predpokladám, že báryum je obsiahnuté v biotite, no ani v biotite nie je obsah bárya rovnaký, ale je vyšší v biotitoch ranejších kryštalizačných fáz.

Rubídium je typický rozptýlený prvok, bežný vo všetkých magmatických draselných mineráloch v malom percente. Vo zvýšenej miere sa koncentruje zo zvyškových magiem obyčajne v sludách. Najčastejšie je spolu s draslíkom v biotite. Geochemicky sa veľmi podobne ako rubídium chová aj lítium. Jeho najvyššie koncentrácie sú v posledných produktoch kryštalizácie magmy. Rôzne geochemické výskumy dokázali, že svetlé zložky — živce a nefelín — sú veľmi chudobné na lítium. Najvyšší obsah lítia majú tmavé farebné komponenty. Významne to ukazujú obsahy Li v kremito-biotitovom norite, kde plagioklas obsahuje 3, hyperstén 10, augit 20 a biotit 80. V našom andezite obsah Li kolíše od 44 do 63. Podľa príkladov z literatúry predpokladám, že hlavná masa lítia je koncentrovaná v biotite.

Do tlače odporučila M. Šimová

LITERATÚRA

- [1] Deer, W. A. — Howie, R. A. — Zussman, J. 1962: Rock forming minerals. Vol. 2 — 5 London. (Ruský preklad z r. 1966. Moskva.) — [2] Clavan, W. — Nabb, W. M. — Eatson, E. 1954: Some hypersthènes from southeastern Pennsylvania and Delaware. The Amer. min. vol. 39. Washington. — [3] Emmous, R. C. etc. 1953: Selected petrogenetic relationships of plagioklase. The Geol. Soc. of Amer. Memoir 52. University of Wisconsin. New York. — [4] Erdélyi, J. 1942: A sátorosi andezitbánya hidrotermális ásványai. Földtani közlöny LXXII. Budapest. — [5] Eskola, P. 1952: On the granulites of Lapland. Amer. Journ. Sci. Bowen Volume. New Haven, Connecticut. — [6] Green, D. H. 1964: The petrogenesis of the high temperature peridotite in the Lizard area. Cornwall. Journ. of Petrology 5. Oxford. — [7] Green, D. H. — Ringwood, A. E. 1966: Petrology of the Upper Mantle. Australian National University Publication No 444. — [8] O'Hara, M. J. 1960: A Garnet-Hornblende-Pyroxene Rock from Glenelg. Invernessshire. Geological Magazine Vol. XC/VII. No 2. — [9] Hess, H. H. 1952: Orthopyroxenes of the Bushveld type, ion substitution and changes in unit cell dimensions. Amer. Jour. Sci. Bowen Volume. New Haven Connecticut. — [10] Karolusová, E. 1968: Petrografia a petrochémia niektorých andezitov. Manuskript—archív GÚDŠ. Bratislava. — [11] Karolusová, E. 1970: Štúdium horninotvorných minerálov andezitov pomocou mikrosondy. Manuskript—archív GÚDŠ. Bratislava. — [12] Kuno, H. 1954: Study of orthopyroxenes from volcanic rock. The Amer. Miner. vol. 39. Washington. — [13] Noszky, J. sen. — Herrmann, M. — Nemesné Varga, S. 1952: A keletnógrádi andezitek. Földtani közlöny LXXXII. Budapest. — [14] Ronner, F. 1966: Systematische Klassifikation der Massengesteine. Wien. — [15] Rosenzweig, A. — Watson, E. H. 1954: Some hornblendes from southeastern Pennsylvania and Delaware. The Am. miner. vol. 39. Washington. — [16] Schaw, M. D. 1964: Interpretation géochimique des élé-

ments en traces dans les roches cristallines. Paris. — [17] Scholtz, M. 1917: A karancs hegység andezitjei. Földtani közlöny XLVII. — [18] Wager, L. R. — Mitchell, R. L. 1954: The distribution of trace elements during strong fractionation of basic magma — a further study of the Skaergaard intrusion. East Greenland. Geochimica et Cosmochimica Acta. Vol. 1. Oxford-London-New York-Paris. — [19] Zorkovský, B. 1950: Chemická povaha granátov a granátových andezitov od Tisovca a Šiatoroša. Geologický zborník, SAV. Bratislava.

E. KAROLUSOVÁ

ANDESITE FROM THE QUARRY BUKOVINKA

(Summary of the Slovak Text)

At the Czechoslovak-Hungarian frontier the andesite mountains Karanč extend, to which also the mount Šiator belong, opened by the quarry Bukovinka. The andesite from this quarry is grey with phenocrysts of amphiboles, hypersthene, biotite, plagioklases and garnets. A particularity of the andesite are phenocrysts of the crystalline up to several tens of centimetres large.

The andesite is porphyric with almost cryptocrystalline — allotriomorphic grained groundmass, in which miarolitic voids are frequent. Petrographic composition of andesite is shown by average planimetric analysis: groundmass 59,05 %; plagioklase 24,42 %; amphibole 7,93 %; hypersthene 4,03 %; biotite 0,22 %; garnet 2,90 %; opacitized amphibole 0,75 %; pores 0,09 %; magnetite 0,63 %;

The study of plagioklases by X-ray analyser provides for an almost perfect picture of the processes of crystallization of plagioklase phenocrysts. The most basic — bytownite central parts pass into more acid zones of labrador to andesine in some individuals (figs 1 to 4) according to the content of Ca in the crystallizing solution alone. For instance, the most acid measured plagioklase (fig. 4) in its most basic lamella nearly corresponds even to the outer zone of zonal plagioklase in graph 4, i. e. its crystallization started when in the individual in graph 1 crystallization already terminated. The analysis of plagioklases separated out shows CaO content at the limit labrador-bytownite. The content of SiO_2 is typical of the labrador group.

The results of optical study of amphiboles make possible to range them to the group of common hornblendes among hastingsite. The separated out amphiboles analysed by classical method correspond to pargasite in composition. The analyses by X-ray analyser unambiguously confirm their affinity to the hastingsite group (Tab. 3) In graphs 6 and 7 linear scans of amphiboles are presented; in graph 6 the section through the basal plane is shown.

In this andesite the most interesting minerals are hypersthencs. The optical values were already variable; this variability is also confirmed by analyses with X-ray analyser (Tab. 4). Variability in chemical composition is probably the result of varying *pt* conditions during crystallization of magmatic solution. After crystallization of garnet and hypersthene III, respectively hypersthene II, and IV, *pt* conditions changed, probably pressure and temperature sank and the excess of Al in the magma entered the lattice of hypersthene and formed Al-rich hypersthene, which crystallized last from the group of hypersthene. This fact is also indicated in experimental works (Green-Ringwood 1968), confirming increasing content of CaO in dependence on that of Mg and Fe with sinking temperature.

The andesite also contains biotite. At separated grains I mention silicate analysis. From petrological standpoint the chapter about garnets is important. Their presence proves initial phases of crystallization to have taken place under high pressures (about 18 kbar) and at the temperature of about 1200 °C. The excess of aluminum in the magma was manifested under these circumstances of crystallization of garnets, which have predominating almandine constituent. The analyses of magnetites in the groundmass point to composition of titanomagnetite, which crystallizes from magma under high temperatures. For the terminology of porphyric rocks the porphyric phenocrysts, their amount and basicity of plagioklases are important. From the mentioned analyses it is evident that basicity of plagioklases changed during crystallization from bytownite to andesine (range An₄₅₋₇₅). According to the content of mafic particles and basicity of plagioklases the andesite from Bukovinka would represent the line from leucobasalts through leucoandesite-basalts in Ronner's diagram (graph 8). According to the mean content of An in plagioklases (45-55) this rock would belong to the leucogabbrodiorite group, to the effusive group of leucoandesite-basalts.

Chemical analyses of porphyric phenocrysts have confirmed their more basic trend (fig. 9. tab. 9) with chemical competence to the vein types of diorite group. The analysis of the groundmass corresponds to the final stage of crystallization, it is enriched in SiO₂, CaO and K₂O, what corresponds to more acid types of rocks. In different chemical composition of the porphyric phenocrysts and groundmass consists also the contradiction in terminology, set up on the basis of porphyric phenocrysts. Composition of andesite is also completed by quantitative spectral analyses.

Preložil J. Pevný

OLGA FEJDIOVÁ*

**PRELIMINARY RESULTS OF GRAIN-SIZE ANALYSES
OF MARINE SEDIMENTS FROM ROVINJ (JUGOSLAVIA)**

(8 obr. v texte)

Abstract. Marine clastic sediments from the Adriatic Sea near Rovinj (Juhoslavia) were analysed for the grain-size distribution. Folk and Ward's (1957) or Inman's (1952) statistical parameters were calculated in order to characterise the sediment type. Investigated sediments represent mixed populations, are poorly up to extremely poorly sorted due to influence of the sea currents, and contain both coarse and fine fraction.

Grain-size analyses were performed on samples of Recent marine sediments from the Adriatic Sea near Rovinj (Istria). 14 submarine profiles were examined and 31 samples were collected from the typical environments or from the places where the environment changed. The change of environment was photodocumented, precise topographic localization and depth measurement were performed, and samples were collected directly into 1 liter vessel. In the profiles where there was no change of environment, the sample represents the average sample taken from the quadrangle 1×1 metre and was put into the 1 liter vessel on the sea shore. In both cases samples were collected up to 10 cm depth below the sea bottom.

The investigated clastic sediments consist of macrofossil shell fragments (molluscs, corals, bryozoans, Algae, Vermes), tests of Foraminifera and Ostracoda, spicules of Spongiae and sea urchins, and of following minerals: carbonates (not distinguished yet), quartz, chlorite, biotite, muscovite, garnet, rutile, epidote, glauconite, opaque minerals (not identified yet), zircon, apatite, leucoxene, bauxite, tourmaline. More detailed mineralogic investigation will be the object of further work.

Grain-size analyses were carried out in the laboratory at Dionýz Štúr Institute of Geology. Sieving method was used, combined with pipette analysis

* Slovenská akadémia vied, Geologický ústav, Štefánikova 41, Bratislava

BANJOLA-CRVENI OTOK XXI

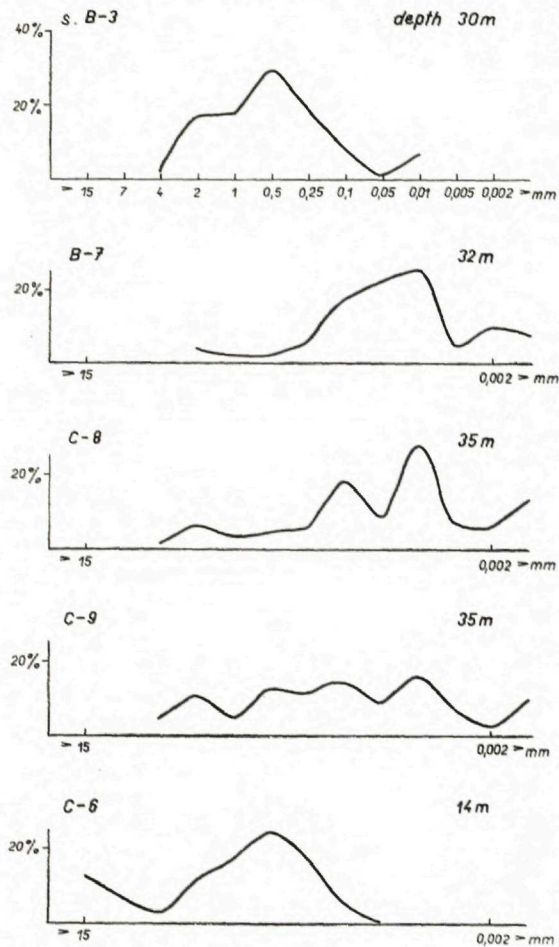


Fig. 1

SV. KATARINA-MONTAURA XXVIII

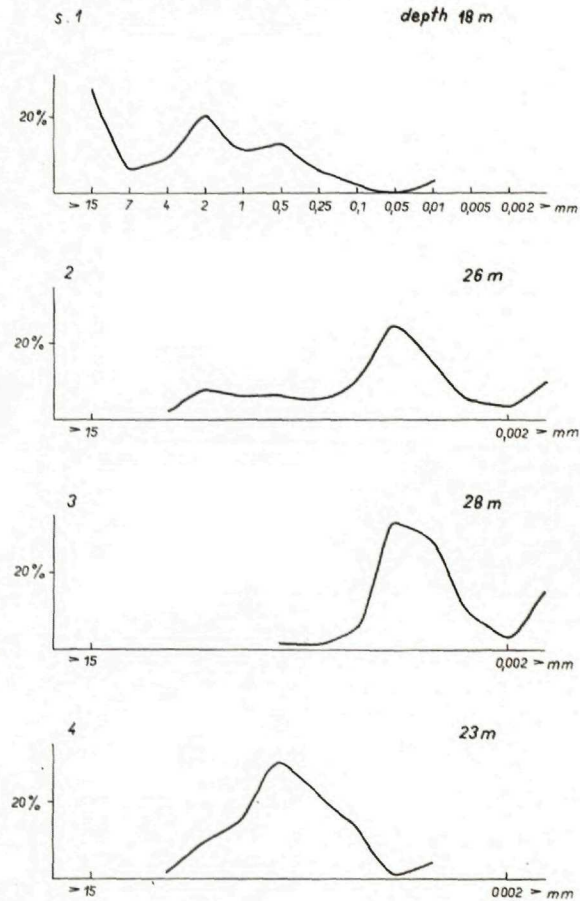


Fig. 2

SV. KATARINA - BANJOLA, XXVII

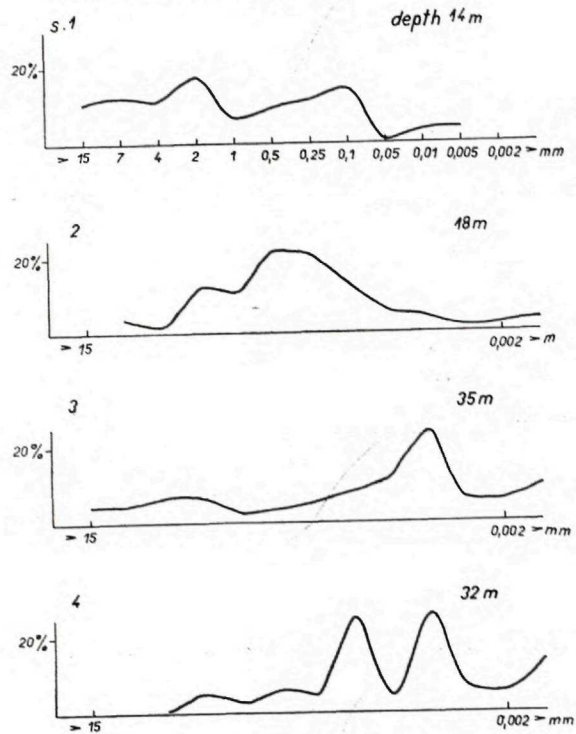


Fig .3

SV. KATARINA - BANJOLA XXVII

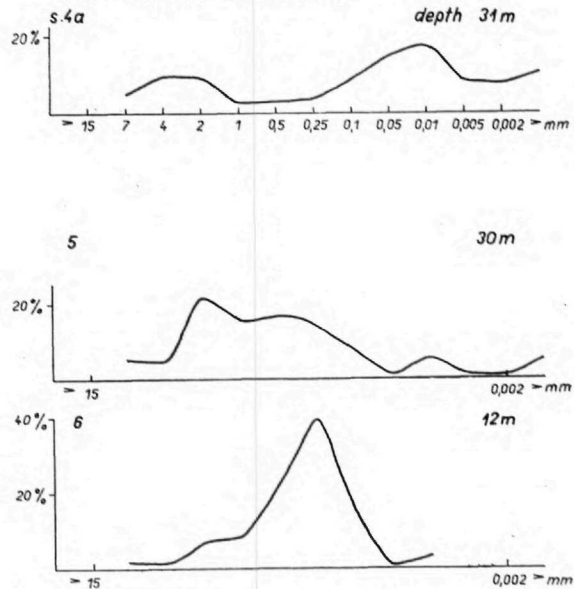
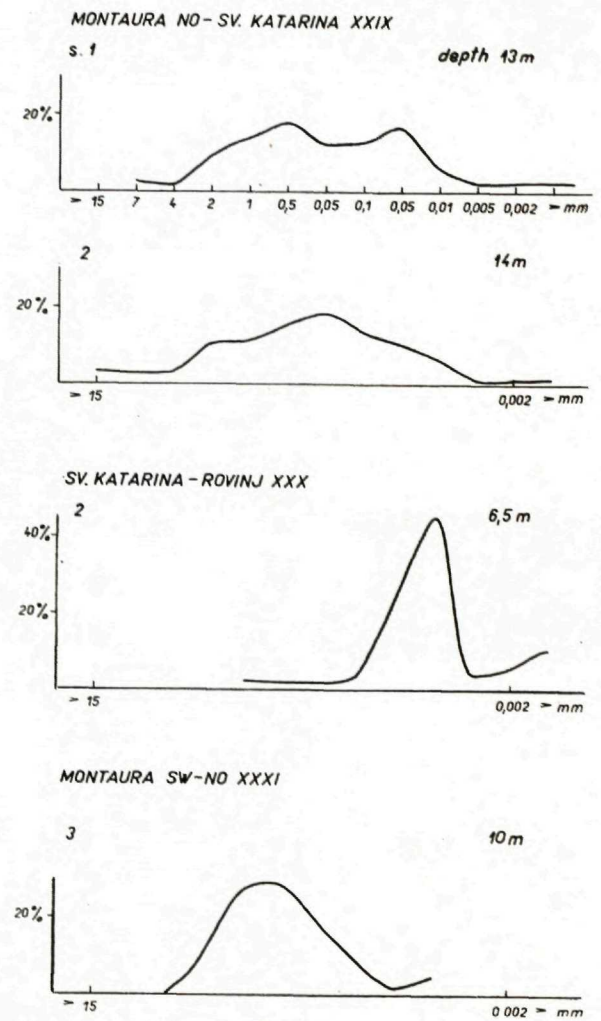
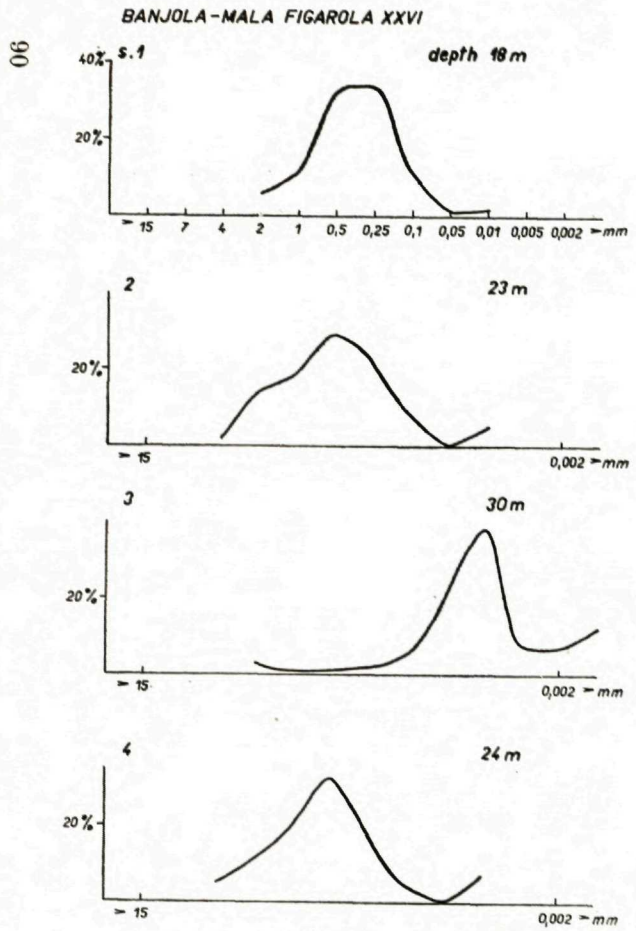


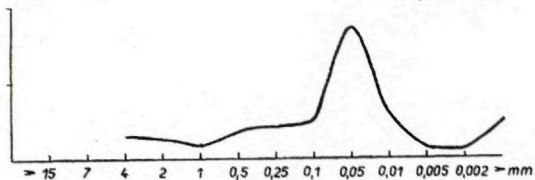
Fig. 3a



BANJOLA W 1 mile

s. 1

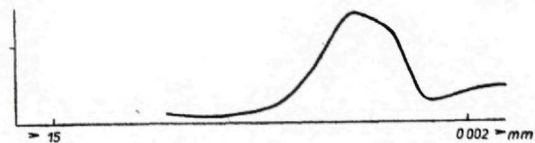
depth 35m



BANJOLA W 0,5 mile

f

35m



PALU 300 m

f

12 m

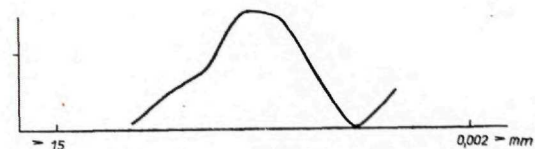
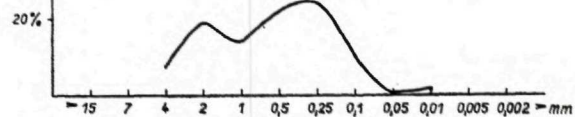


Fig. 6

S. GIOVANNI-STURAGO XVI

s. 2α

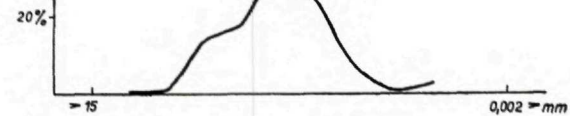
depth 19m



MALI OTOK-MONTAURA XVIII

f

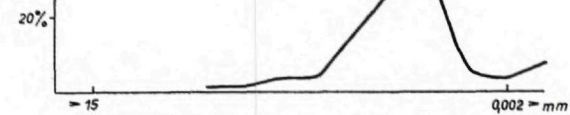
10m



ASINO-MALI OTOK XIX

f

22m



CRVENI OTOK-ASINO XX

f

22m

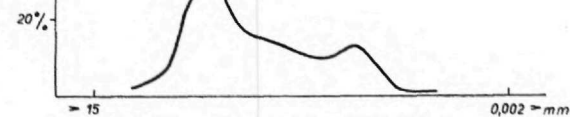


Fig. 7

for samples with high content of fine fraction. 100 — 200 g of sample was dried and the fine fraction was removed by washing out through the 0,005 mm sieve. A frequency distribution curve was plotted for each sample on arithmetic paper (fig. 1 — 7), and the cumulative curve on log probability paper in order to gain the data for calculation of textural statistical parameters: mean M_z , sorting coefficient σ_I , coefficient of asymmetry Sk_I and coefficient of peakedness or kurtosis K_G . R. L. Folk and W. C. Ward's (1957) formulas were used for calculation, except in cases when the distribution is open-ended, when D. L. Inman's (1952) formulas were used. In one case (sample 1, profile XXVIII) distribution is too open-ended and it was not possible to calculate the textural statistical parameters. The percentage of the individual fractions is given in table 1, values of the parameters in table 2. Samples, where Inman's parameters were calculated, are marked with cross in the tables.

The Mean M_z represents the average grain-size in the distribution and considers the whole distribution. Values of M_z were grouped into 7 classes in the intervals —0,5 — +0,5 φ , 0,5 — 1,5 φ , 1,5 — 2,5 φ , 2,5 — 3,5 φ , 3,5 — 4,5 φ , 4,5 — 5,5 φ , 5,5 — 6,5 φ . 56,66 % of values or samples respectively belong to coarse grained sands up to gravels, 13,33 % to fine grained sands up to mud, 6,66 % to mud and 3,33 % to gravels.

Values of the sorting coefficient σ_I were grouped into 7 intervals which are identical with the sorting scale according to R. L. Folk and W. C. Ward (1957). 53,33 % of values belong to very poorly sorted sands, 40,00 % are poorly sorted, and 6,66 % are extremely poorly sorted sediments.

The coefficient of asymmetry Sk_I is the measure of the distribution symmetry. If the distribution includes a greater amount of fine fraction, Sk_I acquires positive values (but always ≤ 1). Sk_I values were grouped into 5 intervals identical with the scale of R. L. Folk and W. C. Ward (1957). 36,66 % of samples have nearly symmetrical distribution, 16,66 % have negatively symmetrical distribution, 10,00 % negatively asymmetrical distribution, and 3,33 % have very positively asymmetrical distribution.

Values of kurtosis K_G were grouped into 6 intervals also according to R. L. Folk and W. C. Ward's (1957) scale. 40,74 % have leptokurtic distribution, 18,51 % mesokurtic distribution, 18,51 % platykurtic distribution, 14,80 % very leptokurtic distribution and 7,40 % have very platykurtic distribution. Frequency distribution curves of the individual textural φ parameters are plotted in the fig. 8.

The shape of the grain-size frequency distribution curves, which have 2 or more peaks or modes, indicates that the majority of samples represent mixed populations. Presence of several populations reflects several modes of transportation of investigated sediment. A. J. Moss (1962, 1963) found out and

described the existence of 3 populations: population A arising from the saltation, population B as a result of interstitial entrapment of fine particles and/or arising from the suspension, and population C, coarse — grained, arising from

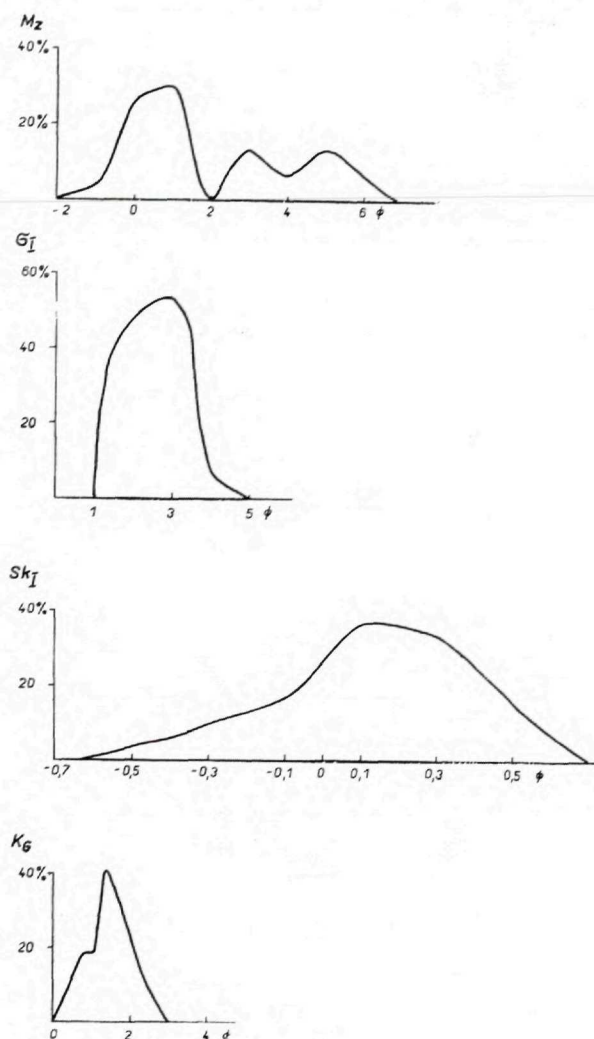


Fig. 8

sliding and rolling. Dissection of the frequency distribution curves into the individual population and then their analysis will be the object of the further investigations.

Also the cumulative curves have several inflection points, and the sections between them correspond with the modes of transportation: in the interval

$< 1,00 \varphi$ to sliding and rolling, between $1,00 - 2,00 \varphi$ and $2,80 - 4,00 \varphi$ saltation, and suspension in the interval $> 4,00 \varphi$ (G. M. Friedman 1967). The fact that the samples represent mixed populations results in a very low degree of sorting (high values of σ_I), according to the extreme values of σ_I ($1,2 \varphi - 4,31 \varphi$) samples are poorly up to extremely poorly sorted. The majority of samples contain the coarsest fraction ($> 15 \text{ mm}$), represented by shell fragments, and the finest fraction ($< 0,002 \text{ mm}$) as well. For the same reasons the value of mean M_Z and the classification of sediment on the basis of M_Z does not always correspond to comparisons based on the shape of the frequency distribution curve and chiefly to the portion of the fraction $< 0,002 \text{ mm}$. An example are two samples with equal contents of fraction $< 0,002 \text{ mm}$ (Banjola W 1 mile sample 1, and Banjola W 0,5 mile sample 1), which are placed into different types of sediment according their different values of M_Z .

The dependence of textural parameters on the depth of occurrence has been for the present found out only graphically. The dependence of M_Z on the depth has decreasing tendency of M_Z with increasing depth, so that in greater depths predominantly fine-grained sediments occur. However, values of σ_1 increase with increasing depth, which means sorting is getting worse with increasing depth. This phenomenon can be the result of the fact that the fine-grained sediments from greater depths contain shell fragments very frequently. Significant dependence of Sk_I and K_G on the depth has not been found yet.

Sea currents, which simultaneously complicate the relations between depth and the sediment type, have a great deal of influence on the character of sediment type. On the one hand they cause washing out of the fine particles in greater depths, so that coarse-grained sediment is formed which is extreme to the depth. On the other hand, the currents can supply larger amount of fine particles, which settle in the low depth depending on the carrying power of currents. An example is sample 2, profile XXX, where the sediment contains as much as 10,50 % particles — $0,002 \text{ mm}$ in $6,5 \text{ m}$ depth. Tables 3 and 4 serve for illustration of complicated hydrodynamic conditions.

Do tlače odporučil T. Ďurkovič

REFERENCES

- [1] Folk, R. L. — Ward, W. C. 1957: Brazos River bar: a study in the significance of grain-size parameters. *J. Sediment. Petrol.*, 27. Tulsa. — [2] Friedman, G. M. 1967: Dynamic processes and statistical parameters compared for size frequency distributions of beach and river sands. *J. Sediment. Petrol.* 37. Tulsa. — [3] Inman, D. L. 1952: Measures for describing the size distributions of sediments. *J. Sediment. Petrol.* 22. Tulsa
- [4] Moss, A. J. 1962: The physical nature of common sandy and pebbly deposits. Part I. *Am. Journ. Sci.* 260. New Haven. — [5] Moss, A. J. 1963: The physical nature of common sandy and pebbly deposits. Part II. *Am. Journ. Sci.* 261. New Haven.

fraction %			loc.												
			15	7	4	2	1	0,5	0,25	0,1	0,05	0,01	0,005	0,002	< 0,002
depth		s.													
Pelješac Mljet P-M	35m	1			6,90	23,40	1,06	21,20	13,10	8,60	2,20	5,40	1,76	3,03	7,20
	60m		6,18	5,05	12,10	19,20	0,75	0,82	0,50	49,35	12,20	12,70	35,50	34,10	
	80m							0,20	2,00	2,30	13,20	12,20	22,30	41,50	
	85m							0,70	1,00	2,10	20,20	6,60	20,70	39,10	
	80m							0,50			6,90	26,10			
S.Giovanni - Sturago XVI	19m	2a+			7,72	18,90	14,15	22,66	24,40	10,00	0,40	1,77			
Banjola- Crveni Otok XXI	30m	B-3			2,00	7,10	17,80	29,70	18,76	7,40	1,0	6,24			
	32m	B-7				3,70	2,10	2,30	5,70	17,30	22,30	25,20	40,60	9,60	7,20
	35m	C-8			1,40	6,00	3,10	4,60	5,40	18,00	8,50	27,70	6,45	5,80	13,05
	35m	C-9			4,30	10,10	4,90	12,90	11,20	14,00	8,70	16,00	6,30	2,40	9,90
	14m	C-6+	12,60	6,90	3,02	11,73	16,70	24,00	17,56	5,00	0,40				
Sv. Katarina - Mon- taura XXVIII	18m	1 +	27,30	6,10	9,15	20,40	11,45	13,00	6,10	2,80	0,33	3,37			
	26m	2			2,20	8,20	6,40	6,60	5,40	10,30	25,00	16,30	5,35	3,65	10,60
	28m	3			1,90	9,50	15,50	30,05	22,35	14,50	1,80	4,40			
	23m	4						1,50	1,30	5,70	33,70	28,70	9,60	3,40	16,10
Sv. Katarina Banjola XXVII	14m	1 +	10,25	12,25	11,00	17,75	7,00	9,50	11,05	14,00	0,70	3,20	3,30		
	18m	2		70	1,65	12,50	11,00	21,95	20,50	12,60	5,30	4,02	1,46	2,22	3,10
	35m	3	4,80	4,65	6,87	6,87	2,17	3,76	5,29	8,85	11,34	24,60	6,20	5,40	9,20
	32m	4			1,00	5,00	2,82	6,01	4,70	24,80	4,57	25,80	6,50	5,30	13,50
	31m	4a		5,00	9,50	2,50	2,70	3,80	8,50	14,79	17,25	14,79	8,03	7,90	10,53
	30m	5		5,65	4,50	21,85	15,75	16,60	14,50	7,85	1,00	5,30	1,00	1,00	5,00
	12m	6		2,00	1,45	7,30	8,40	21,20	39,60	15,80	1,05	3,20			
Banjola- Mala Figarola XXVI	18m	1				6,00	11,94	32,10	34,00	11,80	1,40	2,76			
	23m	2			1,90	14,40	18,20	29,00	22,00	8,40	0,60	5,50			
	30m	3				3,00	1,00	1,00	2,00	5,00	21,30	38,70	8,00	7,40	12,60
	24m	4			5,10	11,80	19,60	32,40	18,50	4,80	0,70	7,10			

Montaura NE – Sv Katarina XXIX	13m	1														
	14m	2	3,20	2,85	1,65	965	13,75	17,70	12,10	12,75	16,45	5,80	2,18	2,43	2,69	
				2,65	3,00	1,25	12,25	15,15	18,15	13,70	10,65	6,25	,11	1,20	1,44	
Sv. Katarina Rovinj XXX	6,5m	2					2,50	2,00	2,00	4,00	24,10	45,20	4,15	5,55	1,50	
Montaura SW – NE XXXI	10m	3			0,01	10,00	7,15	8,95	18,50	8,65	1,75	4,99				
Mali Otok – Mon- taura XXIII	10m	1		0,30	0,90	14,00	17,30	33,55	3,65	6,50	0,90	,90				
Asino – Mali Otok XIX	22m	1				1,50	1,70	3,50	4, 0	16,70	27,40	28,00	5,00	4,00	8,00	
Crveni Otok – Asino XX	22m	1		2,55	6,90	32,30	17,00	13,90	10,00	13,00	2,60	1,75				
Banjola W 1 mile	35m	1			6,00	5,00	3,56	7,12	8,20	9,90	34,02	11,90	2,80	2,00	9,50	
Banjola W 0,5 mile	12m	1				2,50	1,30	2,30	4,60	14,50	28,40	23,20	23,,	8,20	9,50	
Palu 300 m	12m	1			1,80	9,80	15,10	30,80	29,00	12,40	0,20	10,90				

table 2

loc.			par.		φ 50	φ 95	φ 5	φ 84	φ 16	φ 75	φ 25	modus	M _z	σ _I	Sk _I	K _G
			depth.	s.												
Pelješac – Mljet P–M	35m	1+	0,0	4,8	–	2,0	–1,5	1,3	–1,2	–1,0	0,25	1,75	0,14	–		
	60m	2	3,9	9,1	–2,7	5,6	–1,5	4,3	1,8	4,3	2,6	3,5	–0,25	1,9		
	80m	3	8,5	9,5	4,5	9,4	6,5	9,2	7,3	9,0	8,1	1,4	–0,8	1,0		
	85m	4	8,5	9,6	4,4	9,5	6,0	9,3	6,8	10,0	8,0	1,6	–0,5	0,8		
	85m	5	7,5	9,6	4,6	9,3	5,8	9,1	6,2	6,6	7,5	1,6	0,12	0,7		
	80m	6	8,3	9,5	4,1	9,2	5,4	9,2	6,1	10,0	7,6	1,7	–0,5	0,7		
S.Giovanni –Sturago XVI	19m	2a	0,4	2,7	–	1,8	–1,5	1,4	–1,1	2,0	0,15	1,65	–0,15	–		
Banjola – Crveni Otok XXI	30m	B–3	0,4	4,7	–1,7	1,9	–1,1	1,4	–0,6	1,0	0,4	1,5	0,17	1,3		
	32m	B–7	4,1	9,2	–0,4	7,7	2,2	6,3	2,9	6,6	4,6	2,8	0,19	1,1		
	35m	C–8	4,6	9,3	–1,3	8,3	1,2	6,7	2,4	6,6	4,7	3,3	–0,02	1,0		
	35m	C–9	2,7	9,2	–1,9	7,0	–0,7	5,7	0,4	6,6	2,6	3,5	0,14	0,9		
	14m	C–6	0,0	2,7	–	1,4	–3,3	1,0	–1,8	1,0	–0,95	2,35	–0,4	–		
Sv. Katarina – Montaura XXVIII	18.	1	–1,6	2,6	–	0,7	–	0,1	–4,3	–3,9	–	–	–	–		
	26m	2	3,7	9,2	–1,5	7,3	–0,1	5,7	1,3	4,3	3,6	2,5	–0,02	0,0		
	28m	3	5,1	9,5	2,9	9,1	3,6	7,1	3,8	4,3	5,9	1,4	0,3	0,8		
	23m	4	0,8	4,8	–1,5	2,4	–0,5	1,8	–0,1	1,0	0,9	1,5	0,16	1,3		
Sv. Katarina – Banjola XXVII	14m	1	–1,0	5,3	–	2,4	–3,3	1,7	–2,5	–1,0	–0,45	2,85	0,2	–		
	18m	2	1,0	7,9	–2,1	3,4	–1,0	2,4	–0,3	1,0	1,13	2,25	0,23	1,15		
	35m	3	4,4	9,3	–3,7	7,4	–2,0	6,2	–0,1	6,6	3,13	4,31	–0,22	0,80		
	32m	4	4,4	9,5	–1,0	8,3	1,3	6,7	2,3	6,6	4,67	2,97	0,05	0,61		
	31m	4a	3,9	9,3	–2,8	8,1	–1,7	6,7	–0,5	6,6	3,43	4,28	0,67	0,69		
	30m	5	0,1	9,0	–3,0	2,9	–1,7	1,7	–1,3	–1,0	0,43	2,97	0,24	1,64		
	12m	6	1,3	3,2	–1,6	2,2	–0,2	1,9	0,4	2,0	1,1	1,33	–0,23	1,31		
Banjola Mala Figarola XXVI	18m	1	1,0	3,1	–1,1	2,0	–0,1	1,6	0,3	2,0	0,97	1,2	–0,02	1,3		
	23m	2	0,6	4,5	–1,6	1,9	–1,0	1,5	–0,4	1,0	0,5	1,64	0,09	1,3		
	30m	3	5,3	9,4	1,1	8,4	3,6	7,1	4,0	6,6	6,4	2,4	0,14	1,1		
	24m	4	0,4	4,9	–2,0	1,7	–1,1	1,3	–0,5	1,0	0,33	1,7	0,11	1,6		
Montaura NE – Sv. Katarina XXIX	13m	1	1,4	7,8	–1,9	4,2	–0,9	3,6	0,2	1,0	1,5	2,73	0,19	1,6		
	14m	2	1,2	6,0	–2,9	3,7	–1,2	2,9	–0,6	2,0	1,23	2,56	0,04	1,36		

Sv. Katarina – Rovinj XXX	6,5m	2	1,0	8,1	–1,9	3,4	–1,0	2,3	–0,4	6,6	1,13	2,25	0,34	1,49
Montaura SW – NE XXXI	10m	3	0,5	4,3	–1,2	2,0	–0,7	1,4	–0,4	1,0	0,6	1,20	0,24	1,62
Mali Otok Montaura XVIII	10m	1	0,5	2,9	–1,5	1,6	–0,9	1,3	–0,4	1,0	0,4	1,30	–0,01	1,06
Asino – Mali Otok XIX	22m	1	4,1	9,2	0,6	6,8	2,6	5,7	3,2	6,6	4,5	2,35	0,23	1,41
Crveni Otok – Asino XX	22m	1	–0,5	3,2	–2,4	2,1	–1,7	1,3	–1,4	–1,0	–0,03	1,8	0,34	0,85
Banjola W 1 mfla	35m	1	3,7	9,3	–2,2	6,4	0,2	4,6	1,4	4,3	3,4	3,29	0,24	1,47
Banjola W 0,5 mfla	35m	1	4,2	9,2	0,6	7,9	2,6	6,5	3,3	4,3	4,9	2,62	0,38	1,1
Palu 300 m	12m	1	0,9	5,1	–1,5	2,7	–0,7	1,9	–0,1	4,3	0,97	1,82	0,30	1,35

table 3

depth m \ sediment	6,5	10	12	13	14	18	19	22	23	24	26	28	30	31	32	35
	mg	c c	mg c	mg	g g m	mg c	c	m g	c c	c	f	m	c c m	f	m m	m f f m

table 4

depth m \ % 0,002 mm	6,5	10	12	13	14	18	19	22	23	24	26	28	30	31	32	35
	10,50	—	—	2,69	1,44	3,10	—	8,00	—	—	10,60	16,10	5,00 12,60	10,53 —	7,20 13,50	13,05 9,90 9,20 9,50 9,50

I. VAŠKOVSKÝ* – V. LOŽEK**

TO THE QUATERNARY STRATIGRAPHY IN THE WESTERN PART OF THE BASIN LIPTOVSKÁ KOTLINA

(6. obr. v texte, 4 tab. na kriede, slovenské resumé)

Abstrakt. Die Arbeit enthält neue Kenntnisse über die quartärgeologische Entwicklung und Stratigraphie des Quartärs im Liptauer Becken, besonders auf Grund der Korrelation von fluvialen Terrassenstufen des Váh-Flusses und von Travertinen.

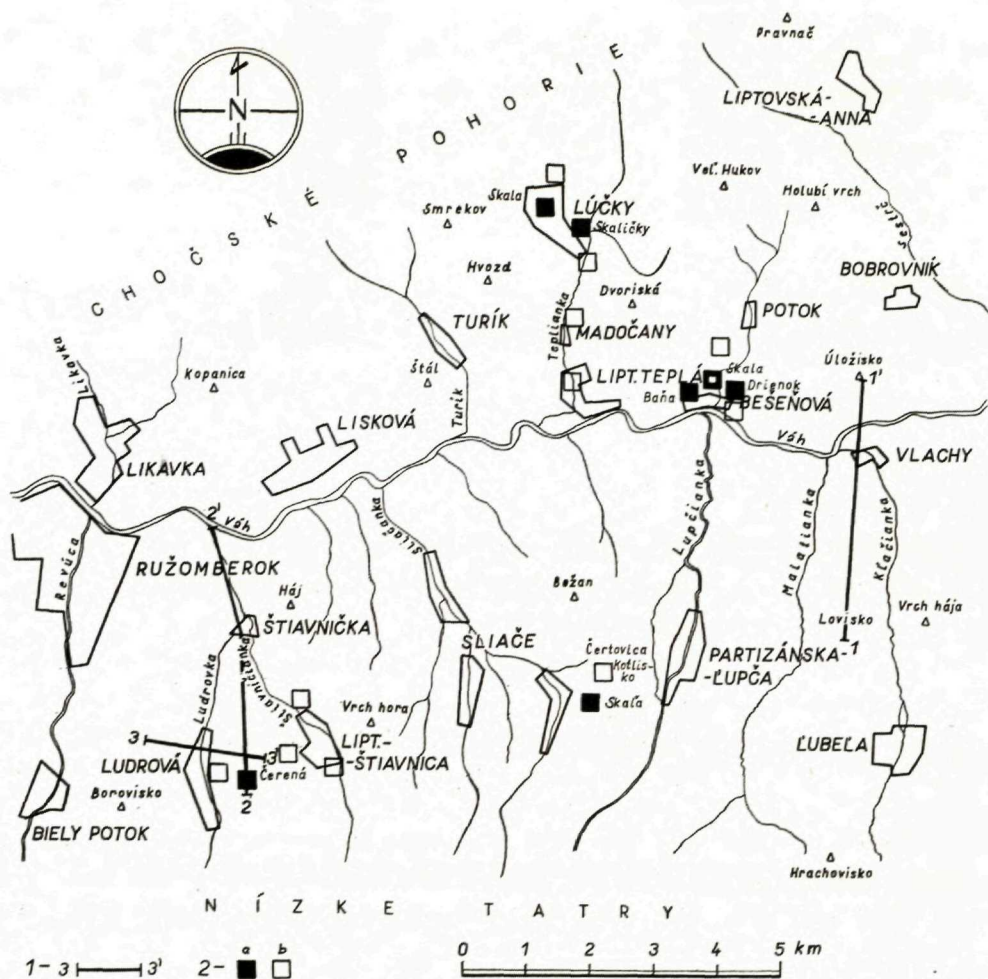
From the standpoint of Quaternary geology the Liptovská Kotlina Basin is of extraordinary great importance due to favourable conditions of varied development and preservation of several genetic types of Quaternary sediments which cannot be correlated mutually. The importance of this area is already evident from the brief review of some types of sediments:

1. Terraces of the Váh river and its tributaries form a well articulated terrace system ranging from the Pliocene as late as recent time.
2. Travertines of various age with rich paleontological content, which we may put into mutual relation with terraces and piedmonts.
3. Thick piedmont proluvial sediments at the foothill of mountains bordering the basin, linked up with river terraces.
4. Mountain glaciation and its products linked up with the system of terraces and piedmonts.
5. Karts cavities and their fillings, development cycle of which we may compare with morphological development of the margins of mountains, with development of terraces of subsidiary tributaries.

Mutual relations of mentioned sediments we can trace and reconstruct a local well articulated system which is of decisive importance for knowledge of Quaternary development of the highest part of the West Carpathians.

* Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, Bratislava

** Československá akademie věd, pracoviště kvartéru, Trojanova 13, Praha 2



Obr. 1 Náčrt územia západnej časti Liptovskej kotliny

1 – Línie schematických geologicko-morfologických rezov, 2 – Travertínové kopy: a) travertínov pleistocénnych; b) travertínov holocénnych

Fig. 1 Sketch-Map of the area of the Western Part of the Liptovská kotlina Basin

1 – Lines of generalized geological-morphological sections, 2 – Travertine heaps: a) of Pleistocene travertines; b) of Holocene travertines

Through the Váh terrace system we may link up the Quaternary of the Liptovská kotlina Basin with the Danube Lowland and this way try correlation with classical areas of Central European Quaternary. Though this task is very difficult, however, as latest information show, not impossible to perform. In future, however much detailed stratigraphical investigation will be necessary

since up to present state of knowledge is insufficient. In the first place it will be necessary to treat profoundly the Quaternary of the Liptov alone, where many outcrops appear at present regarding to extensive constructions. Our work, restricted to the western part of the basin, should be the first contribution to solution of these complicated problems. The borders of the studied area are shown in the map on fig. 1.

There are many works about the geology of the area under study and its environments (D. Andrusov 1965, J. Koutek 1936, 1938, A. Matějka 1927, 1935, F. Chmelík — F. Pícha — E. Benešová 1963, F. Chmelík 1968, P. Gross 1970, etc.), however, which are prevalingly aimed at Pre-Quaternary formations and touch Quaternary more or less at margins only. Since systematic Quaternary-geological investigation has not been performed here, literature concerning Quaternary of the area under study or its environments is relatively poor, mostly dealing with development of river terraces (E. Romer 1929, F. Vitásek 1932, J. Szaflarski 1937, A. Droppa 1964) or travertines (J. Petrbock 1926, F. Němejc 1927, L. Ivan 1941, J. Šubjak — M. Polášková 1961, V. Ložek 1961, 1964, 1969, V. Ložek — F. Prošek 1957, L. Smolíková — V. Ložek 1962 and others). Petrographical composition of fluvial gravelous sands of the Váh flood-plain was studied by E. Horniš (1956). Quaternary-geomorphological development of the central part of the Liptovská kotlina Basin was treated by A. Škvarček (1968), I. Vaškovič (1970) and some others.

The axis of the stream system is the Váh river, which has many tributaries. The altitude varies within the limits 479 — 830 m (see the maps fig. 1.).

The present relief of the area under study has been essentially produced by erosion activity. The main factor of erosion was the Váh with tributaries; original, more or less levelled Pre-Quaternary relief of the Pliocene basin bottom was remodelled into articulated (mostly soft modelled upland relief (Some tributaries of the Váh (e. g. Lupčianka, Štiavničianka, Sestré, Tepličianka and others) followed earlier tectonic dislocations while deepening, also the Váh stream was predisposed by such tectonic dislocations. In the Quaternary the Váh deepened the basin bottom to more than 110 m and formed a valley 2,8 — 3,5 km wide of essentially asymmetric shape; on the left side it preserves terrace benches, the right side is usually steeper, without remnants of terraces.

The valleys of left-sided tributaries in the basin are quite complicated, widening and narrowing. Distinct widening of their valleys we see after the influx of brooks from the Low Tatra into the basin. Down the stream (according to A. Škvarček 1968) they acquire the character of fault gaps. They mostly maintain such a character until they flow into the Váh valley. From the Križianka in direction to the Lupčianka narrowed parts of valley are gradually shorter. Proper narrowing is the consequence of cut down action. In widened parts of valleys accumulation of mighty proluvial cones was proceeding. With their deposition capture, displacement of arms and generally predominating lateral erosion of streams is connected. This way widening of valley was proceeding in these places. On the contrary, in places of prevailing vertical erosion their deepening was taking place. In places dividing of ridges proceeded, acquiring the character of saddle this way. The consequence of such a relief denivellation was formation of depression extending in W-E direction along the Low-Tatra foothill, bordered in the north by dividing ridges of original upland step (remnant of original basin bottom). There are various opinions of development of this depression. E. Romer (1929) considers it as formed by the Váh, which in his opinion must have flowed round the Low Tatra foothill until as late as the Min

del. Similar opinion express also F. Vitásek (1932) and A. Droppa (1964) supposing an earlier age. On the contrary A. Škvarček (1968) considers the depression as late Quaternary formation as a consequence of lateral erosion of Váh side-streams and not as a product of the proper Váh. This opinion is partly confirmed by our investigations. As it is also evident from the attached geological-morphological section Lovisko — Úložisko (fig. 2) in the Pleistocene and Pliocene Váh activity was concentrated in the basin centre in the section under study; elevated dividing ridges most probably formed its southern delimitation.

The slopes of ridges in narrowed tributary valleys are usually steep, most frequently without remnants of terraces. On the contrary slopes in widened parts are more moderate, steplike in cross section, with remnants of piedmont, respectively fluvial sediments. An exception is formed by the Lupčianka valley, in which almost along the whole valley terrace benches have been preserved.

The valleys of right-sided Váh tributaries in the area under study have not developed such typical narrowing and widening sections as the left-sided ones; the valleys are more straight, with rather moderate slopes.

In formation of relief, its new forms and preservation of earlier forms in warmer periods in the section under study to a large degree also formation of travertines participated, concentrated in places of tectonic predisposition, forming there travertine heaps (Čerená, Vyšné Sliache, Bešeňová, etc.), terraces (Lúčky, Madočany) or alm deposits in depressions (Bešeňová — Močiare, valley above V. Sliache, below Štiavnica).

The Pre-Quaternary substratum of the studied section is according to P. Gross (1970) mostly formed by soft strata of claystone lithofacies and Central Carpathian Paleogene Flysch. Basal Paleogene members are represented by calcareous conglomerates, sandy and nummulite limestones on the southern margin of the section, where they are in transgressive position on the Mesozoic of the northern slopes of the Low Tatra. In the northern part of the section there is tectonic contact with the Chočské pohorie Mts; in its whole length strata with flysch lithofacies are present. Near Likavka (in the westernmost part) claystone and basal lithofacies is found.

In the studied section of the Liptovská kotlina Basin Quaternary sediments form an almost homogeneous mantle of Pre-Quaternary formations. Relief articulation of underlying rocks, variability of genetic conditions is also reflected in their composition, facies variety and spatial extension. Mostly extended are slope sediments and water stream alluvium, of smaller extension are numerous travertine occurrences. Rarely found are eluvial and organic sediments.

In general we may distinguish the following genetic types of Quaternary sediments in the area under study: 1. *Eluvial-deluvial*; 2. *Deluvial*; 3. *Fluvial*; 4. *Proluvial*; 5. *Travertines*.

1. Eluvial-deluvial Sediments

Weathering products of the Pre-Quaternary substratum are found quite restricted in the area under study. They are preserved on the peaks of saddles in small thickness (up to 3 m) or on relatively wide ridges of the upland step (Vrch hora, Vrch hája, Lovisko, Bežan, Úložisko, Veľký Hukov and others).

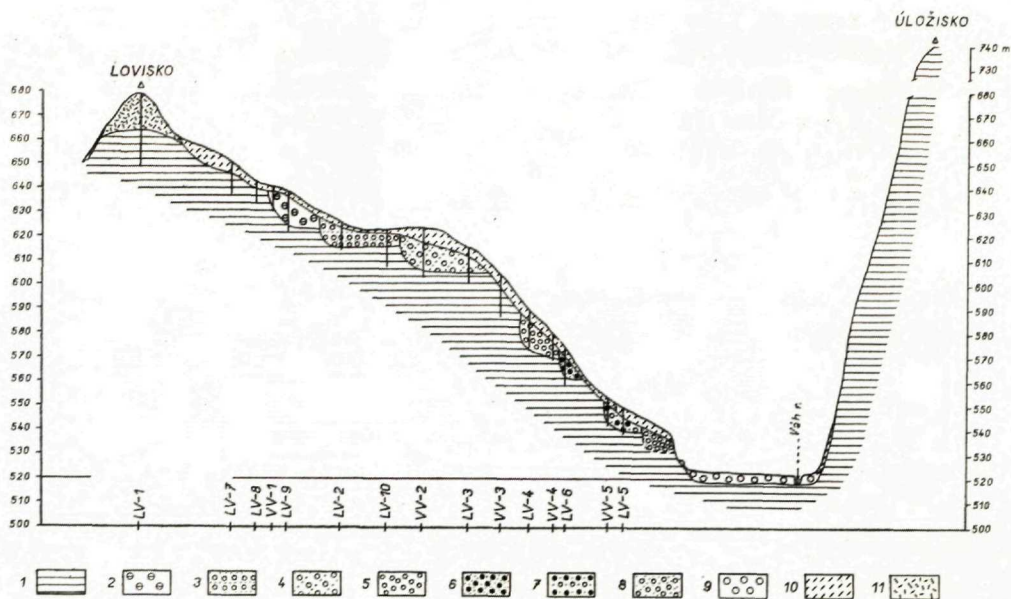
On the peak of the Lovisko they are nearly 15 m thick as shown in borehole LV-1. Similar thickness may be also attained at other mentioned hills. Regarding to monotonous lithological composition of the *Paleogene substratum* (claystone development is prevailing) also the character of eluvial-deluvial sediments is little changeable. There are mostly sandy loams and clayey-loamy to clayey grain size variations. They are generally of brown colour, soft to rigid plastic and deliver very good raw material for brick production. Another character show eluvial sediments at the Bežan, where weathering of sandy-gravelous materials is concerned.

2. Deluvial Sediments

They show the greatest superficial extension in the area under study. Longitudinal sections of slopes indicate distinct enlargement of their thickness in slope inclination direction. Their thickness usually varies between 5–8 m, at places also more. As to grain size they are quite variable. In these parts of the area where flysch of claystone lithofacies predominates, they approach loess-loam in grain size, in describing they are mistaken with loess-loam, however, from which they differ by admixture of small fragments of shales. On river terraces and proluvial cones usually gravelous material is found in them. They are characterized by various shades of colour — from light-yellow to yellowish-brown and greyishbrown. In marginal parts of the basin, at the border with mountains deluvial sediments are of different character, they are loamy-stony, frequently with admixture of blocks (e. g. near Kľačany or Liptovská Anna).

A particular group of deluvial sediments is formed by landslides. Their development was favourably affected by morphological conditions (steep slopes) and geological-lithological composition of sediments and rocks. Sliding processes affected most frequently lower, more rarely middle and less upper parts of slopes. Most frequently is affected the foothill and the middle part of the slope, sometimes also the whole slope (near Lúčky). Mainly deluvial sediments usually underwent sliding processes, however, sometimes their substratum is taken along. Largest surfaces are taken in the northern subsection, they are found less in the southern subsection. From the standpoint of typology planar landslides are most abundant, then streamlike ones. As to their stability, landslides may be divided into fixed and active ones. As direct cause of the origin of landslides we may consider either excessive moistening of sediments or erosion activity of brooks. In the case of the large landslide above the railway station in Ružomberok slope undermining is the direct cause.

To mixed genetic types of Quaternary sediments deluvial-fluvial sediments belong, forming transition between deluvial and fluvial sediments and filling up bottoms of young valley cuts, deposited with flood-waters.



Obr. 2 Schematický geologicko-morfologický rez Lovisko – Úložisko (odvodený z topografickej mapy 1 : 25 000)

1 – podložné paleogénne súvrstvia; 2 – predkvartérna terasa (T-II, N_{21} ?); 3 – vysoká terasa (T-VI, donau ?); 4 – vysoká terasa (T-V, $gü_{12}$); 5 – vysoká terasa (T-IVb, $mindel_1$); 6 – vysoká terasa (T-IVa, $mindel_2$); 7 – stredná terasa (T-III, $riss_1$); 8 – stredná terasa (T-II, $riss_2$); 9 – nízke terasy (T-I, würm a holocén); 10 – deluviálne sedimenty; 11 – eluviálno-deluviálne sedimenty; 12 – LV-1, VV-2 – vrty

Fig. 2 Generalized Geological-Morphological Section of the Lovisko – Úložisko (derived from the Topographic Map 1 : 25 000)

1 – Underlying Paleogene strata; 2 – Pre-Quaternary terrace (T-VII, N_1); 3 – High terrace (T-VI, Donau ?); 4 – High terrace (T-V, Günz); 5 – High terrace (T-IVb, $Mindel_1$); 6 – High terrace (T-IVa, $Mindel_2$); 7 – Middle terrace (T-III, $Riss_1$); 8 – Middle terrace (T-II, $Riss_2$); 9 – Low terraces (T-I, Würm and Holocene); 10 – Deluvial sediments; 11 – Eluvial-deluvial sediments; 12 – LV-1, VV-2 – Boreholes

3. Fluvial sediments

Belong to the Váh in major part, to a less degree to the left-sided respectively right-sided tributaries, with which they are connected. River terrace benches, traceable at a greater distance (beside the studied area), are very important stratigraphical key horizons. Up to lately no sufficient attention was paid to them; the terrace system was not unambiguously known and interpreted it can be worked out on the basis of knowledge of the whole basin only. In this way certain contribution were partly earlier works by F. Vitásek (1932) and the later work by A. Droppa (1964), from which we take some data.

The supposed terrace system is only preliminarily characterized in this article; we have examined it more in detail by aid of boreholes in the section transverse

to the Váh valley (hill Lovisko — Úložisko, fig. 2), then in the valleys of Ludrovianka and Štiavničanka (fig. 3). The necessity to draw it also in the Lupčianka valley is indicated. For the continuity of investigation of individual terraces we use designation of A. Droppa (1964).

In the area under study terraces are mostly composite, formed by cut rocky substratum (rock terrace) and accumulation surface. According to relation to valley bottoms we generally distinguish four groups of terraces: 1. low terraces (T-Ia, T-Ib, T-Ic?); 2. middle terraces (T-II, T-III); 3. high terraces (T-IVa, (T-IVb, T-IV, T-V, T-VI); 4. Pre-Quaternary terraces (T-VII, T-VIII, T-IX, T-X).

Low Terraces and Flood-Plains. The Váh flood-plain forms a continuous belt on both sides of the stream. Its width is uniform; near Sokolčie about 0,5 km, in stream direction between Bešeňová and Liesková it widens up to 1,2 km, lower near Ružomberok it narrows again to 450 m. The thickness of its alluvium is unstable; near Sokolčie it is up to 8 m, in stream direction it gradually diminishes (near Ružomberok 6 m). Fluvial sediments of the flood-plain of the Váh form one cycle of sedimentation; they rest upon Paleogene strata. The character of structure and succession of sedimentation of the flood-plain in vertical direction we have studied more in detail in the wall of the dam foundation pit near Liptovská Mara, where throughout the whole thickness of the fluvial series relatively clearly three groups of sediments are distinguished, each of which corresponds to certain facies.

On the surface of the fluvial series there are sandy loams alternating with small beds of fine-grained sands; they are most frequently horizontal respectively with slight diagonal bedding or non-stratified. Their thickness is up to 1 m. These sediments represent flood-plain facies. Below them are gravels with lenticular coarse-grained sand showing diagonal bedding, including also smaller blocks. Their thickness is about 3 m. They represent river bed facies. In basal part sandy-gravelous material is deposited with frequent blocks (\varnothing up to 1 m) and also with unworked fragments of Paleogene sandstones, detached from the substratum. Thickness is up to 3 m, they represent bottom facies.

In general we may say that in the fluvial series of the Váh flood-plain coarse material predominates, consisting of variously grained sands, sandy gravels, gravels and blocks. The sediments of each distinguished facies reflect regularities of hydrodynamic stream force. Their facies development is different from that of lowland rivers (for instance the Danube — I. Vaškovský 1970), they are of mountain fluvial character. Similar picture of facies development we also see in most traced terrace benches.

In petrographical composition of fluvial sediments of the Váh flood-plain

granites predominate, less represented are quartzites, quartz, gneisses, melaphyres, amphiboles, limestones, dolomites, arkoses, sandstones, etc.

Already on the surface of the flood-plain of the section under study two benches are visible at the first sight: the lower and higher. The lower bench (designated (T-Ia), about 1 m high above the mean Váh level extends along the stream in the form of a girdle about 50 m wide. In the time of spring floods it is inundated. The higher bench with relative height 2–3 above the Váh valley is inundated in the time of catastrophic waters only; it is essentially wider and we designate it as T-Ib.

A. Droppa (1964) distinguishes in the Liptovská kotlina Basin terrace bench T-Ic, which according to him is preserved in mouths of larger tributaries of the Váh like the Dúbravka, Štiavnica, etc. only. Our investigations have not unambiguously confirmed the presence of this bench. We suppose that this bench is of same age as the Váh flood-plain. Its present morphological position in relation to the flood-plain (it apparently forms a higher bench) is rather caused by lateral erosion of the Váh of originally lengthened longitudinal profile of side tributaries into the Váh. In the time of greater aqueousness the tributaries displaced the Váh stream to the north and this way they lengthened longitudinal profiles, however, simultaneously with less aqueousness the Váh stream undercut these projections, deepened the valley bottom and thus side tributaries got into a position of „hanging“ river beds.

Middle Terraces. In morphology they form a conspicuous formation of relatively extensive superficial extension not only in the section under study but according to A. Droppa (1964) in the whole Liptovská kotlina Basin. In the traced part of the basin they are mostly preserved on the left side of the Váh valley (on the right side they occupy small surfaces only) in an almost continuous strip, parallelly with the flood-plain from Sokolčie as far as Liptovský Michal, then SW from Ivachnová to Ružomberok. Beside that they appear in the Lupčianka valley and the section between the Štiavničianka a Revúca brooks. The surface of middle terraces is covered with relatively thick deluvial loams so that at the first one a terrace bench seem to be present there. From the compiled geological profiles (fig. 2 and 3) two benches with differentiated altitudes of the Pre Quaternary substratum are evident.

The first middle terrace (lower bench of middle terraces I-II) on the left side of the Váh valley forms an interrupted strip with not large surfaces in front of the mouth of the Dúbravka, Lupčianka, Sliáčanka and Štiavničianka (from Ludrová on the left side of the Ludrovianka, then along the Štiavničianka; near Ružomberok it wedges out).

The altitude of the surface of the 1st middle terrace bench (T-II) varies within the range of 15–20 m above the Váh valley. The rock substratum is in a rela-

tive altitude of 10–15 m. In the Štiavničianka valley, near the inflow of the Ludrovianka into the Štiavničianka (borehole LV-16) the altitude of its rock substratum lies about 2 m above the flood-plain surface. Its thickness of accumulation varies from 3 to 9 m.

The second middle terrace (higher bench of middle terraces T-III) occupies a larger surface in the studied part of the basin. On the left side of the Váh valley it is preserved in isolated parts between the mouths of the Dúbravanka, Kľačianka, Malatinka and Lupčianka; here they are linked up with the corresponding terrace of the Lupčianka. In stream direction this bench continues easterly of the Sliáčanka mouth, similarly from the Štiavničianka, occupying a large area between the streams Štiavničianka and Revúca. Also on the right side of the Váh valley it has preserved in fragments NW of Liptovská Teplá and Lisková. Its surface above the Váh level varies within the limits 25–33 m; the rock substratum lies 18–22 m above the river, accumulation is 3–5 m thick. Both terrace benches (T-II, T-III) are covered with a bed of deluvial loams at the surface, thickness of which reaches up to 6 m.

High Terraces. High terrace benches are found in the valleys of the Váh and its tributaries. Differences in altitude are various and even their preservation is not equal.

The first high terrace (T-IV on the left side of the Váh valley is preserved in fragments; northeasterly of Krmeš, further SW of Vlachy, between the Malatinka and Lupčianka streams, SW of Liptovský Michal, where it links up with the corresponding Lupčianka terrace extending nearly through the whole Lupčianka valley. According to A. Droppa (1964) this bench forms uniform filling of sediments at the same level with the substratum (erosion bench), only its surface is divided into two benches by erosion (similarly as in the flood-plain). According to the attached profile (fig. 2) there are two benches with different heights of erosion, therefore we designate them in a different way (T-IVa and T-IVb).

The erosion surface of the lower high terrace bench T-IVa is 41 m above the Váh level. Thickness of accumulation is up to 8 m (borehole LV-6), it consists of highly weathered material; variegated sand with gravel including pebbles of granites (weathered), quartzites, melaphyres and also rarely limestones.

The second terrace bench (T-IVb) has erosion surface 50 m above the Váh level. Its thickness of accumulation (in boreholes LV-4 and VV-4) is up to 10 m. Accumulation is formed by variegated sand, highly loamified with pebbles of weathered granite, quartzites, melaphyres, sandstones and limestones.

The difference of erosion surface altitude between the benches T-IVa and T-IVb is 9 m, however, local character of different erosion bench level cannot be excluded.

The second high terrace (T-V) is preserved at larger surfaces along the Váh and Lupčianka. At the Váh it extends on the left side of the valley; SW of Sokolčie as far as the Lupčianka mouth and then on the left side in the Lupčianka valley.

The rock substratum of this bench is found 83 to 86 m, its surface 92—103 m above the Váh level. Total thickness of accumulation is up to 9m according to boreholes VV-2 and LV-3. At the base gravelous sands are loamified, coarse-grained sand with boulders up to \varnothing 15 cm predominates. Gravel material consists of granites, gneisses, quartzites, melaphyres and limestones. The granites are much weathered, disintegrating into sand. Higher up above this accumulation highly loamified brown coarse-grained sands are found. Above the fluvial accumulation deluvial sediments up to 7 m thick are present.

The third high terrace (T-VI) is found along the Váh river (fig. 2) on the side of the valley and also in the Lupčianka valley. Its course is generally similar to that of the foregoing bench.

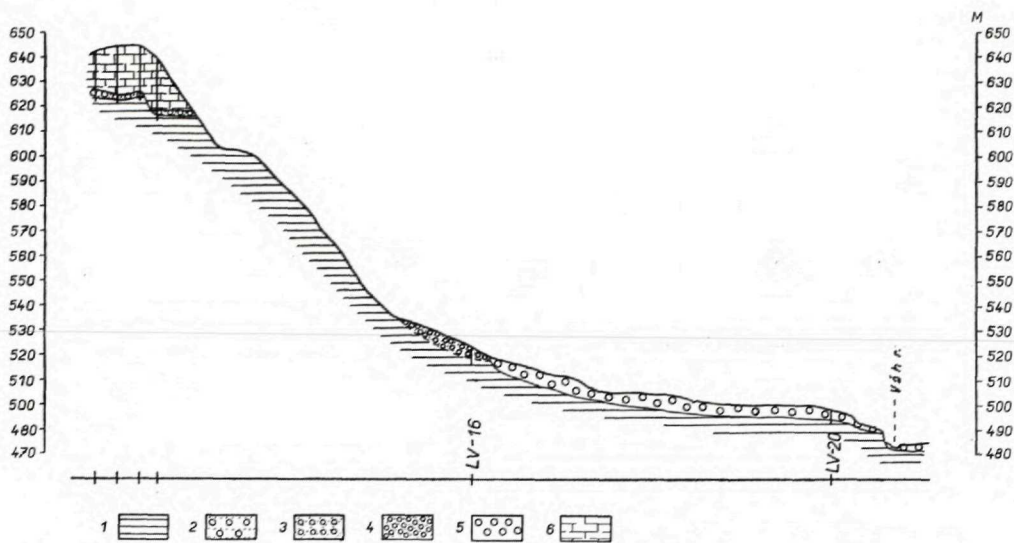
As the foregoing terraces also this one has its rock bench and gravel accumulation. Rock substratum is found 97 to 100 m, the surface about 106 m above the Váh level. Total thickness of accumulation is about 6 m according to boreholes LV-2 and LV-10. The material is highly weathered generally; it consists of densified loams, granites (completely weathered), quartzites (with highly weathered rim), also fragments of Werfenian pebbles are found. In general the whole complex is of brown colour; in its overlier deluvial sediments are present.

Pre-Quaternary Terraces. Pre-Quaternary terraces form a group composed of 3, respectively 4 terrace benches with substratum differentiated in altitude. However, as we have not so far dealt with the character of their sedimentation and also mutual spatial relations nearer, we are not going to describe them more in detail. The occurrences of melaphyres show that their provenance was connected with the Váh activity. The material is highly weathered in general.

Proluvial sediments

Periglacial alluvial cones clearly point to close genetic connection with river terraces in the area under study. They are found in the southern part of the basin, at the foot-hill of the Low Tatra and in the northern part at the foothill of the Chočské pohorie Mts.

Relatively distinctly are differentiated three groups of proluvial sediments in the valleys of tributaries in the southern part of the studied section in the Liptovská kotlina Basin: high, middle and low. Best preserved is the group of low periglacial cones filling up valley bottoms; they represent wide flood-plains. The largest superficial extension have middle cones; the largest of them



Obr. 3 Pozdĺžny schematický geologicko-morfologický rez dolinou Štiavničianky (vzťah travertínov na Čerenej k toku r. Váhu)

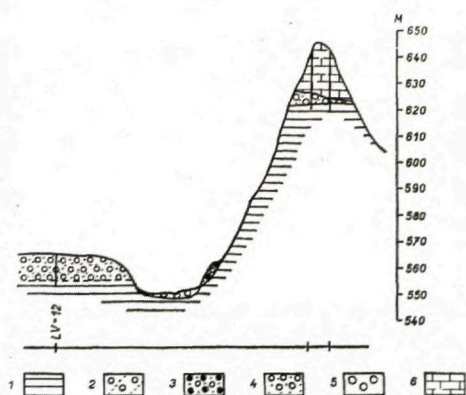
1 – podložné paleogénne súvrstvia; 2 – vysoká terasa (proluviálne sedimenty – T-VI, donau ?); 3 – vysoká terasa (proluviálne sedimenty T-V, gūnz); 4 – stredná terasa (T-II, riss₁); 5 – nízke terasy (T-I, wūrm a holocén); 6 – travertíny na kopci Čerena; 7 – LV-16 – vrty

Fig. 3 Generalized Longitudinal Geological-Morphological Section of the Štiavničianka Valley (Relation of Travertines at the Čerena to the Váh Stream)

1 – Underlying Paleogene strata; 2 – High terrace (proluvial sediments, T-VI, Donau ?); 3 – High terrace (proluvial sediments, T-V, Günz); 4 – Middle terrace (T-II, Riss₁); 5 – Low terraces (T-I, Würm and Holocene); 6 – Travertines at the hill Čerena; 7 – LV-16 – boreholes

is the cone of the Križianka, about 5 km long and 2,5 km wide — in our area a narrow strip reaches only, the essential surface of the cone extends easterly, outside our area. Further cones of this group are found in the valleys of the Klačianka, Lupčianka, Sliačanka and Ludrovianka. The most part of these cones is quite extensive. The group of higher cones is preserved in fragments only and that on the left side of the Lupčianka valley and on the right side of the Ludrovianka, below the travertine heap Čerena (fig. 3).

In the northern part, at the basin border a group of later cones is preserved in the studied section only, formed by the brooks Sestrč and Kalamenianka, also near the community of Liptovská Anna and NW of the community Lisková, formed by unnamed tributaries. These cones are of relatively small superficial extension. The group of middle cones is rare here.



Obr. 4 Priečný geologicko-morfologický rez dolinou Ludrovianky

- 1 — podložné paleogénne súvrstvia;
- 2 — vysoká terasa (proluviálne sedimenty, T-V, gūnz);
- 3 — stredná terasa (T-III, riss₁);
- 4 — stredná terasa (T-II, riss₂);
- 5 — nízka terasa Ludrovianky;
- 6 — travertíny na kopci Čerená

Fig. 4 Transverse Geological-Morphological Section of the Ludrovianka Valley

- 1 — Underlying Paleogene strata;
- 2 — High terrace (proluvial sediments, T-V, Gūnz);
- 3 — Middle terrace (T-III, Riss₁);
- 4 — Middle terrace (T-II, Riss₂);
- 5 — Low terrace of the Ludrovianka;
- 6 — Travertines at the hill Čerená

5. Travertines

The group of travertines includes carbonate sediments of mineral waters, with a scale of rocks varied in lithology, from compact travertines through various varieties of travertines and alms to carbonate bogs.

In the studied section they are found generally at 5 main localities at the basin border: Čerená, Vyšné Sliache, Bešeňová, Drienok near Bešeňová, Lúčky, etc. At all localities many investigations were carried out by V. Ložek (1961, 1964, 1969), which made possible to obtain relatively rich material of mollusc fauna. In some cases, however, findings are fragmental only, not representing the rich fauna, what is conditioned by insufficient exposure of fossiliferous beds (Sliache, Ludrová). With Pleistocene deposits many deposits of Holocene travertines are connected.

In this article we mention individual travertine localities according to the communities near which they are found.

The travertines of Ludrová are found at two localities easterly of the community—the first on the hill Čerená, the second near the old cemetery.

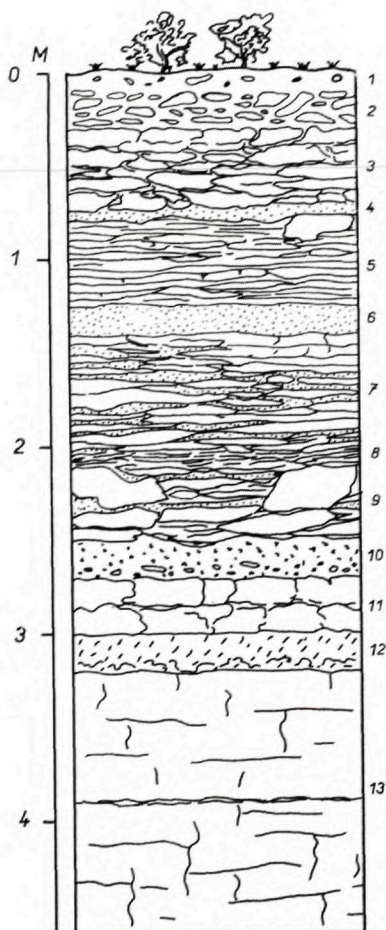
Čerená above Ludrová. At the first sight travertines form one heap of elongated shape in N-S direction. As K. Šubjak — M. Polášková (1961) show, however, there are two heaps merged. Between both heaps there is probably travertine detritus with layers of compact travertines. Travertines of heaps are more compact, less porous, divided into banks. Travertines outside the corrosion sacks are disturbed, also by deep joints, practically reaching the underlier, mainly in marginal parts, so that they form own blocks. The corrosion sacks are of funnel shape, filled up with travertine sand or loam mixed with travertine fragments. They are of light-greyish brown colour. Their thickness is about 12 m, they rest on conglomerate (proluvial) material (fig. 3.

Obr. 5 Náčrt a opis západnej steny travertínového lomu na Čerenej pri Ludrovej (výsek z profilu)

Fig. 5 Sketch-Map and Description of the Western Wall of the Travertine Quarry at the Čerená near Ludrová (Profile Sector)

- 1 - čierna humózna drobovitá hĺina s úlomkami travertínu;
- 2 - korodovaná travertínová suť vyplnená čiernou humóznou hĺinou;
- 3 - navetraný, nepravidelne lavicovitý travertín žltóhnedej farby;
- 4 - svetlý penovcový piesok;
- 5 - svetlý, tenko vrstevnatý travertín;
- 6 - žltobielý penovcový piesok (vytvára nápadnú medziplechu);
- 7 - tenko lavicovité travertíny s čiastočne spevnenými medzivrstvičkami penovcových pieskov;
- 8 - sivá, pomerne tmavá šmuha;
- 9 - lavicovitý, nepravidelne rastený (väčšie kompaktné partie) travertíny s medzivrstvičkami penovcových pieskov;
- 10 - svetlohnedý hĺinitý penovcový piesok;
- 11 - lavice pevných penovcov pleťovej farby;
- 12 - hnedosivý, naspodku hrdzavo mramorovaný, silne hĺinitý penovcový piesok;
- 13 - hrubé lavice kompaktnějších jemne páskovaných travertínov

- 1 - Black humic crumbly loam with travertine fragments;
- 2 - Corroded travertine scree filled up with black humic loam;
- 3 - Weathered, irregularly banked travertine of yellowish-brown colour;
- 4 - Light - coloured loose tufa;
- 5 - Light - coloured thin-bedded travertine;
- 6 - Yellowishwhite sandy loose tufa (forming marked interbed);
- 7 - Thin-banked travertines with partly solidified intercalations of loose tufa;
- 8 - Grey relatively dark - coloured parting;
- 9 - Banked, irregularly developed (larger compact parts) travertines with intercalations of loose tufa;
- 10 - Light-brown loamy loose tufa;
- 11 - Banks of solid tufas of beige colour;
- 12 - Brownishgrey, at the bottom rusty-brown marmorized, highly loamy loose tufa;
- 13 - Thick banks of more compact, fine-banded travertines



and 4.) consisting of sandstones, limestones and dolomites with calcareous cement. Medium to well worked out pebbles indicate water transportation. The conglomerate material lies on two benches with different base altitude. The difference between base altitudes is up to 8 m. The height of bases above the Ludrovianka level is 71 m at the first (lower) bench and 80 at the higher one (fig. 3).

Ecological- biostrati- graphical Charac- terization	List of Species	Horizon		
		12	10	3/K
!	<i>Acicula polita</i> (Hartmann)	—	—	+
!	<i>Aegopinella</i> cf. <i>nitens</i> (Michaud)	+	—	—
!!	<i>Aegopis verticullis</i> (Lamarck)	—	+	—
!	<i>Cochlodina laminata</i> (Montagu)	+	+	+
	<i>Discus ruddratus</i> (Férussac)	?+	+	+
!	<i>Eua montana</i> (Draparnaud)	—	—	+
1	<i>Helicodonta obvoluta</i> (Müller)	—	+	—
!	<i>Iphigena plicatula</i> (Daparnaud)	—	—	+
!	<i>Isognomostoma isognomostoma</i> (Schröter)	—	+	+
!	<i>Monachoides incarnata</i> (Müller)	—	+	—
!	<i>Oxychilus depressus</i> (Sterki)	—	—	+
!	<i>Trichia unidentata</i> (Draparnaud)	+	?+	+
(+)	<i>Arianta arbustorum</i> (Linné)	—	?+	+
!	<i>Discus rotundatus</i> (Müller)	+	?+	—
	<i>Semilomax kotulae</i> (Westerlund)	—	—	+
2	<i>Aegopinella minor</i> (Stabile)	—	—	+
	<i>Bradybaena fruticum</i> (Müller)	—	+	—
	<i>Cochlodina cerata</i> (Rossmässler)	—	—	+
(+)	<i>Vitrea crystallina</i> (Müller)	+	+	—
	<i>Clausilia pumila</i> C. Pfeiffer	—	—	+
3	<i>Monachoides vicina</i> (Rossmässler)	—	—	+
(+)	<i>Pseudalinda turgida</i> (Rossmässler)	—	—	+
(+)	<i>Abida frumentum</i> (Draparnaud)	+	—	—
4	<i>Chondrula tridens</i> (Müller)	—	+	—
(+)	<i>Vallonia costata</i> (Müller)	+	+	+
5	<i>Vallonia pulchella</i> (Müller)	+	—	—
(+)	<i>Cochlicopa lubrica</i> (Müller)	+	+	—
(+)	<i>Euconulus fulvus</i> (Müller)	+	—	+
(+)	<i>Perpolita hammonis</i> (Ström)	—	+	—
(+)	<i>Punctum pygmaeum</i> (Draparnaud)	+	+	—
7	<i>Trichia</i> cf. <i>lubomírskii</i> (Ślósarski)	—	+	—
	<i>Vitrea contracta</i> (Westerlund)	—	—	+
	<i>Helicigona lapicida</i> (Linné)	—	+	—
(+)	<i>Orcula dolium</i> (Draparnaud)	—	—	+
!	<i>Carychium tridentatum</i> (Risso)	—	—	+
8	<i>Vertigo substriata</i> (Jeffreys)	+	—	—
	<i>Carychium minimum</i> (Müller)	—	+	—
	<i>Euconulus alderi</i> (Gray)	—	+	—
	<i>Vertigo antivertigo</i> (Draparnaud)	+	+	—
9	<i>Succinea putris</i> (Linné)	—	+	—
(+)	<i>Zonitoides nitidus</i> (Müller)	—	+	—
	<i>Bythinella austriaca</i> (Frauenfeld)	+	+	—
(+)	<i>Lymnaea truncatula</i> (Müller)	+	+	—
10	<i>Lymnaea peregra</i> f. <i>ovata</i> (Draparnaud)	+	+	—
(+)	<i>Pisidium casertanum</i> (Poli)	+	+	—

From paleontological side travertines at the Čerená have so far been little studied regarding to little exposure. The only findings have been so far delivered, from a small quarry at the western margin (fig. 5, photograph 1) where lower beds of the travertines with foamstone layers are exposed. In quarries on the top of the plateau only superficial beds of solid travertines with deep pockets (photograph 2) of terra fusca, affected by corrosion, are exposed. (L. Smolíková — V. Ložek 1962) but they rarely contain fragments of helioid shells. In the quarry on the western slope two types of fauna are present:

In soft layers, forming intercalations in solid travertines beds 10 and 12/ it is indubitably an autochthonous assemblage, i. e. contemporaneous with sedimentation of the deposit. Predominating are species not pretentious to climate able to live in open country (tab. 1, groups 5,7,8) with which elements bound to water are associated, of swamps (group 9) as well as waters (10). In bed 10 various forest elements are mixed to them, the majority of which indicate warmer period, i. e. interglacial in this case. A note deserves mainly *Aegopis vericillus* (Lam.), *Helicodona obvolva* (Müll.) and *Discus rotundatus* (Müll.).

For considering the total age of the deposit the finding of the species *Heleci-gona lapicida* (L.) in bed 10 is important which does not reach Slovakia at present and in fossil state it is mainly known from warmer periods of the Early Pleistocene. In later travertines of the Liptov and Spiš it has not been found. Similar importance may be also attributed to the finding of the xerothermic element *Abida frumentum* (Drap.) in bed 12, which is also mainly typical of earlier interglacials — at least as to northern Slovakia.

The mentioned shows that the fauna of beds 10 and 12 consists of two components — the autochthonous, represented by groups 5 to 10 and parautochthonous, including mainly forest elements of group 1 and partly 2. The explanation of this state need not be unambiguous because there can be calcareous swamps with typical little distinct fauna, to which forest elements from wider environments came as accessory admixture only, however, also a period so far characterized by predominating elements of open country, where forest assemblages were not completely developed so far. An early phase of the interglacial is probably concerned, however, definite determination could be brought with detailed investigation of the whole profile of the travertine body only, which so far has not been performable.

From this fauna must be distinguished findings from foamstone pockets in the upper disrupted beds, designated in tab. 1 as horizon 3/K, marked by lacking water and swamp species (group 10 and 9 are completely missing) and with predominating forest species, commonly living in the Liptov up to present in contrast to similar findings from bed 10. This fauna undoubtedly

corresponds to the beginnings of climatic optimum of some warmer period, however, it is not possible to prove certainly that it was contemporaneous with deposition of travertines. It may be a much later fauna, preserved in weathering product of travertines in superficial part of the deposit. Composition of the fauna does not show anything more about its age. It may be a fauna from the beginning of the Holocene Atlantic as well as from some earlier interglacial, however later than the warmer period, in which the heaps have formed. The analysis of the fauna is presented in table I mentioned below.

The travertines near the old cemetery in Ludrová form a small heap with \varnothing about 15 m only, they are little solid, very porous, light-coloured.

The travertines of Liptovská Štiavnica are found SW and westerly of the community (on the slope below elevation point 568 m). They form two heaps with \varnothing up to 200 m lying close one above another, towering about 3—5 m above the environments. The travertine is relatively compact, whitishbrown.

Further occurrence of travertines is close to the SW outskirts of the community of Liptovská Štiavnica, where they form a large plate of elongated shape (about 150 m long and 40 m wide). The travertines are similar to the foregoing ones. Also another near occurrence belongs to them, with mineral water springs active recently yet.

On the slope below the Dielec and Úbočie as well as in the southern outskirts of the community alms and carbonate bogs are present.

The travertines of Vyšné Sliache are concentrated easterly of the community.

The largest occurrence of travertines is here on not a high hill, called „Skala“ (= Skalica in description by L. Ivan 1941). The western margin of the travertine heap reaches as far as the eastern outskirts of the community. On the top of the heap there are several smaller quarries for local use. The travertine is compact, little porous, white, stratified. It contains fauna and flora impressions. It is insufficiently exposed, so far no loose layers have been found, which could deliver fauna.

On the side of this heap a pocket has been found, filled up with loam and scree, with clay loam including molluscs at the base, probably belonging to the terminal phase of the interglacial. The fauna of the travertines alone is of interglacial character with predominance of *Helix pomatis*(L.), however, different from the fauna of the localities Lúčky — Skala and Drienok — top. On the basis of disruption and weathering we may consider earlier travertines of the Middle Pleistocene interglacial. Composition of the fauna conspicuously resembles findings from the PK IV base of loess series. The fauna is presented in attached table 2.

In the valley below the „Skala“ two travertine deposits are still found, the „Kotlisko“ and „Čertovica“. The Kotlisko is formed by a dead flat heap with kettle — shaped depression. The travertine is whitishbrown, hard.

Malacozoological Findings from the Locality Skala near Vyšší Sliache

Ecological group	List of Species	Solid travertine	Covering grey clay
1	! <i>Cochlodina</i> cf. <i>laminata</i> (Montagu)	x	—
	<i>Semilimax semilimax</i> (Férussac)	—	x
	<i>Discus ruderatus</i> (Férussac)	—	x
2	(+) <i>Arianta arbustorum</i> (Linné)	—	x
	! <i>Helix pomatia</i> (Linné)	x	—
	(+) <i>Vitrea crystallina</i> (Müller)	—	x
3	<i>Clausilia pumila</i> C. Pfeiffer	x	—
	! cf. <i>Iphigena ventricosa</i> (Draparnaud)	x	—
5	(+) <i>Truncatellina cylindrica</i> (Férussac)	—	x
	<i>Vallonia costata</i> (Müller)	—	x
7	(+) <i>Cochlicopa lubrica</i> (Müller)	—	x
	(+) <i>Limacidae</i> sp. (drob.)	—	x
	+ <i>Trichia hispida</i> (Linné)	—	x
	(+) <i>Clausilia dubia</i> Draparnaud	—	x
	<i>Vertigo alpestris</i> Alder	—	x
8	+ <i>Succinea oblonga</i> Draparnaud	—	x

The Čertovica is a heap produced by spring with deep crater (Photo 3). From the spring (heap) at the brook bottom as far the outskirts of the community soft swamp travertines, alms, are found.

The travertines of both heaps are late (Holocene).

Travertines of Lúčky. In the area of the community Lúčky three travertine generations are found. Two of them are situated directly below the spa. The earlier generation is on the right side of the valley, opened by the quarry near the cemetery and opposite to the spa, the later one below the church. A brook flows through them, forming a waterfall. The third one lies below the village, on the left side of the brook towards Kalamany. The step with waterfall is Holocene (predominantly Atlantic and Epiatlantic).

The deposit between the spa and cemetery called „Skala“ has two outcrops; in the south near the cemetery and in the north near the spa. Near the spa the travertine is brown, hard; F. Němec (1927) determined from it the flora (tab. 3). In the outcrop near the cemetery the travertine is brittle, stratified in upper parts (Pl. LV, fig. 1) downwards it is harder, less stratified. Both localities contain rich interglacial fauna (table 3) with index fossils *Helicigona banatica* (Rossm.), *Pagodula pagodula* (Desm.) and *Perforatella dibosthryon* (Kim.). In the uppermost beds resembling alm a water fauna rich in species is found, from which *Planorbis carinatus* (Müll.) deserves particular attention. The fauna markedly agrees with findings from the top of the Drienok near Bešeňová and indicates the Last Interglacial.

Malacozoological Findings from Pleistocene Travertines in Lúčky

Ecological group	List of Species	Skala	Ska- ličky	
1	! <i>Acicula polita</i> (Hartmann)	+	-	
	! <i>Aegopinella</i> cf. <i>nitens</i> (Michaud)	+	-	
	! <i>Cochlodina laminata</i> (Montagu)	+	-	
	! <i>Discus perspectivus</i> (Mühlfeldt)	+	-	
	! <i>Ena monatana</i> (Draparnaud)	+	-	
	!! <i>Helicigona banatica</i> (Rossmässler)	+	-	
	! <i>Helicidonta obvoluta</i> (Müller)	+	-	
	! <i>Isognomostoma holosericum</i> (Studer)	+	-	
	! <i>Isognomostoma isognomostoma</i> (Schröter)	+	-	
	! <i>Monachoides incarnata</i> (Müller)	+	-	
	! <i>Oxychilus depressus</i> (Sterki)	+	-	
	!! <i>Pagodulina pagodula</i> (Desmoulins)	+	-	
	!! <i>Perforatella dibothryon</i> (Kimakowicz)	+	-	
	! <i>Trichia unidentata</i> (Draparnaud)	+	-	
	<i>Vitrea transsylvanica</i> (Clessin)	+	-	
(+)	<i>Arianta arbustorum</i> (Linné)	+	-	
!	<i>Cepaea</i> cf. <i>hortensis</i> (Müller)	+	-	
2	<i>Semilimax kotulae</i> (Westerlund)	+	-	
	! <i>Aegopinella minor</i> (Stabilo)	+	-	
	<i>Bradybaena fruticum</i> (Müller)	-	+ solid	
	! <i>Helix pomatia</i> (Linné)	+	- traver-	
(+)	<i>Vitrea crystallina</i> (Müller)	+	- tines	
3	<i>Clausilia pumila</i> C. Pfeiffer	+	-	
	! <i>Iphigena ventricosa</i> (Draparnaud)	+	-	
	<i>Monachoides vivicna</i> (Rossmässler)	+	-	
4	!! <i>Cepaea vindobonensis</i> (Férussac)	+	-	
5	<i>Vallonia pulchella</i> (Müller)	+	+	
	<i>Helicigona cingulella</i> (Rossmässler)	+	-	
6	<i>Cochlicopa lubricella</i> (Porro)	+	-	
7	(+) <i>Cochlicopa lubrica</i> (Müller)	+	-	
	(+) <i>Orcula dolium</i> (Draparnaud)	+	-	
9	<i>Carychium minimum</i> Müller	+	-	
	<i>Cochlicopa nitens</i> (Gallenstein)	+	-	
	<i>Oxyloma</i> cf. <i>elegans</i> (Risso)	+	-	
	<i>Vertigo antivertigo</i> (Draparnaud)	+	-	
(+)	<i>Zonitoides nitidus</i> (Müller)	+	+	
10	(+) <i>Pisidium casertanum</i> (Poli)	+	+	
	(+) <i>Lymnaea ovata</i> (Draparnaud)	+	+	
		<i>Armiger crista</i> (Linné)	+	+
		<i>Gyraulus albus</i> (Müller)	+	+
	(+)	<i>Gyraulus acronicus</i> (Férussac)	-	+
		<i>Barphyomphalus contortus</i> (Linné)	+	-
		<i>Planorbis carinatus</i> (Müller)	+	-
	(+)	<i>Lymnaea palustris</i> (Müller)	+	-
		<i>Valvata cristata</i> (Müller)	+	+
	(+)	<i>Anisus leucostomus</i> (Millet)	+	-
	(+)	<i>Lymnaea truncatula</i> (Müller)	+	+
	(+)	<i>Pisidium obtusale</i> (Lamarek)	+	+
	<i>Bythinella austriaca</i> (Frauernfeld)	+	-	

A quite different character shows the deposit below the village, called Skaličky. Here are found compact thick banks of travertines, in which also land species are present, as *Zonitoides nitidus* (Müll.). At the upper end of the deposit a relatively mighty alm is found and as earlier indicated by L. Smolíková and V. Ložek (1962), thick terra fusca (photo 6) with deep pockets rests on it. This contains water fauna with abundant *Gyraulus albus* (Müll.). The Skaličky probably belongs to earlier interglacial.

The list of species found at the deposits of Skala and Skaličky is presented in table 3.

Travertines of Bešeňová. The travertines near Bešeňová form a system of heaps on the right side of the Váh flood-plain, in which we can distinguish three generations. The travertine strip is interrupted by a small brook from the community Potok.

The latest generation is represented by travertines forming up to present, so called „sinter terraces“, which are a state nature reservation, and nowhere exposed. The Holocene age of these travertines has been unambiguously proved. Beside these ones also smaller occurrences on the hillock Skala in the overlier of travertines are Holocene in age.

The earlier generation is represented by greyishblue, banked, slightly disrupted travertines of Skala, which are exposed in smaller quarries at some places. As to paleontology they are relatively poor. Sometimes shells (*Lymnaea*) and perhaps also fragments of big Helicids are found in them, which would point to their interglacial character. Their general position related to the Váh valley development, the character of weathering and findings of artifacts indicate the Last Interglacial Riss/Würm.

The third and earliest generation represents travertines, so far exploited in the quarry „Báňa“ (photo 7) in the western part of the hill Skala. They differ from foregoing ones in fine stratification. They are hard, of gold-yellow colour. In general, however, these travertines are very disrupted by relatively wide joints reaching as deep as the underlier so that sliding of individual blocks on the plastic underlier is taking place. Travertine breccias are also found there.

Between the individual blocks pockets with complicated filling originated; layers of loam and scree, at places with secondary cement, as well as remnants of fossil soils and their derivatives alternate in them. Some of these soils are of distinct red colour.

The light grade of physical weathering of the deposit and the presence of red fillings led to that these travertines were considered as Early Pleistocene in age, approximately as the Pažica. More recent investigations however, show that this range needs re-evaluation, there are later travertines.

Even in these travertines suitable fossiliferous beds could not have been found so far. Up to now no faunas have been obtained from them. Relatively rich fauna of molluscs and also of vertebrates is found in joint filling.

More in detail was described the joint near the central pillar with the cross. In the part of joint striking E-W red loams with charcoals (MF 1) were found, covered with fine detritus with loess — like filling (MF 2). This joint is crossed by later N — 5 joint filled up with finer scree with loamy, light-greyishbrown sinter filling, also with rich fauna (MF 3). The results of malacofauna studies are in table 4.

Tab. 4

Malacozoological Findings from the Joint in the Central Pillar of the Travertine Quarry „Báňa“ near Bešeňová

Ecological group	List of Species	Fauna			
		MF 1	MF 2	MF 3	
1	!				
	<i>Discus ruderatus</i> (Férussac)	+	+	+	
	<i>Ena montana</i> (Draparnaud)	+	—	—	
	<i>Vertigo pusilla</i> Müller	—	+	+	
(+) 2	<i>Arianta arbustorum</i> (Linné)	+	+	+	
	<i>Semillimax kotulae</i> (Westerlund)	+	+	—	
	<i>Bradybaena fruticum</i> (Müller)	?+	—	+	
!	<i>Cochlodina cerata</i> (Rossmässler)	+	+	—	
	<i>Helix pomatia</i> Linné	+	—	—	
	(+) <i>Vitrea crystallina</i> (Müller)	+	+	+	
3	(+) <i>Perforatella bidentata</i> (Gmelin)	+	+	—	
4	+	<i>Pipilla sterri</i> (Voith)	—	+	—
5	++	<i>Columella columella</i> (Martens)	—	+	—
	++	<i>Pupilla loessica</i> Ložek	—	+	—
	+	<i>Pupilla muscorum</i> (Linné)	+	+	—
		<i>Truncatellina cylindrica</i> (Férussac)	—	—	+
	(+)	<i>Vallonia costata</i> (Müller)	+	+	+
		<i>Vallonia pulchella</i> (Müller)	+	—	—
++	<i>Vallonia tenuilabris</i> (A. Braun)	—	+	—	
	++	<i>Vertigo parcedentata</i> (A. Braun)	—	+	—
6	<i>Cochlicopa lubricella</i> (Porro)	—	—	+	
	<i>Euomphalis strigella</i> (Draparnaud)	+	—	+	
7	(+)	<i>Cochlicopa lubrica</i> (Müller)	+	+	—
	(+)	<i>Eucunulus fulvus</i> (Müller)	—	+	+
	(+)	<i>Limacidae</i> (small forms)	+	+	—
	(+)	<i>Perpolita hammonis</i> (Ström)	—	+	+
	(+)	<i>Punctum pygmaeum</i> (Draparnaud)	—	—	+
	(+)	<i>Trichia hispida</i> (Linné)	?+	+	—
	+	<i>Clausilia dubia</i> Draparnaud	+	+	+
(+)	<i>Orcula dolium</i> (Draparnaud)	—	—	+	
	<i>Vertigo alpestris</i> Alder	—	—	+	
8	+	<i>Succinea oblonga</i> Draparnaud	+	+	—
		<i>Vertigo substrata</i> (Jeffreys)	—	+	—

The thanatocoenosis of the lower red loam (MF 1) corresponds to a quite warm humid climate, which was a little colder than at present and made possible development of mixed forests as also the remnants of small mammals indicate, determined by O. Fejfar (*Clethrionomys*, *Apodemus*). It is probably the latest phase of the interglacial, the latest Riss/Würm can be taken into consideration, however, the interglacial of the Middle Pleistocene cannot be excluded.

Overlying detritus with loess filling (MF 2) is characterized by distinct portion of loess elements (also expressed in quantitative portion) and admixture of hydrophilous elements. This indicates glacial product to be present, which followed interglacial represented by underlying loam.

The fauna of the cross joint striking N-S (MF 3) shows typical assemblage of Early Holocene fauna, i. e. Pre-Boreal to Early Boreal.

The analysis of the fauna and the position of travertines in the development cycle of the Váh valley show that these travertines are earlier than one (the Last) Interglacial, what means that they correspond to the Penultimate Interglacial or earlier one (the range of the Middle Pleistocene).

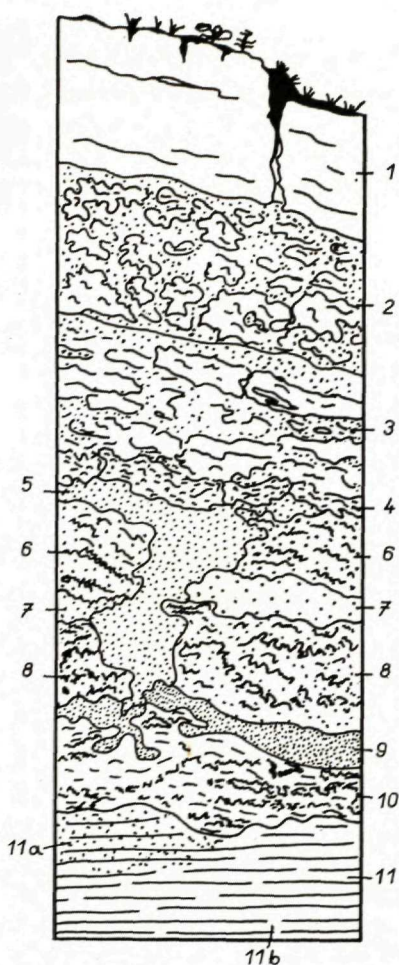
Travertines of the „Drienok“ near Bešeňová. The travertine complex of Drienok is separated from the foregoing ones by a valley cut. Solid travertines cover a relatively small surface at the Drienok hillock, also late foamstones and alms are found there, forming the extensive deposit „Močiare“ at the hillock foothill.

In the Drienok area three generations of travertines are distinguished quite distinctly. The earliest of them forms a plate at the top of the hill. At the surface a plate of solid, partly weathered travertines lies first, covering the strata of loose foamstones underlain by clays and marls. In the pit (fig. 6) situated at the top of the hill a warm period fauna is found. Richest representation of the fauna is in the loose tufa bed (indicating predominance of land species). More detailed findings of the fauna are mentioned in tab. 5.

The later generation of travertines is mainly found at the eastern and partly also at the southern foothill of the Drienok. In the small quarry at the eastern foothill travertines with findings of cold period flora and malacofauna of loess character (*Pupilla sp. div.*, *Columella columella* Mart., *Vallonia tenuilabris* A. Br.) are found. Formation of these travertines corresponds to a glacial.

The latest travertines and loose tufas are found at the Drienok foothill, partly also in the overlier of the mentioned glacial travertines at the eastern slope. The list of fauna of these travertines is mentioned in tab. 5.

Evaluation of the fauna. The findings from the pit at the Drienok belong to the richest ones in Slovakia and in the Liptov they represent the only set till now, showing fauna development in the course of interglacial. The predominating part of typical interglacial species as *Helicigona banatica* (Rssm.),



Obr. 6 Náčrt a opis kopanej sondy v travertínovej kope na Drienku pri Bešeňovej

- 1 – svetložltosivý, drobno pórovitý travertín, tvoriaci hrubú rozpukanú lavicu;
- 2 – svetlý penovcový piesok s početnými nepravidelnými polopevnými až pevnými hľuzami;
- 3 – zlatožltý až oranžový, silne pórovitý travertín s nepravidelne vyvetrávajúcimi úsekmi, pevnými lavicami a vložkami penovcového piesku;
- 4 – svetložltosivý husto drobno pórovitý travertín tvoriaci tenkú lavicu na báze 3. vrstvy, s ktorou je miestami zrastený;

- 5 – žltosivý penovcový piesok tvoriaci nepravidelnú polohu pod súvrstvom 3–4 a vyplňujúci kapsu v starších vrstvách;
- 6 – svetlosivý penovcový piesok s mnohými oranžovými Fe-šmuhami, ktoré sa miestami strácajú;
- 7 – svetlosivý penovcový piesok (takmer bez škvŕn Fe);
- 8 – bielosivý penovcový piesok s hojnými oranžovými Fe-škvŕnami, šmuhami a mramorovaním, miestami s polohami tmavohnedých Fe-impregnácií;
- 9 – sivý penovcový piesok (tmavších odtieňov než ostatné vrstvy);
- 10 – žltosivý, sivý, oranžovo až tmavohnedošmuhovaný, škvŕnitý alebo mramorovaný flovitý piesok;
- 11 – sýto sivý, nepravidelne vápnitý íl s hrdzavými škvŕnami a mramorovaním (11a), miestami s hojnými vápnitými inkrustáciami (11b), asi 50 cm pod dnom kopanej sondy zarazenou sondou zistený jemnopiesčité íl – zvetraný paleogén

Fig. 6 Sketch-Map and Description of Pit on the Travertine Heap at the Drienok near Bešeňová

- 1 – Light-yellowishgrey, finely porous travertine forming a thick jointed bank;
- 2 – Light-coloured loose tufa with numerous irregular half solid to solid nodules;
- 3 – Gold-yellow to orange, highly porous travertine with irregularly weathering parts, solid banks and intercalations of loose tufa;
- 4 – Light-yellowishgrey, densely finely porous travertine forming a thin bank at the base of bed 3, with which it is intergrown at places;
- 5 – Yellowishgrey loose tufa forming an irregular layer below the complex 3–4 and filling up the pocket in earlier beds;
- 6 – Light-grey loose tufa with many orange Fe-partings, disappearing at places;
- 7 – Light-grey loose tufa (almost without Fe spots);
- 8 – Whitishgrey loose tufa with abundant orange Fe-spots, partings and marmorization, at places with layers of dark-brown-Fe-impregnations
- 9 – Grey loose tufa (darker shades than in other beds);
- 10 – Yellowishgrey, grey, with orange to dark brown partings, spotted or marmorized, clayey sand;
- 11 – Deep-grey, irregularly calcareous clay with rustybrown spots and marmorization (11a), at places with abundant calcareous incrustations (11b), about 50 cm below the bottom of the pit, by sunken pit found fine sandy clay – weathered Paleogene

of calcareous swamps, where forest elements came rarely only, development and fauna of bed 2 indicates that almost the whole deposit was wooded. The fact that interglacial index elements appear in the uppermost beds only, however, indicates only these layers to correspond to own climatic optimum, showing the first half of the interglacial to be included in the profile.

The studied deposit belongs to those types, where early interglacial sedimentation of CaCO_3 reaches little thickness and beds of the climatic optimum predominate, which obviously set on very rapidly. This type corresponds to conditions on the Hrádok of Gánovce and is mainly distinct of the Last Interglacial, however, also a warmer period, represented by pedocomplex PK V and loess series, cannot be excluded. In Lúčky the Last Interglacial is also indicated. The second fauna obtained from a small pit at the eastern Drienok foothill is Holocene.

The preliminary brief conclusions show that Quaternary development of the area under study was also affected by late tectonic movements beside climatic-morphological factors. Nearer identification of its Intra-Quaternary tectonics respectively dating of movements cannot be so far unambiguously performed as precise measurement of boreholes respectively accomplishment of boreholes of some sections are lacking, on the basis of which we could make more detailed analysis of development of longitudinal and transverse profiles, mainly of terrace benches of the Váh alone or its tributaries. Regarding to that we are limited to some more general statements.

For better clarification of some facts of geological-tectonic development of the area in the Quaternary we are going to mention the Pre-Quaternary period, at least briefly. It is evident that as in other areas of the Carpathians also in the area under study development was proceeding in several stages. Most intense course, however, show movements in the Post-Paleogene period. They are reflected in intense faulted — germanotype structure. The character of the structure of the area is a reflection of the function and intensity of earlier and later faults (P. Gross 1970).

Earlier faults are most frequently striking parallelly with present basin axis, thus in W-E, less WSW-ENE direction.

Later faults are mostly perpendicular to the foregoing system, generally of N-S direction with deviations from NE-SW and NW-SE.

At present we cannot say with certainty in which period this complicated tectonic structure was accomplished. However, the absence of Miocene sediments in the basin indicates very intense, unequable differentiated movements (in the background of bordering mountains already raised that time) in the basin alone, occupying a position of depression in relation to the mountains. The found remnants of Pliocene sediments in the central part (in the centre of the basin) of the area under study would lead to the assumption that in that

Malacozoological Findings from the Drienok near Bešeňová

Ecological- biostrati- graphical Charac- terization	List of Species	Horizon										
		Interglacial (Drienok-top)										Holocene
		11	10	9	8	7	6	5	3	2	3	
!	<i>Acanthinula aculaeta</i> (Müller)	-	-	-	-	-	-	+	-	+	-	
!	<i>Acicula polita</i> (Hartmann)	-	+	-	-	+	-	+	+	+	+	
!	<i>Aegopinella pura</i> (Alder)	-	-	-	-	-	-	-	+	+	-	
!	<i>Cochlodina laminata</i> (Montagu)	+	+	-	-	-	-	-	-	+	-	
!	<i>Cochlodina orthostoma</i> (Menke)	-	-	-	-	-	-	-	-	+	-	
!!	<i>Discus perspectivus</i> (Mühlfeldt)	+	+	-	-	-	-	+	-	+	-	
!!	<i>Discus ruderatus</i> (Férussac)	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
!!	<i>Helicigona banatica</i> (Rössmässler)	-	-	-	-	-	-	+	+	+	-	
!	<i>Helicidonta obvoluta</i> (Müller)	-	-	-	-	-	-	-	-	+	-	
!!	<i>Iphigena cf. densestriata</i> (Rössmässler)	-	-	-	-	-	-	-	-	+	-	
!	<i>Isignomostoma isognomostoma</i> (Schröter)	-	-	-	-	-	-	-	-	+	+	
1	!	<i>Laciniaria cana</i> (Held)	-	-	-	-	-	-	+	-	+	
	!	<i>Monachoides incarnata</i> (Müller)	-	+	+	+	+	+	-	+	+	
	!	<i>Orcula doliolum</i> (Brugiere)	-	-	-	-	-	-	+	-	+	
!!	<i>Pagodulina pagodula</i> (Desmoulin)	-	-	-	-	-	-	+	-	+	-	
!!	<i>Perforatella dibothryon</i> (Klimakowicz)	-	-	-	-	-	-	-	-	+	-	
!	<i>Ruthenica filograna</i> (Rössmässler)	-	+	-	-	-	-	+	+	+	-	
	<i>Oxychilus depressus</i> (Sterki)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	+	
!	<i>Trichia unidentata</i> (Draparnaud)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	+	
!	<i>Vitrea dirphana</i> (Studer)	-	-	-	-	-	-	-	-	+	-	
!	<i>Vitrea subrimata</i> (Reinhardt)	-	-	-	-	-	-	-	-	+	+	
!	<i>Vitrea transsylvanica</i> Clessin	-	-	-	-	-	-	+	-	+	-	
(+)	<i>cf. Arianta arbustorum</i> (Linné)	-	-	-	-	-	-	-	+	-	-	
!	<i>Discus rotundatus</i> (Müller)	-	-	-	-	-	-	+	-	-	+	
!	<i>Aegopinella minor</i> (Stabile)	-	+	-	-	-	-	+	-	+	?+	
2	!	<i>Bradybaena fruticum</i> (Müller)	+	+	-	-	-	+	+	-	+	
	!	<i>Helix pomatia</i> Linné	+	-	+	-	-	+	+	-	+	
(+)	<i>Vitrea crystallina</i> (Müller)	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
3	!	<i>Clausilia pumila</i> C. Pfeiffer	+	-	-	-	-	-	-	+	+	
	!	<i>Iphigena ventricosa</i> (Draparnaud)	-	-	-	-	-	+	-	+	-	
	!	<i>Monachoides vicina</i> (Ross- mässler)	-	+	+	+	-	+	+	+	+	
4	!!	<i>Cepaea vindobonensis</i> (Férussac)	-	-	-	-	-	+	+	-	+	
		<i>Truncatellina cylindrica</i> (Férussac)	-	-	-	-	-	-	+	-	+	
(+)		<i>Vallonia costata</i> (Müller)	+	+	-	-	+	+	+	+	-	
5		<i>Vallonia pulchella</i> (Müller)	+	-	+	+	+	+	+	+	-	
		<i>Vertigo pygmaea</i> (Draparnaud)	+	-	-	-	+	-	+	+	-	
6		<i>Cochlicopa lubricella</i> (Porro)	+	-	-	-	-	+	-	-	+	
		<i>Euomphalia strigella</i> (Draparnaud)	+	+	-	-	-	+	-	+	-	

Ecological- biostrati- graphical Charac- terization	List of Species	Horizon									
		Interglacial (Drienok-top)									Holocene
		11	10	9	8	7	6	5	3	2	3
7	(+) <i>Cochlicopa lubrica</i> (Müller)	-	-	+	+	+	+	+	+	+	-
	(+) <i>Limacidae sp. div.</i>	-	-	-	+	-	+	-	-	+	-
	(+) <i>Perpolita hammonis</i> (Ström)	+	-	-	+	+	+	+	+	+	-
	(+) <i>Punctum pygmaeum</i> (Draparnaud)	-	+	-	-	-	+	+	+	+	-
	(+) <i>Vitrea contracta</i> (Westerlund)	-	-	-	-	-	-	+	-	+	+
	! <i>Liniaria plicata</i> (Draparnaud)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	+
8	! <i>Carychium tridentatum</i> (Risso)	+	+	-	-	-	+	+	+	+	-
	+ <i>Succinea oblonga</i> Draparnaud	+	-	-	-	+	+	+	+	+	-
	! <i>Trichia cf. villosula</i> (Rossmässler)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
9	<i>Carychium minimum</i> Müller	-	+	-	-	-	+	+	-	-	-
	<i>Cochlicopa nitens</i> (Gallenstein)	-	-	-	+	-	+	-	-	+	-
	+ <i>Euconulus alderi</i> (Gray)	-	-	-	-	-	+	+	+	+	-
	+ <i>Pupilla madida</i> (Gredler)	+	-	-	+	+	+	+	+	+	-
	(+) <i>Oxyloma elegans</i> (Risso)	+	-	+	-	+	+	+	+	+	-
	(+) <i>Succinea putris</i> (Linné)	-	-	?+	+	+	+	?+	-	-	-
	<i>Vallonia enniensis</i> (Gredler)	-	-	-	-	-	-	+	-	+	-
	<i>Vertigo angustios</i> Jeffreys	-	+	+	-	+	+	+	+	+	-
	! <i>Vertigo antivertigo</i> (Draparnaud)	+	+	+	-	+	+	+	-	+	-
(+) <i>Vertigo moulinsiana</i> (Dupuy)	-	-	-	-	-	+	+	-	+	-	
(+) <i>Zonitoides nitidus</i> (Müller)	-	-	-	-	-	-	+	-	+	-	
10	(+) <i>Pisidium casertanum</i> (Poli)	-	-	-	-	-	-	-	-	+	-
	(+) <i>Pisidium obtusale</i> (Lamarck)	-	-	+	-	-	-	-	-	-	-
	(+) <i>Lymnaea palustris</i> (Müller)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	(+) <i>Lymnaea peregra</i> (Müller)	-	+	+	-	-	-	+	-	+	-
	(+) <i>Lymnaea truncatula</i> (Müller)	-	+	+	+	+	+	+	+	+	-
	(+) <i>Anisus leucostomus</i> (Millet)	-	+	+	+	+	+	+	+	+	-

Pagodulina pagodula (Desm.) or *Perforatella dibothryon* (Kim.) as well as the major part of species of group 1 is concentrated in bed 2 and also distinctly represented in its direct underlier (beds 3 and 5). In more depth already species of open country predominate, from xerophilous (5) to richly represented assemblages of swamps and shallow waters (9, 10). However, also here forest elements are rarely found, typical of warmer periods.

As high the basal clay (bed 11) shows certain differences, manifested in the occurrence of the species *Discus ruderatus* (Fér.) and *Vitrea crystallina* (Müll.). This shows together with low representation of forest elements the mentioned layer already not to correspond to very early phase of the interglacial, probably close before the onset of climatic optimum.

The difference of beds 10 — 6 in contrast to 5 to 2 (and mainly 2) may be rather given by the stand, i. e. while the lower beds represent typical sediments

time the whole basin surface was levelled and formed the bottom of Pliocene filling and only later under the influence of intense uplifting of the northern part of the area (northerly of the Váh) its complete denudation took place. This explanation, however, is little probable. On the contrary, the absence of Pliocene sediments in this part may be explained in the way that prior to Pliocene sedimentation this area was relatively more raised and lacustrine — fluvialile accumulative activity did not reach it but terrestrial weathering was taking place there. It would be evident that as early as prior to the Pliocene and in the time of it two subsections were relatively clearly differentiating in the studied basin section, the southern subsection — relatively lower (southerly of the Váh), in which fluvialile-lacustrine development proceeded and the northern subsection (northerly of the Váh) — relatively higher with subaerial processes. More intense tectonic raise in the southern subsection proceeded approximately at the beginning of the Pliocene; afterward in the course of the Pliocene tectonic movements displayed less intensity only. The movements kept this character also in the Early Quaternary, until the end of the Günz. Later in the time of the interglacial Günz /Mindel tectonic movements were intensifying again and we may say that they have been lasting up to present with various intensity. Their intensity is also indicated, for instance, by revival of deep erosion and disintegration of Pliocene-Early Quaternary filling.

On the basis of up to present study of the basin section traced by us, supported by mutual correlation of sediments, morphological forms etc. we mention some stratigraphic conclusions for Quaternary as well as Pliocene sediments. These conclusions are to understand as preliminary ones because as we have mentioned in the introduction, we shall continue in investigation.

Remnants of Pliocene sediments, representing the Pre-Quaternary relief (flood-pain) level, mainly in the proper Váh valley, have been preserved near the divide-line in the centre of the basin (on the left side of the Váh valley) beside the hill Bežan, which forms the dividing ridge. These sediments, segmented by lateral, left-sided Váh tributaries underwent destruction then, caused by slope processes. They are deposited in steps so that they form 3 respectively 4 terrace benches. Their thicknesses of accumulation are varying, the greatest (up to 34 m) are reached at the hill Bežan. We have not so far treated the problem of their stratigraphical range more in detail, as lowermost position we consider Upper Pliocene (Levantian) ones. They probably form equivalents of gravelous formations (of Poltár and Kolárovo). We also have not treated their genesis, however, we suppose their fluvialile-lacustrine development.

Quaternary-geological development of the area is linking up with development of the foregoing periods, however, proceeding under conditions of general

cooling of the climate, cyclic alternation of warmer and cooler periods, in the background of tectonic movements of raising character. The action of these factors is reflected in the sediments and morphogenesis of the area.

As a consequence of the tectonic raise in the area under study gradual lowering of base-lines of erosion proceeds — downcutting of the valley of the Váh and its tributaries, interrupted by periods of predominating accumulation — formation of terraces. Due to cut — down of the Váh and its tributaries, summary effect of which is about 100 m and about 70 m of the tributaries in the studied Váh section, gradual formation of valleys was taking place. It is also necessary to count with slope modelling processes. The valleys were usually predisposed tectonically, mainly by Post-Paleogene tectonics. In the Quaternary mostly Pliocene, then Early and Middle Pleistocene sediments were dissected by erosion. After the phases of erosion formation of travertines took place on the valley slopes as well as on preserved remnants of accumulation at many places.

The study of spatial extension, the position of fluvial sediments (proluvial and terrace) of the Váh alone or its tributaries in relation to travertines makes us possible (except common morphometric, petrographic methods etc.) to find out certain stratification of development of fluvial sediments, the relief, late tectonics and Quaternary-geological development of the area under study generally. This element of stratification in this area we consider as new. However, we also remark that this group of problems is very complicated, being in the stage of treating, therefore the mentioned results are of preliminary character only.

On the basis of the mentioned and in agreement with the preliminary results of analyses stratigraphic range of the terraces and travertines of the area under study appears as follows.

To the earliest Pleistocene we range proluvial sediments of the underlier of the travertine heap at the hill Čerená, east of Ludrová. Then we range here the 3rd and 2nd high terrace of the Váh. The high terrace 3 (T-VI) we correlate with the highest remnant of mentioned proluvial sediments, in stratigraphy we range them to the Donau. The 2nd high terrace (T-V) and the lower bench of proluvial sediments below the travertines from Čerená we range to the Günz. The travertines at the mentioned hill alone we consider as interglacial Günz Mindel.

To the Middle Pleistocene we range the 1st high terrace (Mindel). In the case of its dissection according to different underlier we range then the high terrace (T-IVb) to the Mindel- and the terrace (T-IVa) to the Mindel₂. The travertines: Lúčky-Skaličky and Vyšné Sliače — Skala (Skalica) we range to the interval of Mindel Riss interglacial. Questionable is the range of travertines from

the locality „Baňa“ near Bešeňová, which are also Middle Pleistocene in age (i. e. earlier than the Ultimate Interglacial).

Further to the Middle Pleistocene we range the middle terraces and proluvial sediments. The 2nd middle terrace (T-III) we range to the Riss- and the 1st middle terrace (T-II) to the Riss₂.

To the Upper Pleistocene we range travertines at the localities in Lúčky at the Skala and Drienok near Bešeňová. These are travertines of the Ultimate interglacial Riss/Würm. Further we range there (to the Würm period) bottom filling of the flood-plain of the Váh and its tributaries.

To the period of the “ate Glacial and Holocene“ we range sediments of the flood-plain facies, preserved on flood-plains, also travertines at the localities in Ludrová, easterly of the community near the old cemetery, in Liptovská Štiavnica, Vyšné Sliache (Kotlisko, Čertovica), in Lúčky the travertine terrace in the brook, also in Madočany and in Liptovská Teplá and Bešeňová. To the Holocene we also range the most landslides. Deluvial sediments we mainly consider as product of the Upper Pleistocene and Holocene. In eluvial sediments we do not establish the age, we designate them as Quaternary as their formation is obviously of wide interval of time.

In the course of printing a thick fossiliferous series has been found in the abandoned quarry in dolomites near Lisková, situated between the Lisková Cave and the limestone quarry below the village Martinček. At the base are lying the coarse Váh river gravels with pebbles of melaphyres as high as 18 m above the Váh level. On them a mighty complex of slope talus with malacofauna rests. Immediately on the Váh river terrace lies a thin layer of loess loam with the species *Pupilla sterri* (Vth), *P. muscorum* (L.), *P. triplicata* (Stud.), *Orcula dolium* (Drap.), *Vallonia costata* (Müll.) and *Clausilia dubia* Drap. — thus still an assemblage of cold character. Overlying it is a layer of coarse gravel, containing interglacial elements as *Acicula polita* (Htm.), *Ruthenica filograna* (Rsm.), *Ena montana* (Drap.), *Isognomostoma holosericum* (Stud.), *Carychium tridentatum* (Rsse), *Cochlodina cf. laminata* (Mtg.) and *Aegopinella cf. nitens* (Mich.) and also species rather corresponding to transitional phases: *Fusulus varians* (C. Pfr.) (the second finding from the Pleistocene), *Bradybaena fruticum* (Müll.), *Euomphalia strigella* (Drap.), *Clausilia pumila* C. Pfr., *Truncatellina cylindrica* (Fér.), *Abida frumentum* (Drap.), *Perforatella bidentata* (Gm.), *Orcula dolium* (Drap.), *Vitrea crystallina* (Müll.), *Vallonia costata* (Müll.), *Clausilia dubia* (Drap.), *Pupilla sterri* (Tth) and *P. triplicata* (Stud.). From aquatic species *Lymnaea truncatula* (Müll.) and from fluvial species *Ancylus fluviatilis* (Müll.) have been found, the latter one proving immediate relation to fluvial accumulation.

In the immediate overlier of the mentioned terrace, Early Riss in age according to A. Droppa, a complex of the warm period has been thus proved, the minimum age which is the Penultimate Interglacial. The profile is of extraordinary importance for dating of the Liptov terraces and is treated in detail.

Do tlače odporučil Q. Záruba

Preložil J. Pevný

REFERENCES

- [1] Andrusov, D. 1965: Geológia československých Karpát III. Bratislava. — [2] Droppa, A. 1964: Výskum terás Váhu v strednej časti Liptovskej kotliny. Geograf. časopis XVI/4. Bratislava. — [3] Gross, P. 1970: Paleogén Liptovskej kotliny k listom Ružomberok, Likavka, Partizánska Lupča, Lúčky, v mierke 1 : 25 000. Manuskript-archív GÚDŠ. Bratislava. — [4] Horniš, E. 1956: Petrograficko-technologický výskum štrkopieskov Váhu. Geol. práce, Správy 6. Bratislava. — [5] Chmelík, F. 1968: Paleogene of the inner Carpathians. Regional geology of Czechoslovakia. Part II. The West Carpathians. Praha. — [6] Chmelík, F. — Pícha, F. — Benešová, E. et kol. 1963: Opěrná vrtba Vlachy-I. Práce Výzk. ústavu Čs. naft. dolů 20. Praha. — [7] Ivan, L. 1941: Výskyty travertínov na Slovensku. Práce ŠÚG. Bratislava. — [8] Koutek, J. 1936: O geologických a sedimentárně-petrografických výzkumech v paleogénu Liptovské kotliny na Slovensku. Věst. Stát. geol. úst. ČSR 12. Praha. — [9] Koutek, J. 1938: K otázce stáří paleogénu Liptovské pánve na Slovensku. Věst. Stát. geol. úst. ČSR 14. Praha. — [10] Ložek, V. 1961: Další interglaciální malakofauny ze Slovenska. (Weitere interglaziale Molluskenfaunen aus der Slowakei). Antropozoikum IX (1959). Praha. — [11] Ložek, V. 1964: Quartärmollusken der Tschechoslowakei. Rozpravy ÚÚG 31. Praha. — [12] Ložek, V. 1969: Über die malakozoologische Charakteristik der pleistozänen Warmzeiten mit besonderer Berücksichtigung des letzten Interglazials. Bericht d. Deutsche Gesellschaft für geol. Wissenschaften. A. Geol. Paläontolog. 14/4. Berlin. — [13] Ložek, V. — Prošek, F. 1957: Krasové zjevy v travertínech a jejich stratigrafický význam. Českoslov. kras 10/4. Praha. — [14] Matějka, A. 1927: Geologická studie z okolí Ružomberka na Slovensku. Sbor. geol. úst. ČSR 7. Praha. — [15] Matějka, A. 1935: Geologie okolí lázní Lúček na Slovensku. Věst. Stát. geol. úst. ČSR 11. Praha. — [16] Mazúr, E. 1963: Žilinská kotlina a príslahlé pohoria. Bratislava, SAV. — [17] Romer, E. 1963: Tatrzenska epoka lodowa. Prace geograficzne. Z. XI. Lwów. — [18] Smolíková, L. — Ložek, V. 1962: Zur Altersfrage der mitteleuropäischen Terra calcis. Eiszeitalter und Gegenwart 13. Öhringen. — [19] Szaflarski, J. 1937: Ze studiów nad morfologie i dyluwium południowych stoków Tatr. Kraków. — [20] Škvarček, A. 1968: Niekoľko poznámok ku kvartérno-geomorfologickému vývoju strednej časti Liptovskej kotliny pod Nízkyimi Tatrami. Geograf. časopis XX/4. Bratislava. — [21] Šubjak, K. — Polášková, M. 1961: Záverečná správa o výpočte zásob travertínov Ludrová, Bešeňová. Manuskript-Geofond. Bratislava. — [22] Vitásek, F. 1932: Terasy horního Váhu. Spisy Tatranské komisie. Brno. — [23] Vaškovský, I. 1970: Geological profile of the Quaternary near Nové Mesto nad Váhom (Mnešice). Věstník ÚÚG 45. Praha. — [24] Vaškovský, I. 1970: Vysvetlivky ku geologickým mapám: Ružomberok, Likavka, Partizánska Lupča, Lúčky, v mierke 1 : 25 000 (úsek Liptovská kotlina — kvartérna časť) Manuskript-archív GÚDŠ. Bratislava. — [25] Vaškovský, I. 1970: On the Structure and Age of the Middle

Terrace Bench on the Left Side of the Danube Valley in the Section Komárno-Štúrovo. Geol. práce, Správy 55. Bratislava. — [26] Vaškovecký, I. — Žebera, K. 1968: Quaternary of the West Carpathians. In Regional Geology of Czechoslovakia. Part. II. The West-Carpathians. Praha. — [27] Záruba, Q. 1961: River terraces in Bohemian Massif. Czwartorzęd Europy środkowej i wschodniej. I. Praca Inst. Geol. 34. Warszawa.

I. VAŠKOVSKÝ — B. LOŽEK

STRATIGRAFIA KVARTÉRU ZÁPADNEJ ČASTI LIPTOVskej KOTLINY

(resumé anglického textu)

Z hľadiska kvartárnej geológie má liptovská kotlina mimoriadne veľký význam. Spôsobujú to priaznivé podmienky pestrého vývoja a viaceré zachované genetické typy kvartérnych sedimentov. Vzájomné vzťahy týchto sedimentov môžeme sledovať na väčšej rozlohe a vytvoriť bohato členený stratigrafický systém kotliny, ktorý má rozhodujúci význam pre poznanie kvartérneho vývoja najvyššie položenej časti Západných Karpát. Terasový systém Váhu môže byť spojovacím článkom medzi Liptovskou kotlinou a Podunajskou nížinou, čo nám umožní porovnať kvartér Liptovskej kotliny s klasickými oblasťami stredoeurópskeho kvartéru.

O geológii z. časti Liptovskej kotliny jestvuje celý rad prác, ktoré sú zamerané prevažne na predkvartérne útvary a kvartéru sa dotýkajú len okrajovo. Pretože systematický kvartérnogeologický výskum sa tu nerobil, literatúra týkajúca sa kvartéru je skromná a zaoberá sa prevažne vývojom riečnych terás. Skúmané územie (obr. 1), ako aj celá Liptovská kotlina má vzhľadom na svoj horský rámec depresnú polohu. Súčasný reliéf územia je v podstate produktom erozívnej činnosti. Hlavným erozívnym činiteľom bol Váh so svojimi prítokmi. Váh počas kvartéru prehĺbil dno kotliny do hĺbky viac ako 110 m a vytvoril širokú asymetrickú dolinu; na ľavej strane zachováva terasové stupne, pravá je obyčajne strmšia, bez terasových zvyškov. Doliny ľavostranných prítokov v kotline sa nepravidelne rozširujú a zužujú. Výrazné rozširovanie pozorujeme po vyústení potokov z Nízkych Tatier do kotliny. Na tvorbe reliéfu, jeho novotvarov a konzervovaní starších tvarov sa v teplých obdobiach v skúmanom úseku významne podieľali travertíny, ktoré sa koncentrujú do tektonicky predisponovaných miest.

Kvartérne sedimenty na skúmanom úseku Liptovskej kotliny tvoria takmer rovnomerný plášť predkvartérnych útvarov. Členitosť reliéfu podložných hornín, rôznorodosť genetických podmienok sa odráža aj v ich skladbe, faciálnej pestrosti a priestorovom rozšírení. Najrozšírenejšie sú svahové sedimenty

a náplavy vodných tokov, menšiu rozlohu majú travertíny. Zriedkavo sa vyskytujú eluviálne a organické sedimenty.

Všeobecne môžeme v skúmanom území vyčleniť 5 genetických typov kvartérnych sedimentov: 1. *eluviálno-deluviálne*; 2. *deluviálne*; 3. *fluviálne*; 4. *proluviálne*; 5. *travertíny*.

1. *Eluviálno-deluviálne sedimenty* — produkty zvetrávania predkvartérneho podložía sa vyskytujú na skúmanom území dost obmedzene. Zachovali sa na vrcholoch sediel v nevelkej mocnosti (do 3 m), alebo na pomerne širokých chrbtoch pahorkatinového stupňa (Vrch hora, Vrch hája, Lovisko, Bežan, Úložisko, Veľký Hokov a ďalšie). Na vrchole Loviska (vrt LV-1) majú mocnosť takmer 15 m. Vzhľadom na monotónne litologické zloženie paleogénneho podložía (prevláda ílovcový vývoj) je celkový charakter eluviálno-deluviálnych sedimentov málo premenlivý.

2. *Deluviálne sedimenty* sú na skúmanom území plošne najrozšírenejšie. Pozdĺžne rezy poukazujú na výrazné zväčšovanie ich mocnosti v smere sklonov svahov. Ich priemerná mocnosť je 5 — 8 m, miestami aj viac. Zrnitosťne sú dost premenlivé. V tých častiach územia, kde dominuje flyš ílovcovej litofácie sú blízke sprašovým hlinám a pri ich opisovaní dochádza často k zmene so sprašovými hlinami, od ktorých sa odlišujú prímiesou drobných úlomkov bridlic. Na riečnych terasách a proluviálnych kuželoch sa v nich obyčajne nachádza štrkový materiál.

Osobitnú skupinu deluviálnych sedimentov na skúmanom území tvoria zosuny. Na ich vývoj priaznivo pôsobili jednak morfológické podmienky (strmé svahy), jednak geologicko-litologické zloženie sedimentov a hornín. Zosuvné procesy najčastejšie zasahovali spodné časti svahov. Poväčšine býva postihnuté súčasne úpätie i stred svahu, niekedy však i celý svah (napr. v okolí Lúčok), ba aj podložie. Zosuvné procesy zaberajú najväčšie plochy v severnom podúseku. Z typologického hľadiska sú najrozšírenejšie plošne a prúdové zosuny. Podľa stability ich možno rozdeliť na ustálené a aktívne. Bezprostrednou príčinou zosunov je buď nadmerné zavlhčenie sedimentov, alebo erózna činnosť potokov.

3. *Fluviálne sedimenty* patria z väčšej časti Váhu, z menšej časti jeho prítokom. Riečne terasové stupne, ktoré možno sledovať na veľkej rozlohe (mimo skúmaného územia), sú dôležitými vedúcimi stratigrafickými horizontmi. Donedávna sa im nevenovala patričná pozornosť; nebol jednoznačne známy a interpretovaný systém terás, ktorý možno vypracovať len na základe znalosti celej kotliny. Určitým prínosom v tomto smere je novšia práca A. Droppu, z ktorej preberáme niektoré údaje.

Predpokladaný terasový systém v tomto článku má len predbežný charakter; podrobnejšie sme ho overili pomocou vrto v priečnom reze na dolinu Váhu (kopec Lovisko — Úložisko; obr. 2), v doline Ludrovanky a Štiavničian-

ky (obr. 3). Je nutné urobiť rez aj v doline Lupčianky. V záujme kontinuity jednotlivých terasových výskumov používame označenie A. Droppu. Na skúmanom území sú väčšinou terasy zložené, tvorené zrezaným skalným podložíom (erózne terasy) a akumuláčnym povrchom. Všeobecne podľa pomeru k dnám dolín rozlišujeme štyri skupiny terás: 1. nízke terasy (T-Ia, T-Ib, T-Ic?); 2. stredné terasy (T-II, T-III); 3. vysoké terasy (T-IVa, T-IVb, T-IV, T-V, T-VI); 4. predkvartérne terasy (T-VII, T-VIII, T-IX, T-X).

Nízke terasy a poriečne nivy. Poriečna niva Váhu tvorí súvislý pruh po oboch stranách toku. Jej šírka je rovnaká. Fluviálne sidementy tvoria jeden sedimentačný cyklus; ležia na paleogénnych súvrstviach. Charakter stavby a sled sedimentácie poriečnej vo vertikálnom smere sme podrobnejšie študovali v stene základovej jamy priehrady pri Liptovskej Mare, kde sa v celej mocnosti fluviálnej série pomerne jasne vyčleňujú tri skupiny sedimentov, z ktorých každá zodpovedá určitej fácií.

Na povrchu fluviálnej série sú hliny piesčité, striedajúce sa s vrstvičkami jemnozrnných pieskov; najčastejšie sú horizontálne, prípadne diagonálne zvrstvené, alebo bezvrstvené. Ich mocnosť dosahuje 1 m. Tieto sedimenty zastupujú nivnú fáciu. Pod nimi sú štrky so šošovkami hrubozrnných pieskov s diagonálnou vrstevnatosťou, obsahujúce aj menšie balvany. Ich mocnosť je okolo 3 m. Zastupujú korytovú fáciu. V bazálnej časti je uložený pieskoštrkový materiál s častými balvanmi (\varnothing do 1 m) a s neopracovanými úlomkami pieskocov paleogénu, vytrhnutých z podložia (mocnosť do 3 m); zastupujú fáciu dna. Vo fluviálnej sérii priečnej nivy Váhu prevláda hrubý materiál rôznorznných pieskov, pieskoštrkov, štrkov a balvanov. Sedimenty každej vyčlenenej fácie odrážajú zákonitosti hydrodynamickej sily toku. Ich faciálny vývoj je odlišný od vývoja nížinných riek (napr. Dunaja — I. Vaškovský 1970), majú charakter horského fluvialu. S podobným obrazom faciálneho vývoja sa stretávame aj u väčšiny sledovaných terasových stupňov.

V petrografickom zložení fluviálnych sedimentov poriečnej nivy Váhu prevládajú žuly, menej sú zastúpené kremence, kremeň, ruly, melafýry, amfiboly, vápence, dolomity, arkózy, pieskovce a pod.

Už na povrchu poriečnej nivy skúmaného úseku sú na pohľad viditeľné dva stupne; nižší a vyšší. Nižší stupeň (označovaný T-Ia), cca 1 m vysoký nad strednou hladinou Váhu rozkladá sa pozdĺž toku vo forme asi 50 m širokého pásu, zalievajúceho jarné povodne. Vyšší stupeň s relatívnou výškou 2 — 3 m nad hladinou Váhu býva zaplavovaný iba pri katastrofálnych povodniach; je podstatne širší a označujeme ho ako T-Ib.

A. Droppa (1964) vyčleňuje v Liptovskej kotline terasový stupeň T-Ic, ktorý je podľa neho zachovaný len pri ústiach väčších prítokov Váhu — Dúbravky, Štiavnice a pod. Našimi výskumami sa prítomnosť tohto stupňa nepodarilo jednoznačne potvrdiť.

Stredné terasy. Morfológicky tvoria nápadný, plošne pomerne rozsiahly útvar nielen na študovanom úseku, ale v celej Liptovskej kotline. Povrch stredných terás je pokrytý pomerne mocnými deluviálnymi hlinami, takže na pohľad sa javí ako jeden terasový stupeň. Zo zostavených geologických profilov (obr. 2 a 3) vyplýva, že ide o dva stupne s diferencovanými výškami predkvartérneho podložia.

1. *stredná terasa* (nižší stupeň stredných terás T-II) na ľavej strane údolia Váhu tvorí prerušovaný pruh s nevelkými plochami pred vyústením Dúbravky, Lupčianky, Sliáčanky a Štiavničianky (od Ludrovej po ľavej strane Ludrovanky, potom pozdĺž Štiavničianky; pri Ružomberku sa vyklíňuje). Výška povrchu 1. stredného terasového stupňa (T-II) sa pohybuje v rozmedzí 15 — 20 m nad údolím Váhu. Skalné podložie má v relatívnej výške 10 — 15 m, a pri ústí Ludrovanky do Štiavničianky (vrt LV-16) cca 2 m nad povrchom poriečnej nivy. Mocnosť jeho akumulácie kolíše od 3 do 9 m.

2. *stredná terasa* (vyšší stupeň stredných terás T-III) zaberá v skúmanej časti kotliny väčšiu plochu. Na ľavej strane Váhu je útržkovite zachovaná medzi vyústeniami Dúbravky, Klačianky, Malatinky a Lupčianky; tu sa spája so zodpovedajúcou terasou Lupčianky. V smere toku pokračuje tento stupeň v. od vyústenia Sliáčanky, podobne od Štiavničianky a veľkú plochu zaberá na medziriečisku Štiavničianky a Revúcej. Útržkovite sa zachoval aj na pravej strane Váhu sz. od Liptovskej Teplej a Liskovej. Jeho povrch nad hladinu Váhu vystupuje v rozmedzí 25 — 33 m; skalný podklad leží 18 — 22 m nad riekou, akumulácia má mocnosť 3 — 5 m. Obidva terasové stupne (T-II, T-III) pokrýva 6 metrová vrstva deluviálnych hĺn.

Vysoké terasy. Nachádzajú sa v údolí Váhu i v dolinách prítokov. Odlišujú sa vzájomnými výškovými rozdielmi a nie sú ani rovnako zachované.

1. *vysoká terasa (T-IV)* na ľavej strane Váhu je útržkovite zachovaná sv. od Krmeša, jz. od Vlach na medziriečisku Malatinky a Lupčianky, jz. od Liptovského Michala, kde nadväzuje na zodpovedajúcu terasu Lupčianky. Podľa A. Droppu tento stupeň vytvára jednotnú sedimentačnú výplň s podloží (eróznym stupňom) na jednotnej úrovni, len jeho povrch je eróziou (podobne ako u poriečnej nivy) rozdelený na dva stupne. Podľa priloženého profilu (obr. 2) tu ide o dva stupne s rozdielnymi výškami erózie, preto ich označujeme rozdielne (T-IVa a T-IVb).

Erózný povrch nižšieho vysokého stupňa T-IVa je 41 m nad hladinou Váhu. Mocnosť akumulácie je až 8 m (vrt LV-6), pozostáva zo silne zvetraného materiálu; rôznorodného piesku so štrkom s valúnmi žúl (zvetranými), kremenčov, melafýrov a ojedinele i vápencov.

Druhý terasový stupeň (T-IVb) má erózný povrch 50 m nad hladinou Váhu. Mocnosť jeho akumulácie (podľa vrtov LV-4 a VV-4) je do 10 m. Akumuláciu

tvorí silne zahlinený rôznorodný piesok s valúnmi zvetranej žuly, kremencov, melafýrov, pieskocov a vápencov. Výškový rozdiel erózných povrchov medzi stupňami T-IVa a T-IVb je 9m, je však možné, že rozdielna úroveň erózneho stupňa je iba lokálna.

2. *vysoká terasa (T-V)* je zachovaná na väčších plochách pozdĺž Váhu a Lupčianky. Tiahne sa po ľavej strane doliny Váhu jz. od Sokolčia za vyústením Lupčianky a po ľavej strane v doline Lupčianky.

3. *vysoká terasa (T-VI)* sa nachádza pozdĺž Váhu (obr. 2) po ľavej strane doliny a v doline Lupčianky. Jej priebeh je vcelku podobný ako u predchádzajúceho stupňa.

Predkvartérne terasy tvoria skupinu, pozostávajúcu z troch alebo štyroch terasových stupňov s výškove diferencovaným podložíom (obr. 2.) Zatiaľ sme sa však bližšie nezaoberali charakterom ich sedimentácie a vzájomnými priestorovými vzťahmi a tak ich podrobnejšie neopisujeme). Nálezy melafýrov nasvedčujú, že ich genéza je spojená s činnosťou Váhu. Materiál je silne zvetraný.

4. *Proluviálne sedimenty.* Periglaciálne náplavové kužele na skúmanom území poukazujú na úzku genetickú spätosť s riečnymi terasami. Nachádzajú sa v j. časti kotliny, na úpätí Nízkych Tatier i v s. časti, na úpätí Chočského pohoria. V j. časti sledovaného úseku Liptovskej kotliny v dolinách prítokov sa výrazne diferencujú tri skupiny proluviálnych sedimentov: *vysoké, stredné a nízke*. Najlepšie zachovaná je skupina nízkych periglaciálnych kuželov, ktorá vyplňuje dná dolín; tvoria široké poriečne nivy. Najrozsiahlejšie sú stredné kužele; najväčší z nich je kužel Križianky, ktorý je cca 5 km dlhý a 2,5 km široký — na naše územie preniká len úzky pás, podstatná plocha kužela sa rozprestiera v. od nášho územia. Ďalšie, pomerne rozsiahle, kužele tejto skupiny sa nachádzajú v dolinách Klačianky, Lupčianky, Sliačanky a Ludrovianky. Skupina vyšších kuželov je zachovaná iba útržkovite na ľavej strane v doline Lupčianky a na pravej strane Ludrovianky, pod travertínovou kopou Čerená (obr. 3). V s. časti, na okraji kotliny je v študovanom úseku zachovaná iba skupina mladších kuželov, ktorú tvoria potoky Sestrč a Kalamenianka a v okolí obce Liptovská Anna, sz. od obce Lisková sa nachádzajú kužele vytvorené nepomenovanými prítokmi. Majú pomerne malý plošný rozsah. Skupina stredných kuželov je tu zriedkavosťou.

5. *Travertíny.* Do skupiny travertínov patria karbonátové sedimenty minerálnych vôd s litologicky pestrú škálou hornín, (kompaktné travertíny, rôzne odrody travertínov a almov a karbonátové slatiny). Na študovanom úseku vystupujú na okraji kotliny v 5 hlavných lokalitách: Čerená, Vyšné Sliače, Bešeňová, Drienok pri Bešeňovej, Lúčky atď. V. Ložek získal z nich pomerne bohatý materiál fauny mäkkýšov. V niektorých prípadoch sú však

nálezy len zlomkovité, nereprezentujú celé bohatstvo fauny, čo je podmienené nedostatočným odkrytím fosiliférnych vrstiev (Sliache, Ludrová). Na pleistocénne ložiská nadväzujú mnohé ložiská holocénnych travertínov.

V článku uvádzame jednotlivé lokality travertínov podľa obcí, pri ktorých sa nachádzajú travertíny Ludrová — v dvoch lokalitách v. od obce — prvá na vrchu Čerená, druhá pri starom cintoríne.

Čerená nad Ludrovou. Travertíny na pohľad tvoria jednu kopu pretiahnutého tvaru v smere S—J. V skutočnosti však (K. Šubjak — M. Poliaškova 1961) ide o dve kopy, ktoré sa zlievajú. Medzi oboma kopami je pravdepodobne travertínová drvina s polohami kompaktných travertínov. Travertíny kôp sú kompaktnjšie, menej pórovité, rozdelené na lavice. Travertíny mimo koróznych vríc sú porušené najmä v okrajových častiach hlbokými, prakticky až k podložiu siahajúcimi puklinami, takže vytvárajú samostatné bloky. Paleontologicky sú tieto travertíny málo preskúmané, pretože sú slabo odkryté. Jediné nálezy dopodiaľ poskytol malý lom na z. okraji (obr. 5, foto 1), kde sú odkryté spodné vrstvy travertínov s polohami penovcov. Pre posúdenie celkového veku ložiska je významný nález druhu *Helicigona lapicida* (L.) vo vrstve 10, ktorá v súčasnej dobe územia Slovenska nezasahuje a ako fosilná vrstva sa vyskytuje predovšetkým v teplých obdobiach starého pleistocénu. V mladších travertínoch Liptova ani Spiša sa nevyskytuje. Podobný význam možno prikladať i nálezu xerothermného prvku *Abida frumentum* (Drap.) vo vrstve 12, ktorá je tiež typická pre staršie interglaciály — aspoň pokiaľ ide o severné Slovensko.

Treba rozlišovať nálezy fauny z penovcových káps vo vrchných narušených vrstvách, označené v tab. 1 ako horizont 3/K, ktoré sa vyznačujú nedostatkom vodných a barinatých druhov (úplne chýba skupina 10 a 9) a prevahou lesných druhov, ktoré na rozdiel od podobných nálezov z vrstvy 10 dodnes bežne žijú v Liptove. Táto fauna nesporne zodpovedá začiatku klimatického optima niektorého teplého obdobia, nie je však možné bezpečne doložiť, že pochádza z obdobia ukladania travertínov. Travertíny pri starom cintoríne v Ludrovej tvoria len malú kopu \varnothing cca 15 m, sú málo pevné, veľmi pórovité, svetlej farby. Travertíny Liptovská Štiavnica sa nachádzajú jz. a z. od obce (na svahu pod kótou 568 m). Tvoria tu dve kopy \varnothing do 200 m, tesne na seba uložené, vyčnievajúce cca 3 — 5 m nad okolie. Travertín je pomerne kompaktný, bielo-hnedý. Travertíny sa vyskytujú aj tesne pri jz. okraji obce Liptovská Štiavnica, kde tvoria veľkú dosku podlhovastého tvaru (dlhú cca 150 m a širokú 40 m) a podobajú sa predchádzajúcim. Patrí k nim aj ďalšie blízke nálezisko, v ktorom sú ešte teraz minerálne pramene.

Na svahu Pod dielec a Úbočí, ako aj na j. okraji obce sú vyvinuté almy a karbonátové slatiny. Travertíny Vyšné Sliache sa sústreďujú v. od obce. Najviac ich je na nevysokom kopci nazývanom „Skala“ (= Skalica v opise

L. Ivana). Západný okraj travertínovej kopy zasahuje až k v. okraju obce. Travertín je kompaktný, málo pórovitý, biely, vrstevnatý. Obsahuje faunu a odtlačky flóry. Je nedostatočne odkrytý. Zatiaľ sa nenašli žiadne sypké polohy, ktoré by obsahovali faunu.

Na boku tejto kopy sa nachádza kapsa, vyplnená hlinami a suťami. Na ich báze vystupuje sivohnedá šľovitá hlina s mäkkými, patriacimi pravdepodobne do konečnej fázy interglaciálu. Fauna travertínov má interglaciálny ráz (prevaha *Helix pomatis* L.), odlišuje sa však od faun z lokalít Lúčky — Skala a Drienok-vrchol. Zloženie fauny nápadne pripomína nálezy fauny z bázy Pk IV sprašových sérií. Nálezy fauny sú zhrnuté v priloženej tabuľke 2. V doline pod „Skalou“ vystupujú ešte dve ložiská travertínov a to „Kotlisko“ a „Čertovica“. Kotlisko tvorí mŕtva plochá kopa s kotlovitou prehlbeninou. Travertín je bieloohnedý, tvrdý. Travertíny obidvoch kôp sú mladé (holocénne).

Travertíny Lúčky. V priestore obce Lúčky nachádzajú sa tri generácie travertínov. Dve ležia priamo pod kúpeľmi. Staršia generácia je na pravej strane doliny, otvorená lomom pri cintoríne a oproti kúpeľom, mladšia pod kostolom. Tečie cez ne potok, ktorý tvorí vodopád. Tretia leží nižšie od dediny, na ľavej strane potoka smerom na Kalameny. Stupeň s vodopádom je holocénny (prevážne atlantik a epiatlantik). Ložisko medzi kúpeľmi a cintorínom nazývané „Skala“ má dva odkryvy; na juhu pri cintoríne a na severe pri kúpeľoch. Obidve lokality obsahujú bohatú interglaciálnu faunu (tabuľka 3) s typickými druhmi *Helicigona banatica* (Rossm.), *Pagodula pagodula* (Desm.) a *Perforatella dibothryon* (Kim.). V najvrchnejších vrstvách, ktoré pripomínajú jazernú kriedu nachádza sa druhove bohatá vodná fauna, z ktorej si osobitnú pozornosť zaslúhuje *Planorbis carinatus* (Müll.). Fauna sa nápadne zhoduje s nálezmi z vrcholu Drienku pri Bešeňovej a pripomína posledný interglaciál.

Úplne iný charakter má ložisko nazývané Skaličky, ktoré sa nachádza nižšie od dediny. Sú to kompaktné hrubé lavice travertínov, v ktorých sa objavujú aj suchozemské druhy ako *Tenitoides nitidus* (Müll.). Pri hornom konci ložiska vystupuje pomerne mohutná jazerná krieda, na ktorej je vyvinutá mohutná *terra fusca* (tab.00, obr. 6) s hlbokými kapsami. Obsahuje vodnú faunu s hojným *Gyraulus albus* (Müll.). Skaličky patria pravdepodobne do staršieho interglaciálu. Druhy zistené na ložisku Skala a Skaličky sú zhrnuté v tab. 3.

Travertíny Bešeňová. Travertíny pri Bešeňovej tvoria sústavu kôp po pravej strane poriečnej nivy Váhu. Môžeme v nich rozlíšiť tri rôzne generácie. Pruh travertínov je prerušený potôčkom od obce Potok. Najmladšia generácia je reprezentovaná doposiaľ sa tvoriacimi travertínmi, tzv. „tufovými terasami“ ktoré sú štátnou prírodnou rezerváciou a nikde nie sú odkryté. Holocénny vek týchto travertínov je jednoznačne dokázaný. Okrem nich patria k holocénnym travertínom aj menšie ložiská, nachádzajúce sa na vŕšku Skala, v nadloží starších travertínov.

Staršiu generáciu reprezentujú málo porušené sivomodré lavicovité travertíny Skaly, ktoré sú na niektorých miestach odkryté menšími lomami. Paleontologicky sú pomerne chudobné. Sem-tam sa v nich nachádzajú ulity (*Lymnaca*) a snáď aj úlomky veľkých Helicidov, ktoré by poukazovali na ich príslušnosť k interglaciálu. Ich celková pozícia vo vzťahu k vývoju doliny Váhu, charakter zvetrávania a nálezy artefaktov ich zaraďujú do posledného interglaciálu riss/würm.

Tretia a najstaršia generácia predstavuje travertíny ťažené v kameňolome „Báňa“ (foto 7), v západnej časti vrchu Skala. Od predchádzajúcich travertínov sa odlišujú jemným zvrstvením. Sú tvrdé, zlatožltej farby, silne rozrušené pomerne širokými puklinami až po podložie, takže dochádza k zosúvaniu jednotlivých kryh po plastickom podloží. Vyskytujú sa tu tiež travertínové brekie. Medzi jednotlivými kryhami vznikli kapsy so zložitou výplňou; striedajú sa v nich polohy hĺn a sutín, miestami sekundárne stmelené, ako aj zbytky fosilných pôd a ich deriváty. Niektoré z týchto pôd majú výrazne červenú farbu. Vysoký stupeň mechanického zvetrávania ložiska a prítomnosť červených výplní viedli k tomu, že boli zaraďované do starého pleistocénu, približne ako Pažica. Novšie výskumy však dokazujú, že takéto zaradenie treba prehodnotiť, pretože ide o mladšie travertíny. Ani v týchto travertínoch sa nepodarilo doposiaľ nájsť vhodné fosilérne vrstvy. Zatiaľ nemáme z nich žiadnu faunu. Pomerne bohatá fauna mäkkýšov a obratlovcov sa nachádza vo výplni puklín.

Travertíny „Drienok“ pri Bešeňovej. Travertínový komplex Drienok je oddelený od predchádzajúcich komplexov dolinným vrezom. Pevné travertíny pokrývajú pomerne malú plochu na kopčeku Drienok, ďalej sa tam nachádzajú mladé penovce a almy, tvoriace rozsiahle ložisko „Močiare“ na úpätí kopčeka. V oblasti Drienku sa dosť výrazne vyčleňujú tri generácie travertínov. Najstaršia vytvára dosku na vrchole kopca. Na vrchu leží doska pevných, sčasti zvetraných travertínov, pokrývajúcich súvrstvie sypkých penovcov, v podloží ktorých sú íly a sliene. V sonde (obr. 6) situovanej na vrcholku kopy sa nachádza teplá fauna. Fauna je najbohatšie zastúpená vo vrstve penovcov (poukazujú na prevahu suchozemských druhov). Podrobnejšie nálezy fauny sú uvedené v tab. 5.

Mladšia generácia travertínov je najmä na východnom a sčasti aj na j. úpätí Drienku. V malom lome na v. úpätí boli odkryté travertíny s nálezmi chladnomilnej flóry a studenej malokofauny sprášového charakteru (*Pupilla sp. div.*, *Columella columella Mart.*, *Vallonia tenuilabris A. Br.*). Tvorba týchto travertínov zapadá do glaciálu.

Najmladšie travertíny a penovce sa nachádzajú pri úpätí Drienku, sčasti tiež v nadloží uvedených glaciálnych travertínov va východnom svahu. Zoznam fauny z týchto travertínov je uvedený v tab. 5.

Zhodnotenie fauny. Nálezy získané zo sondy na Drienku patria medzi najbohatšie na Slovensku a v Liptove predstavujú doposiaľ jediný súbor, ktorý ukazuje vývoj fauny v priebehu interglaciálu. Prevažná väčšina typických interglaciálnych druhov, ako sú *Helicigona banatica* (Rssm.), *Pagodulina pagodula* (Desm.), alebo *Perforatella dibothryon* (Kim.), ako i väčšia časť druhov skupiny 1 sa sústreďuje vo vrstve 2 a je zreteľne zastúpená i v jej bezprostrednom podloží (vrstva 3 a 5). Hlbšie majú prevahu už druhy otvorenej krajiny, od suchomilných (5) po bohato zastúpené spoločenstvá bažín a plytkých vôd (9, 10). Ojedinele sa tu objavujú aj lesné prvky, typické pre teplé obdobia.

Bazálny íl (vrstva 11) vykazuje určité odlišnosti, ktoré sa prejavujú výskytom druhov *Discus ruderratus* (Fér.) a *Vitrea crystallina* (Müll.), ku ktorým hojne pristupuje *Bradybaena frutocum* (Müll.). Tento jav spolu s nízkym zastúpením lesných pravokov svedčí o tom, že zmienená poloha už odpovedá veľmi skorej fáze interglaciálu, pravdepodobne tesne pred nástupom podnebného optima.

Študované ložisko patrí k tým typom, kde ranná interglaciálna sedimentácia CaCO_3 dosahuje malú mocnosť a prevahu majú vrstvy z klimatického optima, ktoré nastupuje veľmi rýchle. Tento typ odpovedá pomerom na gánoveckom Hrádku a je charakterizovaný predovšetkým pre posledný interglaciál, nemožno však vylúčiť ani teplé obdobie, reprezentované v sprašových sériach pedokomplexom PK V. V Lúčkach takisto ukazuje na posledný interglaciál. Druhá fauna, získaná z malej sondy na východnom úpätí Drienku je holocénna.

Na základe doterajšieho štúdia sledovaného úseku kotliny, podloženého vzájomnou koreláciou sedimentov, morfológických foriem a pod., uvádzame stratigrafické závery, a to pre kvartérne i pre pliocénne sedimenty. Tieto závery treba chápať ako predbežné, pretože ako sme už v úvode uviedli, vo výskume budeme pokračovať.

Zvyšky pliocénnych sedimentov reprezentujúce predkvartérny reliéf (poriečnu roveň) najmä v doline Váhu, sa zachovali blízko rozvodovej čiary v strede kotliny. Kopec Bežan tvorí rozvodový chrbát. Tieto sedimenty, segmentované bočnými lavostrannými prítokmi Váhu potom podľahli deštrukcii spôsobenej svaňovými procesmi. Uložené sú stupňovite, takže tvoria 3 resp. 4 terasové stupne. Mocnosť ich akumulácií sa strieda, najväčšiu mocnosť (do 34 m) dosahujú na kopci Bežan. Podrobnejšie se sa zatiaľ nezaoberali otázkou ich stratigrafickej príslušnosti. Najnižšie položené vrstvy považujeme za vrchnopliocénne (levant). Tvorila asi ekvivalenty štrkových formácií (poltárovskej a kolárovskej). Podobne sme sa nezaoberali ich genézou, predpokladáme však, že majú riečno-jazerný vývoj.

Kvartérno-geologický vývoj územia nadväzuje na vývoj predchádzajúcich období, prebieha však v podmienkach vyznačujúcich sa celkovým ochladnutím klímy v cyklickom striedaní teplých a studených období, na pozadí tektonic-

kých pohybov zdvihového charakteru. Pôsobenie týchto faktorov sa odráža v sedimentoch a morfogénéze územia.

V dôsledku tektonického zdvihu na sledovanom území prebieha postupné znižovanie erózných báz — zarezávanie dolín Váhu a jeho prítokov, prerušované obdobiami prevládajúcej akumulácie — formovaním terás. Vďaka hlbkovej erózii Váhu a jeho prítokov, ktorá na skúmanom úseku Váhu má súmerný efekt cca 100 m a u prítokov cca 70 m, dochádzalo k postupnému formovaniu dolín. Prítom je treba počítať aj s procesmi svahovej modelácie. Doliny boli obyčajne tektonicky predisponované popaleogénnou tektonikou. Pliocénne, staro a strednopleistocénne sedimenty boli počas kvartéru najviac rozčlenené eróziou. Po erózných fázach na svahoch doliny i na zachovaných akumuláčnych zvyškoch dochádzalo na mnohých miestach k tvorbe travertínov.

Sledovanie priestorového rozšírenia pozície fluviálnych sedimentov (proluviálnych a terasových) Váhu alebo jeho prítokov vo vzťahu k travertínom umožňuje nám urobiť (mimo bežných metód morfometrických, petrografických atď.) určitú stratifikáciu vývoja fluviálnych sedimentov, reliéfu, mladej tektoniky a vôbec kvartérno-geologického vývoja študovaného územia. Tento prvok stratifikácie na sledovanom území považujeme za nový. Zároveň však poznamenávame, že táto problematika je veľmi zložitá, je v štádiu rozpracovania, preto uvedené výsledky majú len predbežný charakter.

Na základe uvedených údajov a v súlade s predbežnými výsledkami analýz stratigrafické začlenenie terás a travertínov študovaného územia sa javí takto. Do najstaršieho pleistocénu zaraďujeme proluviálne sedimenty najvyššieho a nižšieho stupňa, zachované v podloží travertínovej kopy na vršku Čerená, východne od Ludrovej. Zaraďujeme sem aj 3. a 2. vysokú terasu Váhu. Vysokú terasu 3. (T-VI) korelujeme s najvyšším zbytkom spomínaných proluviálnych sedimentov, stratigraficky ich zaraďujeme do donau. 2. vysokú terasu (T-V) a nižší stupeň proluviálnych sedimentov pod travertínmi Čerená zaraďujeme do günzu. Travertíny na uvádzanom vršku považujeme za interglaciál günz/mindel.

Do stredného pleistocénu zaraďujeme 1. vysokú terasu (mindel). V prípade jej rozčlenenia podľa rozdielneho podložia vysokú terasu (T-IVb) radíme do mindelu₁ a terasu (T-IVa) do mindelu₂. Travertíny — Lúčky-Skaličky a Vyšné Sliache-Skala (Skalica) zaraďujeme do okruhu interglaciálu mindel/riss. Diskutabilná je príslušnosť travertínov z lokality „Baňa“ pri Bešeňovej, ktoré ako vidíme, sú tiež strednopleistocénne (t. j. staršie ako posledný interglaciál). Do stredného pleistocénu zaraďujeme i stredné terasy a proluviálne sedimenty. 2. strednú terasu (T-III) zaraďujeme do rissu₁ a 1. strednú terasu (T-II) do rissu₂. Do vrchného pleistocénu zaraďujeme travertíny v lokalite v Lúčkach na Skale a Drienok pri Bešeňovej. Ide o travertíny posledného interglaciálu

riss/würmu. Ďalej sem zaraďujeme (do obdobia würmu) dnovú výplň poriečnych nív Váhu a jeho prítokov.

Do obdobia neskorého glaciálu a holocénu zaraďujeme sedimenty nivnej fácie, zachované na poriečnych nivách, travertíny v lokalitách Ludrová, východne od obce pri starom cintoríne, v Liptovskej Štiavnici, Vyšných Sliachoch (Kotlisko, Čertovica), v Lúčkach kaskádu travertínov v potoku, V Madočanoch, Liptovskej Teplej a v Bešeňovej. K holocénu radíme aj väčšinu zosunov. Deluviálne sedimenty považujeme hlavne za produkt vrchného pleistocénu a holocénu. U eluviálnych sedimentov vek neurčujeme, označujeme ich za kvartérne, pretože sa tvorili v širokom časovom intervale.

V priebehu tlačie bola v opustenom lome na dolomity pri Liskovej, ktorý leží medzi Lieskovskou jaskyňou a vápencovým lomom pod dedinou Martinček, zistená mocná fosiliférna séria. Na báze ležia hrubé vážske štrky s valúnmi melafýrov vo výške asi 18 m nad Váhom. Na nich leží mohutné súvrstvie svahových sutí s malakofaunou. Bezprostredne na vážskej terase leží tenká poloha sprašovitej hliny s druhmi *Pupilla sterri* (Vth), *P. muscorum* (L.), *P. triplicata* (Stud.), *Orcula dolium* (Drap.), *Vallonia costata* (Müll.) a *Clausilia dubia* Drap. — teda spoločenstvo ešte chladného obdobia. Nad ňou je poloha hrubej sute, ktorá obsahuje jednak prvky interglaciálne, ako *Acicula polita* (Htm.), *Ruthenica filograna* (Rssm.), *Ena montana* (Drap.), *Isognomostoma holosericum* (Stud.), *Carychium tridentatum* (Rsse), *Cochlodina* cf. *laminata* (Mtg.) a *Aegopinella* cf. *nitens* (Mich.), jednak druhy zodpovedajúce skôr prechodným fázám: *Busulus varians* (C. Pfr.) (druhý nález z pleistocénu), *Bradybaena fruticum* (Müll.), *Euomphalia strigella* (Drap.), *Clausilia pumila* C. Pfr., *Truncatellina cylindrica* (Fér.), *Abida frumentum* (Drap.), *Perforatella bidentata* (Gm.), *Orcula dolium* (Drap.), *Vitrea crystallina* (Müll.), *Vallonia costata* (Müll.), *Clausilia dubia* (Drap.), *Pupilla sterri* (Vth) a *P. triplicata* (Stud.). Z vodných boli zistené *Lymnaea truncatula* (Müll.) a riečne *Ancylus fluviatilis* Müll., ktorý dokazuje bezprostredný vzťah k fluvialnej akumulácii.

V bezprostrednom nadloží zmienenej terasy, podľa A. Droppu starorisskej, je teda doložené súvrstvie teplého obdobia, ktorého minimálny vek je predposledný interglaciál. Profil má mimoriadny význam pre datovanie liptovských terás a je podrobne spracovaný.

VÁCLAV ŠPIČKA* — IRENA ZAPLETALOVÁ*

**PŘÍSPĚVEK K PROBLEMATICE SPODNÍHO MIOCÉNU NA SV. OKRAJI
VÍDEŇSKÉ PÁNVE**

(1 obr. v textu, německé résumé)

Abstract. The paper is a contribution to knowledge of the stratigraphy of the northeastern part of the Vienna Basin and clarifies some questionable problems of development of the Lower Miocene in Middle Europe.

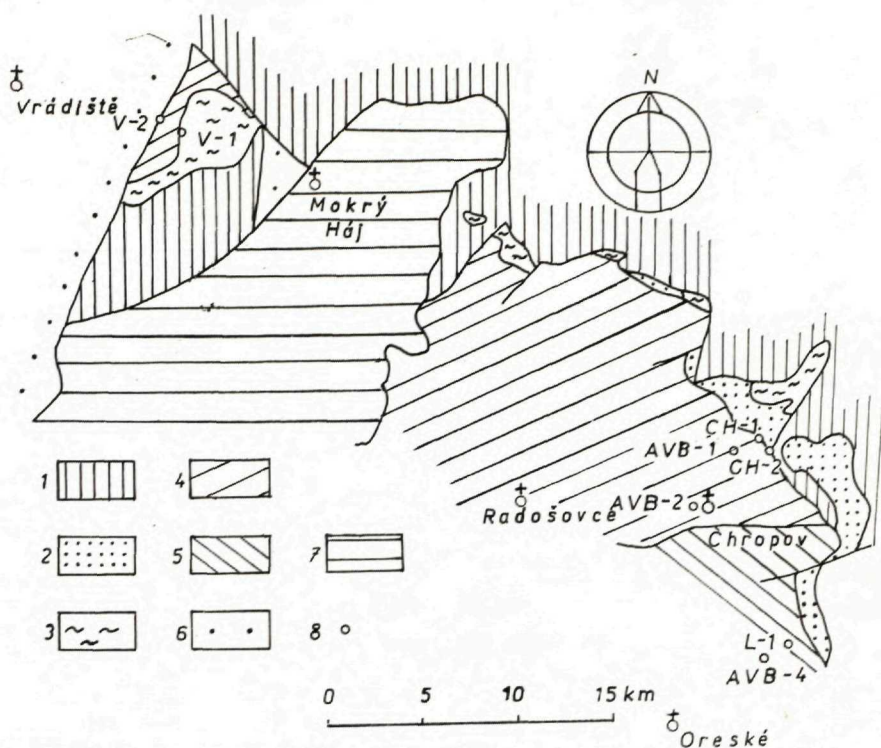
Zhodnocení starších prací

V poslední době se diskutovala otázka související s vymežováním dvou samostatných sedimentačních cyklů, eggenburské a lužické série**, kterým se při interpretaci intraburdigalské sávské fáze alpínské orogeneze přisuzoval význam samostatných stratigrafických jednotek (T. Buday — I. Cicha 1956, T. Buday — I. Cicha — J. Seneš 1965, T. Buday s kol. 1967, J. Kapounek A. Papp, K. Turnovsky 1960, J. Kapounek etc. 1965). V pracích V. Špičky (1967, 1968, 1968a) se poprvé upozornilo na skutečnost, že eggenburská a lužická série jsou stratigraficky ekvivalentní, takže regionální pojetí sávské fáze interpretované před usazením tzv. bazálního ssuťového slepence lužické série není opodstatněné. Vzhledem k tomu, že se tím změnila podstatně stratigrafická, tektonická a paleogeografická koncepce, doporučil se pro spodní miocén v dosavadním vymezení spodního burdigalu — helvetu s.s. nový název mikulčická série. Jedním z výchozích bodů pro širší hodnocení v tomto smyslu bylo zjištění mikrofaun smíšené povahy lužické a eggenburské série v dosavadním pojetí (I. Zapletalová) na nových odkryvech pelitů u Chropova, v blízkosti výchozů spodnoburdigalských chropovských slepenců.

Na prověření problematiky spodního miocénu na sv. okraji vídeňské pánve se provedlo v r. 1968 5 mělkých vrtů do hl. 30 m, jejichž výsledky v této práci předkládáme. Jedná se o vrty označené Větrník 1 a 2, Chropov 1 a 2 a Lopašov 1.

* Ústřední ústav geologický, Hradební 9, Praha

** Název „série“ se v práci používá pro označení lithostratigrafické jednotky a nikoliv jako chronostratigrafický pojem.



Obr. 1 Odkrytá geologická mapa části v. okraje vídeňské pánve se situací mělkých vrtů

Vysvětlivky: Mapa znázorňuje stav v generální mapě ČSSR; 1 – svrchní oddíl paleogénu bělokarpatské jednotky – střední až svrchní eocén; 2 – slepence a pískovce chropovské, brezovské a karbonátické (dosud eggenburská serie, dnes eggenburg resp. mikulčická serie); 3 – winterberské slepence a pískovce (dosud lužická serie, dnes eggenburg resp. mikulčická serie); 4 – šliřové sedimenty (dosud lužická serie, dnes eggenburg – otnang resp. mikulčická serie); 5 – karpát; 6 – sarmat; 7 – čupské šterky a pestré pelity (baden); 8 – mělké napovací vrty

Abb. 1 Aufgedeckte geologische Karte eines Teiles des Ostrandes des Wiener Beckens mit der Situierung der Seicht-Bohrungen

Erläuterungen: Die Karte stellt den Zustand in der Generalkarte der ČSSR dar; 1 – obere Abteilung des Paleogens der Weisskarpaten-Einheit – mittleres bis oberes Eozän; 2 – Chropover, Brezovaer und karbonatische Konglomerate und Sandsteine (bisher Eggenburger Serie, heute Eggenburgien resp. Mikulčice-Serie); 3 – Winterberger Konglomerate und Sandsteine (bisher Lužica-Serie, heute Eggenburgien resp. Mikulčice-Serie); 4 – Schlier-Sedimente (bisher Lužica-Serie, heute Eggenburgien – Otnangien resp. Mikulčice-Serie); 5 – Karpat; 6 – Sarmat; 7 – Čuper Schotter und bunte Pellite (Badenien); 8 – Seichte Kartierungs-Bohrungen

K řešení problematice je nutno poznamenat, že stratigrafická ekvivalence lužická a eggenburské série bez existence intraburdigalské orogeneze byla před realizací vrtů zásadně odmítána (T. Buday, I. Cicha, J. Kapounek, J. Seněš atd.). V poslední době se však odůvodněnost této ekvivalence akceptuje i ve stratigrafických pracech. V práci A. Pappa etc. (1968) se uvádí sice transgre-

sivní povaha lužické série, upozorňuje se však na skutečnost, že hallský šlír (paralelizovaný dosud s lužickou sérií — T. Buday — I. Cicha 1956) patří k eggenburské sérii. V přehledné stratigrafické tabulce se spodní části lužické serie řadí ještě k eggenburgu. Při hodnocení nově vymezeného stupně ottnangu (I. Cicha — A. Papp — J. Seneš 1969) se přejímají závěry V. Špičky (1968, 1969), že oddělení eggenburské a lužické série není opodstatněné.

Nové vrtní výsledky

Vrty V-1 a V-2 na z. svahu Veterníku (Winterbergu) jv. od Skalice.

Na z. a s. svahu Veterníku jsou četné výchozy převážně světle šedých hrubozrnných, polymiktních písků a pískovců s hojným klastickým flyšovým materiálem i vápenci. Místy jsou písky hlavně konkrecionálně zpevněné a vytvářejí se obzory nebo bochníky pískovců uspořádané více méně do souvislých poloh ve směru vrstevnatosti, které také římsovitě vyvětrávají. V některých polohách jsou v píscích a pískovcích i značně velké valouny až bloky flyšových hornin a mesozoických vápenců, s přechody do hrubých až balvanitých slepenců. Jedná se o tzv. winterberské písky, pískovce a slepence, považované za typové lokality lužické série a srovnávané s obzorem H 1 zjištěným uvnitř šlírové facie u Lužic.

Na s. svahu „Winterbergu“ byly zjištěny na výchozech a ve studni šlíry lužických vrstev. Předpokládalo se, že tvoří laterální ekvivalent resp. podloží pískovců. Naproti tomu na Gájei byla zjištěna transgrese pískovců na flyš (na bázi jsou hrubozrnné pískovce s ojedinělými většími valouny velikostí do 30 cm a mají ráz chropovských slepenců; tyto pískovce obsahují makrofaunu; výše jsou jemnozrnné pískovce s šlíry — T. Buday 1955). Podle toho nelze vyloučit, že písky, pískovce a slepence by mohly tvořit součást bazálních klastických sedimentů spodního miocénu. Zjištěné šlíry by mohly představovat jen polohy, jejichž výskyt při známém isopickém zastupování šlírové a slepencové facie je prokázán též v oblasti Lužic.

Vrty V-1 a V-2 přinesly další dílčí poznatky k řešení problému.

Vrt Větrník 1 byl vyvrtán v opuštěné pískovně, kde vycházejí ve stěně asi 10 m písky a římsovitě vyvětrávající pískovce (lokality č. 43 dle T. Budaye 1955).

Podle popisu provedeného J. Březinou — V. Špičkou byl zjištěn tento profil:

a) 0,00—28,00 m

Ve vyšších polohách (do 10 m hrubozrnné až středně zrnité většinou silně vápnité písky — pískovce) s složkami hrubých a středních šterků až slepenců, polohově zpevněné kalcitem. Nejvyšší šterkové polohy (do 2 m) jsou tvořeny opracovanými i ostrohrannými klastiky paleogenního materiálu (převládají hnědé biotitické břidlice, tm. šedé vápnité jílovce a pískovce). V některých polohách jsou krystaly sádrovce. Zpevněné hrubě psamitické pískovce připomínají místy zřetelně chropovské slepence (např. 7. — 8 m) a pískovce. Všeobecně jsou písky i pískovce s typickým velmi rozmanitým materiálem; příznačné jsou např. narůžovělé silně písčité břidlice. Převážně jsou psamity rozpadavé. Pelitické vločky nebyly zjištěny.

b) 28,00 — 30,00 m

Šedé, prachové, v int. 28,00—28,50 m žlutohnědě smouhované a až zelenošedé, prakticky nepísčité vápnité jíly, místy kostičkovitě rozpadavé, nevrstevnaté, místy s ojedinělou vápnitou makrofaunou.

Pozornosti zasluhuje nápadná makrolitologická shoda některých poloh na vrtu V-1 i na povrchových výchozech (viz též lokalita na Gájci) se spodnoburdigalskými chropovskými slepenci.

Mikrofaunistickým rozborem bylo zjištěno, že vrtem zastižená detritická facie je na mikrofaunu velmi chudá, četnější a druhově pestřejší mikrofauna je ve vápnitých jílech, v int. 28, 50—30,00 m. Vzorky z písčitoslepencové facie v int. 0,50—28,00 m zanechaly po rozplavení objemná residua polymiktních písků se značným procentem hrubého zrna, s podíly hrubších detritů a valounků tvrdých hornin (paleogenních i mesozoických hornin karbonátických). Obsahují hojně, místy až lumachelovitě nahloučené fragmenty cirripedií (podle určení P. Čtyrokého 1957 druhu *Balanus concavus* cf. *concavus* Bronn), dále úlomky ostreí, pectenů, neurčitelných pelecipodů, ježovčích ostnů (spatangoidních) a mechovek. Pozoruhodný je (neurčený) druh mechovky s kuželovitým zoariem, který známe jen z burdigalu vídeňské pánve, častější výskyt má jen v eggenburské sérii např. v oblasti Lužic.

V hrubších frakcích výplavů (cca nad 0,7 mm +) se nachází vzácná mikrofauna, jemnější frakce je sterilní. Pravidelně se ve vzorcích vyskytují: *Lingulina costata* Orb., *Leniculina* (L.) *subpapillosa* (Nuttall) neb *L.* (L.) *otomiensis* Makiyama, *Nodosaria* cf. *baccillum* DeFrance, *Lenticulina* (Robulus) sp., d. — např. *L.* (R.) *arcuatostrata* (Hantken), *L.* (R.) *cultrata* (Montfort), *L.* (R.) cf. *submamilligera* (Cush.), *L.* (R.) *calcar* (L.), *L.* (R.) *clericii carinata* (Marks) aj. se objevují v jednotlivých vzorcích porůznu. Obvyklým druhem bývá též *Heterolepa dutemplei* (Orb.).

Fauna je nápadná špatnou fosilisačí: je převážně fragmentární, značně omšelá, někdy znečištěná ulpívajícím slinitopísčitým materiálem. Stejně jako ochuzení i velikostní vytřídění a nepříznivé zachování fosilií lze přičíst na vrub fyzikálním podmínkám neklidu mělkého vodního prostředí, v němž byly schránky převalované a vlečené po dně. Residua z pelitického obzoru v hl. 28,00 — 30,00 m) mají menší objem, jsou však tvořena prakticky stejným klastickým materiálem jako facie slepencopísčitá. I zde se přídatně vyskytují drobné

úlomkovité tvrdé horniny a štěrčiky. Akcesoricky se objevuje pyrit, vzácně lignit, muskovit, místy hojně limonit (zvětralý pyrit).

Makrofauna, kvalitativně shodná s makrofaunou detritické facie, je mnohem vzácnější než v detritech. V hl. 29,50—30,00 m se k ní připojují nehojné *Silicispongie*.

Svrchní vrstvy pelitického souvrství (28,00—29,00 m) mají ráz přechodu mezi oběma faciemi. Mikrofauna chudého nadloží se obohacuje o drobné cibicoidesy a elphidie (*Cibicoides pseudoungerianus* (Cush.) a příbuzné formy, *Elphidium gr. crispum* (L.), lesklá mléčné opakní specie), objevuje se *Praeglobobulimina pupoides ovata* (Orb.), *Chilostomella*, *Allomorphina*, *Sphaeroidina* aj.

V int. 29,00—30,00 m jsou mikroasociace značně druhově bohaté. Celkovým charakterem (např. drobnějšími rozměry jednotlivých druhů a přítomností některých význačných forem) se plně shodují s faunou šlírů lužické série. Většina druhů se vyskytuje v jednom nebo několika exemplářích, jen několik druhů se uplatňuje větším počtem (relat. četností 2—3). Jsou to:

Praeglobobulimina pupoides — ovata (Orb.), *Gyroidina soldanii* (Orb.),? *Bathysiphon* sp., *Uvigerina* sp. d. Řídce se objevují *Praeglobobulimina striata* (Orb.), *Valvulineria aff. complanata* (Orb.), *Marginulina hirsuta* Orb. a *Cyclammina aff. bradyi* Cush. Řadou druhů jsou zastoupeny rody *Stilostomella* a *Siphonodosaria* a v souhrnu zaujímají v mikroasociacích význačné místo po boku nodosarid. Význam vůdčích druhů pro lužickou sérii v dosavadní interpretaci spodnomiocenních uloženin Dolnomoravského úvalu přísluší druhům? *Bathysiphon* sp. (B. cf. *filiformis* u I. Cichy 1956) a *Cyclammina aff. bradyi* Cush.

V intervalu 29,00—30,00 m je rozšířena také planktonní mikrofauna drobných globigerin, radiolárií a rozsívky.

Obě litologicky vymezená pásma na V-1 faunisticky dobře navazují na stejná pásma ve vrtu V-2.

Vrt Větrník — 2 byl vyvrtán sz. od V-1 v místech, kde se v generální mapě Gottwaldov interpretuje šlír lužické série.

Podle popisu provedeného J. Březinou — V. Špičkou byl zjištěn tento profil:

a) 0,00—0,90 m hnědá ornice

b) 0,90—2,50 m sv. hnědá, místy rezavě a bělavě skvrnitá spraš. hlína, silně vápnitá, mramorově žilkovaná

c) 2,50—20,5 m souvrství středně zrnitých až jemnozrných, v nejvyšších polohách hrubozrných psamitů, s ojedinělými vložkami jemných až stří. štěrků. V nezpevněných polohách se vyskytují silně vápnité, velmi kompaktní vložky, vzácně úlomky makrofauny

d) 20,5—30,0 m silně vápnité, v intervalu do 3 m sv. hnědé, slabě nazelenalé, místy rudě mramorované, žlutohnědě skvrnité, hlouběji šedé (23—25) a zelenošedé až šedo zelené, nejhluběji prachové nepísčité, nevrstevnaté, nepravidelně odlučné jílovce, v int. mezi 19,0—20,5 m se střídají pelitické vložky s psamity, jednak ve formě šlírů s poprašky, jednak velmi heterogenních závalků pelitů navzájem — hnědozelené ve sv. šedých pelitech (hrášky).

Přímo pod kvartérem se navrtaly winterberské písky, pískovce a šterky. Pelity zastížené v jejich podloží nejsou šlíry, nýbrž celé souvrství spíše připomíná součást bazálních sedimentů.

Mikrofaunistickým rozbohem byly zjištěny biofacie velmi blízké vývoji eggenburské série na vrtu Chropov-2.

Z detritické facie byly analyzovány vápnito-jílovité polohy z hl. 8,5–9 m a 19,5–20,0 m. Rozplavené vzorky zanechaly značné množství křemitého písku a přídatných klastik z flyšových hornin a vápenců. Akcesoricky jsou zastoupeny i rohovce.

Jako na vrtbě V-1 nalézá se sporadická fauna ve vzorku z hl. 8,5–9,00 m v hrubé frakci (*Lenticulina* sp., úl. *Nodosaria* cf. *bacillum*; úl. *Balanus* cf. *con-cavus*, spatangoidních ostnů a mechovek).

V hl. 19,5–20,0 m přechází detritická facie v pelitickou, jak o tom svědčí poměrně bohatá mikrofauna, blízká asociaci z hl. 28,0–30,0 m na vrtu V-1.

Vyskytují se ojedinělé druhy *Ammodiscus incertus* (Orb.) a *Cyclammia* aff. *bradyi* (Cush.); hojně *Praeglobobulimina pupoides ovata* (Orb.), méně četné *Hanzawaya boueana* (Orb.), *Valvulineria* aff. *complanata* (Orb.), *Gyroidina soldanii* (Orb.), vzácně *Heterolepa dutemplei* (Orb.), *Eponides umbonatus* (Rss), *Islandiella crussii* (Marks), ? *Praeglobobulimina striata* (Orb.), *Brizalina fastigia droogeri* (Cicha – Zapletalová) – (vesměš druhy drobného vzrůstu) – dále *Marginulina hirsuta* Orb., *Lenticulina* (*Robulus*) sp. d., *Stilostomella* sp. d. *Globigerina* sp. d.

Na hrubší sedimenty v hl. 20,0–23,0 m se váže výskyt velkých a ornamentovaných nodosariid a některých význačných druhů z ekvivalentních pelitů chropovské oblasti.

Lenticulina (L.) *totomiensis* Makyiama, *Lingulina costata* Orb., úlomky velkých nodosarií, planularií, *Lenticulina* (*Robulus*) cf. *submamilligera* (Cush.) aj., dále *Planulina wüllerstorfi* (Schwag.), úl. *Bathysiphon taurinensis* Sacco, *Haplophragmium* sp., *Vulvulina pennatula* (Batsch), *Chilostomella*, *Allmorphina*. Rovněž větší množství fragmentovaných cirripedií, něco úl. pectenů, echinoideí, bryzoí se nachází v tomto úseku.

V pelitické vrstvě v hl. 20,0–21,0 m se uložilo hojně sklér silicispongií (i dichotrieny). Komplex fosilií v popsaném intervalu doplňuje několik redeponovaných druhů paleogenního a křídového stáří a zajímavé problematikum (duté kulovité útvary se silnou vápnitou stěnou, opatřené větším subtriangulárním otvorem, zevně připomínající recentní rod *Sphaeridia* Heron-Allen et Earland (1928), vyskytující se v oblasti Chropova a výjimečně v lužické sérii (např. na vrtu Týnec-10).

Druhové a početní složení uvedených asociací, vývin a zachovalost druhů, přítomnost *Haplophragmium* sp., začleňují uvažované vrstvy na V-2 do pelitického horizontu burdigalu na Chropově.

Nejbohatší bentožní mikroasociace na V-2 daly jenně písčité vápnité jíly z hl. 23,0–25,0 m. Vyznačují se především až masově hojným rozšířením drobných druhů:

Bigenerina cf. *nodosaria* Orb., *Hanzawaya crassiseptata* (Luekowska), *Valvulineria aff. complanata* (Orb.), *Gyroidina soldanii* (Orb.). V hl. 24,0–25,0 m se opět objevují *Ammodiscus incertus* a *Cyclammina bradyi*, nově pak další typické druhy lužických šlírů — *Haplophragmoides vasiceki pentacamerata* Cicha — Zapletalová a *Sigmoilopsis ottanagensis* Cicha — Zapletalová (1970) — ne zcela typická forma. V asociaci cibicidoidesů je nutné zdůraznit četný druh *Cibicidoides conspicendus* (Pichwanova), v hl. 22,0–23,0 m. při větším rozšíření charakteristický pro „spodní burdigal např. na cf 600 Smrdáky-I. Facii lužického typu podkresluje opět drobná opakní forma *Elphidium* ex gr. *crispum*. Přítomné uvigeriny (okruh *U. schwageri* ?) připomínají mikrofauny ze šlírů u Hodonína (vrty Hod-68, 69, V. Špička — J. Zapletalová 1956) v nadloží suťo-u Hodonína (vrty Hod-68, 69, V. Špička — J. Zapletalová 1956) v nadloží suťového konglomerátu. Facii s masovým výskytem bigenerin demonstruje např. vrstva Lužice — 170.

V int. 23–25 m je dobře rozvinuta i planktonní mikrofauna (drobná globigerineta), v hl. 24,0–25,0 m spolu s čtenějšími radiolariemi a rozsivkami.

Pelitické vrstvy na vrtech V-1, 2 se faunisticky shodují a prokazují horizontální a vertikální prolínání pelitické facie s facií detritickou.

Vrty Ch-1 a Ch-2 vyvrtané u Chropova

Na sv. okraji obce Chropov jsou četné výchozy tzv. chropovských slepenců, řazených do eggenburské série. Jedná se o polymiktní hrubozrnné slepence, tvořené klastickým flyšovým materiálem, valouny vápenců a zrnky křemene. Zpevněné části římsovitě vyvětrávají. Tyto slepence se považují za ekvivalentní karbonátickým slepencům a pískovcům řazeným do eggenburské série (spodní burdigal — T. Buday 1955).

K SV na lokalitě č. 15 (T. Buday 1955) se uvádějí nad chropovskými slepenci v diskordantní poloze hrubozrnné, značně netříděné, místy až brekciovitě slepence s hojnými velkými ostrohrannými bloky. Tyto slepence byly zařazeny jako ekvivalent lužických slepenců do lužické série (svrchní burdigal — helvet s.s.), přičemž diskordantní uložení lužické série nad chropovskými slepenci se uvádí též u šlírové facie (T. Buday 1955).

V blízkosti lokalit chropovských slepenců byly zjištěny nové výchozy zelenošedých vápnitých jílu, podmíněné především úpravou polní cesty buldozerem. Dále v místech označených v mapě jako „kúlna“ byly těženy hrubé balvanité šterky, upomínající podle popisu na tzv. lužické slepence.

Vzájemné úložné poměry těchto litofacií nelze studovat. S největší pravděpodobností však jde o isochronní litofaciální změny podmíněné lokální nepravděpodobnou sedimentací. Obdobné poměry lze totiž pozorovat též na výchozech winterberských slepenců a pískovců.

Ve vápnitých jílech byla zjištěna smíšená fauna eggenburské a lužické série (rozbory I. Zapletalové in V. Špička 1967). Výchozy byly proto prověřeny vrty Chropov-1 a 2.

Podle popisu provedeného J. Březinou — V. Špičkou byl vrtem Chropov-2 (v blízkosti lokalit označených la, b, c, d — V. Špička 1967) zjištěn tento profil:

a) 0,00—8,30 m

sv. zelenošedé až hnědošedé, silně prachové až j. písčité, silně jemně slídnaté, místy se závalky stf. zrnitých písků, silně vápnité jíly, místy nedokonale vrstevnaté, odlučné, přecházející do 3,5 m až do jemnozrných silně jíl. váp. písků, na bázi (6,50—8,30 m) s přibývajícími úlomky váp. makrofauny a mikrofauny.

b) 8,30—15,80 m

šedé hrubozrné psamity až jemně psefity, většinou rozpadavé, polohově jsou silně diagonálně zpevněné vložky vápencových pískovců a slepenců. Některé polohy jsou velmi bohaté na vápnitou makrofaunu. Obsahují četné úlomky temně zel. břidlic a modrošedé valouny nejspíše vápenců. Některé polohy jsou nápadně shodné s vývojem např. v oblasti Cunina.

c) 15,80—23,00 m

tmavěšedé, středně až jemně písčité, slaběji vápnité jíly na bázi přecházející do středně zrnitých biotitických téměř nevápnitých pískovců. Jemně písčité jíly mají místy šlírovitý charakter (poprašky slíd), třebaže vrstevnatost není dokonalá. Obsahují úlomky zelených jílovců, místy uhelné zbytky. Jindy jsou jíly nepravidelně až kostkovitě odlučné, závalky sv. modrošedých jílovců nabývají větších rozměrů (až 5 cm). Ojedíněle se vyskytují hnízdovitě šedo zelené vápnité plastické jíly.

d) 23,00—24,00 m

šedé nevápnité a slabě vápnité, nepravidelně odlučné, velmi jemně slídnaté prachové jíly.

V hl. 8,30—15,80 m byly tedy zastíženy chropovské slepence a pískovce vycházející v těsné blízkosti na povrch. Nad nimi jsou pelity, podloží tvoří paleogén bělokarpatské jednotky. V pelitech byla zjištěna bohatá mořská mikrofauna, totožná kvalitativně s mikrofaunou nového odkryvu a příbuzná výše popsáným společenstvům na vrtech V-1 a V-2.

Optimální životní prostředí indikují asociace v rozmezí 0,00—4,00 m. Masově se vyskytují ? *Dendrofrya* sp., *Heterolepa* gr. *dutemplei* (Orb.), četná je *Planulina wuellerstorfi* (Schwager), *Lenticulina totomiensis* Makoyama, *Marginulina hirsuta* Orb., *Spiroplectammia carinata* (Orb.), *Brizalina antiqua* (Orb.), *Siphonina reticulata* (Czjz.), *Sphaeroidina variabilis* Rss. Od 4 m níže procentuální zastoupení těchto druhů v asociacích klesá, v hl. 6—7 m přejímá početně vedoucí roli *Cibicidoides pseudoungerianus* (Cush.). V rámci celého pelitického horizontu (0,00—8,30 m) si polohově udržují vyšší četnost (relativní číslo 2) *Spiroplectammia carinata*, *Sigmoilopsis schlumbergeri* (Silvestri), *Marginulina hirsuta*, *Heterolepa*, *Cibicidoides* gr. *pseudoungerianus*, *C.* cf. *lopjanicus*, *Cibicides* aff. *lobatulus* (W. a J.), *Mellonis affinis* (Rss.), *Mellonis soldanii* (Orb.).

Jen řídké byly zaznamenány např. *Marginulinopsis* aff. *fragaria* (Gümbel), *Lenticulina* (L.) *totomiensis* řada robulů a nodosarií v různých polohách, *Stilostomella aculeata* (Orb.), *Dentalina mucronata* Neugeboren, *Heterolepa praecincta* (Karrer), *Hanzawaya* sp., *Gyroidina soldanii* (Orb.), *Mellonis soldanii*, *Brizalina fastigia* (Cush)?, rovněž *Semivulvulina pectinata* (Rss.) a *Ammospirata* sp. *indet.* Jindy se uvedené druhy a mnohé další vyskytují vzácně nebo v jednom exempláři, a to zvláště nejcharakterističtější druhy

těchto vrstev *Cyclamina praecancellata* Voloschinova (na odkryvu byla častější), *Haplophragmium* sp., *Vulvulina pennatula* (Batsch), *Lingulina costata*, *Chilostomella ovoidea*. Pelagická mikrofauna je nejbohatší v hl. 0,00–1,00 m. Zachovaly se i velmi drobné cassigerinelly.

Nápadné je chybění uvigerin, mimo ojedinělé *U. gr. bononiensis* Fornasini na odkryvu a na vrtu Ch-2, zatímco na vrtu V-2 se v pelitech téměř průběžně vyskytuje několik druhů.

Thanatocenosa spodnějších vrstev (4,00–6,80 m) pelitického horizontu na Ch-2 jsou ochuzenější (relativně charakteristickou složkou v nich představují cibicidoidesy, elphidie a ostrakodi), pravděpodobně v souvislosti se změlením v těsné blízkosti klastické facie.

Makrofauna se ve výplavech ve zkoumaném profilu vrtu Ch-2 nachází vzácně. Neliší se od makrofauny vrtů V-1, V-2 (*Balanus*, mechovka s konickým zoariem apod.).

Vrt Ch-1 byl vyvrtán sz. od Ch-2 v místech nového lomu na klastický materiál a výchozů pelitů (v blízkosti lok. č. 2 – V. Špička 1967). Podle popisu provedeného J. Březinou – V. Špičkou byl zjištěn tento profil:

a) 0,00–6,00 m dtto Ch-2 za a), ornice do 0,70 m; b) 6,80–16,40 m dtto Ch-2 za b). V int. 15,50–16,40 m cca 10 cm valounky až ostrohranné úlomky flyš. materiálu (převládají jílovce); c) 16,40–20,30 m podobné jako Ch-2 za c), slabě vápnité, spíše jsou však charakteristické úlomky dobře odlučné, místy se jedná o typické detritické slepence – úlomky jsou tvořeny jílovci; d) 20,30–26,00 m tmavošedé, místy černošedé pevné, slabě vápnité jílovce, nepravidelně až střepovitě rozpadavé, v hlavě střípkovité břidlice. Místy jsou pyritové impregnace. Místy zřetelné úklony až 90.

Spodní miocén byl navrtán do hl. 16,40 m kde bylo zastíženo podloží tvořené svrchním oddílem paleogénu bělokarpatské jednotky. Zajímavou je skutečnost, že do hl. 6,80 m byly navrtány pelity, i když v těsném sousedství vrtu se těžily hrubé balvanité štěrky, pískovce a slepence. Lze to vysvětlovat tektonikou. Zároveň však nelze vyloučit možnost, že stratigraficky nejvyšší klastika vyznačená netříděným, ostrohranným i dobře opracovaným materiálem a řazená dosud k transgresi lužické série mohou patřit k sedimentům přemístěným a přepracovaným až v kvartéru.

Mikrofaunistickým rozbořem byla zjištěna spodnomiocenní fauna v hl. 2,00–6,80 m, v jemně až středně zrnitých písčítých vápnitých jílech, místy přecházejících do vápnitých písků. V hojných písčítých residuích s přídatnými klastiky je uchovaná chudší mikrofauna než v pelitech na Ch-2 a opačně hojně fragmentů *Balanus concavus*, méně ostreí, pectenů, ježovčích ostnů a mechovek (i kuželovité zoarium), brachyopodů ? a hlavonožce *Aturia aturi*?

Typickým mikroasociacím pelitického horizontu se nejvíce blíží společenstvo vrstev v hl. 2,50–3,00 m s ojedinělými *Lenticulina* (L.) *subpapillosa*, *Lingulina costata*, L. (*Robulus*) *arcuatostrata*, L. (R.) *clypeiformis*, *Nodosaria* cf. *bacillum*, *N. acuminata uniformata* Le Roy, *Vulvulina pennatula*, *Planulina wüel-*

lestorfi, *Cibicidoides chropovensis* (Cícha — Zapletalová). Celkově je na Ch-1 čeleď *Nodosarüdae* zastoupena slabě. V hl. 4—4,5 m se početně mírně uplatňuje *Islandiella cruissi*. Průběžně je příznivěji zastoupen *Cibicidoides pseudoungerianus*, který ve sdružení s vzácnými *Cibicides lobatulus*, *Elphidium crispum*, *Asterigerina planorbis* přebírá na Ch-1 úlohu ekologicky charakteristické asociace (hlubšího sublitorálu). Vzácně jsou zastoupeni marinní skořepatci. Problematikum z V-2, Ch-2 se opět vyskytuje.

Z bazálních chropovských slepenců byl na Ch-1 mikropaleontologicky zkoumán int. 6,5—17,0 m. Vzácné nálezy fauny jsou stejné jako v pelitech na Ch-1 i v ostatních vrtech:

Balanus, *Ostrea*, úl. *Lenticulina* cf. *totomiensis*, *Dentalina vertebralis* Batsch, *Cibicidoides pseudoungerianus*, *Elphidium* sp. d.

Vrty Chropov-1 a 2 navazují na výsledky vrtů AVB-1 a 2, které byly vyvrtány směrem do pánve, jz. směrem od Ch-1, 2. AVB-1 (T. Buday, I. Cícha 1956) zjistil v hl. 4,60—17,85 m pelity s bohatou mikrofaunou, která byla zařazena do lužické série a u níž se upozorňovalo na vztahy k hallskému šlíru (I. Cícha 1956). Bazální klastika jsou málo mocná, v hl. 17,85—19,00 m. Vrt AVB-2 navrtal v hl. 1,65—91,00 m pelity, které mají od 7,40 m převážně litofaciální povahu typických šlířů, ve vyšší části s hojnými rybími šupinami. K bazálním klastickým sedimentům patří písky a pískovce navrtané v hl. 91,00—103,60 m.

Mikrofaunistickým rozbořem bylo zjištěno, že pelity do hl. 54,30 m jsou prakticky sterilní na mikrofaunu, pouze s hojnými rybími zbytky. Byly zařazeny do svrchního burdigalu, k jílovcům radošovského typu. Mikrofaunisticky bohaté pelity v hl. 54,30—87,40 m byly zařazeny k bohatým vrstvám svrchního burdigalu, zatímco nejspodnější provrtané vrstvy jako typické sedimenty do spodního burdigalu. Na tomto vrtu se předpokládala transgrese šlířové facie svrchního burdigalu přímo na klastické sedimenty spodního burdigalu. Z litofaciálního popisu i mikrofaunistických rozborů vrtů však je zřejmé, že jde o existenci jednotného sedimentačního cyklu, s ochuzením mikrofauny v nejvyšším úseku. Seznamy foraminifer v bohatém pásmu na vrtech AVB-1, 2 (I. Cícha 1956) dovolují jednoznačnou paralelizaci pásma s pelity na vrtech Ch-1, 2 a na novém odkryvu. Průběžně jsou uváděny druhy *Lingulina costata*, *Lenticulina totomiensis*, *Planulina wüllerstorfi*, *Vulvulina pennatula*, *Spiroplectammina carinata*. Společenstva robulů, stillostomell a jiných skupin jsou prakticky shodná se společenstvy vrtů Ch-1, 2 a odkryvů. Polohově je v profilech AVB-1, 2 zaznamenán hojný výskyt druhů *Siphonina reticulata*, *Sphaeroidina bulloides* Orb. (zřejmě *S. variabilis*), *Brizalina antiqua*, *Uvigerina* sp. d. Zvláště významné je zjištění druhu *Cyclammina praecancellatana* na AVB-2 v několika vrstvách (64, 30—64,50, 67,70—67, 90, 81, 30—81,50 m) a téměř stálé zastoupení dr. *Vulvulina pennatula* v celém profilu.

S použitím výsledků vrtů Chropov-1 a 2 lze považovat za prokázané, že faunisticky bohaté sedimenty řazené dosud jednak do eggenburské jednak do lužické série patří ve skutečnosti jedinému cyklu počínajícímu v této oblasti bazálními detrity chropovského typu. Biofaciální vývoj těchto sedimentů, ukazuje jasně prolínání fauny lužické série s prvky série eggenburské. Prokazuje se tak správnost závěrů V. Špičky (1967, 1968) především v tom smyslu, že eggenburská série a spodní část lužické série jsou stratigraficky ekvivalentní facie jediného spodnomiocenního cyklu.

Príslušnost k lužické sérii je zcela jasná. Svědčí pro ni celkový ráz mikrofauna na lokalitě Větrník, spolu s přítomností význačných druhů lužické série jako jsou *Cyclammia aff. bradyi*, *Sigmoilopsis otnangensis*, *Elphidium gr. crispum*, *Nodosaria acuminata uniformata* na Chropově a druhu *Lingulina costata* na obou lokalitách. Časovou ekvivalenci s eggenburskou sérií prokazují:

1. častější výskyt dr. *Cyclammia praecancellata* na odkryvu a na vrtu AVB-2.

2. Četnější až hojně zastoupení druhu *Vulvulina pennatula*, vyskytujícího se v typických lužických vrstvách jen velmi vzácně a v drobných exemplářích.

3. Rozšíření druhu *Cibicidoides conspicendus*, jehož nálezy v lužické sérii jsou rovněž vzácné, na V-2. Masově je charakteristický ve společenstvu s *C. praecancellata* na cf-600 Smrdáky-1.

4. Nálezy (i když početně chudé) *Chilostomell*, ojedinele se objevujících jen v okrajových zónách lužických šlírů (např. na Cuníně), kde již v minulosti byly pozorovány vztahy k eggenburskému vývoji.

5. Druhy: *Haplophragmium* sp. a *Ammospirata* sp. V typové oblasti lužických šlírů první druh nebyl dosud nalezen a *Ammospirata* sp. byl identifikován jen ve „spodním burdigalu“.

6. Častější zjištění mechovky s konickým zoariem, v lužických šlírech výjimečné, běžné ve vrstvách s *Cyclammia praecancellata*.

K důležitým dokladům ekvivalence s eggenburgem patří fakt, že pelity se vyvíjejí z chropovského slepence, jak vyplývá i z charakteru fauny ve slepencích na Ch-1.

Případné námitky proti ekvivalenci s eggenburskou sérií, založené na znacích negativních (nepřítomnosti nebo vzácném výskytu charakteristických specií, např. dr. *Cibicidoides budayi* (Cicha — Zapletalová), *Lenticulina* (*Robulus*) *meznericsae* (Cicha) lze odmítnout poukazem na nepřítomnost řady druhů význačných v lužickém vývoji, např. *Haplophragmoides vasiceki pentacameratus*, *Budaschevaella* sp., *Recurvoides* sp. Popescu 1969 aj.

Podle paleontologických výsledků probíhala v oblasti Chropova mořská euhalinní sedimentace, jednak v bazálních klastikách, jednak v nadložních šlírech, přičemž klastika i šlíry jsou zřejmě isopickými faciemi spjatými pozvolnými laterálními i vertikálními přechody. Makrolitologická povaha klastic-

kých sedimentů v oblasti Chropova prokazuje ekvivalenci s klastiky winterberskými i lužickými. Při narůstání mocnosti šlířů směrem do pánve představuje celý profil spodního miocénu jednotný sedimentační cyklus, který faunisticky lze dělit na spodní bohatý a vrchní chudý oddíl, v jehož vyšších úsecích dochází k postupnému vyslazení a vymizení fauny (šlířové jíly a jílovce, faunisticky sterilní). Pozvolný přechod z faunisticky bohatých šlířů do nejvyšších sterilních vrstev je prokázán na vrtu AVB-2.

Vrt Lopašov-1 vyvrtaný u Lopašova

U Lopašova se vyvrtala vrtba AVB-4 (T. Buday — I. Cicha 1956), která zastihla v podloží karpátu od hl. 13 m pouze silně faunisticky ochuzené nebo sterilní jílovce radošovského typu. V nejnižším úseku byly zastíženy tufity. Za účelem prověření tufitického obzoru a příp. jeho podloží byla vyvrtána blíže k okraji pánve vrtba Lopašov-1.

Podle popisu J. Březiny — V. Špičky zjistila vrtba tento profil:

a) 0,00—0,60 m
sv. hnědá ornice

b) 0,60—1,20 m
sprašová hlína, sv. hnědošedá

c) 1,20—6,00 m
zelenošedé a žlutohnědě skvrnitě, silně prohnětené písčité nevápnité jíly, směrem do korunky přibývají úlomky šedých jílovců

d) 6,00—11,50 m
šedé, místy silně žlutohnědě skvrnitě jílovce, nepravidelně odlučné, místy střepovitě a last. odlučné

e) 11,50—30,00 m
šedé nedokonale šlířovité nevápnité jíly až jílovce, místy se světle šedými jemnozrnnými pískovci silně jemně slídnatými. Ve vyšších polohách jsou texture značně nepravidelné, kdežto ve spodnějších partiích se začínají objevovat subparalelní písčité vložky. Některé polohy jílovců vykazují barevně laminární zvrstvení. Některé sv. šedé pískovce obsahují biotit (26,8, 29,7—30,00 m), takže nelze vyloučit pyroklastickou příměs. Od 29,2 do 29,8 m mají pelity charakter. bentonitický habitus.

Mikrofaunistický rozbor potvrdil, že byly zastíženy pouze nejvyšší vrstvy, v nejhlubším úseku s tufitickým obzorem. Navrtání obzoru o cca 70 m výše než na vrtu AVB-4 svědčí o redukcí mocnosti vrstev. Vzhledem k navrtání nejvyšších šlířů v těsné blízkosti okraje lze usuzovat na možnost zlomového omezení okraje pánve.

Podle mikrolitologické podobnosti (zbytky jílovitého sedimentu, zuhelnatělý rostlinný detritus) a podle místy nalezených sklér silicispongií a sporadických drobných křehkých radiolarií (*Cenosphaera* sp.) lze souvrství šlířů na sondě Lopašov-1 srovnávat se svrchním, brakickým až sladkovodním oddílem

burdigalu v oblasti Štefanova, kde se vyvíjí z vrstev s *Cibicidoides budayi*. Nejhlubší polohy těchto radošovských šlírů, obohacené vulkanogenním materiálem, jsou bezfosilní.

Závěr

Předložená práce novými poznatky na význačných lokalitách na sv. okraji vídeňské pánve Chropov a Winterberg přispívá k problematice stratigrafie, paleogeografie a tektogeneze spodního miocénu.

Chropovské slepence, řazené dosud k eggenburské serii a winterberské slepence a pískovce, považované dosud za součást vyšší výrazně transgresivní lužické serie, jsou navzájem stratigraficky ekvivalentní. Klastické sedimenty různých typů (chropovské, winterberské, lužické, hodonínské atd.) představují především součást bazálních vrstev eggenburgu, i když se v různé míře uplatňují též v další spodnomiocenní sedimentaci. Klastika a šlíry jsou isopickými faciemi spjatými pozvolnými vertikálními a laterálními přechody. Celý profil spodního miocénu představuje jednotný sedimentační cyklus s postupným vyslazením a vymizením fauny směrem do nadloží. Spodní bohatý oddíl šlírové facie, řazený dosud k mladší lužické serii, je ve skutečnosti stratigrafickým ekvivalentem eggenburgu a vyvíjí se laterálně i vertikálně postupně z bazálních vrstev, včetně existujících přechodů. Toto hodnocení je plně v souladu se zařazením halského šlíru, který je ekvivalentem spodního lužického šlíru vídeňské pánve (bathysifon — cyclamminového šlíru — T. Buday — I. Cicha 1956), v perialpské molase k eggenburgu. Svrchní chudý oddíl se vyvíjí pozvolně ze spodních mořských vrstev.

Novými výsledky se tedy potvrdila správnost závěrů V. Špičky (1968, 1969), že mladší sávská intraburdigalská fáze v dosavadním pojetí neexistuje. Tím zmizelo toto kritérium uvažované pro rozlišení a vymezení eggenburgu a ottnangu ve vídeňské pánvi. Vzhledem k jednotnosti sedimentačního cyklu spodního miocénu, ve kterém nelze provést zdůvodněné členění na regionálně sledovatelné dílčí jednotky, je vhodné používat názvu mikulčická serie ve stratigrafickém rozpětí eggenburg — ottnang ve smyslu I. Cichy — J. Seneše (1970).

V předložené práci se hodnotí lithologie a mikrofauna mikulčické serie (eggenburgu — ottnangu) na nových mělkých vrtech Větrník — 1, 2, Chropov 1, 2 a Lopašov — 1, které v navázání na starší vrty a výchozy podstatně přispěly k řešení složité problematiky spodního miocénu.

Do tlače doporučil J. Seneš

LITERATURA

- [1] Buday, T. 1955: Zpráva o geologickém mapování v severovýchodní části dolnomoravského úvalu. MS Geofond P 7251. Praha. — [2] Buday, T. 1955: Stratigrafie spodního a středního miocénu hlavních oblastí dolnomoravského úvalu. MS Geofond P 6299. Praha. — [3] Buday, T. 1955: Zpráva o výzkumech v neogénu dolnomoravského úvalu v roce 1954. MS Geofond P 6232. Praha. — [4] Buday, T. — Cicha, I. ete. 1956, 1960: Dokumentace k listu Gottwaldov. MS Geofond P 12498. Praha. — [5] Buday, T a kol. 1967: Regionální geologie ČSSR. Díl II. Západní Karpaty. 2. sv. Praha. — [6] Cicha, I. — Seneš, J. 1968: Sur la Position du Miocène de la Paratéthys centrale dans le Cadre du Tertiaire de l'Europe. Geol. Zb. Geol. Carpathica XIX/1. Bratislava. — [7] Cicha, I. — Papp, A. — Seneš, J. 1969: Chronostratigraphie und Neostratotypen. Bd. 3. Ottnangien. (V tisku). — [8] Cicha, I. — Seneš, J. 1970: Stratigrafické členění mladšího terciéru Západních Karpat a jeho problematika. Sb. geol. věd. ř. G. sv. 18. Praha. — [9] Grill, R. 1968: Erläuterungen zur Geologischen Karte des nordöstlichen Weinviertels und zu Blatt Gänssarndorf. Geol. Bundesanst. Wien. — [10] Kapounek, J. — Kröll, A. — Papp, A. — Turnovsky, K. 1965: Die Verbreitung von Oligozän, Unter und Mittelmiozän in Niederösterreich. Erdoel — Erdgas Zeitsch. 81. Jg. H 4. Wien. [11] Papp, A. et al. 1968: Zur Nomenklatur des Neogens in Österreich. Verh. der Geol. Bundesanst. H 1/2. Wien. — [12] Špička, V. 1968: Poznámky k paleogeografii, tektonice a stratigrafii burdigal — helvetu v západním úseku Karpat. Věstník ÚÚG XLIII/2. Praha. — [13] Špička, V. 1968: K otázce diskordance mezi eggenburskou a lužickou sérií v miocénu západních Karpat. Geologické práce, Správy 46. Bratislava, GÚDŠ. — [14] Špička, V. — Zapletalová, I. 1967: K problému paleografie, tektogenéze a stratigrafie spodního miocénu (burdigal-helvetu) v oblasti karpatské čelní hlubiny ždánické jednotky a vídeňské pánve. MS Geofond. Praha. — [15] Zapletalová, I. 1965: Současný stav a výsledky mikrostratigrafického výzkumu neogénu vídeňské pánve. MS Geofond. Praha. [16] Špička, V. — Zapletalová, I. 1956: Příspěvek k poznání spodního a středního miocénu v severovýchodní části Vídeňské pánve. Práce úst. pro naft. výzk. R. E. N° 23—25. Brno.

BEITRAG ZUR PROBLEMATIK DES UNTEREN MIOZÄNS AM NORD-RANDE DES WIENER BECKENS

(Zusammenfassung des tschechischen Textes)

Die vorliegende Arbeit trägt mit neuen Erkenntnissen aus bedeutsamen Lokalitäten am NO Rande des Wiener Beckens, Chropov und Winterberg, zur Problematik der Stratigraphie, Paleogeographie und Tektogenese des unteren Miozäns bei.

Wie es nachgewiesen wurde, sind die Chropov-Konglomerate, bisher zur Eggenburger Serie gereiht, und die Winterberger Konglomerate und Sandsteine, bisher als Teil der höher liegenden ausgeprägt transgressiven Lužicer-Serie betrachtet, miteinander stratigraphisch äquivalent. Die klastischen Sedimente von verschiedenen Typen (Chropov-, Winterberg-, Lužice-, Hodonín- Typ usw.) stellen vor allem einen Teil der basalen Schichten des Eggenburgiens vor, wenn auch sie sich in verschiedenem Masse während der weiteren Sedimentation des Untermiozäns bemerkbar machten. Die klastischen Gesteine und Schlier sind isopische Fazies, durch allmähliche vertikale und laterale Übergänge verbunden. Das ganze Profil des Untermiozäns bildet einen einheitlichen Sedimentationszyklus mit allmählicher Aussüssung und Verschwinden der Fauna zum Hangenden zu. Die untere, faunenreiche Abteilung der Schlier-Fazies, bisher zur jüngeren Lužicer-Serie gereiht, ist in Wirklichkeit ein stratigraphischer Äquivalent des Eggenburgiens und entwickelt sich allmählich lateral und vertikal aus den basalen Schichten, einschliesslich der existierenden Übergänge. Diese Wertung steht in vollem Einklange mit der Reihung des Haller Schliers, welcher ein äquivalent des Lužicer-Schliers der Wiener Beckens ist (Bathysifon-*Cyclammína* — Schlier — T. Buday — I. Cicha 1956), in der Peri-alpinen Molasse zum Eggenburgien. Die obere, faunenarme Abteilung entwickelt sich allmählich aus den unteren marinen Schichten.

Die neuen Ergebnisse bestätigten also die Richtigkeit der Schlüsse von V. Špička (1968, 1969) dass die jüngere Savische intraburdigalische Phase in bisheriger Auffassung nicht existiert. Damit ist auch das Kriterium verlorengegangen, welches zur Unterscheidung und Ausgliederung des Eggenburgiens und Ottnangiens im Wiener Becken in Betracht gezogen wurde. In Bezug auf die Einheitlichkeit des Sedimentationszyklus des unteren Miozäns, in welchem eine begründete Gliederung in regional verfolgbare Teil-Einheiten nicht durchgeführt werden kann, ist es geeignet die Bezeichnung Mikulčice-Serie von stratigraphischer Reichweite Eggenburgien-Ottnangien im Sinne von I. Cicha — J. Seneš (1970) anzuwenden.

In der vorliegenden Arbeit wird die Lithologie und Mikrofauna der Mikulčice-Serie (Eggenburgien-Ottnangien) an den neuen seichten Bohrungen Větrník-1, 2, Chropov-1,2 und Lopašov-1 ausgewertet, welche an die älteren Bohrungen und Vorkommnisse anschliessend zur Lösung der komplizierten Problematik des unteren Miozäns wesentlich beigetragen haben.

Preložil J. Pevný

THE
MUSEUM OF
THE
CITY OF
NEW YORK

THE
MUSEUM OF
THE
CITY OF
NEW YORK

THE
MUSEUM OF
THE
CITY OF
NEW YORK

THE
MUSEUM OF
THE
CITY OF
NEW YORK

THE
MUSEUM OF
THE
CITY OF
NEW YORK

PAVEL KULICH*

**PRÍSPEVOK KU GEOLÓGII ČIERNEJ HORY SO ZAMERANÍM
NA ZÁPADNÚ ČASŤ POHORIA**

(2 obr. v texte, anglické resumé)

Abstrakt. In diesem Beitrag ist eine geologische Detail-Charakteristik des westlichen Teiles des Čierna hora-Gebirges wiedergegeben. Gelöst wird die Anknüpfung der Orientation von kleintektonischen und makrotektonischen Elementen an die Richtungen der alpinen Faltungs-Prozesse. Die Gründe für die Eingliederung des Čierna hora-Gebirges in die Veporiden werden erwähnt das Geburige ist in einzelne tektonische Zonen geteilt.

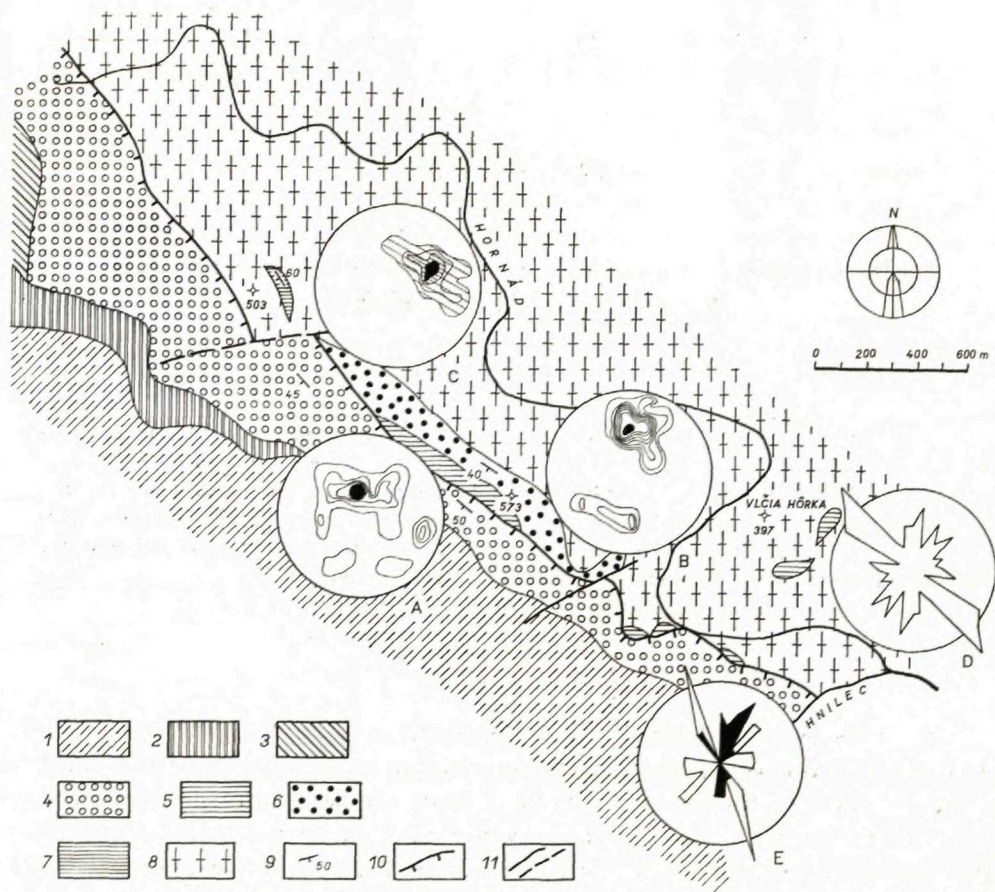
Stručný prehľad geologických pomerov

Čierna hora je najvýchodnejšie pohorie centrálnych Západných Karpát. Pre jej komplikovanú geologickú stavbu sa doteraz nedá jednoznačne dokázať, ku ktorej väčšej jednotke toto pohorie tektonicky patrí. Starší autori zaraďujú Čiernu horu buď k tatridám alebo veporidám, ale ich názory sa rozchádzajú a tento stav trvá dodnes. V. Uhlig (1903, 1907) zaraďuje pohorie k vysokotatranskému pásnu. D. Andrusov (1938) usudzuje, že pásmo Čiernej hory patrí k tatridám. F. Rösing (1947) zaraďuje pohorie k tatridnej jednotke.

Najnovšie prevláda názor, že pásmo Čiernej hory predstavuje východné pokračovanie tektonickej jednotky veporid. Tak napríklad O. Fusán (1963) zaraďuje pásmo Čiernej hory k veporidám, a to ku krakľovskému pásnu. Podľa J. Kamenického (1967 in M. Maheľ s kol., 1967) hlavným spoločným znakom pre priradenie Čiernej hory ku krakľovskému pásnu je intenzita diaforézy. Tak isto aj zastúpenie jednotlivých petrografických typov hornín v krakľovskom pásme a v Čiernej hore je približne rovnaké.

V kryštaliniku pásma Čiernej hory prevládajú parabridlice nad granitoidnými horninami. Granitoidné horniny tvoria len dve väčšie a niekoľko menších telies vo v. časti Čiernej hory. Synkinematické migmatity, ktoré tu okrem typických pararúl vystupujú, predstavujú hlbšiu metamorfnú fáciu pararúl a

* Slovenský geologický úrad, Prievozská 26, Bratislava



Obr. 1 — Štatistické vyhodnotenie drobnotektonických meraní z okolia lubenícko-margecianskej tektonickej línie v úseku Štefánska Huta — Margecany (P. Kulich 1970).

1 - 4 gemeridy; 1 - 3 perm; 1 - arkózy, bridlice, droby, zlepence; 2 - kremité porfýry; 3 - tufty a tufty kremitých porfýrov; 4 - karbón: polymiktné zlepence, pieskovce, bridlice; 5 - 8 pásma Čiernej hory; 5 - 6 trias; 5 - dolomity; 6 - kremence; 7 - 8 kryštalínium; 7 - amfibolity; 8 - svory, diafortity, fylonity; 9 - smery a sklony vrstiev; 10 - tektonické línie; 11 - zlomy zistené a predpokladané
 A - kontúrový diagram alpinskej bridličnatosti (s_2) hornín karbónu a permu z okolia tektonickej línie
 B - kontúrový diagram alpinskej bridličnatosti (s_2) ektinitov z okolia tektonickej línie
 C - kontúrový diagram vrstevnatosti (ss) kvarcitov z okolia tektonickej línie
 D - ružový diagram systémov puklín ektinitov z okolia tektonickej línie
 E - ružový diagram systémov puklín hornín karbónu z okolia tektonickej línie

Fig. 1 Statistical Evaluation of minor Tectonic Measurements from the Vicinity of the Lubeník-Margecany Line in the Section Štefánska Huta-Margecany (P. Kulich 1970).

1 - 4: Gemerides: 1 - 3: Permian, 1 - arkoses, shales, greywackes, conglomerates, 2 - quartz porphyries; 3 - tufts and tuftites of quartz porphyries, 4 - Carboniferous: polymict conglomerates, sandstones shales, 5 - 8: Čierna hora zone. 5 - 6: Triassic; 5 - dolomites; 6 - quartzites; 7 - 8: crystalline; 7 - amphibolites; 8 - mica schists, diaphorites, phyllonites; 9 - strikes and dips of beds; 10 - tectonic lines, 11 - faults established and supposed.

A - contour diagram of Alpine schistosity (s_2) of Carboniferous and Permian rocks near the tectonic line. B - contour diagram of Alpine schistosity (s_2) of ektinites near the tectonic line. C - contour diagram of stratification (ss) of quartzites near the tectonic line. D - rose diagram of joint system of ektinites near the tectonic line. E - rose diagram of joint systems in Carboniferous rocks near the tectonic line

pozvolna do nich prechádzajú (J. Kamenický 1967 — in M. Maheľ a kol. 1967). Kryštalikum buduje jadro megaantiklinály Čiernej hory. V západnej časti pohoria ho tvoria komplexy hornín, ktoré patria k ektinitom a k migmatitizovaným horninám. Pôvodný materiál ektinitov a migmatitizovaných hornín má zrejme rovnaký vek a podobný charakter, odlišný charakter vystupujúcich hornín je podmienený intenzitou metamorfózy, prítomnosťou a stupňom migmatitizácie. V častiach, kde sa prevažne uplatnila dynamometamorfóza vznikali horniny typu ektinitov, v blízkosti starých tektonických zón v súvislosti s preniknutím erupzívnej zložky vznikali granitizované — migmatitizované horniny s početnými žilkami kremeňa, aplítov a pegmatitov. Smer pásma ektinitov v západnej časti pohoria je SZ—JV. V tejto zóne vystupujú horniny s povahou chloriticko-sericitických, chloritických a dvojsludných svorov, kremitých svorov, amfibolitov, biotitických pararúl a podobne. V častiach postihnutých retrogradnou metamorfózou vznikli chloritické bridlice, fylonity, chloriticko-sericitické svory, diaforitické svory. Tieto petrografické typy vznikli z hornín, ktoré mohli mať až rulový charakter. Amfibolity zastúpené v komplexe ektinitov vznikli z konkordantných telies ofiolitov a ich tufov účinkom vysokej teploty a tlaku počas metamorfózy. Tieto horniny dostávajú lokálne charakter biotiticko-amfibolických rúl.

Migmatitizované horniny vystupujú v súvislom pásme, ktoré prebieha celým územím západnej časti Čiernej hory, severne od zóny ektinitov. Druhá poloha menších rozmerov začína v Prostrednej doline a pokračuje ďalej na západ. Je situovaná do zóny ektinitov. Migmatity na tomto území predstavujú synkinematické horniny s rozdielnym zastúpením ortozložky a parazložky. Smerom k severu pozvolna prechádzajú do vysokoerogénnych migmatitov, ktoré majú charakter anatektických granitoidov (L. Kamenický 1963, in O. Fusán a kol. 1963), smerom ku komplexu ektinitov sú prechody rýchlejšie. Zastúpené sú tu štyri základné petrografické typy migmatitov. Migmatity konkordantne páskované tvoria najväčšiu časť migmatitizovaných hornín kryštalinika v uvedenej oblasti. Vyznačujú sa paralelnou páskovou textúrou, v ktorej sa striedajú tmavé pásy parazložky so svetlejšími páskami ortozložky. Okaté embrechity vystupujú medzi už spomínanými páskovanými embrechitmi len lokálne (Holý hrbok, k. 677,7 m) a postupne s nimi splyvajú. Diskordantne žilkované migmatity vystupujú na malých plochách a sú zbrázdnené systémom ptygmatitických žiliek. Tieto žilky obvykle nesledujú foliáciu, ktorá je vyvinutá vždy, ale často nevýrazne. Žilky nemajú v celej svojej dĺžke ptygmatitickú stavbu, prechádzajú do nezvrásnených partií. Prejavujú značnú samostatnosť, často aj v jednej žilke koliše smer vrásových osí.

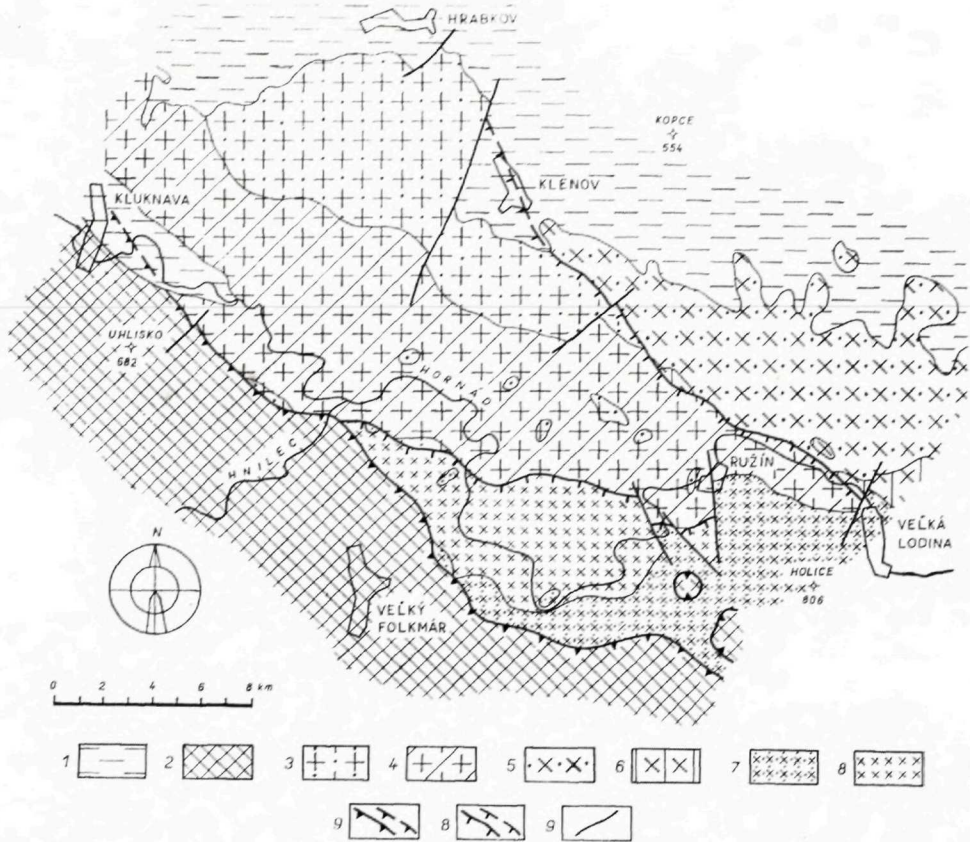
Difúzne migmatitizované horniny (anatektické granitoidy) vystupujú v severnej časti migmatitizovaného komplexu. Do tohto typu hornín prechádzajú všetky opisované typy migmatitov. Z pásikov pôvodného substrátu ostali len

tmavšie škvرنy, horniny makroskopicky získavajú charakter vyvrelín. Horniny, ktoré patria do tohto typu, tvoria granitizáciu najviac postihnuté partie kryštalinika. Smerom k žulovému batolitu prechádzajú do úplne asimilovaných hornín. V komplexe migmatitov lokálne vystupujú pegmatitové žilky malej mocnosti (Prostredná dolina, dolina Bystrej). Celý komplex je hojne prestúpený poruchovými zónami s vývinom mylonitov. Mladšie paleozoikum je v pásme Čiernej hory zastúpené karbónom a permom. Na kryštaliniku Čiernej hory ležia autochtónne a diskordantne. V západnej časti pohoria tvorí karbón malú šupinu, ktorá sa nachádza v údolí potoka Bystrá a východne odtiaľ vystupuje v súvislom pruhu. F. Rösing (1947) ho zaraďuje k vrchnému oddielu a považuje ho za transgresívny člen. V západnej časti Čiernej hory vystupujú tmavé bridlice s hojným vývinom sericitu po plochách vrstevnej bridličnatosti. V súvislom karbónskom pruhu vo v. časti pohoria sú zastúpené aj zlepenice.

Perm je vyvinutý vo facií verukána. Má kontinentálny charakter. Sedimenty verukána vznikli v medzihorských depresiách a reprezentujú ich dynamicky metamorfované detritické arkózy a bridlice. Vo východnej časti Čiernej hory O. Fusán (1954) opísal okrem arkóz a bridlic aj polymiktné zlepenice, pieskovce a telesá kremitých porfýrov, lokalizované severne od Veľkej Lodiny. Práve vývoj permu v obalovej sérii považuje F. Rösing (1947) za dôkaz príslušnosti Čiernej hory k Ľumbierskemu pásmu tatríd. Zo západného okraja pohoria J. Pták (1956) uvádza výskyt stlačených valúnov aplitickej žuly v arkózach verukána. Tento horizont predstavuje pravdepodobne bazálne súvrstvie permu v danej oblasti. Mezozoikum v pohorí Čiernej hory sa začína spodným triasom, prevažne s kvarcitickým súvrstvom na báze a končí neokómom. V západnej časti pohoria je stratigrafický sled mezozoika reprezentovaný spodným triasom až liasom. Podľa O. Fusána (1960) mezozoikum Čiernej hory je faciálne zhodné so sériou Veľkého Boku podľa M. Maheľa (1967) mezozoické komplexy v Čiernej hore patria križňanskej jednotke.

Tektonika

Pásmo Čiernej hory s najväčšou pravdepodobnosťou predstavuje v. pokračovanie tektonickej jednotky veporíd. Ako som už spomenul, v minulých rokoch niektorí autori uvažovali o priradení celého pohoria ku krakľovskému pásmu. Domnievam sa, že toto pohorie nemožno zaradiť ku krakľovskej zóne celé, ale že sú v ňom zastúpené aj iné zóny veporíd. Túto domnienku potvrdzujú viaceré fakty. Severne od Veľkej Lodiny a v údolí Sopotnice vystupujú v perme kremité porfýry a ich tufy. Vo veporidách sú typické pre ľubietovskú zónu. V priestore medzi Veľkou Lodinou, Malou Lodinou a Klenovom prebieha výrazná tektonická línia prešmykového charakteru, pozdĺž ktorej je komplex svorov a svorových rúl nasunutý na perm s kremitými porfýrmi. Na tomto tektonickom styku sú miestami zachované tektonicky postihnuté šupiny gra-



Obr. 2 – Tektonická schéma jednotlivých zón Čiernej hory (P. Kulich 1970, zostavené na základe starších prác a vlastných výskumov)

1 – centrálnokarpatský flyš, 2 – gemeridy; 3 – 4 krakovská zóna; 3 – obal kryštalinika; 4 – kryštalinikum, 5 – 6 ľubietovská zóna (?); 5 – obal kryštalinika, 6 – kryštalinikum, 7 – 8 kráľovohorská zóna (?); 7 – obal kryštalinika; 8 – kryštalinikum; 9 – margeciansko-lubenická línia zistená, predpokladaná; 10 – prešmykové línie zistené, predpokladané; 11 – zlomy

Fig. 2 Tectonic Scheme of the Individual Zones of the Čierna hora Mts. (P. Kulich 1970, compiled on the basis of the older works and own investigations)

1 – Central Carpathian Flysch; 2 – Gemerides; 3–4: Krakov zone; 3 – envelope of the crystalline; 4 – crystalline, 5–6: Ľubietová zóna (?); 5 – envelope of the crystalline; 6 – crystalline; 7–8: Kráľova hoľa zone (?); 7 – envelope of the crystalline; 8 – crystalline; 9 – Margecany-Lubenik line established supposed; 10 – upthrust lines established, supposed; 11 – faults

nodioritov a triasových dolomitov. Predpokladám, že táto línia predstavuje rozhranie medzi krakovskou a ľubietovskou zónou. Výrazná línia prešmykového a násunového charakteru sa prejavuje aj v masíve Bujanovej. Granodioritový a dioritový masív Bujanovej bol pozdĺž tejto línie nasunutý na komplex

svorov a svorových rúl. Dá sa predpokladať, že tu ide o južnejšiu jednotku veporíd, teda o pásmo kráľovohorské, alebo len o čiastkovú tektonickú jednotku krakovského pásma.

Južné ohraničenie veporíd pásma Čiernej hory tvorí lubenícko-margecianska línia, pozdĺž ktorej sú nasunuté gemeridy na veporidy. Lubenícko-margecianska línia prebieha generálne v smere SZ—JV. O. Fusán (1954) priamo udáva líniu styku tu vystupujúcich geologických jednotiek v čiare Margecany-Košické Hámre-Kavečany—Košice. Tektonická línia smerom na SZ od Štefanskej Huty sa norí pod centrálnokarpatský paleogén Kluknavskej panvy. Východne od Štefanskej Huty prechádza lubenícko-margecianska línia na pravý breh Hornádu. Po celej dĺžke línie sa gemeridný karbón vyvinutý vo fácií tmavých bridlíc, pieskocov, drob, drobnovalúnovitých až hrubovalúnovitých zlepcov styka s rôznymi stratigrafickými členmi pásma Čiernej hory. Presunová plocha je generálne uklonená na J (20° až 40°). V úseku Štefánska Huta — Margecany gemeridný karbón nasadá na komplex ektinitov kryštalinika. Miestami sú medzi karbón a kraštalinikum Čiernej hory vložené šupiny mezozoického veporidného obalu, a to buď spodotriasové kremence, alebo stredotriasové dolomity, často zmenené na rauvaky. Východne od Margecian tektonická línia už sleduje rozhranie medzi karbónom gemeríd a bujanovským masívom, ktoré tvorí biotitický granodiorit, diorit a leukokrátny aplitický granit. Aj tu miestami vystupujú šupiny spodotriasových kvarcitov obalu kryštalinika.

Od kóty Hoľa (618,3 m) ďalej na východ nasadá gemeridný karbón na mezozoikum. Mezozoické podložie gemeridného karbónu má pestrý faciálny vývoj a široké stratigrafické rozpätie. Jednotlivé stratigrafické členy mezozoika sa v celom priebehu línie striedajú a vystupujú v rôzne veľkých polohách. Z úseku v. od Margecian si zasluhujú pozornosť zachované šupiny gemeridného karbónu, pomerne vzdialené od vlastnej línie, ktoré potvrdzujú charakter línie ako priemetu príkrovovej plochy. V úseku medzi Štefánskou Hutou a Margecanmi som urobil podrobné meranie drobnotektonických prvkov, pričom som štatisticky vyhodnotil najmä údaje z blízkosti lubenícko-margecianskej línie. Najmladšia alpínska bridličnatosť (s_2) v blízkosti tektonickej línie všeobecne upadá k juhu, smery sklonu sú však často orientované i na iné strany. Veľkosť sklonov sa pohybuje v rozmedzí 20° — 85° , najbežnejší je interval sklonu 35° — 45° . Z meraní najmladšej bridličnatosti vo vzdialenosti do 200 m od línie tektonického styku vyplýva, že 61,66 % sklonov je orientovaných na juh a do smerov pridružených k juhu, 8,33 % približne k S, 18,33 % približne k Z a 11,66 % približne k V. Predpokladám, že takúto veľkú variabilitu orientácie podmieňuje práve blízkosť lubenícko-margecianskej línie. Variabilita smerov a s ňou spojená variabilita orientácie sklonov je nepriamo úmerná vzdialenosti od lubenícko-margecianskej línie.

Vektor hlavného násunového pohybu, orientovaný z juhu na sever, sa pri premáhaní odporu rozkladal na vedľajšie zložky, ktoré zapríčinili rôznu orientáciu smeru sklonov. V komplexoch pásma veporíd v blízkosti línie sa oveľa viac zachováva orientácia alpínskej bridličnatosti, než v prilahlej časti gemeridnej jednotky. Veľmi výrazným prvkom v študovanej oblasti je vrstevná bridličnatosť (SS-S-), V tektonickom vývoji územia tvorila súčasť celkovej stavby, a je teda kopírovaná najmladšou alpínskou bridličnatosťou. Len lokálne (napr. v komplexe ektinitov pri železničnom moste v Margecanoch) možno pozorovať nesúlad medzi orientáciou pôvodnej vrstevnatosti a orientáciou najmladšej bridličnatosti alpínskeho orogénu. Dá sa predpokladať, že tu bola vyvinutá i hercýnska bridličnatosť. Bola asi nevýrazná, pretože ďalšie tektonické pohyby ju úplne zotreli.

Predpokladám, že prejavy starších orogénov sa zachovali tam, kde alpínska tektonika rešpektovala a kopírovala staré vrásové štruktúry a dotvárala ich. Drobnotektonické prvky starších orogénov sa lokálne v nevýraznej forme zachovali aj pri rozdielnej priestorovej orientácii. Súčasná tektonická stavba územia je teda produktom alpínskych vrásnivých pochodov a germanotypnej tektoniky.

Do tlače odporučil O. Fusán

LITERATÚRA

- [1] Andrusov, D. 1938: Geologie Slovenska. Praha. — [2] Fusán, O. 1954: Poznámky ku geológii juhovýchodnej časti Čiernej hory. Geol. zbor. V/1—4. Vydavat. SAV. Bratislava. — [3] Fusán, O. 1958: Náčrt geologických pomerov údolia Hornádu medzi Kysakom a Košicami. Geol. práce, Správy 12. Bratislava. — [4] Fusán, O. 1960: Príspevok k stratigrafii mezozoika Braniska a Čiernej hory. Geol. práce, Správy 18. Bratislava. — [5] Fusán, O. kol. 1963: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000 list Vysoké Tatry. Bratislava, GÚDŠ. — [6] Kamenický, J. 1962: Tvorba granitov v Západných Karpatoch. Geol. práce, Zošit 62. Bratislava. — [7] Kamenický, J. 1962: Vývoj názorov, súčasný stav a základné problémy geológie kryštalinika Západných Karpát. Geol. práce, Zošit 62. Bratislava. — [8] Kamenický, J.: in M. Maheľ kol. 1967: Regionální geologie ČSSR. Díl II. Západní Karpaty 1. sv. Praha. — [9] Kamenický, L.: in O. Fusán a kol. 1963: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000, List Vysoké Tatry. Bratislava, GÚDŠ. — [10] Maheľ, M. a kol. autorov 1967: Regionální geologie ČSSR. Díl II. Západní Karpaty 1. sv. Praha. — [11] Pták, J. 1956: Niekoľko poznámok k verukánskym arkózam medzi Kluknavou a Margecanmi (hrebeň Čiernej hory) v súvislosti s otázkou turmalinizácie. Geol. práce, Správy 5. Bratislava, GÚDŠ. — [12] Rösing, R. 1947: Geologische Verhältnisse des Branisko — Gebirges und der Čierna hora (Karpathen). Z. Dtsch. geol. Ges. 99. Stuttgart. — [13] Uhlig, V. 1903: Bau und Bild der Karpathen. In: Bau und Bild Österreichs. Wien-Leipzig. — [14] Uhlig, V. 1907: Über die Tektonik der Karpathen. S. B. Akad. Wiss. 116. Wien.

CONTRIBUTION TO THE GEOLOGY OF THE ČIERNÁ HORA MTS. WITH REGARD TO THE WESTERN PART OF THE MOUNTAINS

The Čierna hora Mts. are the easternmost mountain range of the Central West Carpathians. In recent time the opinion supported by several evidences is prevailing that the Čierna hora zone represents continuation of the tectonic unit of the Veporides. According to J. Kamenický (1967 in M. Maheľ et al. 1967) the intensity of diaphthoresis and representation of petrographic types of rocks in the Krakľov zone of the Veporides and in this Mountain range are approximately equal.

I suppose that it is not possible to range all this range to the Krakľov zone but also other zones of the Veporides are represented in it. This supposition is confirmed by several facts. For the Ľubietová zone quartz porphyries and their tuffs are typical in the Permian, these are present in the Čierna hora Mts. northerly of Veľká Lodina and in the Sopotnica Valley. Along a distinct tectonic line of upthrust character in the area between Veľká Lodina, Malá Lodina and Klenovo a complex of mica schists and mica schists gneisses is found overthrust on the Permian with quartz porphyries. I suppose that this line represents the boundary between the Krakľov and Ľubietová zone.

The granodiorite and diorite massif of Bujanová was overthrust on a complex of mica schists and mica schists gneisses along a second distinct line of upthrust and overthrust character. There is probably the Kráľová hora zone or only a partial tectonic unit of the Krakľov zone.

The southern border of the Veporides in the Čierna hora zone is represented by the Ľubeník-Margecany tectonic line. On the basis of carried out measurements of the youngest Alpine schistosity (s_2) it has been evident that variability of strikes and variability of orientation of dips of this element related to the former is in indirect proportion to the distance from the Ľubeník-Margecany tectonic line. Stratification schistosity (s_5) in tectonic development of the area was included into the frame of general structure and is thus copied by the youngest Alpine schistosity.

In the sphere of megatectonics manifestations of older orogenes have only preserved in that case when the Alpine tectonics took place with regard to old folded structures and copied them. The present tectonic structure of the mountain range is a product of Alpine folding processes and germanotype tectonics.

Preložil J. Pevný

EUDOVÍT HUSÁK*

**HUSTOTNÁ A MAGNETICKÁ CHARAKTERISTIKA
HORNÍN ZEMPLÍNSKEHO OSTROVA**

(6 obr. v texte, anglické resumé)

Abstrakt. Die Arbeit enthält vorläufige Ergebnisse des Studiums der physikalischen Eigenschaften von Gesteinen der Zempliner Insel, statistische Charakterisierungen der Volumen — und mineralogischen Dichten, der magnetischen Volumen — Suszeptibilität und der Grösse der remanenten Magnetisierung. Die Dichte — Verhältnisse sind in Isolinien-Karten der Volumen — und mineralogischen Dichten dargestellt.

Úvod

Fyzikálne vlastnosti hornín budujúcich zemplínsky ostrov neboli doteraz podrobne študované. V starších prácach sa sporadicky objavujú údaje o hustotných a magnetických vlastnostiach niektorých typov hornín alebo stratigrafických celkov. P. Ončáková (1954) udáva pre niektoré ryolity v zemplínskom ostrove špecifické hustoty v rozmedzí 1,99 — 2,39 gcm^{-3} . M. Blížkovský — A. Kacák — B. Špaček (1960) udávajú pre kryštalínium tejto oblasti hustotu v rozmedzí 2,65 — 2,80 gcm^{-3} . J. Uрман (1962), M. Eliáš — J. Uрман (1968) udávajú pre permokarbónske horniny zemplínskeho ostrova tieto hodnoty: arkózy 2,58 gcm^{-3} , zlepenca 2,62 gcm^{-3} , ílovce 2,55 gcm^{-3} . V hustotnej mape začleňujú paleozoické horniny do intervalu 2,55 — 2,65 gcm^{-3} . Kryštalické horniny, ktoré vystupujú neďaleko Byšty, hustotami zaraďujú do rozpätia 2,65 — 2,75 gcm^{-3} . Všetky tieto údaje pochádzajú iba z orientačných meraní malého počtu vzoriek, a tak nemôžu dať uspokojivý obraz o hustotných pomeroch. O magnetických vlastnostiach hornín z tejto oblasti existuje ešte menej údajov. O. Mann (1960) uvádza niektoré hodnoty magnetickej susceptibility a veľkosti remanentnej magnetizácie pre horniny zemplínskeho ostrova. Svoje údaje však získal na iných metodických základoch, preto ich nemožno porovnávať s našimi výsledkami.

* Ústav užitej geofyziky, Bratislava — Prievoz

V rámci geofyzikálneho výskumu zemplínskeho ostrova (D. Obernauer a kol. 1971) sme podrobne študovali hustotné a magnetické vlastnosti hornín v južnej a strednej časti Zemplínskych vrchov, v oblasti ohraničenej zhruba obcami: Kašov — Veľká a Malá Trňa — Veľká Bara — Cejkov. V menšom počte sme študovali vzorky z okolia Byšty, Malého Kazimíra, Luhyne a Čerhova. V študovanej oblasti sme odobrali 626 horninových vzoriek v 94 lokalitách. Priemerná hustota odberu je asi 7 vzoriek na 1 km². Pri odbere hornín sme orientačne používali geologickú mapu B. Boučka — A. Příbyla (1959) a M. Čuchráča (1969).

Na vzorkách sme sledovali niektoré fyzikálne vlastnosti, ako objemové a mineralogické hustoty, pórovitosť, objemovú magnetickú susceptibilitu a veľkosť remanentnej magnetizácie. Namerané hodnoty jednotlivých parametrov sme štatisticky spracovali a vypočítali sme priemerné hodnoty parametrov, smerodajné odchýlky a koeficienty variability. Pre objemové a mineralogické hustoty sme zostrojili bodové diagramy, súčtové a variačné krivky. Plošné zmeny objemových a mineralogických hustôt sme zobrazili na hustotných mapách.

Stručná geologická charakteristika

Zemplínsky ostrov predstavuje tektonicky ohraničenú trosku, ktorá vystupuje spod miocénu Východoslovenskej nížiny. Tektonická príslušnosť zemplínskeho ostrova v rámci karpatskej sústavy nie je zatiaľ objasnená, ako to vyplýva z prác V. Uhliga (1903), J. Ferencziho (1943), B. Boučka — A. Příbyla (1959), O. Fusána (in Čechovič a kol. 1963), T. Budaya (1962), M. Maheľa (1963) a R. Rudinca (1969).

Širšia oblasť zemplínskeho ostrova je podľa B. Boučka — A. Příbyla (1959) budovaná týmito stratigrafickými jednotkami: 1) kryštalínikum, 2) permokarbón, 3) trias, 4) neogén, 5) kvartér.

Kryštalínikum — Kryštalické bridlice, ktoré tvoria pravdepodobne podložie paleozoických vrstiev, nevystupujú na povrch vo vlastnom zemplínskom ostrove, ale sz. od neho medzi Byštou a Regmeczom, na západ od údolia riečky Roňvy. Z petrografického hľadiska ide o svory a svorové ruly s muskovitom, miestami sa tu vyskytujú mastencové a chloritické horniny. Tieto horniny poskytovali pri svojej denudácii klastický materiál kontinentálnym uloženinám permokarbónu.

Permokarbón — Tvorí jadro celého zemplínskeho ostrova. Je vyvinutý prevažne v kontinentálnej fácií a vyznačuje sa veľkou petrografickou pestrosťou. Morské, resp. brakické sedimenty sú tu zastúpené len nepatrne. Na základe detailného výskumu bol permokarbón rozdelený na niekoľko stratigrafických jednotiek, zaraďovaných do karbónu a permu. B. Bouček — A. Příbyl (1959) rozdeľujú karbón na vrstvy trnské a kašovské a zaraďujú ho do stefanu. Perm členia na vrstvy cejkovské a černochovské.

Trnské vrstvy sú zložené prevažne zo sivozelených, sivohnedých alebo tmavosivých sludnatých pieskovcov, striedajúcich sa s polohami a vložkami sludnatých piesčito-slienitých bridlíc a s vložkami čiernych grafitických ílov-

cov a anatracitických uhoľných slojov. V spodnej časti sa vyskytujú zlepenice. Charakteristické sú rôzne mocné vložky pestro sfarbených prekremených tufitických hornín, ktoré majú rôznu zrnitosť a sfarbenie. Niektoré polohy sú brekciové, zložené z kremitých porfýrov. Vyskytujú sa prevažne v oblasti medzi Velkou Trňou a Pilisom pri Bare.

Kašovské vrstvy sú vyvinuté v nadloží trnských vrstiev a skladajú sa zo svetlohnedých, svetlosivých až popolavobielych arkózovitých pieskocov a arkóz. Ojedinele sa vyskytujú vložky ílovitých bridlíc, najmä vo vrchnejších polohách. Aj v kašovských vrstvách sa niekedy objavujú vložky prekremených tufitov.

Cejkovské vrstvy sú utvorené prevažne zo silných sludnatých a pestro sfarbených bridlíc. V bazálnych častiach sa vyskytujú polohy rozpadových polymiktných zlepenic. Na niektorých miestach sa nachádzajú lavice jemnozrnných pieskocov, polohy prekremených tufitov a vložky tmavosivých vápencov.

Černochovske vrstvy tvoria tmavočervené, červenohnedé, fialkovasté, nesludnaté, pevné ílovce bez výraznej vrstevnatosti. Ležia na cejkovských vrstvách v podloží triasových kremencov.

Mezozoikum sa vyskytuje v južnej časti zemplínskeho ostrova a je zastúpené spodným a stredným triasom.

Trias. V nadloží černochovských vrstiev sú lavicovité polohy svetlých kremencov a pieskocov s vložkami zlepenic, ktoré sú rozšírené hlavne na východ od čiary Cejkov — Velká Bara. Tieto kremence sú miestami prestúpené žilkami barytu. Stratigraficky sú zaraďované do spodného triasu, (porov. A. Matějka — Z. Roth, 1950; B. Bouček — A. Příbyl 1959). V nadloží kremencov vystupuje mohutný komplex tmavosivých a sivých doskovitých vápencov s ojedinelými polohami dolomitov. Takéto vápence nachádzame hlavne v okolí Ladmoviec. Charakteristické je pre ne to, že sú hojne prestúpené žilkami kalcitu. Pre nedostatok makrofauny nie sú bližšie stratigraficky začlenené. B. Bouček — A. Příbyl (1959) ich zaraďuje do stredného triasu (anisu).

Neogén. Neogénne sedimentárne útvary a produkty andezitového a ryolitového vulkanizmu sú vyvinuté na okrajoch zemplínskeho ostrova. Sedimenty neogénu stratigraficky patria strednému a vrchnému miocénu a pliocénu. Vyskytujú sa prevažne v oblastiach vzdialených od zemplínskeho ostrova, kde dosahujú značnú mocnosť. Terciérny vulkanizmus sleduje hlavné poruchy smeru približne S — J. Vystupujú tu ryolity, ryolitové tufy a andezity.

Kvartér tvoria mocné polohy svahových hĺn a sute, ktoré pokrývajú značnú časť zemplínskeho ostrova. Na východnej strane pohoria sú rozšírené mocné nánosy spraše.

tabuľka 1

petrografický opis	počet vzo- riek	objemová hustota gcm^{-3}					minerologická hustota gcm^{-3}					póro- vitosť %
		min.	stred.	max.	σ	V %	min.	stred.	max.	σ	V %	
andezity — neogén	46	2,53	2,68	2,80	0,076	2,84	2,59	2,71	2,85	0,069	2,55	1,20
ryolity, ryolitové tufy — neogén	109	1,27	1,90	2,55	0,355	18,68	1,87	2,30	2,57	0,174	7,56	17,87
vápence, dolomity — trias	56	2,61	2,71	2,84	0,064	2,36	2,68	2,73	2,85	0,060	2,20	0,99
kremence — trias	47	2,32	2,50	2,62	0,074	2,96	2,52	2,62	2,74	0,050	1,91	4,21
černochovské vrstvy — flovec — perm	18	2,41	2,54	2,62	0,044	1,73	2,51	2,67	2,79	0,074	2,77	4,97
cejkovské vrstvy — pestro sfarbené bridlice — perm	35	2,45	2,56	2,64	0,057	2,23	2,63	2,69	2,81	0,044	1,64	4,98
vrstvy kašovské (arkózovité pieskovce, arkózy) — vrch. karbón	36	2,22	2,46	2,61	0,090	3,66	2,52	2,63	2,74	0,052	1,99	5,78
vrstvy trnské — pieskovce s polohami piesčitých, ílovitých a grafitických bridlice — vrchný karbón	225	2,20	2,50	2,72	0,090	3,59	2,52	2,66	2,81	0,062	2,33	6,04
tufity a porfýry vo vrstvách trnských a kašovských	49	2,45	2,54	2,61	0,044	1,73	2,57	2,63	2,72	0,027	1,03	3,43
svorové ruly	5	2,51	2,61	2,64	0,056	2,15	2,65	2,71	2,78	0,047	1,73	3,79

Metodika spracovania

Vzorok sme odobrili zo všetkých uvedených hornín. Vzorok určený pre štúdium hustotných vlastností sme v laboratórnych podmienkach upravili a vysušili pri 110 °C do konštantnej váhy. Objemové a mineralogické hustoty sme určili metódou trojitého váženia, pričom ako pomocná kvapalina bol použitý petrolej. Všetky váženia sme robili na technických váhach typu T-1. Z objemových (S_o) a mineralogických (S_m) hustôt sme vypočítali pórovitosť (p) podľa vzťahu:

$$p = 1 - \frac{S_o}{S_m} \cdot 100$$

Z nameraných údajov sme pre jednotlivé petrografické typy a niektoré stratigrafické celky vypočítali priemerné hodnoty a ďalšie štatistické údaje, a to smerodajné odchýlky (σ) podľa vzťahu:

$$\sigma = \sqrt{\frac{\sum (M - X_i)^2}{n - 1}}$$

kde n je celkový počet vzoriek, z ktorých je vypočítaná stredná hodnota.

X_i označuje i -tú nameranú hodnotu.

Koeficient variability (V) sme vypočítali podľa vzťahu:

$$V = \frac{\sigma}{M} \cdot 100$$

Všetky tieto údaje sme spracovali do tabuliek (tab. 1 a 2). Pre niektoré petrografické typy a stratigrafické celky sme zostrojili bodové diagramy, súčtové a variačné krivky objemových a mineralogických hustôt. (Obr. 1). Plošné zmeny hustôt sme zobrazili mapou izolínií povrchových hustôt (obr. 3, 4, 5, 6). Pretože rozloženie odberových bodov je veľmi nerovnomerné a nedovoľovalo urobiť priamo lineárnu interpoláciu, použili sme spôsob plošnej interpolácie hodnôt podľa metódy J. Uhmána (1962, 1968). Za základný štvorec vzhľadom k hustote odberov sme zvolili 1 km². Všetky výpočty potrebné ku konštrukcii máp urobil počítač GIER na SAV. Hustotné mapy sme konfrontovali s dostupnými geologickými mapami, B. Bouček – A. Příbyl (1959) a M. Čuchráč (1969). Zostavili sme tieto hustotné mapy: mapu izolínií objemových hustôt paleozoika, mezozoika a neogénu (obr. 3), mapu izolínií mineralogických hustôt paleozoika, mezozoika a neogénu (obr. 4), mapu izolínií objemových hustôt paleozoika a mezozoika (obr. 5) a mapu mineralogických hustôt paleozoika a mezozoika (obr. 6). Pokiaľ to podmienky dovoľovali, na všetkých mapách sme izolínie konštruovali s krokom 0,05 gcm⁻³.

Magnetické vlastnosti sme študovali na 400 vzorkách. Merania sme robili na astatickom magnetometri, ktorý má citlivosť 2,10⁻⁷ Oe/mm. Výsledky merania a niektoré štatistické charakteristiky sme spracovali do tabuľky (tab. 2). Vzhľadom k veľkej variabilite zistených parametrov sme ich podrobnejšie nespracovávali, nakoľko počet študovaných vzoriek na to nestačil.

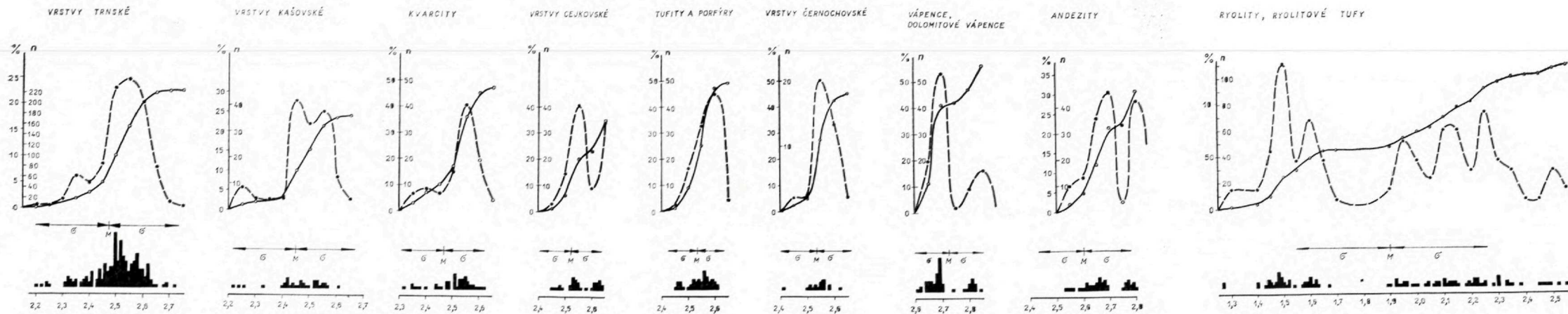
Výsledky štúdia hustotných a magnetických vlastností hornín

Výsledky získané pri štúdiu fyzikálnych vlastností hornín sme spracovali do tabuliek a grafov (tab. 1, 2, obr. 1 a 2), ktoré podávajú prehľad o hustotných a magnetických vlastnostiach a niektorých štatistických údajoch pre jednotlivé

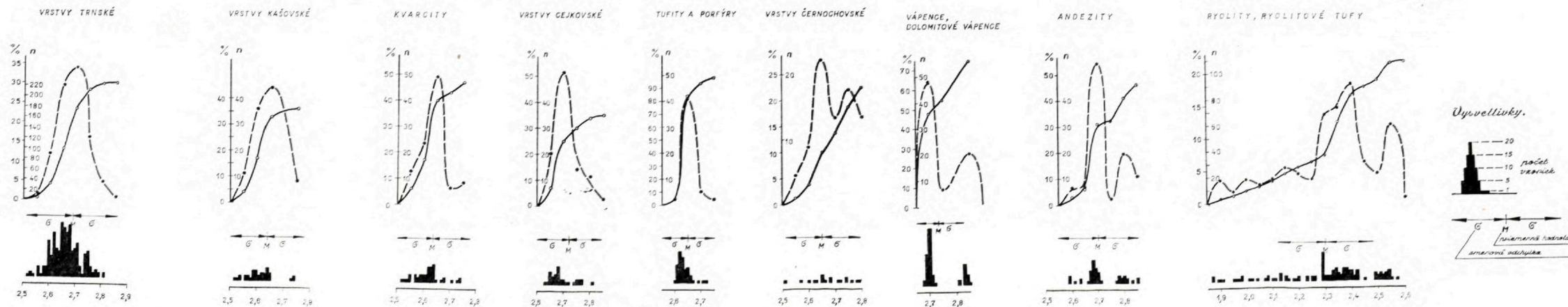
tabuľka 2

petrografický opis	počet vzo- riek	objemová magnetická susceptibilita H . 10 ⁻⁶ CGSM					veľkosť remanentnej magnetizácie J . 10 ⁻⁶ CGSM				
		min.	stred.	max.	σ	V %	min.	stred.	max.	σ	V %
andezity — neogén	26	24	674	2797	770	114	25	776	2761	616	79
ryolity, ryolitové tufy — neogén	57	2	257	1464	389	151	1	285	793	290	102
vápence, dolomity — trias	35	0	72	417	109	151	1	10	65	16	152
kremence — trias	27	0	16	98	21	127	1	5	23	6	117
černochovske vrstvy, fľovce — perm	18	2	19	32	10	52	9	13	30	5	36
čejkovské vrstvy, pestro sfarbené bridlice — perm	12	0	17	75	22	129	0	4	12	4	97
vrstvy kašovské (arkózovité pieskovce) — vrch. karbón	20	0	24	245	56	235	1	14	98	29	205
vrstvy trnské, pieskovce s polohami piesčitých, fľovitých a grafitických bridľe — vrch. karbón	181	0	17	172	18	101	0	7	98	14	206
tufity a porfýry vo vrstvách trnských a kašovských	30	1	48	356	83	174	1	22	283	52	231
svorové ruly	3	5	67	122	59	88	19	24	27	5	19

O B J E M O V É H U S T O T Y

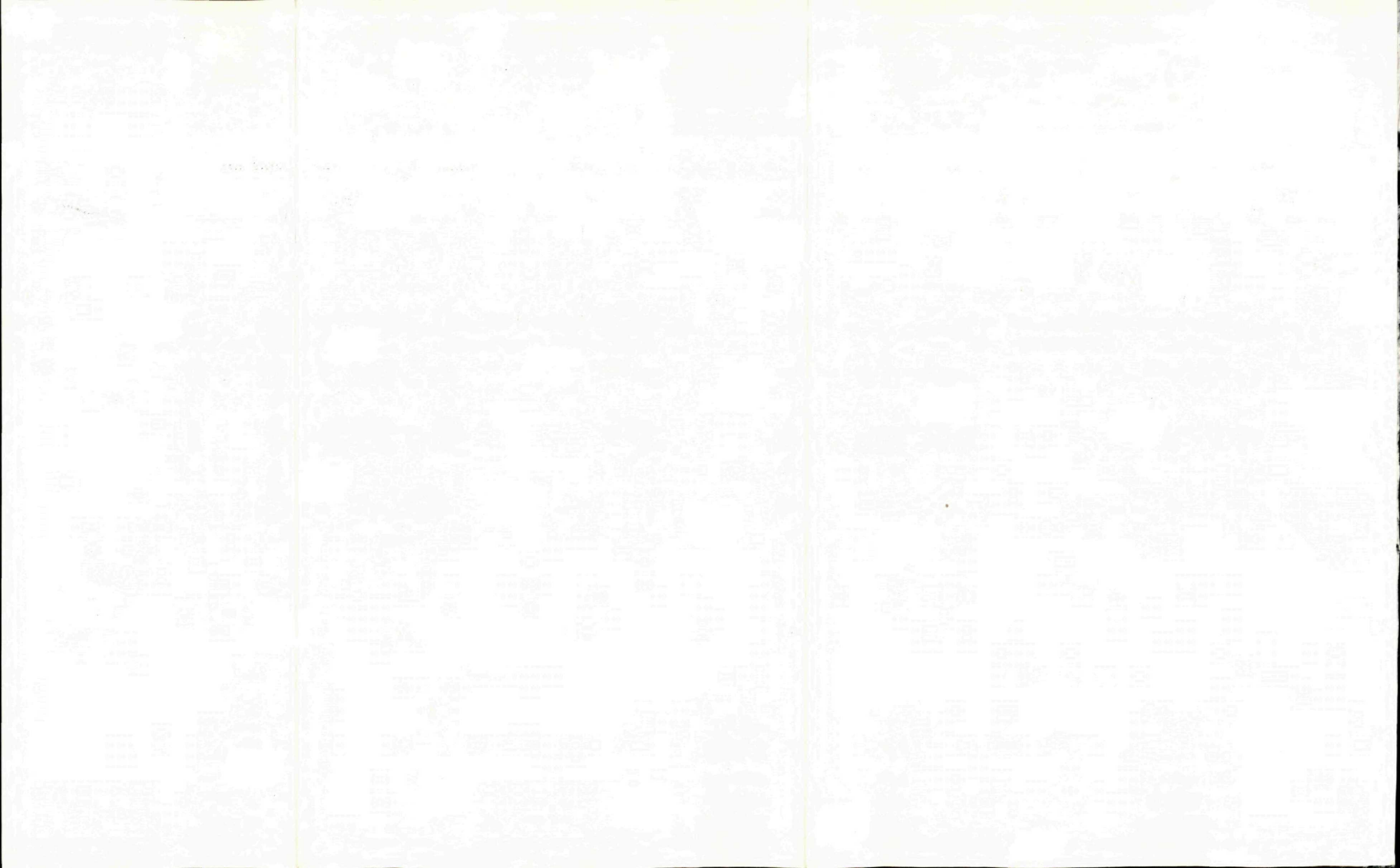


M I N E R A L O G I C K É H U S T O T Y



Obr. 2 Bodové diagramy, sčtové a variačné krivky objemových a mineralogických hustôt hornín a horninových komplexov Zemplínskeho ostrova

Fig. 2 Point diagrams, summary and variation curves of volume densities and mineralogical densities of rock complexes of the Zemplínsky ostrov (horst)



ANDEZITY - NEOGÉN

RYOLITY, RYOLITOVÉ TUFY - NEOGÉN

VÁPENCE, DOLOMITY - TRIAS

KREMENCE - TRIAS

ČERNOCHOVSKÉ VRSTVY, HNEDOČERVENÉ ÍLOVCE - PERM

CEJKOVSKÉ VRSTVY, PESTROSFARBENÉ BRIDLICE - PERM

KAŠOVSKÉ VRSTVY, (ARKOZOVITÉ PIESKOVCE, ARKÓZY) - VRCH. KARBÓN

TŘÁNSKÉ VRSTVY - PIESKOVCE S POLOHAMI PIESČITÝCH ÍLOVITÝCH A GRAFITICKÝCH BRIDLÍČ - VRCHNÝ KARBÓN

TUFITY A PORFÝRY VO VRSTVÁCH TŘÁNSKÝCH A KAŠOVSKÝCH

SVOROVÉ RULY

Vysvetlivky

σ M σ

σ M σ

— objemová hustota

M — priemerná hodnota

σ M σ

— mineralogická hustota

σ — smerodajná odchýlka

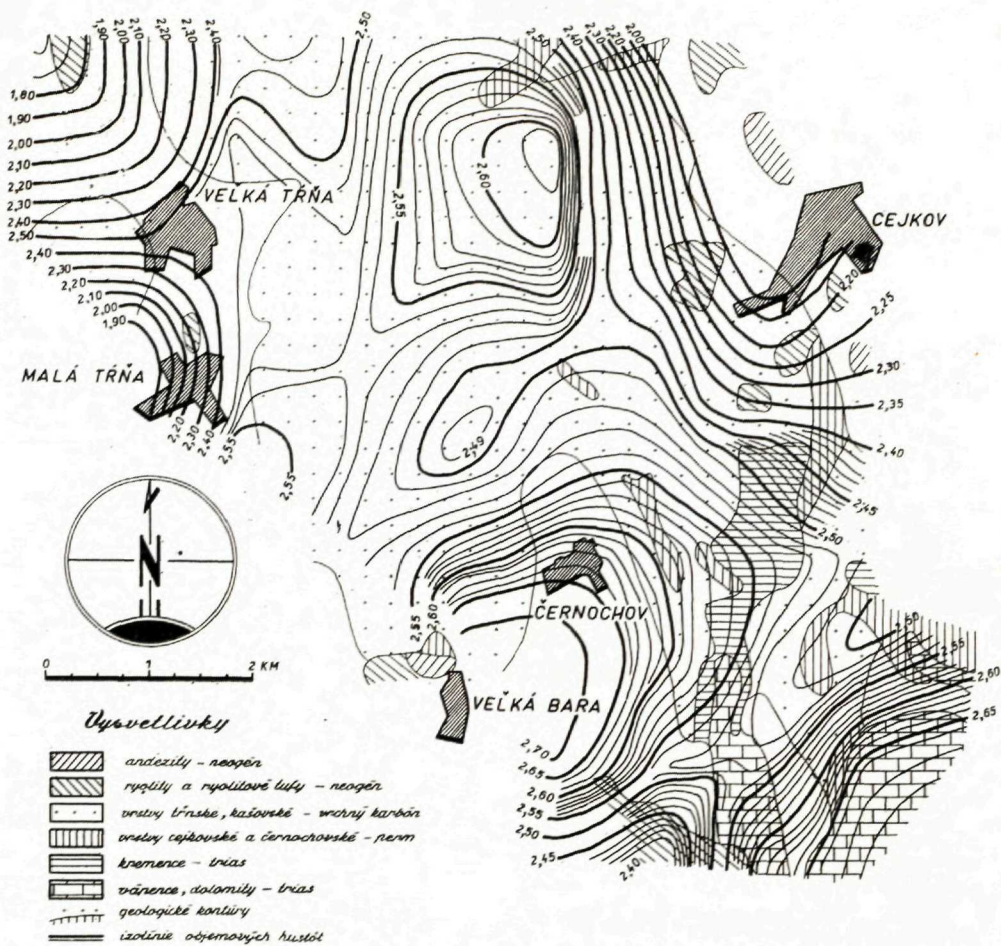
1,5 1,6 1,7 1,8 1,9 2,0 2,1 2,2 2,3 2,4 2,5 2,6 2,7 2,8 2,9

$g \cdot cm^{-3}$

Obr. 1 Hustotná charakteristika hornín a horninových komplexov Zemplínskeho ostrova
Fig. 1 The density characteristics of rocks and rock complexes of the Zemplinsky ostrov (horst)

horniny a horninové komplexy v skúmanej oblasti. Plošné zmeny hustotných vlastností zobrazujú mapy objemových a mineralogických hustôt (obr. 3,4,5,6).

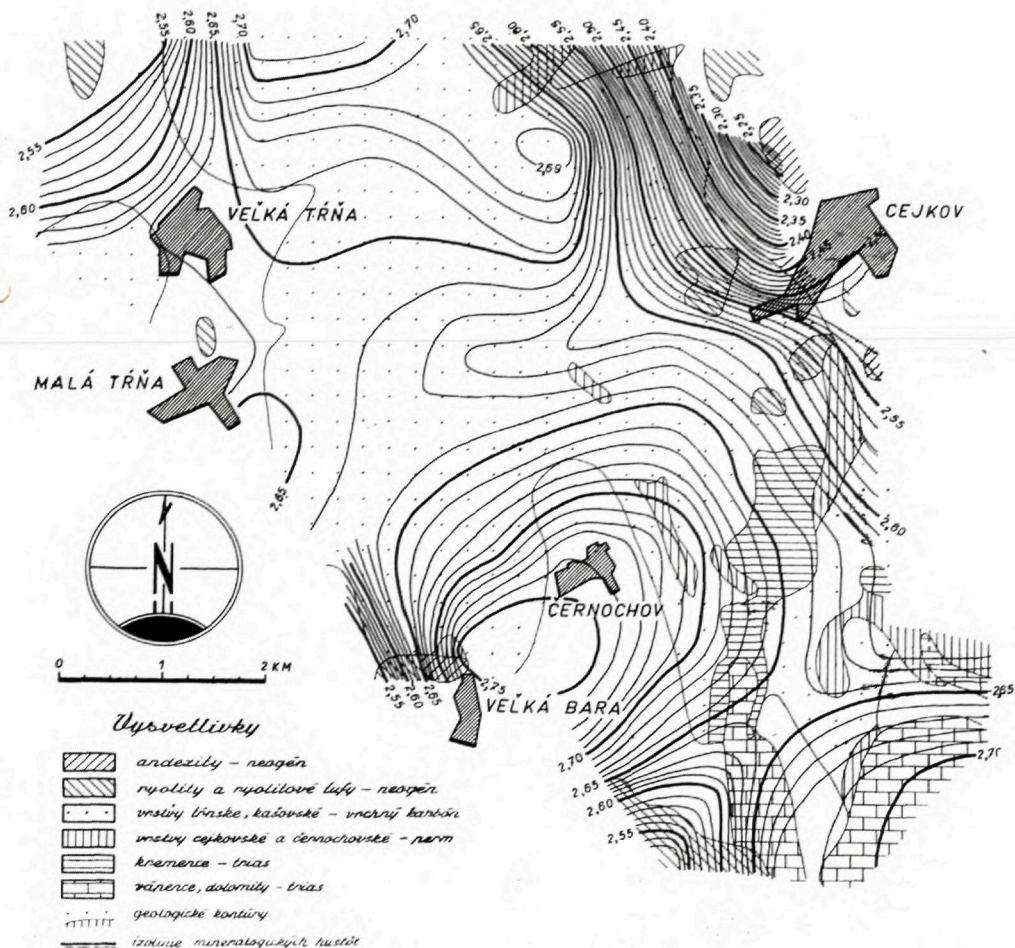
V študovanom súbore majú najvýraznejšie hustotné a magnetické vlastnosti andezity, ryolity, a ryolitové tufy. V týchto horninách sme zistili najvyššie hodnoty magnetických vlastností, ktoré sú charakterizované veľkou variabilitou hodnôt susceptibility a remanentnej magnetizácie. Sú zastúpené slabomagnetickými až silnomagnetickými varietami. U andezitov, ako vidieť z bodových diagramov (obr. 2), výrazne vyniká skupina hodnôt okolo $2,80 \text{ gcm}^{-3}$, prejavujúca sa ako u objemových tak aj u mineralogických hustôt. Tieto vyššie hodnoty objemových a mineralogických hustôt majú andezity z okolia kóty Pilisu, v. od obce Veľká Bara. Sú to najvyššie hodnoty zistené v andezitoch v širšej oblasti zemplínskeho ostrova, známe v oblasti stredo-slovenských neovulkanitov len u bazaltoidných andezitov (L. Zbořil a kol. 1970). U ryolitov a ich tufitov boli zistené najnižšie hodnoty objemových a mineralogických hustôt a najvyššie hodnoty pórovitosti.



Obr. 3 Mapa izolínií povrchových objemových hustôt paleozoických, mezozoických a neogénnych hornín Zemplínskeho ostrova

Fig. 3 The map of isolines of surficial volume densities of the Paleozoic, Mesozoic and Neogene rocks of the Zemplínsky ostrov (horst)

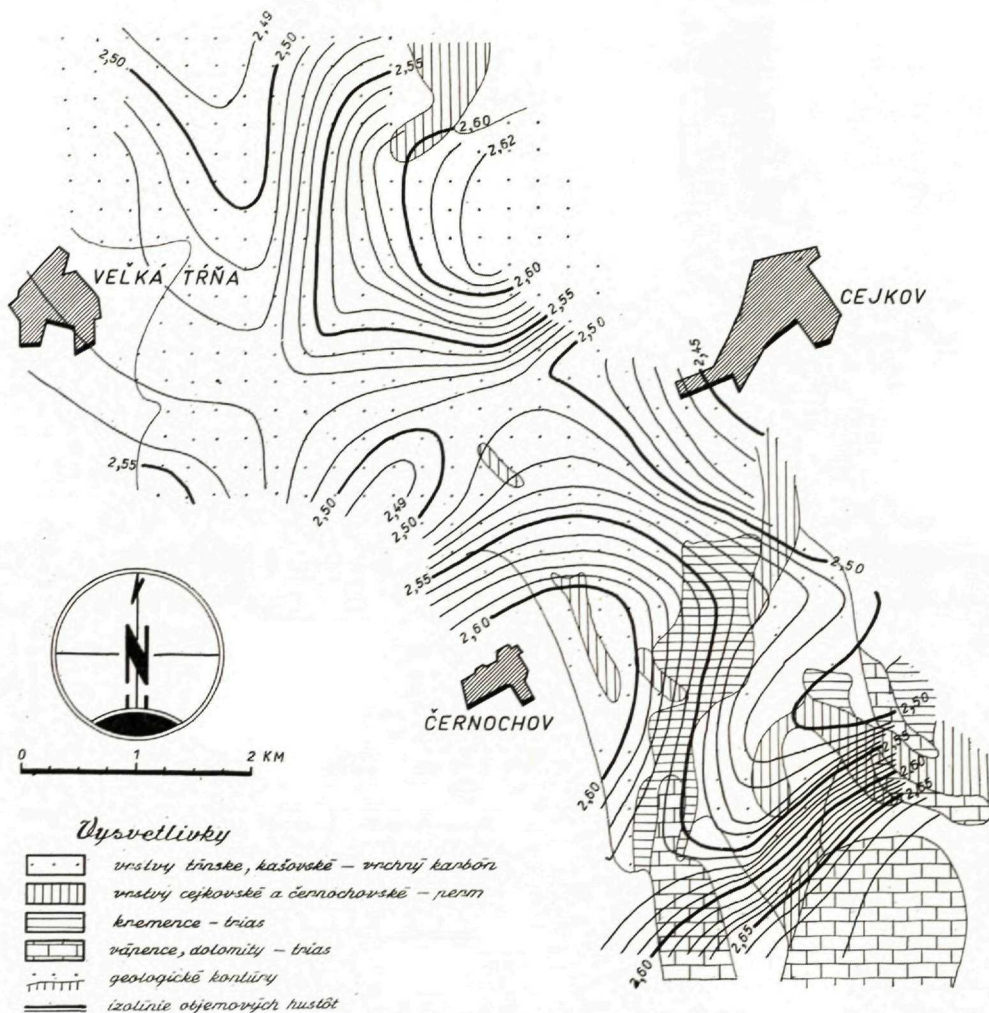
Z mezozoických hornín sme najvyššie hodnoty hustotných a magnetických vlastností zistili v triasových vápencoch a dolomitoch. Uvedené horniny sa vyznačujú najvyššími zistenými hodnotami objemových a mineralogických hustôt. Z bodových diagramov (obr. 2) vidieť, že sledovaný súbor sa výrazne rozpadá na dva podsúbory u objemových hustôt v rozpätí 2,60 až 2,70 gcm^{-3} a 2,75 až 2,85 gcm^{-3} . Ešte výraznejšie sa to prejavuje u mineralogických hustôt, kde prvá skupina hodnôt je v rozpätí 2,68 – 2,72 gcm^{-3} a druhá 2,81 – 2,85 gcm^{-3} . Pretože karbonátové horniny majú stále hustoty, môžeme na základe mineralogických hustôt horninové vzorky s hodnotami v intervale



Obr. 4 Mapa izolnií povrchových mineralogických hustôt paleozoických, mezozoických a neogénnych hornín Zemplínskeho ostrova

Fig. 4 The map of isolines of the surficial mineralogical densities of the Paleozoic, Mesozoic and Neogene rocks of the Zemplínskeho ostrova (horst)

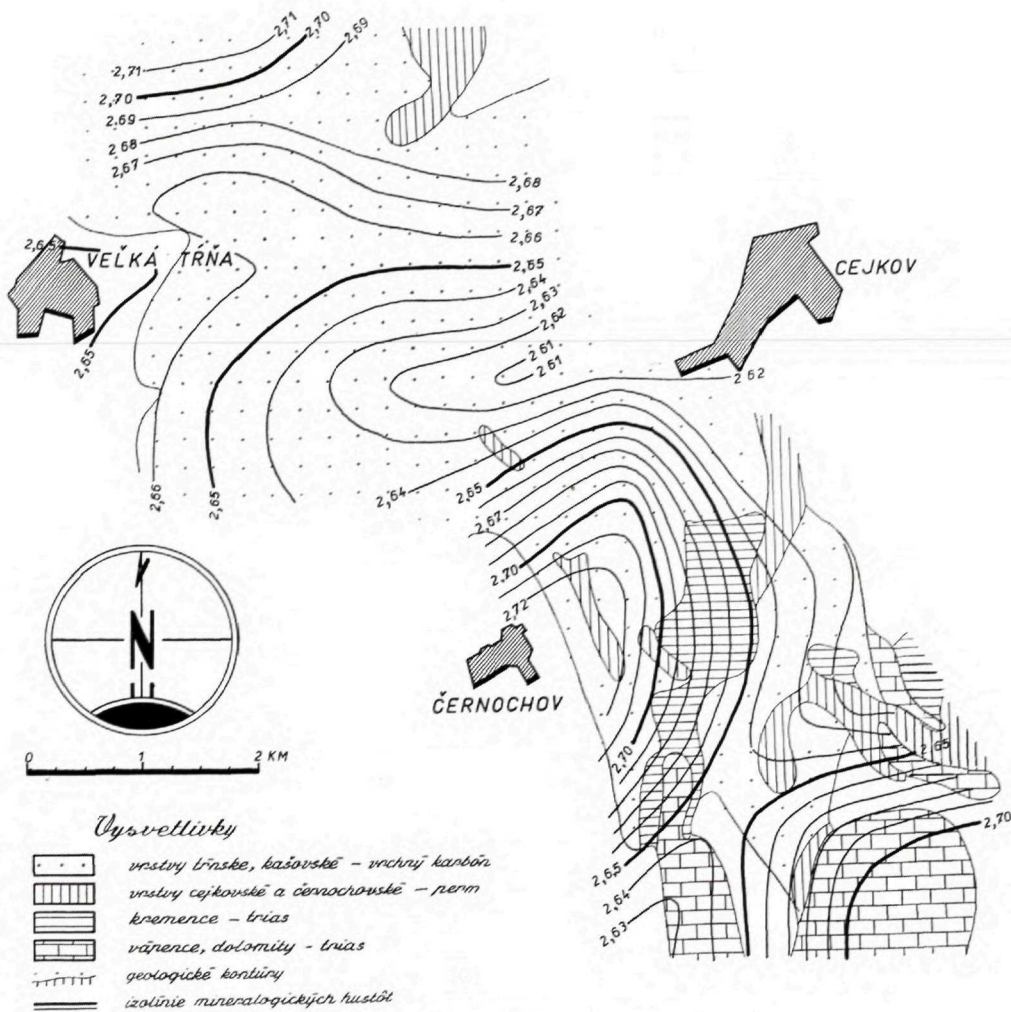
2,67 — 2,72 gcm^{-3} jednoznačne označiť ako vápence a vzorky s hodnotami 2,81 — 2,85 gcm^{-3} ako dolomity. Percentuálne zastúpenie dolomitov v študovanom súbore získanom pri systematickom odbere horninových vzoriek naznačuje väčšie zastúpenie dolomitov v komplexe vápencov, ako predpokladá B. Bouček — A. Příbil (1959). Hodnoty magnetických vlastností u vápencov a dolomitov sú nízke, zastúpené nemagnetickými až strednemagnetickými varietami.



Obr. 5 Mapa izolíní povrchových objemových hustôt paleozoických a mezozoických hornín Zemplínskeho ostrova

Fig. 5 The map of isolines of surficial volume densities of the Paleozoic and Mesozoic rocks of the Zemplínsky ostrov (horst)

Triasové kremence sa hustotnými a magnetickými vlastnosťami len nepatrne líšia od permokarbońských sedimentov. Ak porovnáme naše priemerné hodnoty objemových mineralogických hustôt a magnetickej susceptability s údajmi ktoré zistili F. Janák a E. Kadlec (1969) v triasových kvarcitoch Čiernej hory a Spišskogemerského rudohoria, zistíme, že kvarcity zemplínskeho ostrova



Obr. 6 Mapa izolínií povrchových mineralogických hustôt paleozoických a mezozoických hornín Zemplínskeho ostrova

Fig. 6 The map of isolines of the surficial mineralogical densities of the Paleozoic and Mesozoic rocks of the Zemplínsky ostrov (horst)

sú charakterizované nižšími hodnotami hustotných a magnetických vlastností. Svojimi hodnotami sa najviac približujú kvarcitom Čiernej hory.

Permokarbonské sedimenty sa len veľmi málo navzájom odlišujú hodnotami hustotných a magnetických vlastností. Rozdiely v objemových a mineralogických hustotách medzi jednotlivými stratigrafickými jednotkami dosahujú len

stotiny gem^{-3} . Vyššie hodnoty majú permské sedimenty zastúpené cejkovskými a černochovskými vrstvami, kým kašovské a trnské karbónske vrstvy majú nižšie priemerné hustoty. Permokarbónske sedimenty sa vyznačujú značnou plošnou variabilitou hustotných vlastností (obr. 3, 4, 5, 6). Magnetické vlastnosti týchto hornín sú nízke. Možno ich označiť ako nemagnetické až slabomagnetické. Vyššie hodnoty magnetickej susceptibility a veľkosti remanentnej magnetizácie sme zistili len u tufitov a kremitých porfýrov, ktoré tvoria polohy vo vrstvách trnských a kašovských.

Horniny kryštalinika zastúpené v našom súbore svorovými rulami od Byšty zaznamenávajú vyššie hodnoty hustotných a magnetických vlastností ako horniny permokarbónu. Naše hodnoty objemových a mineralogických hustôt sú nižšie ako hodnoty, ktoré zistili F. Janák a E. Kadlec (1969) pre svory kryštalinika Čiernej hory, ku ktorému niektorí autori priradujú i kryštalinikum od Byšty. Z plošného zobrazenia zmien hustoty, z máp izolínií objemových a mineralogických hustôt paleozoika, mezozoika a neogénu (obr. 3 a 4) zreteľne vidieť, ako výrazne sa prejavujú horniny s najvyššími a najnižšími hustotami (vápence, andezity, ryolity a ich tufy). Pozoruhodné sú maximá v oblasti Černochova a východne od Veľkej Trne, ktoré sa prejavujú u objemových aj mineralogických hustôt. Vyvolané sú pravdepodobne litologickými zmenami v permokarbónskych súvrstviach. Od seba sú oddelené pásomom znížených hodnôt zhruba na spojnici Cejkov — Malá Trňa, ktoré môže byť vyvolané tektonikou indikovanou geofyzikálnymi meraniami (D. Obernauer a kol. 1971). Toto pásmo sa výrazne prejavuje aj v mapách objemových a mineralogických hustôt paleozoika a mezozoika (obr. 5 a 6). Anomálna oblasť východne od Veľkej Trne sa výrazne prejavuje len v mape objemových hustôt, čo by potvrdilo, že toto maximum je z väčšej časti spôsobené pórovitosťou. Všetky uvedené skutočnosti zatiaľ nie je možné uspokojivo vysvetliť, pretože nemáme k dispozícii geologické podklady zobrazujúce podrobnejšie litologické zmeny v rámci permokarbónu.

Záver

Rozdiely v hodnotách objemových a mineralogických hustôt hornín budujúcich zemplínsky ostrov dosahujú rádovo desatiny gem^{-3} . Najvýraznejšiu hustotu majú terciérne vulkanity, triasové vápence a dolomity. Medzi ostatnými horninami, ktoré stratigraficky prislúchajú kryštaliniku až triasu, sme nezistili také rozdiely. Štúdium plošných zmien hustotných vlastností umožňuje indikovať nové vzťahy, ktoré môžu poslúžiť pri základnom geologickom výskume. Podľa magnetických vlastností možno všetky študované horniny, okrem produktov terciérneho vulkanizmu, označiť ako slabomagnetické (hodnoty do 100×10^{-6} CGSM). Treba však zdôrazniť, že magnetické vlastnos-

ti väčšiny hornín sa vyznačujú veľkou variabilitou hodnôt o čom svedčí i fakt, že v sledovanom súbore vypočítané hodnoty koeficientu variability často prevyšujú strednú hodnotu vypočítanú pre jednotlivé horniny. Napriek tomu, že boli po prvýkrát študované fyzikálne vlastnosti hornín zemplínskeho ostrova, výsledky pokladáme za predbežné. Bude ich treba doplniť o ďalšie merania v jednotlivých súboroch hornín.

Do tlače odporučil O. Fusán

LITERATÚRA

- [1] Bližkovský, M. — Kocák, A. — Špaček, B. 1960: Záverečná zpráva o gravimetrickém průzkumu v jižní části Východoslovenské neogenní pánvy v roce 1959. Rukopis ČND. Geofyzika. Brno. — [2] Bouček, B. — Příbyl, A. 1955: Zpráva o geologickém mapování Zemplínskeho pohorí na jihovýchodním Slovensku. Zprávy o geolog. výzkumech v r. 1954. Praha. — [3] Bouček, B. — Příbyl, A. 1959: O geologických poměrech Zemplínskeho pohorí na východním Slovensku. Geologické práce, Zošit 52. Bratislava. — [4] Buday, T. 1962: Tektogenese neogenních pánví západních Karpat a jejich vývoj. Geologické práce, Zošit 63. Bratislava. — [5] Čuchráč, N. 1969: Geologická mapa — Zemplínsky ostrov 1 : 25 000. Manuskript. Geologický prieskum. Košice. [6] Čechovič, V. a kol. 1963: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000, list Trebišov — Čierna. GÚDŠ, Bratislava. — [7] Eliáš, M. — Uhman, J. 1968: Hustoty hornín ČSSR. Vysvětlivky k mapě hustot hornín ČSSR 1 : 500 000. Praha, ÚÚG. — [8] Janák, F. — Kadlec, E. 1969: Statistické zpracování naměřených hodnot fyzikálních parametrů s aplikací na horninách Spišsko-gemerského rudohoří a přilehlých oblastí. Manuskript — archiv ÚGF. Brno. — [9] Maheľ, M. 1963: Nové poznatky o stratigrafii a tektonickom postavení Humenského pohoria. Geologické práce, Správy 30. Bratislava. — [10] Mann, O. 1960: Záverečná zpráva o detailním magnetickém průzkumu v r. 1959. Manuskript — archiv ÚGF. Brno. — [11] Matějka, A. — Roth, Z. 1950: Výskyt Cu rudy u Ladmovcu v karbonu Zemplínskeho ostrova na východním Slovensku. Věstník stát. geol. úst. sv. XXV. Praha. — [12] Obernauer, D. a kol. 1971: Geofyzikálne merania a výskumy v oblasti zemplínskeho ostrova. Manuskript-archív ÚGF. Bratislava. — [13] Ončáková, P. 1959: Petrochémiia kyslých neovulkanitov v Zemplínskom ostrove. Manuskript — Geofond. Bratislava. — [14] Rudinec, R. 1969: Poznámky k podložíu východoslovenskej neogénnej panvy. Geologické práce, Správy 50. Bratislava. — [15] Uhlig, V. 1902: Beiträge zur Geologie des Fatrakriván-Gebirges. (Denkschrift der Mathem. — naturwiss. Classe der k. Akad. d. Wissenschaften B LXXII, Wien. — [16] Uhman, J. 1962: Výzkum hustot hornin ČSSR. Manuskript-archív ÚGF. Brno. — [17] Zbořil, L. a kol. 1970: Geofyzikálne mapovanie Kremnického pohoria. Manuskript-archív ÚGF. Bratislava.

**DENSITY AND MAGNETIC CHARACTERISTIC OF ROCKS
IN THE ZEMPLÍN „ISLAND“**

(Summary of the Slovak Text)

In the frame of geophysical investigation of the Zemplín „Island“ we have carried out detailed investigation of density and magnetic properties of rocks. In the area under study we took 626 samples of rocks at 94 localities. Average density of sampling is about 7 samples per 1 km². On the taken samples we studied voluminal and mineralogical densities, porosity; voluminal magnetic susceptibility and magnitude of remanent magnetization.

We determined voluminal and mineralogical densities by the method of threefold weighing, as aid liquid we used petroleum. We calculated porosity (p) from voluminal (S_o), mineralogical (S_m) densities according to relation:

$$p = 1 - \frac{S_o}{S_m} \cdot 100$$

Magnetic properties we determined on astatic magnetometer with sensibility 2,10⁻⁷ Oe/mm.

From the measured data we calculated average values and other statistic data as standard deviations (σ) and variability coefficients (V). for the individual petrographic types and some stratigraphic units.

The results obtained in the study of physical properties of rocks we treated in tables and graphs presenting survey of density (tab. 1, fig. 1 and fig. 2) and magnetic (tab. 2) properties and some statistical data for individual rocks and complexes of rocks from the area under study. Planar changes of density properties we presented in maps of isolines of voluminal and mineralogical densities (fig. 3, 4, 5, 6).

We compiled these maps by the method of J. Uhman (1962, 1968). We chose the size of the fundamental square 1 km regarding to density of sampling.

Preložil J. Pevný

MILOŠ SIBLÍK*

**SPIRIFERIDNÍ A TEREBRATULIDNÍ RAMENONOŽCI ANISU
SLOVENSKÉHO KRASU**

(17 obr. v textu, 3 tab. na křídě, anglické resumé)

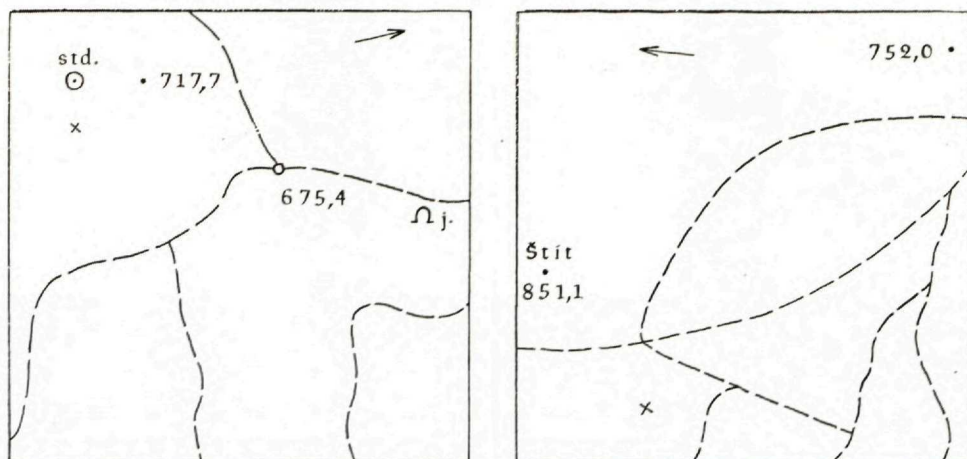
Abstrakt. Die vorliegende Arbeit beschliesst die Gesamtbearbeitung der Brachiopodenfauna des Anis aus dem Gebiete des Slowakischen Karstes. Sie schliesst an den Artikel an, welcher in Geologické práce, Správy 56/1971/ veröffentlicht ist. Der Autor erwähnt auch das Vorkommen der Brachiopodenfauna aus anderen Gebirgen der Westkarpaten und vergleicht seine Funde mit jenen aus anderen Gebieten. An die Arbeit kann man sich stützen nicht nur bei der Bestimmung der Stratigraphie aber auch der Paläogeographie.

Tato práce zakončuje celkové zpracování ramenonožcové fauny anisu z oblasti Slovenského krasu, odkud byli zatím popsáni zástupci nadčeledi *Rhynchonellacea* (M. Siblík, 1971). Kromě mnou již tehdy uvedených lokalit Štítník, Brzotín, Krásnohorská Dlhá Lúka a Zakázané poskytly zde popisovaný materiál dvě další lokality na Plešivecké planině, na nichž byli nalezeni pouze spiriferidní nebo terebratulidní ramenonožci.

1. Lokalitu v tmavých krinoidových vápencích ležící 200 m jihozápadně od kóty 717,7 zjistil J. Mello (Geologický ústav D. Štúra), kterému děkuji za přenechání jeho nálezů ke zpracování. Určil jsem z nich následující stratigraficky méně významné druhy, vyskytující se v pelsonu i illyru, resp. ladinu (?): *Mentzelia mentzeli mentzeli* (Dunk.), „*Spiriferina*“ cf. *pia* Bitt. a *Tetractinella trigonella* (Schl.).

2. Berc — asi 400 m jihovýchodně od kóty 851,1 (Štít). Načervenalé a narůžovělé hlíznaté vápence svrchního illyru (schreyeralmské) obsahují hojně amonity, zpracované již D. Andrusovem a J. Kováčikem v roce 1955. Ramenonožci se v těchto vápencích vyskytují jen velmi vzácně. K dispozici byli pouze dva jedinci, pocházející ze sběrů J. Bystrického, a náležející druhu *Aulacothyris incurvata* Bitt. (viz poznámky u tohoto druhu).

* Geologický ústav ČSAV, 28. pluku 19, Praha-Vršovice



Obr. 1 Situační náčrt okolí lokality 1 — u kóty 717,7 (x-výskyt ramenonožců).
Šipka označuje směr do osady Brzotín, vzdálené 4 km.

Fig. 1 Sketch — map of the environs of locality 1 — near elevation point 717,7 (x-occurrence of brachiopods).

The arrow indicates the direction to the community of Brzotín, 4 km from the locality.

Obr. 2 Situační náčrt okolí lokality 2 — Bere (x-výskyt ramenonožců).

Šipka označuje směr do Štítníka, vzdáleného 4 km. Každá strana náčrtku na obr. 1 a 2 se rovná vzdálenosti 1000 m.

Fig. 2 Sketch — map of the environs of locality 2 — Bere (x-occurrence of brachiopods).

The arrow indicates the direction to Štítník, 4 km from the locality. Each side of the sketch-maps in fig. 1 and 2 equals the distance of 1000 m.

V této práci jsou popisováni následující ramenonožci: *Spiriferina fragilis*, „*Spiriferina*“ cf. *canavarica*, „*Spiriferina*“ cf. *pia*, *Mentzelia mentzeli mentzeli*, *Koebeskalina koebeskalensis*, „*Retzia*“ *mojsisovicsi*, *Neoretzia* (?) *schwageri*, *Anisactinella matutina euplecta*, *Pexidella marmorea*, *Tetractinella trigonella*, „*Athyris*“ sp., *Coenothyris vulgaris*, „*Zeilleria*“ *angustaeformis*, *Zeilleria* aff. *orobica*, *Aulacothyris angusta*, *Aulacothyris incurvata*.

Systematický popis

Spiriferida Waagen, 1883

Spiriferinacea Davidson, 1884

Spiriferinidae Davidson, 1884

Spiriferina d'Orbigny, 1847

Spiriferina fragilis (Schlotheim, 1814)

(tab. LXI, obr. 2)

- 1920 *Spiriferina fragilis* Schlotheim — C. Diener: p. 46 (cum syn.)
1934 *Spiriferina fragilis* Schlotheim — H. Kirchner: p. 94, tab. 2, fig. 7–10, text. fig. 2
1934 *Spiriferina fragilis* Schloth. — M. Protić: p. 104, tab. 1, fig. 2.
1936 *Spiriferina fragilis* Schloth. — E. Jekelius: p. 59, tab. 4, fig. 1
1937 *Spiriferina fragilis* v. Schlotheim — P. Assmann: p. 29, tab. 6, fig. 7
1958 *Spiriferina fragilis* Schlotheim — G. Sacchi Vialli & A. Vai: p. 46, tab. 4, fig. 1–5
1967 *Spiriferina fragilis* (Schlotheim) — A. Speciale: p. 1088, tab. 79, fig. 5
1967 *Spiriferina fragilis* (Schlotheim) — P. Casati & M. Gnaccolini: p. 138, tab. 11, fig. 9–10
1968 *Spiriferina fragilis* Schlotheim — E. Taddei Ruggiero: p. 363, tab. 5, fig. 1–8; tab. 6, fig. 1–3; text. fig. 8–10, 20–27

Materiál: 1 celý jedinec s rozměry $7,2 \times 6,8$ (délka hřbetní misky) \times ? $10,0 \times 6,1$ mm; 2 hřbetní a 28 břišních misek. Nejmenší rozměry břišní misky $5,5 \times 7,1$ mm; největší rozměr břišní misky $11,8 \times$? $13,5$ mm.

Do šířky protažená punktátní schránka má výraznou brázdu na břišní misce. Silný vrchol břišní misky je zahnutý, zámková linie dlouhá a jen o málo kratší než šířka schránky. Interarea je velmi široká a prohnutá (velmi blízké jedinci, vyobrazenému A. Bittnerem (1890) na tab. 35, obr. 3). Žebra jsou silná, výrazná po celém povrchu misek. Bývá jich na břišní misce nejčastěji 8 (ve 14 případech), resp. 10 (u 13 jedinců); ve 2 případech dosáhl počet žebírek 12.

Poznámky: Popisovaný druh je často uváděn jak z germánského tak i z alpského triasu. Při srovnání se zahraničním materiálem dosahují jedinci ze Slovenska v průměru menších velikostí. Variabilita druhu zasahuje nejvíce výšku a stupeň zakřivení vrcholu břišní misky (a v závislosti na tom samozřejmě charakter interarey) a délku přímé zámkové linie. V literatuře není věnována pozornost nedospělým jedincům popisovaného druhu a není tedy známo, jakými morfologickými zvláštnostmi se odlišují od jedinců dospělých. V této souvislosti se nabízí srovnání s druhem *Spiriferina manca* Bittner, 1890 popsáným ze středního anisu Maďarska, který se od druhu *Spiriferina fragilis* liší menší velikostí, poněkud drobnějšími žebírky, vyšším a napřímenějším vrcholem břišní misky; ten by mohl dobře představovat nedospělé jedince druhu *Spiriferina fragilis*. Někteří naši jedinci *Spiriferina fragilis* menších

rozměrů s napřímeným vrcholem břišní misky by tomu nasvědčovali. Nový poddruh *Spiriferina fragilis depressa* Sacchi Vialli & Vai, 1958 byl odlišen od typického poddruhu pro svoji menší velikost, štihlejší a napřímenější vrchol břišní misky. Spadá zcela jasně do variační šíře typického poddruhu *Spiriferina fragilis fragilis*, jak dokázala ve velkém studijním materiálu E. Taddei Ruggiero (1968).

Stratigrafické rozpětí: je dosti široké a zahrnuje pelson, illyr i ladin (z ladinu uvedeno v poslední době např. P. Casatim & M. Gnaccolinim, 1967).

Výskyt: Slovenský kras — Štítník (26 jedinců), Brzotín (4 jedinci), Zakázané (1 jedinec); N. Tatry — Demän. dolina (D. Štúr, 1868); M. Karpaty — Ostrý vrch (J. Pevný, 1964); Stráž. hornatina — Mojšín (K. Kulesár, 1918).

„*Spiriferina*“ cf. *canavarica* Tommasi, 1885

Materiál: Jedno neúplné jádro hřbetní misky malých rozměrů. Jádro má ve své poněkud snížené střední části jedno hlavní a dvě slabší druhotná žebírka. Na bočních částech jádra leží po čtyřech žebírkách, které rychle pozbývají výraznosti směrem k dlouhé a přímé zámkové linii. Vrchol misky je zcela nepatrný.

Poznámky: Celkovým obrysem schránky, charakterem žeber a zámkové linie se náš jedinec přibližuje nejvíce druhu *Spiriferina canavarica* Tommasi, popsanému z italských Alp z oblasti Recoaro. Několik dalších aniských druhů má některé jedince značně podobné našemu, např. *Hirsutella hirsuta* (Alb.) z germánského triasu, dále *Spiriferina pia* Bitt., (s tímto druhem porovnával našeho jedince J. Bystrický, 1964) anebo *Spiriferina pia dinarica* Bittner (popsaná z Dalmácie), která má poněkud silnější žebírka.

Pro fragmentární povahu popisovaného jádra je však bližší porovnání v každém případě nemožné.

Výskyt: Brzotín.

„*Spiriferina*“ cf. *pia* Bittner, 1890

(tab. LXI, obr. 3)

Materiál: Jedno jádro břišní misky se zbytky schránky o rozměrech $?12,0 \times ?13,5$ mm.

Na jádře je zřetelná mělká brázda s dvěma vnitřními žebry, která se odděluje blízko vrcholu misky od poněkud výraznějších žeber ohraničujících brázdu. Kromě těchto žeber leží na každém boku jádra po čtyřech žebrech, rychle ztrácejících směrem od středu jádra na výraznosti. Celkový počet žeber na misce je tedy 12. Vrchol misky je mírně zahnutý.

Poznámky: Náš jedinec je punktátní, proto není možno uvažovat o jeho srovnávání s rodem *Hirsutella* Cooper & Muir-Wood, 1951, který je externě velmi blízký, ale jehož schránky jsou impunktátní. Některé jiné podobné druhy jsou řazeny k rodu *Guseriplia* Dagys, 1963 (podle „Treatise of Invertebrate Palaeontology“ jde o synonymum rodu *Sinuocosta* Dagys, 1963).

Výskyt: Plešivecká planina, lokalita jz. od kóty 717,7.

Reticulariacea Waagen, 1883

? *Martiniidae* Waagen, 1883

Mentzelia Quenstedt, 1871

Mentzelia mentzeli mentzeli (Dunker, 1851)

(tab. LXII, obr. 1)

1851 *Spirifer Mentzeli*, Dkr. — W. Dunker: p. 287, tab. 24, fig. 17—19

1920 *Mentzelia Mentzelii* Dunker — C. Diener: p. 54 (cum syn.)

1937 *Spiriferina (Mentzelia) mentzelii* Dunker — P. Assmann: p. 30, tab. 6, fig. 10—11

1957 *Spiriferina (Mentzelia) mentzelii* Dunker — M. MaheI: p. 151

1958 *Mentzelia mentzelii* Dunker — G. Sacchi Vialli & A. Vai: p. 48, tab. 4, fig. 16

1967 *Mentzelia mentzelii* (Dunker) — P. Casati & M. Gnaccolini: p. 124, tab. 9, fig. 4,9

1969 *Mentzelia mentzeli mentzeli* (Dunker) — M. Gaetani: p. 507, tab. 34, fig. 8—10; text-fig. 8

Materiál: 1 poškozené a 1 celé jádro s rozměry ? × 18,1 × 12,4 mm a 9,8 × 11,7 × 8,5 mm (vyobr.) a dále 16 jader břišních a 3 jádra hřbetních misek se zbytky schránky.

Hladké, do šířky protažené schránky bez valu a brázdy na miskách (platí o jedincích ze Štítníku) nebo s mělkou brázdou či zploštěním na břišní misce (jedinci ze Zakázaného). Přední vazba misek má jen málo znatelnou pliku. Příčná zámková linie je krátká a rovná se přibližně polovině šířky schránky. Silný vrchol břišní misky je mírně zahnutý a u některých jedinců odstávající. Dorzální septum je kratší než septum ventrální, které dosahuje až do poloviční délky břišní misky jako vysoká přepážka. Zubové lišty nejsou vyvinuty.

Poznámky: Velmi proměnlivý druh, u něhož bylo popsáno více než 10 „variet“; náš materiál náleží typickému poddruhu *M. mentzeli mentzeli*. Variabilita je nejvíce nápadná na intenzitě plikace, na vývoji valu a brázdy, dále pak na výšce a zahnutí vrcholu břišní misky a na délce zámkové linie. Jak je patrné na povrchu jader, kolísá značně i délka ventrálního septa. Naši jedinci se liší od většiny jedinců vyobrazených A. Bittnerem (1890) minimálním vývojem valu a brázdy na miskách a kratší zámkovou linií. Obdobného jedince s krátkou zámkovou linií, přecházející téměř plynule do boků schránky, vyobrazili v poslední době např. P. Casati a M. Gnaccolini (1967). Náš vyobrazený jedinec má neobvykle odstávající vrchol břišní misky.

Popisovaný druh se dá odlišit od externě velmi podobných jedinců druhu *Spiriferina ptychitiphila* Bittner, 1890 vnitřní stavbou břišní misky. Zatímco u popisovaného druhu nejsou vyvinuty zubové lišty, náleží Bittnerův druh k „formám tripartitním“ (sensu H. Zugmayer, 1882); to znamená, že má v břišní misce dobře vyvinuto střední septum i zubové lišty, což je později obvyklé u liasových spiriferin.

Stratigrafické rozpětí: hlavně anis, vzácněji v ladinu.

Výskyt: Slovenský kras — Štítník (5 jedinců), Zakázané (14 jedinců), jihozáp. od kóty 717,7 na Plešiv. planině (2 jedinci), Jasov (V. Homola, 1952); Stratenská hornatina — Červený Štros (M. Maheľ, 1957); Nízké Tatry — Demän. dolina (D. Štúr, 1868); Velká Fatra—Uľanka u B. Bystrice (D. Štúr, 1868); Stráž. hornatina — Mojtín (K. Kulcsár, 1918), Predhorie (sbírky GÚDŠ); Pov. Inovec — Beckov (G. Stache, 1864); M. Karpaty — Ostrý Vrch (J. Pevný, 1964), Plav. Podhradie, Plav. Mikuláš, Buková aj. (sbírky GÚDŠ).

Koeveskallina Dagys, 1965

Koeveskallina koeveskalyensis (Štúr, 1865)

(tab. LXI, obr. 4; tab. LXIII, obr. 2)

1865 *Spiriferina Kőveskalyensis* Suess — D. Štúr: p. 245

1873 *Spiriferina Kőveskallyensis* Suess — J. Böckh: p. 175, tab. 11, fig. 22—23

1890 *Spiriferina (Mentzelia) Kőveskallyensis* (Suess) Boeckh — A. Bittner: p. 26, tab. 34, fig. 29—34

1890 *Spiriferina Kőveskallyensis* Suess var. — A. Bittner: p. 44, tab. 33, fig. 16

1903 *Spiriferina (Mentzelia) kőveskallyensis* Suess in Boeckh — P. Vinassa de Regny: p. 448, tab. 1, fig. 2

1957 *Spiriferina (Mentzelia) kőveskaliensis* Suess — M. Maheľ: p. 150

1967 *Koeveskallina koeveskallyensis* (Suess) — P. Casati & M. Gnaccolini: p. 125, tab. 9, fig. 7

1970 *Koeveskallina koeveskalyensis* Štúr — M. Siblík: p. 347

Materiál: 4 porušená jádra, 2 jádra hřbetních a 36 jader břišních misek.

Rozměry:

délka břišní misky	délka hřbetní misky	šířka schránky	výška schránky	
14,6	13,4	cca 15,0	10,1	tab. LXIII, obr. 2
10,0	9,2	12,2	6,7	
cca 10,0	cca 9,0	11,0	6,7	
9,6	8,5	10,3	6,6	

Jedinci se vyznačují do šířky protaženými schránkami bez valu a brázdy. Přívrcholová část hřbetní misky je vypuklá, samotný vrchol této misky je nízký. Vrchol břišní misky je zahnutý, area nízká a široká, omezená hranami. Rovná zámková linie (= šířka arey) zabírá až $\frac{3}{4}$ šířky schránky. Pro druh charakteristická jemná paprskovitá žebírka (striae) jsou zřetelnější na břišní misce. Jejich počet se pohybuje v rozmezí 40 — 45 na každé misce. Zřetelná délka ventrálního septa představuje $\frac{1}{5}$ až $\frac{1}{4}$ délky břišní misky.

Poznámky: Variabilita vnějších znaků popisovaného druhu se projevuje zvláště na výšce a stupni zahnutí vrcholové části břišní misky. Proto není možno uznat za subspecii Bittnerovu var. „*microrhyncha*“ (Bittner 1890, p. 27). Jedinci k ní zařazení se od typických exemplářů druhu liší jen nižším a zahnutějším vrcholem břišní misky. Někteří jedinci ze Štítníku a Zakázaného mají osově zploštění břišní misky, odpovídající brázdě. I to je možno považovat za běžnou proměnlivost, na rozdíl např. od názoru A. Bittnera (1890, str. 44), který obdobné jedince ze schreyeralmských vápenců popsal jako varietu „*subsínuosa*“.

Stratigrafické rozpětí: pelson-illyr; druh byl původně popsán z vápenců „Recoaro“ (pelson).

Výskyt: Slovenský kras — Štítník (14 jedinců), Brzotín (13 jedinců), Zakázané (15 jedinců); Stratenská hornatina—Červený Štros (M. MaheI, 1957); Galmus — Slovinská skála (sbírky GÚDŠ); Zvolen. vrchovina — Poníky (sbírky GÚDŠ); Stráž. hornatina — Mojtn (K. Kulesár, 1918), Predhorie (sbírky GÚDŠ).

Retziidina Boucot, Johnson, Stanton, 1964

Retziacea Waagen, 1883

Retziidae Waagen, 1883

Retzia King, 1850; s. l.

„*Retzia*“ *mojsisovicsi* Böckh, 1873

1873 *Retzia Mojsisovicsi* n. sp. — J. Böckh: p. 179, tab. 11, fig. 30

1895 *Retzia Mojsisovicsi* Boeckh — W. Salomon: p. 96, tab. 3, fig. 8—12

1903 *Retzia Mojsisovicsi* Boeckh — P. Vinassa de Regny: p. 449, tab. 1, fig. 3

Materiál: 5 poškozených jader břišních misek. Rozměry nejlépe zachovaných jedinců: 8,6 × cca 8,0 mm; 8,0 × cca 6,5 mm; 7,1 × 6,1 mm.

Jádra jsou zaobleně trojbokého obrysu a menších rozměrů s velmi mělkou brázdou nebo jen osovým zploštěním. Povrch pokrývá 10—16 málo výrazných zaoblených žebírek; žebírka i mezižební mezery jsou přibližně stejně široké.

Poznámky: Naši jedinci zcela odpovídají původnímu popisu J. Böckha i originálnímu jedinci, uloženému v Geologickém ústavu v Budapešti pod

inv. č. T 1664. Ten má rozměry $8,4 \times 7,5 \times 5,0$ mm, osově zploštění na obou miskách, přímou přední vazbu misek a 12 žebírek na hřbetní misce. — Velmi těsný je vztah k druhu „*Retzia*“ *speciosa* Bittner, 1890 ze schreyeralmských vápenců. Již sám A. Bittner (1890) se zmínil o tom, že tento jeho nový taxon by bylo snad lépe považovat za poddruh k „*Retzia*“ *mojsisovicsi*. Za hlavní rozdíl považoval umístění maximální šířky schránky blíže předního okraje a zároveň méně výrazné osově zploštění misek svého nového druhu. Roku 1892 (tab. 1, fig. 17) však vyobrazil jedince „*Retzia*“ *speciosa* s téměř kruhovým obrysem schránky a tedy maximální šířkou dále od předního okraje. Z toho se zdá, že umístění maximální šířky schránky vpředu již nepovažoval pro tento druh za charakteristický znak. Na značné kolísání umístění maximální šířky i přítomnosti osověho zploštění či deprese poukázal na příklad u materiálu z Marmolaty W. Salomon (1895). Ten stejně jako později P. Vinassa de Regny (1903) a A. de Toni (1912) považoval Bittnerův druh „*Retzia*“ *speciosa* za mladší synonymum druhu „*Retzia*“ *mojsisovicsi*. Je to velmi pravděpodobné, ale pro konečné vyřešení této otázky by bylo třeba zrevidovat Bittnerův materiál.

Stratigrafické rozpětí: Pelson — illyr; Salomonovy nálezy pocházejí z ladinu.

Výskyt: Krásnohorská Dlhá Lúka (1 jedinec), Zakázané u Silice (4 jedinci).

Neoretzia Dagys, 1963

Neoretzia (?) *schwageri* (Bittner, 1890)

1890 *Retzia Schwageri* nov. spec. — A. Bittner: p. 21, tab. 36, fig. 1—4

1910 *Retzia Schwageri* Bittn. — I. Simionescu: p. 504, text. fig. 4—5

1957 *Retzia schwageri* Bittner — M. Mahel: p. 151

1958 *Retzia schwageri* Bittner — G. Sacchi Vialli & A. Vai: p. 49, tab. 4, fig. 19

Materiál: 1 jádro s odlomenou vrcholovou částí břišní misky. Rozměry ? $\times 6,6$ (délka hřbetní misky) $\times 6,8 \times 5,0$ mm.

Nevelká schránka se stejně vyklenutými miskami bez valu a brázdy s přímým předním okrajem. Silná žebra dosahují až k vrcholům misek (na hřbetní misce je jich 7).

Poznámky: Náš jedinec odpovídá původnímu popisu a vyobrazení s tím rozdílem, že střední žebro hřbetní misky není sníženo.

Na základě jedince z lokality Köveskalla vyobrazeného v práci z roku 1890 na tab. 21, obr. 3 stanovil A. Bittner (1899) novou varietu *Retzia Schwageri* var. *baconica*, odlišující se od typické *Retzia Schwageri* o něco větším počtem žebírek. Jedná se však o běžnou variabilitu, a tak tato nová varieta náleží do synonymiky typického poddruhu.

Popisovaný druh náleží pravděpodobně k rodu *Neoretzia*, který byl stanoven A. S. Dagysem (1963), a jehož typickým druhem je norická *Retzia superbescens* Bittner, 1890; vnitřní stavba středotriasových „retzií“ však není dosud známa.

Stratigrafické rozpětí: Pelson; J. Simionescu (1910) uvedl tento druh i z karnu Dobrudže.

Výskyt: Slovenský kras — Štítník (1 jedinec); Stratenská hornatina — Červený Štros (M. Maheľ, 1957).

Athyrididina Boucot, Johnson, Stanton, 1964

Athyridacea M' Coy, 1844

Athyrididae M' Coy, 1844

Anisactinella Bittner, 1890

Anisactinella matutina euplecta Bittner, 1903

(tab. LXII, obr. 7)

1903 *Spirigera (Anisactinella) matutina* nov. spec. var. *euplecta* — A. Bittner: p. 521, 523, tab. 24, fig. 20

Materiál: Jeden nepatrně stlačený jedinec s poškozeným vrcholem břišní misky s rozměry 8,6 (délka hřbetní misky) × 8,4 × 5,1 mm.

Jádro má zaobleně kosočtverečný obrys. Nízký val hřbetní misky je na každé straně výrazně omezen silným zaobleným žebrem, dosahujícím až k vrcholu misky. Osou valu probíhá další, značně slabší žebírko. Na obou bocích hřbetní misky je po 1 málo zřetelném žebírku, odděleném od valu rýhou, dosahující k vrcholu misky. Zadní části misek vybíhají v malá křídélka. Boky misek se vzájemně stýkají pod ostrým úhlem (při čelním pohledu). Zámková linie je velmi krátká.

Poznámky: Ladinská *Didymospira (Anisactinella) matutina posterior*, popsaná W. Wilckensem (1909) se odlišuje v podstatě jen neostře zprohýbanou čelní vazbou misek.

Stratigrafické rozpětí: Pelson — illyr.

Výskyt: Brzotín.

Pexidella Bittner, 1890

Pexidella marmorea (Bittner, 1890)

(tab. LXI, obr. 5; tab. LXII, obr. 4,6; text. obr. 3)

1890 *Spirigera marmorea* nov. spec. — A. Bittner: p. 42, tab. 33, fig. 1—13 (forma *typica*, var. *latifrons*, var. *auriculata*)

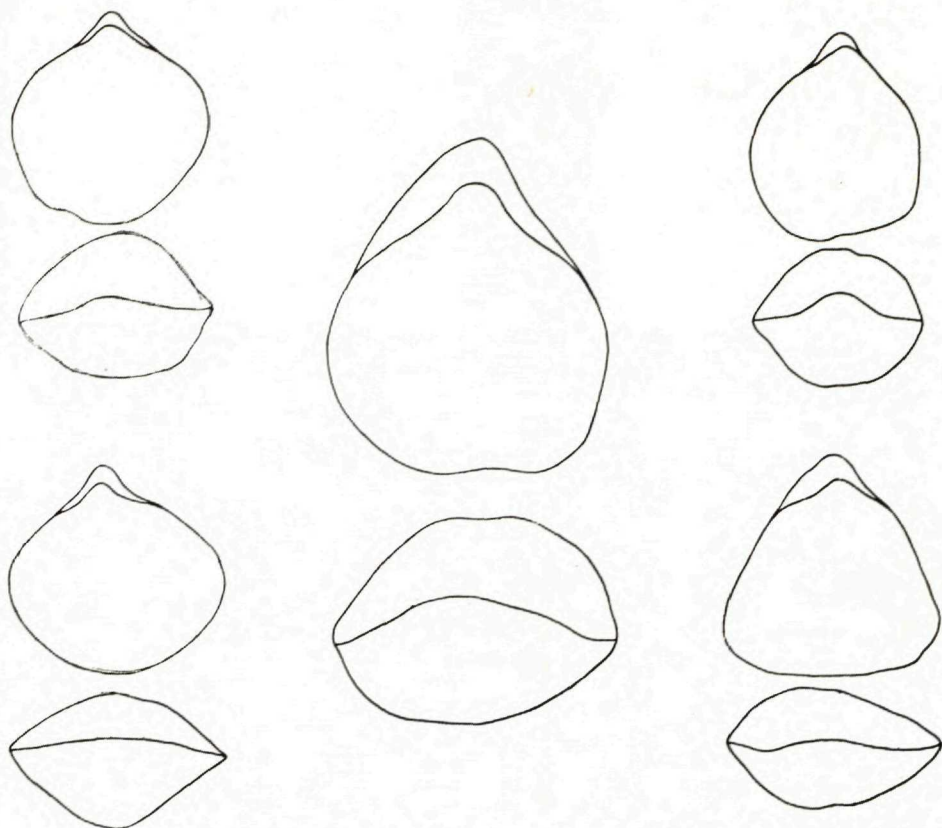
1892 *Spirigera marmorea* m. — A. Bittner: p. 4,6, tab. 2, fig. 3—4

1895 *Spirigera (Didymospira) marmorea* Bittn. — W. Salomon: p. 96, tab. 3, fig. 7

1899 *Spirigera marmorea* Bittn. — A. Tommasi: p. 10, tab. 1, fig. 5

1906 *Spirigera marmorea* Bittn. — A. Martelli: p. 115, tab. 5, fig. 6

1914 *Spirigera (Pexidella) marmorea* Bittn. — A. de Toni: p. 188, tab. 15 fig. 8



Obr. 3 *Pexidella marmorea* (Bitt.). Obrysy schránek některých charakteristických jedinců. Zakázané u Silice, x 4

Fig. 3 *Pexidella marmorea* (Bitt.) Outlines of shells of some characteristic specimens. Zakázané near Silica, x 4.

Materiál: 108 jader jedinců se zbytky schránek (z toho asi dvě třetiny tvoří mladí jedinci). Největší jádro má rozměry $13,1 \times 10,9 \times 8,5$ mm; vyobrazení jedinci měří $9,9 \times 8,9 \times 7,3$ mm (tab. LXI, obr. 5) a $8,1 \times 7,2 \times 5,6$ mm (tab. LXII, obr. 4).

Hladké schránky proměnlivého obrysu jsou mohutně stavěny zvláště ve vrcholové části. Přední okraj schránky má různě vysokou a širokou pliku; téměř přímá nebo málo prohnutá přední vazba misek se vyskytuje běžně u mladých jedinců, u vzrostlých jen zřídka. Brázda břišní misky je sledovatelná téměř až k vrcholu, na hřbetní misce je brázda vyvinuta jen u některých jedinců a je většinou nahrazena zploštěním. Malá křídélka v posterolaterální části schránky jsou vyvinuta u 4 jedinců. Z málo zřetelné vnitřní stavby bylo možno zjistit u dospělých jedinců krátké zubové lišty a velmi silné a vysoké zuby doprovázené většinou výraznými dentikuly.

Poznámky : Značná variabilita obdobných ramenonožců s hladkými schránkami je známa z literatury. V případě, že bylo popsáno několik vzájemně si podobných druhů, vznikají při určování potíže, zvláště máme-li větší počet zpracovávaných jedinců. Zde popisovaný materiál nemá jednotný obrys schránek (vejčítý, zaobleně pětiboký, zaobleně trojboký, do šířky protažený), největší šířku schránky má nestejně umístěnou, kolísá výška a šířka plikace, vyskytují se i schránky téměř rektimarginátní, brázdy misek jsou vyvinuty různou měrou. Proto Bittnerovy „variety“ var. *latifrons* a var. *auriculata* nemohou mít systematické hodnoty, zvláště když se vyskytují s typickou *Spirigera marmorea* pohromadě. Potvrzují jen značnou morfologickou rozrůznost materiálu popisovaného druhu. Z tohoto hlediska je problematická i sama platnost Bittnerova druhového jména.

J. Böckh (1873) popsal z vápenců „Recoaro“ v Bakoni druh *Spirigera sturi*, který je kromě větší průměrné velikosti v podstatě shodný s později popsaným druhem *Spirigera marmorea* Bittner. A. Bittner se při popisu svého nového druhu (1890) zabýval vztahem k druhu *Spirigera sturi*, zmínil se o značné proměnlivosti obou druhů a navrhl proto, aby jedinci širšího obrysu podrželi jméno Böckhovo, zatím co pro jedince užší by platilo nové pojmenování *Spirigera marmorea*. Takové řešení není samozřejmě uspokojivé. Originální jedinci *Spirigera sturi* jsou uloženi ve sbírkách Geologického ústavu v Budapešti a největší z nich dosahuje délky téměř 18 mm. Po revizi Bittnerových originálů *Pexidella marmorea* se pravděpodobně prokáže, že se jedná o druh shodný s Böckhovým druhem *Pexidella sturi*. V tom případě se Bittnerovo pojmenování stane mladším synonymem druhu *Pexidella sturi* Böckh.

Stratigrafické rozpětí: Druh *Pexidella marmorea* byl popsán ze schreyerlmských vápenců (illyr), ale je uváděn i z pelsonu a z ladinu.

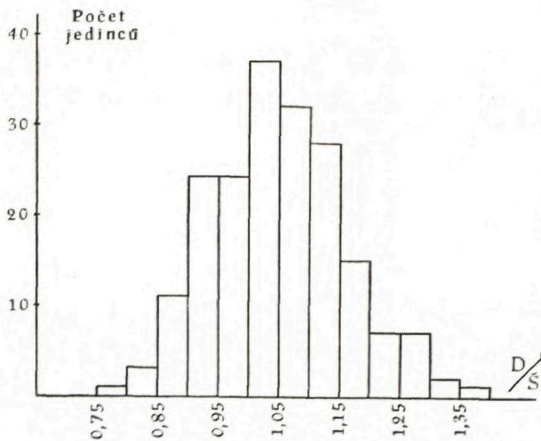
Výskyt: Zakázané u Silice (105 jedinců), Krásnohorská Dlhá Lúka (3 jedinci).

Tetractinella Bittner, 1890

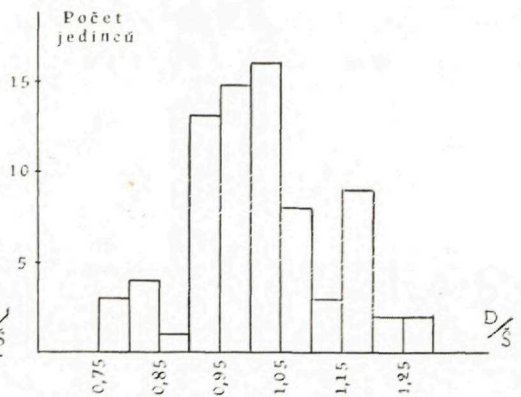
Tetractinella trigonella (Schlotheim, 1820)

(tab. LXI, obr. 1, 6–8; text. obr. 4–15)

- 1920 *Tetractinella trigonella* v. Schlotheim — C. Diener: p. 63 (cum syn.)
 1926 *Tetractinella trigonella* Schloth. — O. M. Reis: p. 126, tab. 10, fig. 21–27
 1934 *Spirigera (Plicigera) trigonella* Schlotheim — H. Kirchner: p. 111, tab. 2, fig. 15–16, text. fig. 4
 1934 *Spirigera trigonella* Schloth. — M. Protić: p. 105, tab. 1, fig. 3.
 1937 *Spirigera (Tetractinella) trigonella* v. Schloth. — P. Assmann: p. 31, tab. 6, fig. 12
 1938 *Spirigera (Tetractinella) trigonella* Schlotheim — R. Selli: p. 16, tab. 1, fig. 10–12
 1945 *Spirigera trigonella* Schloth. — Z. Bešić: p. 9, tab. 1, fig. 12



Obr. 4 *Tetractinella trigonella* (Schl.).
Fig. 4 *Tetractinella trigonella* (Schl.),
Štítník

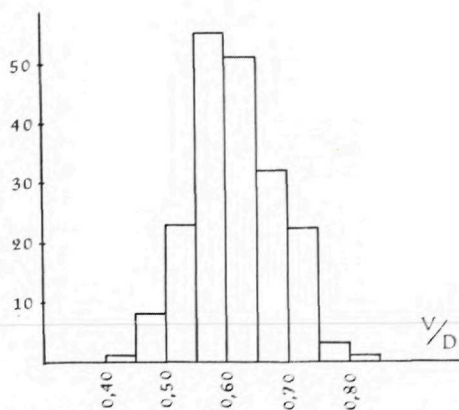


Obr. 5 *Tetractinella trigonella* (Schl.).
Fig. 5 *Tetractinella trigonella* (Schl.),
Brzoťín

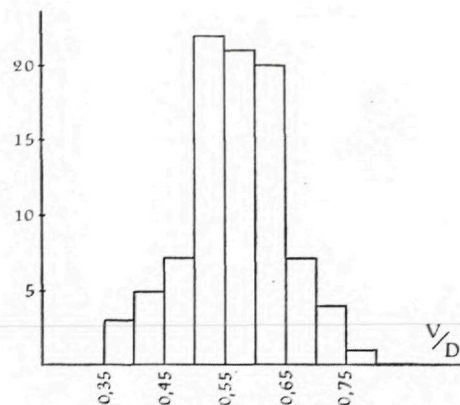
- 1949 *Spirigera trigonella* Schloth. — Z. Bešić: p. 114, tab. 1, fig. 16–20
 1958 *Tetractinella trigonella* (Schloth.) — S. Pantić: p. 60, tab. 1, fig. 1
 1967 *Tetractinella trigonella* (Schloth.) — A. Speciale: p. 1087, tab. 79, fig. 4
 1967 *Tetractinella trigonella* (Schloth.) — P. Casati & M. Gnaccolini: p. 123, tab. 9, fig. 10

Materiál: 479 jader více či méně dobře zachovaných. Jejich rozměry jsou patrné z tabulek a textových obrázků. Vyobrazené exempláře mají rozměry: 11,9 × 11,6 × 6,9 (tab. LXI, obr. 8); 11,0 × 11,2 × 6,7 mm (tab. LXI, obr. 1); ? 9,0 × 7,1 × 5,2 mm (tab. LXI, obr. 6); 6,1 × 6,0 × 3,7 mm (tab. LXI, obr. 7).

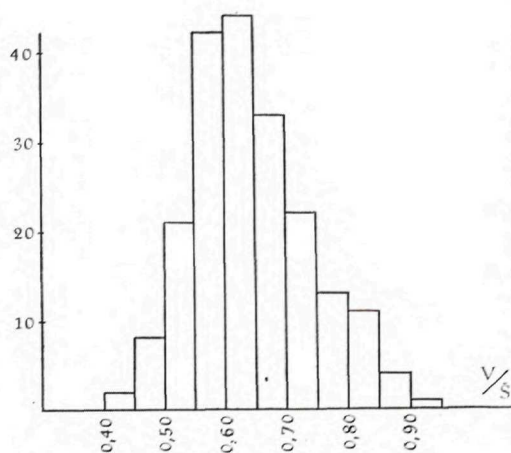
Délka schránky v mm	Počet jedinců		Šířka schránky v mm	Počet jedinců		Výška schránky v mm	Počet jedinců	
	Štítník	Brzoťín		Štítník	Brzoťín		Štítník	Brzoťín
4,0–4,9	1	1	5,0–5,9	11	2	2,5–3,4	4	3
5,0–5,9	8	1	6,0–6,9	28	4	3,5–4,4	51	16
6,0–6,9	22	2	7,0–7,9	47	7	4,5–5,4	60	36
7,0–7,9	33	4	8,0–8,9	49	10	5,5–6,4	61	46
8,0–8,9	37	15	9,0–9,9	33	20	6,5–7,4	27	11
9,0–9,9	51	30	10,0–10,9	20	28	7,5–8,4	7	1
10,0–10,9	29	29	11,0–11,9	11	11	8,5–9,4	1	—
11,0–11,9	15	6	12,0–12,9	4	2			
12,0–12,9	3	2	13,0–13,9	1	—			
Celkem	199	90	Celkem	204	84	Celkem	211	113



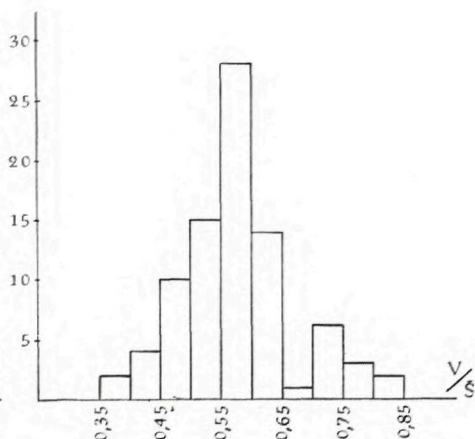
Obr. 6 *Tetractinella trigonella* (Schl.).
Fig. 6 *Tetractinella trigonella* (Schl.),
Štítník



Obr. 7 *Tetractinella trigonella* (Schl.).
Fig. 7 *Tetractinella trigonella* (Schl.),
Brzotín

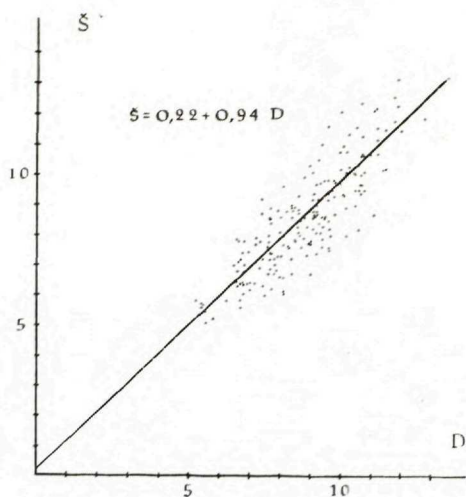


Obr. 8 *Tetractinella trigonella* (Schl.).
Fig. 8 *Tetractinella trigonella* (Schl.),
Štítník

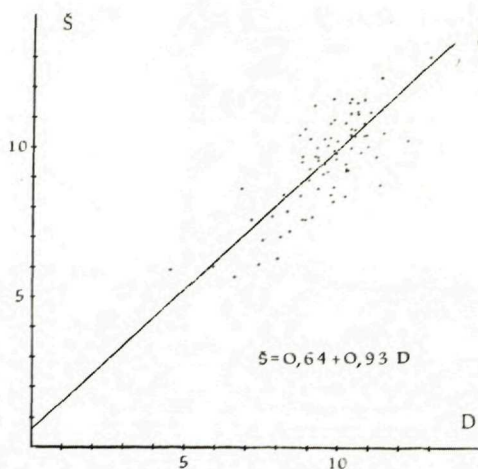


Obr. 9 *Tetractinella trigonella* (Schl.).
Fig. 9 *Tetractinella trigonella* (Schl.),
Brzotín

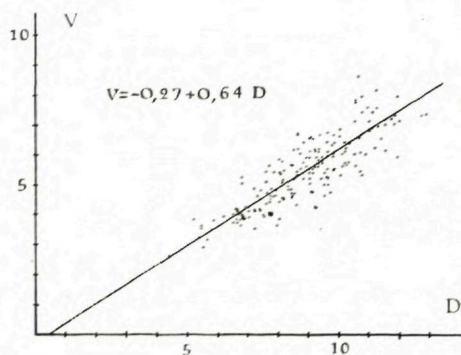
Obrys tohoto nejběžněji se vyskytujícího aniského druhu je velmi variabilní. Je to zřejmé z našeho materiálu, ale i z četných vyobrazení v literatuře. Již A. Bittner (1890) vyobrazil řadu jedinců se schránkami úzkými až velmi širokými, rektimarginátními i slabě plikátními, a se žebry více či méně výraznými. Naši jedinci jsou pouze rektimarginátní; ani v jednom případě nebyl zjištěn náznak plikace, který zároveň s poněkud méně výraznými žebry charakterizuje jedince z Giudicarie (A. Bittner, 1890, tab. 36, obr. 29—31).



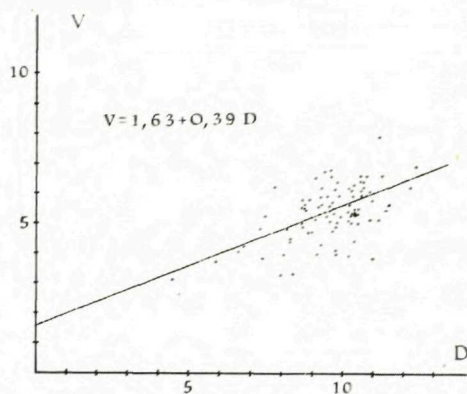
Obr. 10 *Tetractinella trigonella* (Schl.).
Fig. 10 *Tetractinella trigonella* (Schl.),
Štítník



Obr. 11 *Tetractinella trigonella* (Schl.).
Fig. 11 *Tetractinella trigonella* (Schl.),
Brzotín



Obr. 12 *Tetractinella trigonella* (Schl.).
Fig. 12 *Tetractinella trigonella* (Schl.),
Štítník



Obr. 13 *Tetractinella trigonella* (Schl.).
Fig. 13 *Tetractinella trigonella* (Schl.),
Brzotín

U našeho materiálu rovněž nedochází k větvení žeber. Počet žeber na každé misce je konstantní — 4, kromě 32 jedinců ze Zakázaného, kteří mají 2 žebra na každé misce (tab. LXI, obr. 6) a v souvislosti s tím i poněkud odchylný obrys schránky. Obdobné jedince z okolí Sarajeva vyobrazil A. Bittner (1903, tab. 23, obr. 24—26) a z Černé hory Z. Bešić (1949, tab. 1, obr. 18).

Stratigrafické rozpětí: Pelson — illyr; podle některých nově nerevidovaných údajů se vyskytuje i v ladinu jižních Alp (např. podle A. Martelli-

Obr. 14 *Tetractinella trigonella* (Schl.).

Obrysy schráněk některých charakteristických jedinců. Horní jedinci pocházejí z lokality Brzotín, dolní jedinci z lokality Štítník, x 3,5

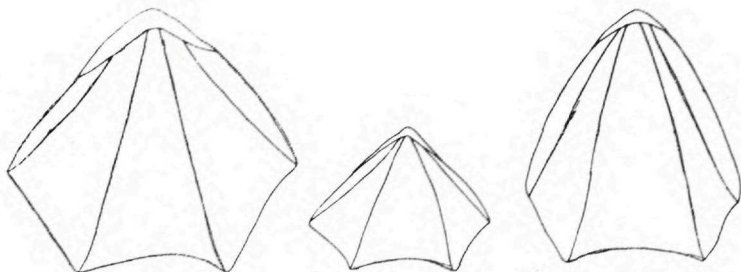
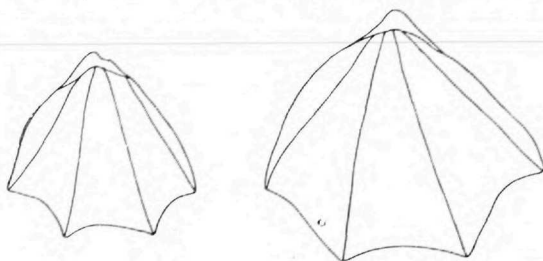


Fig. 14 *Tetractinella trigonella* (Schl.)

Outlines of shells of some characteristic specimens. The top specimens come from the locality Brzotín, the bottom specimens from the locality Štítník, x 3,5

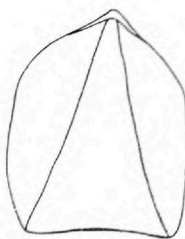
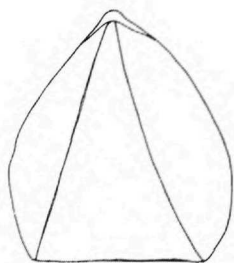


Obr. 15 *Tetractinella trigonella* (Schl.).

Obrysy schráněk s 2 žebry na míse. Zakázané u Silice, x 3,5

Fig. 15 *Tetractinella trigonella* (Schl.)

Outlines of shells with 2 ribs on the valve. Zakázané near Silica, x 3



ho, 1906). Výskyt v anisu i ladinu uvádí např. i Z. Sučić — Protić (1962) z Dinarid.

Výskyt: Slovenský kras — Štítník (297 jedinců), Brzotín (121 jedinců), Zakázané (45 jedinců), Krásnoh. Dl. Lúka (5 jedinců), jihozáp. od kóty 717,7 na Plešiv. planině (11 jedinců), Jasov (V. Homola 1952); N. Tatry — Demän. dolina (D. Štúr, 1868, sbírky GÚDŠ), Stanišova dolina (sbírky GÚDŠ), Galmus — Slovinská skála (sbírky GÚDŠ); Pov. Inovec — Beckov (G. Stache, 1864); M. Karpaty — Ostrý Vrch (J. Pevný, 1964), aj.

Athyris McCoy, 1844 s. 1.

? „*Athyris*“ sp.

(tab. LXIII, obr. 3)

Materiál: Jedno jádro o rozměrech 11,3 × 9,0 × 5,8 mm (vyobraz.). Dále sem patří jeden poškozený nedospělý jedinec o rozměrech ? 8,0 × 7,8 × 4,6 mm.

Větší jedinec je subeliptický, protažený do délky. Misky jsou málo klenuté, bez valu či brázdy. Přední vazba misek vybíhá dorzálním směrem a tvoří nízký, ale výrazný subangulární jazýček. Zámková linie je velmi krátká. Vrchol břišní misky je poměrně malý a zahnutý, stvolový otvor kruhového průřezu (?). Povrch jádra je hladký.

Poznámky: Obdobný jedinec není z literatury znám. Nedostatek našeho materiálu nedovoluje získat údaje o vnitřní stavbě, které by byly podstatné pro zjištění systematické příslušnosti našich jedinců. Proto jen předběžně jsou přiřazováni k athyridním ramenonožcům, poněvadž vzdálenou obdobu lze najít u některých druhů rodu *Peridella* Bitt. Odlišují se však od nich malým vrcholem břišní misky a nezvykle protáhlým obrysem schránky. Pro nezřetelnost zubových lišt a zvláště hřbetního septa, které bývají u skupin, kde jsou vyvinuty, na jádře obvykle patrné, se zdá nepravděpodobným porovnávání s rhynchonelidními a terebratulidními ramenonožci, i když některé druhy těchto skupin mají někdy schránky obdobných tvarů. Od terebratulidních ramenonožců odlišuje naše jedince celkově slabě vyvinutá vrcholová část břišní misky.

K lepšímu poznání popisovaných jedinců a k vyjasnění jejich systematického zařazení mohou přispět pouze případné další nálezy.

Výskyt: Brzotín.

Terebratulida Waagen, 1883

Terebratulidina Waagen, 1883

Dielasmatacea Schuchert, 1913

Dielasmatidae Schuchert, 1913

Coenothyris Douvillé, 1879

Coenothyris vulgaris (Schlotheim, 1820)

Materiál: Jeden poškozený jedinec — jádro s rozměry ? 16,0 × ? 13,5 × ? 10,0 mm.

Náš jedinec má všechny charakteristické znaky druhu: skoro rektimarginátní hladkou schránku bez valu a brázdy na miskách, široký zahnutý vrchol břišní misky s neznatelnými vrcholovými hranami, hřbetní septum znatelné v zadní třetině misky a nevyvinuté zubové lišty.

Poznámky: Popisovaný druh patří k nejběžnějším ramenonožcům v germánském i alpinském triasu (tvoří na př. hojné lumachely v Lombardii). Je proto zajímavé, že u nás je tak vzácný; i v ostatních částech našich Západních Karpat se vyskytuje jen celkem výjimečně.

Stratigrafické rozpětí: Pelson.

Výskyt: Slovenský kras — Štítník; N. Tatry — Demän. dolina (D. Štúr, 1868); V. Fatra — Ulanka; okolí B. Bystrice (D. Štúr, 1868).

Terebratellidina Muir-Wood, 1955

Zeilleriacea Allan, 1940

Zeilleriidae Allan, 1940

Zeilleria Bayle 1878; s. l.

„*Zeilleria*“ *angustaeformis* (Böckh, 1873)

(tab. LXII, obr. 5)

- 1873 *Waldheimia angustaeformis* n. sp. — J. Böckh: p. 172, tab. 11, fig. 20
 1890 *Waldheimia angustaeformis* Boeckh — A. Bittner: p. 8, tab. 26, fig. 37—40
 1895 *Waldheimia angustaeformis* Boeckh — W. Salomon: p. 104, 141, tab. 3, fig. 29—
 —31, 34
 1895 *Waldheimia angustaeformis* Boeckh var. *elongata* mihi — W. Salomon: p. 104,
 tab. 3, fig. 32, 33
 1903 *Waldheimia angustaeformis* Boeckh — P. Vinassa de Regny: p. 460, tab. 1,
 fig. 24
 1933 *Waldheimia angustaeformis* Boeckh — M. Milosavljević: p. 208, tab. 1, fig. 2
 1945 *Waldheimia angustaeformis* Boeckh — Z. Bešić: p. 13, tab. 1, fig. 9.
 non 1957 *Waldheimia angustaeformis* Böckh — M. Mahel: p. 152, tab. 8, obr. 5

Materiál: 20 jader jedinců, z nichž některá jsou zachována fragmentárně.
 Rozměry nejlépe zachovaných jedinců:

délka	šířka	výška	
10,9	8,5	5,6	(tab. LXII, obr. 5)
9,6	8,2	5,1	
9,0	8,1	4,9	
7,6	5,9	4,1	

Schránky většinou menších rozměrů vyznačují se velmi rozdílnou výškou misek (patrně při bočním pohledu); břišní miska je až trojnásobně vyšší než miska hřbetní. Brázda hřbetní misky poměrně mělká. Silný zahnutý vrchol břišní misky nemá žádné nebo jen krátké a neostré vrcholové hrany. Stvolový otvor je velký, kruhovitý. Zubové lišty nejsou zřetelně vyvinuty. Septální přepážka na hřbetní misce dosahuje až do poloviny délky misky.

Poznámky: Jedinci ze Slovenského krasu jsou v průměru dosti menší než jedinci z maďarských lokalit. V materiálu máme větší počet podobných malých jedinců prakticky neurčitelných, kteří nemají jednotlivé znaky charakteristicky vyvinuty. Jsou to většinou asi nedospělí jedinci, kteří mohou náležet různým druhům. S popisovaným druhem jsou spojeny mnohé nejasnosti. Původně byl odlišen od externě podobného druhu *Aulacothyris angusta*, se kterým bývá zaměňován, hlavně pro svoji značnou velikost a mohutnější vrchol břišní misky s poměrně velkým stvolovým otvorem. Vnitřní stavbou

popisovaného druhu se zabýval poprvé A. Bittner (1890), jehož názory byly přejímány pozdějšími autory. Podle nich tu nejsou vyvinuty zubové lišty ani pravé septum; septální přepážka na hřbetní misce vznikla spojením zámkových destiček. Popisovaný druh byl v literatuře různě chápán a jako „*Zeilleria*“ (resp. *Waldheimia*) *angustaeformis* byli autory popisováni a vyobrazováni i jedinci více nebo méně odchylní od originálu. Potíže jsou způsobeny velkou variabilitou znaků tohoto druhu i druhu *Aulacothyris angustaeformis* celkovou velikostí, charakterem plikace, brázdy, velikostí vrcholu břišní misky a jeho hran atd. Je to znásobeno tím, že autoři většinou nevěnovali pozornost vnitřním detailům (často i pro nedostatek materiálu), které by mohly oba tyto druhy lépe vzájemně odlišit. Ramenonožci určovaní J. Bystrickým — (1964, str. 55) jako *Waldheimia (Aulacothyris) angustaeformis* náležejí podle mého názoru druhu *Aulacothyris incurvata* Bitt. Jedinec uváděný M. Mahelem (1957) ze Stratenské hornatiny nepatří k popisovanému druhu. Má totiž silně vyvinuté dorzální septum a zubové lišty, dobře patrné na poškozené vrcholové části břišní misky. Rovněž boční pohled, kdy břišní miska téměř zcela zakrývá hřbetní misku, poukazuje spíše na rod *Aulacothyris*.

Böckhův holotyp druhu „*Zeilleria*“ *angustaeformis* z lokality Köveskállya je uložen v budapeštském geologickém ústavu pod inventárním číslem T 64. Má rozměry $15,7 \times 14,2 \times 8,0$ mm a působí širším dojmem, než se zdá z Böckhova vyobrazení na tab. 11, obr. 20 b. Vrcholové hrany jeho břišní misky jsou velmi výrazné, až zaostřené. Hřbetní septální přepážka se zdá o něco kratší než polovina délky hřbetní misky. Zubové lišty nejsou na vnějším povrchu jádra patrné. Dr. Cs. H. Detre z Budapešti, který reviduje triasové ramenonožce Maďarska, stanoví (podle ústního sdělení) pro popisovaný Böckhův druh nový rod. Při zjišťování vnitřní stavby tohoto druhu a její variability zjistil, že přece jen jsou vyvinuty krátké zubové lišty a velmi mělké septalium; hřbetní septum je všeobecně kratší než u rodu *Aulacothyris*.

Stratigrafické rozpětí: Pelson — illyr; s ohledem na výše uvedené poznámky je třeba přebírat údaje z literatury velmi opatrně. Druh byl dokonce udáván W. Salomonem (1895) z ladinu a J. Simionescu (1910) z karnu. Böckhovy sběry pocházejí z pelsonu (Recoaro-Kalk).

Výskyt: Slovenský kras — Štítník.

Zeilleria aff. *orobica* (Tommasi, 1911)

(tab. LXIII, obr. 1)

Materiál: 8 jader dobře zachovaných jedinců a asi 30 dalších asi nedospělých jedinců, kteří pravděpodobně patří témuž druhu. Rozměry nejlépe zachovaných jedinců: $13,9 \times 12,8 \times 8,3$ mm (vyobraz.); $13,6 \times 11,5 \times 7,0$ mm; $10,8 \times 9,8 \times 5,6$ mm.

Schránky mají vejčitý nebo až téměř kruhový obrys. Břišní miska je vždy

vyšší a klenutější než hřbetní miska. Ta je ve své střední části poněkud zploštělá a ve své zadní části až slabě vyduťatá. Přední část misek je rektimarginátní nebo velmi slabě uniplikátní. Vrcholová část břišní misky je mohutně vyvinutá, vrchol je silný a zahnutý. Na povrchu misek jsou zřetelné 1—2 přírůstkové vrásky, umístěné při obvodu schránky. Hřbetní septum je zřetelné v zadní třetině misky a je uloženo ve výše zmíněném prohloubení.

Poznámky: Tommasiho sbírka je uložena v Pavii a obsahuje kromě originálu k jeho druhu „*Waldheimia*“ *orobica* i materiál k jeho dalším novým druhům „*W.*“ *caffi*, „*W.*“ *platynota* a „*W.*“ *proxima*, které však pravděpodobně všechny spadají do synonymiky druhu *Zeilleria orobica*. Rozdíly mezi nimi nejsou podle dnešních názorů dostačující k odlišení, příp. jde o nedospělé jedince („*W.*“ *platynota*). Naši jedinci se odlišují od Tommasiho jedinců především nižším a méně zahnutým vrcholem a kratším septem. To dosahuje u italského materiálu až do 2/3 délky hřbetní misky.

Nejisté je přesné stáří druhu *Zeilleria orobica*. Sám A. Tommasi, i když udává anis, nevylučuje možnost, že došlo k smíšení se sběry z mladších vrstev. To je podle M. Gaetaniho (Universita Milano — ústní sdělení) možné; původní lokalita (Ghegna) má kromě anisu fosiliferní karn s ramenonožci. M. Gaetani chystá revizní zpracování celé lokality, které pak snad ukáže přesnou pozici Tommasiho jedinců.

Výskyt: Štítník.

Aulacothyris Douvillé, 1879

Aulacothyris angusta (Schlotheim, 1820)

(tab. LXII, obr. 2; text. obr. 16)

1890 *Waldheimia (Aulacothyris) angusta* v. Schloth. — A. Bittner: p. 7, tab. 36, fig. 41—47 (cum syn.)

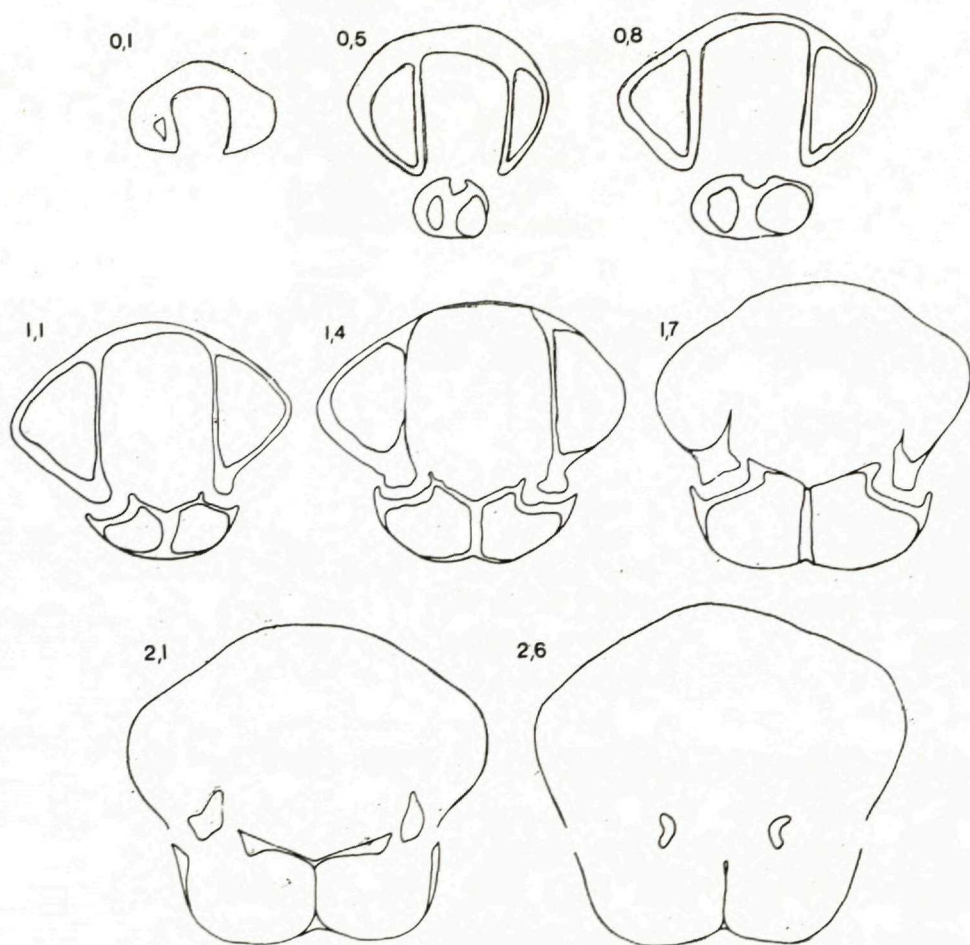
1903 *Waldheimia angusta* v. Schloth. — P. Vinassa de Regny: p. 459, tab. 1, fig. 23
non 1911 *Waldheimia (Aulacothyris) angusta* Schloth. sp. ? — A. Tommasi: p. 10, tab. 1, fig. 27

1915 *Terebratula (Waldheimia) angusta* v. Schlotheim — P. Assmann: p. 589, tab. 30, fig. 7

1934 *Waldheimia angusta* Schloth. — M. Protić: p. 104, tab. 1, fig. 1

Materiál: 41 zčásti poškozených jader. Největší jádro má rozměry $10,2 \times 9,2 \times 5,5$ mm. Vyobrazený jedinec měří $6,8 \times 4,5 \times 3,5$ mm.

Jádra mají charakteristický protáhlý obrys a hlubokou brázdou na hřbetní misce nebo jsou širší a až subpentagonálního obrysu, s mělkou brázdou. Hřbetní miska je velmi málo vyklenutá a na bočním pohledu je většinou téměř zcela zakryta břišní miskou. Kýlovité vyklenutí břišní misky je často značné. Vrchol břišní misky má dosti dlouhé vrcholové hrany. Vnitřní stavbu charakterizují dobře vyvinuté subparalelní zubové lišty, široké zubové jamky bez



Obr. 16 *Aulacothyris angusta* (Schl.).

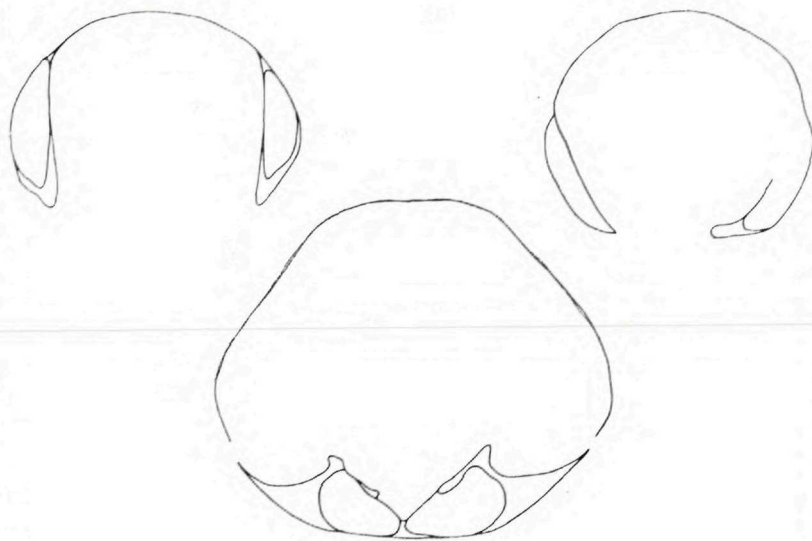
Seriální řezy znázorňující vnitřní stavbu. Délka jedince 10,5 mm. Štítník, x 10

Fig. 16 *Aulacothyris angusta* (Schl.)

Serial sections showing the internal structure. Length of specimen 10,5 mm Štítník, x 10

náznak krenulace, mělké septalium a hřbetní septum, přesahující svou délkou polovinu délky misky.

Popisovaný druh se nedá bezpečně odlišit od externě podobného druhu „*Zeilleria*“ *angustaeformis* (Böckh) značně rozdílnou velikostí, jak bývá někdy v literatuře zvykem (viz popis tohoto druhu). K odlišení obou druhů na základě externích znaků pomáhá boční pohled na schránku a méně mohutný a méně zahnutý vrchol břišní misky s delšími a ostřejšími vrcholovými hranami



Obr. 17 *Aulacothyris incurvata* Bitt.

Vývin zubových listů je patrný u 2 jedinců z lokality Zakázané u Sílice. Uprostřed je na řezu poškozeným jedincem z Berce zřetelný tvar zámkových a septaliových destiček. x 12

Fig. 17 *Aulacothyris incurvata* (Bitt.) The development of dental lamellae is evident in 2 specimens from the locality Zakázané near Sílica. In the middle the shape of hinge and septal plates is to be seen in a damaged specimen from Berce, x 12

u popisovaného druhu. Jedinec vyobrazený A. Tommasim (1911) má obě misky dosti vypuklé a určitě nenáleží tomuto druhu.

Stratigrafické rozpětí: Pelson — illyr, údaje o výskytu v ladinu Dinarid nejsou přesvědčivé.

Výskyt: Slovenský kras — Štítník (21 jedinců), Brzotín (17 jedinců), Zakázané (3 jedinci), Velká Fatra — Ulanka (D. Štúr, 1868), Malé Karpaty — Ostrý Vrch (J. Pevný, 1964) aj.

Aulacothyris incurvata Bittner, 1903

(tab. LXII, obr. ?3; tab. LXIII, obr. 4, ?5; text. obr. 17)

1903 *Aulacothyris incurvata* nov. spec. — A. Bittner: p. 501, 550, tab. 19, fig. 20—25; text. fig. 2, 7.

Materiál: 24 částečně poškozených jader jedinců, z nichž nejlépe zachovaná mají rozměry:

délka	šířka	výška	
12,6	?	7,9	
10,8	9,1	6,5	tab. LXII, obr. 3
? 9,7	8,7	5,5	tab. LXIII, obr. 4
8,8	8,4	5,8	tab. LXIII, obr. 5
8,2	6,6	4,1	
6,0	5,5	3,2	

Jádra jsou střední velikosti, protažená do délky. Břišní miska je až šestinásobně vyšší než hřbetní miska a při bočním pohledu ji téměř celou zakrývá. Brázda hřbetní misky a val břišní misky jsou značně vyvinuty. Přední vazba misek je sulkátní; vybíhá do oblasti břišní misky výrazným jazýčkem, který je v typické podobě subangulární. Silný vrchol břišní misky je zahnutý a má jen naznačené vrcholové hrany. — Zubové lišty jsou krátké; oddělují velmi úzké boční vrcholové dutiny od široké střední delthyriální dutiny. Zámkové destičky jsou zřetelně odděleny od septaliových destiček, které spolu svírají úhel blízký 90°. Hřbetní septum je na řezech nízké a zvnějšku zřetelné asi do poloviny délky jádra.

Poznámky: Variabilita vnějších znaků našeho materiálu popisovaného druhu se v podstatě shoduje s variabilitou jedinců *A. incurvata*, zapůjčených mi ke studiu dr. M. Gaetanim (Milano) a pocházejících z jeho nových sběrů na Bittnerově bosenské lokalitě Trebević (pelson). Nedospělé a některé netypicky vyvinuté jedince tohoto druhu je prakticky nemožné oddělit podle vnějších znaků od druhu „*Zeilleria*“ *angustaeformis* (Böckh); o této jejich podobnosti se zmínil již A. Bittner (1903). Velmi k tomu přispívá masivní charakter vrcholu břišní misky popisovaného druhu s málo vyvinutými vrcholovými hranami. Takto vyvinuté vrcholy jsou běžné u terebratul, ale u rodu *Aulacothyris* jsou výjimkou. Externí podobnost jmenovaných druhů vedla J. Bystrického (1964, str. 55) k tomu, že jedince z lokality Berc určoval jako *Waldheimia (Aulacothyris) angustaeformis*. Pouze vnitřní stavba a to zvláště přítomnost dobře vyvinutých zubových lišt u rodu *Aulacothyris* pomůže oba druhy bezpečně odlišit. Pro překrystalování většiny jader popisovaného druhu se tyto zubové lišty podařilo rozpoznat pouze u 2 jedinců ze Zakázaného. Z lokality Štítník sem můžeme bezpečně řadit pouze jedince, vyznačující se subangulárním jazýčkem hřbetní misky. Ten považuji pro druh *A. incurvata* za typický. Proto také řadím jedince z lokality Berc s jistotou k popisovanému druhu, třebaže to u nich nemohlo být potvrzeno vnitřní stavbou. Jedinec na tab. LXII, obr. 3 připomíná externě některé jiné druhy z jihoevropského triasu, na př. *A. redunca* Bittner, 1903 ze sev. Itálie. Jeho obrys (stejně jako obrys jedince na tab. LXIII, obr. 5) není tak výrazně pětiboký jako u typických jedinců popisovaného druhu.

Stratigrafické rozpětí: Pelson-illyr.

Výskyt: Štítník (16 jedinců), Zakázané (6 jedinců), Berc (2 jedinci).

Do tlače doporučila M. Kochanová

LITERATURA

- [1] Andrusov, D. — Kováčik, J. 1955: Skameneliny karpatských druhohôr. II. časť. Hlavonožce triasu Slovenska a rozdelenie slovenského triasu. Geolog. sborník 6. Bratislava, Vyd. SAV. — [2] Dunker, W. 1851: Über die im Muschelkalk von Oberschlesien bis jetzt gefundenen Mollusken. *Palaentographica* 1. Cassel. — [3] Pantić, S. 1958: Brahiopodska fauna sa planine Bjelasice (Crna Gora). *Bull. du Serv. Géol. Géoph. de la R. P. de Serbie* 16. Beograd. — [4] Protić, M. 1934: Geološki sastav i tektonika Stare Planine. *Rasprave geol. Inst. kralj. Jugoslavije* 4. Beograd. — [5] Rudwick, M. J. S. 1965: Adaptive homoemomorphy in the brachiopods *Tetractinella* Bittner and *Cheirothyris* Rollier. *Paläont. Zeitschrift* 39. Stuttgart. — [6] Siblík, M. 1970: Osservazioni nomenclaturali su „*Spiriferina koveskalliensis*“, *Brachiopodo mediotriassico*. *Rivista ital. Paleont.* 76. Milano. — [7] Siblík, M. 1971: Rhynchonellidní ramenonožci anisu Slovenského krasu. *Geol. práce, Správy* 56, GÚDŠ, Bratislava. (tam je uvedena ostatní literatura) [8] Sušić — Protić, Z. 1962: Trijaski brachiopodi Dinarida. *Annales Géol. de la Pen. Balkan.* 29. Beograd. — [9] Tommasi, A. 1899: La fauna dei calcari rossi e grigi del Monte Clapsavon nella Carnia occidentale. *Palaentographia ital.* 5. Pisa. — [10] Wilckens, R. 1909: Paläontologische Untersuchung triadischer Faunen aus der Umgebung von Predazzo in Südtirol. *Verhandl. naturhist. mediz. Vereins Heidelberg.* N. F. 10. Heidelberg.

MILOŠ SIBLÍK

ANISIAN SPIRIFERIDA AND TEREBRATULIDA FROM THE SLOVAK CARS REGION

(Summary of the Czech text)

The present paper deals with the following species and subspecies: *Spiriferina fragilis* (Schl.), „*Spiriferina*“ cf. *canavarica* Tomm., „*Spiriferina*“ cf. *pia* Bitt., *Mentzelia mentzeli* (Dunk.), *Koveskallina koveskalyensis* (Štúr), „*Retzia*“ *mojsisovicsi* Böckh, *Neoretzia* (?) *schwageri* (Bitt.), *Anisactinella matutina euplecta* Bitt., *Pexidella marmorea* (Bitt.), *Tetractinella trigonella* (Schl.), ? „*Athyris*“ sp., *Coenothyris vulgaris* (Schl.), „*Zeilleria*“ *angustaeformis* (Böckh), *Zeilleria* aff. *orobica* (Tomm.), *Aulacothyris angusta* (Schl.), *Aulacothyris incurvata* Bitt.

The internal details could be differentiated only rarely owing to the recrystallization of the interiors in most specimens.

Preložil autor

Vysvětlivky k tabulím LXI — LXIII

Tab. LXI

Obr. 1 *Tetractinella trigonella* (Schl.). Štítník. SNMB, x 2,6. — Obr. 2 *Spiriferina fragilis* (Schl.). Štítník. SNMB, x 2,6. — Obr. 3 „*Spiriferina*“ cf. *pia* Bitt. Bříšní miska. Plešivecká planina, jz. od kóty 717,7, sbírky GÚDŠ Bratislava, x 2,6. — Obr. 4 *Koveskallina koveskalyensis* (Štúr). Bříšní miska. Zakázané u Silice, x 2,3. — Obr. 5 *Pexidella marmorea* (Bitt.). Zakázané, x 2,1. — Obr. 6 *Tetractinella trigonella* (Schl.). Zakázané, x 2,1. — Obr. 7 *Tetractinella trigonella* (Schl.). Mladý jedinec. Zakázané, x 2,1. — Obr. 8 *Tetractinella trigonella* (Schl.). Brzotín. SNMB, x 2,1.

Foto obr. 1 – 2 L. Záporožcová, obr. 3 – 8 M. Páralová. SNMB – nálezy J. Bys-trického, uložené ve sbírkách Slovenského národního muzea v Bratislavě. Jedinci, u nichž není uvedeno jinak, jsou uloženi v Geologickém ústavu ČSAV v Praze.

Tab. LXII

Obr. 1 *Mentzelia mentzeli mentzeli* (Dunk.). Zakázané, x 2,6. — Obr. 2 *Aulacothyris angusta* (Schl.). Zakázané, x 3,3. — Obr. 3 ? *Aulacothyris incurvata* Bitt. Štítník. SNMB, x 2,1. — Obr. 4 *Pexidella marmorea* (Bitt.). Zakázané, x 2,2. — Obr. 5 „*Zeilleria*“ *angustaeformis* (Böckh). Štítník, x 2,1. — Obr. 6 *Pexidella marmorea* (Bitt.). Bříšná miska. Zakázané, cca x 3,5. — Obr. 7 *Anisactinella matutina euplecta* Bitt. Brzotín, SNMB, x 3. Foto obr. 1 – 6 M. Páralová, obr. 7 L. Záporožcová.

Tab. LXIII

Obr. 1 *Zeilleria* aff. *orobica* (Tom. m.). Štítník. SNMB, x 2,6. — Obr. 2 *Koiveskallina koiveskalyensis* (Štúr). Štítník. SNMB, x 3. — Obr. 3 ? „*Athyris*“ sp. Brzotín. SNMB, x 3. — Obr. 4 *Aulacothyris incurvata* Bitt. Štítník, x 2,6. — Obr. 5 ? *Aulacothyris incurvata* Bitt. Štítník. SNMB, x 2,6. Foto obr. 1 – 5 L. Záporožcová.

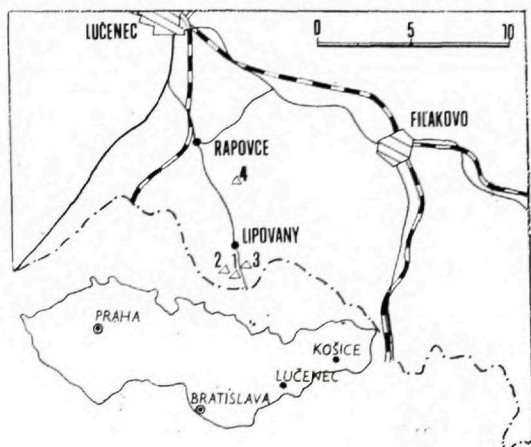
ANNA ONDREJIČKOVÁ

CONTRIBUTION À L'ÉTUDE DE LA VARIABILITÉ DE *CHLAMYS* (G.)
PALMATA LAMARCK

(4 planches)

Abstrakt. Práca poukazuje na šírku variability druhu *Chlamys* (G.) *palmata* Lm. v eggenburgu Slovenska. Autorka k tomuto druhu priraduje *Chlamys* (G.) *palmata crestensis* (Font.) považovaný za typický poddruh eggenburgu Paratetýdy a *Chlamys* (G.) *palmata bipartita* Csepreghy-Meznerics z eggenburgu Madarska.

L'abondant matériel recueilli en Slovaquie méridionale dans deux affleurements artificiels et deux affleurements naturels au Sud de Lučenec m'a permis d'étudier en détail le caractère de la sculpture de *Chlamys* (G.) *palmata* Lm. J'ai constaté que sa variabilité est beaucoup plus grande qu' on ne l'admettait jusqu' à présent. Il n'y a pas de bonnes raisons de distinguer des sous-espèces, d'autant plus qu'elles n'ont ni rapport au milieu, ni grande importance stratigraphique ou paléogéographique.



Plan de situation des localités où l'on trouve *Chlamys* (G.) *palmata* Lm.)

1. Lipovany n° 239, 2. Lipovany n° 240, 3. Lipovany n° 237, 4. Rapovce n° 282. (les numéros indiquent les points de prélèvement)

* Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, Bratislava
Institut géologique Dionýz Štúr, Mlynská dolina 1, Bratislava

Ce sont les bancs de grès et les lumachelles des tranchées pratiquées près de Lipovany et dans les environs de Rapovce qui ont fourni le plus grand nombre d'exemplaires de cette espèce.

Bivalvia Linnaeus, 1758

Pteriomorphia Beurlen, 1944

Pterioida Newell, 1965

Pectinidae Rafinesque, 1813

Chlamys Röding,

(espèce-type: *Ostrea islandica* Gmelin in Linnaeus 1758 (= *Pecten islandicus* Müller 1776 espèce récent

Chlamys (*Gigantopecten*) Rovereto, 1899

Chlamys (*Gigantopecten*) *palmata* (Lamarck, 1819)

- 1819 *Pecten palmatus* m. — J. B. Lamarck: Histoire naturelle etc., t. 8, p. 182
1870 *Pecten palmatus* Lam. — M. Hoernes: Die fossilen Mollusken etc., p. 410—411, tab. 64, fig. 3a, b, c
1910 *Manupecten Crestensis* Font. — F. X. Schaffer: Das Miocän von Eggenburg, p. 40—41, tab. 19, fig. 8, tab. 20, fig. 1, 2
1910 *Manupecten Crestensis* Font. var. *laevis* Schff. — F. X. Schaffer: ibid., p. 42, tab. 19 fig. 5—7
1910 *Manupecten Crestensis* Font. var. *latesulcata* Schff. — F. X. Schaffer: ibid., p. 42, tab. 20, fig. 3
1939 *Chlamys palmata* Lamarck — J. Roger: Le genre *Chlamys* etc., p. 71—74, tab. 3, fig. 3, 4, 5, 5a, 7, 7a, tab. 4, fig. 3—10
1953 *Chlamys palmata* Lmk. — V. Hano — J. Seneš: Spodnomiocénna fauna etc., p. 322
1953 *Chlamys palmata* Lmk. var. *crestensis* Font. — V. Hano — J. Seneš: ibid., p. 322
1960 *Chlamys palmata crestensis* (Fontannes) — I. Csepreghy — Meznerics: Pectinidés du néogène etc., p. 35—36, tab. 33, fig. 3—5, 7
1960 *Chlamys palmata* (Lamarck) — I. Csepreghy — Meznerics: ibid., p. 35, tab. 32, fig. 9—11
1960 *Chlamys palmata bipartita* nov. subsp. — I. Csepreghy — Meznerics: ibid., p. 36, tab. 33, fig. 8—10
1971 *Flexopecten palmata crestensis* (Fontannes, 1880) — F. Steininger — J. Seneš et al.: Die Eggenburger Schichtengruppe etc., p. 427—428, tab. 27, fig. 1—2

Holotype: La figuration n'est pas donnée dans la description originale. Les syntypes (2 valves droites) sont représentés dans l'étude de J. Roger (1939), pl. III, fig. 4a, 7, 7a.

Locus typicus: Selon l'auteur de l'espèce la localité type se trouverait dans les environs de Bordeaux. J. Roger (1939) remarque que cette indication n'est probablement pas juste, que la localité type se trouve dans les environs de Dischingen.

Stratum typicum: ?Burdigalien (?Girondien)

Matériel: grande quantité de valves droites et gauches incomplètes, moules internes et externes avec sculpture ainsi que des fragments.

Description: Les valves ont la forme d'un large triangle, elles sont légèrement convexes (les gauches un peu moins), le sommet est un peu recourbé. La paroi des coquilles est relativement mince, mais sa sculpture lui donne une allure vigoureuse. Sur la valve gauche on voit deux oreilles de taille égale, assez grande, en forme de triangle rectangle. Les oreilles des valves droites ne se sont pas conservées.

Sculpture: Les valves portent 5—7 côtes principales s'élargissant rapidement du sommet vers le bord palléal. Sur la valve droite on voit généralement deux côtes intercalaires de même largeur, les autres se rétrécissent vers les bords latéraux. La valve gauche porte d'habitude trois côtes intercalaires de même largeur. Les intervalles sont à peu près deux fois plus étroits que les côtes des valves droites, de largeur égale ou plus grande que les côtes des valves gauches. Les côtes principales sont parfois divisées longitudinalement par un mince sillon et forment ainsi des couples de côtes principales. Les côtes et les intervalles sont soit lisses, soit ornées des costules radiaires secondaires. Sur les oreilles on distingue 6—8 costules radiaires et de fines et denses lignes d'accroissement. (Je décris la sculpture plus en détail en parlant de la variabilité de la coquille — voir plus bas).

Dimensions: Le matériel, assez riche, comprend des valves de différentes tailles. Parmi les jeunes individus le plus petit a une hauteur de 15 mm. Les sujets adultes atteignent, au maximum, une hauteur de 67 mm, mais certains fragments laissent supposer que les dimensions pouvaient être encore plus grandes, voire 80 mm.

Variabilité de la coquille: La sculpture de la coquille de *Chlamys palmata* Lamark est extrêmement variée. L'ornementation primaire consiste en larges côtes lisses séparées par des intervalles également lisses comme je l'avais déjà remarqué plus haut en décrivant l'espèce. Le type à costulation secondaire dont les côtes principales portent chacune 6—8 costules et les intervalles en ont, éventuellement, aussi est désigné *Chlamys palmata crestensis* Font. J. Seneš (1959) a donné le nom de „*Chlamys palmatus irregularis*“ (nom. nud. *) au type à côtes principales saillantes, à section arquée, avec indices de costules secondaires; entre les côtes principales on distingue 4—5 costules secondaires dont celle du milieu est particulièrement bien accentuée. Un autre trait de la variabilité de la sculpture de *Ch. palmata* est la division des côtes principales en deux qui sont tantôt également larges, tantôt l'une

* J. Seneš (l. c.) ne donne pas la description de ladite sous-espèce, il la cite comme nouvelle seulement dans la liste de la faune.

Répartition stratigraphique et géographique de l'espèce *Chlamys*
(*G.*) *palmata* Lm.

		Eggenburgien (M ₁)	Ottningien (M ₂)
Paratéthys	Slovaquie (ČSSR)	Rapovce, Romhán pusta (V. Hano — J. Seneš 1953) Rapovce, Lipovany (A. Ondrejičková 1969)	
	Hongrie	Bassin de Borsód : Budafok, Borsódnádasd, Bekölce; Bassin de Salgótarján : Rapp, Bocsárlapujtó, Salgótarján, Karancsalja (I. Csepreghy — Meznerics 1960)	
	Autriche	Gauderndorf, Eggenburg (M. Hoernes 1870) Gauderndorf, Eggenburg, Kühnring, Reinprechtspölla, Stockern (F. X. Schaffer 1910) Eggenburg, Burgschleinitz (F. Steininger — J. Seneš et al. 1971)	
	Suisse		Belpberg (stratotype du Helvétique s. s.) Randen, Jungingen, Niederstotzingen, Dischingen (J. Roger 1939)
Méditerranée	France	Burdigalien (Girondien supérieur d après G. Demarcq 1970) Crest, Antichamp, Clansayes (J. Roger 1939) Forcalquier, Manosque, Apt (D. Mongin 1952)	

un peu plus étroite que l'autre. I. Csepreghy-Meznerics (1960) créa pour ce type de sculpture la sous-espece *Ch. palmata bipartita*. Les côtes principales dédoublées et les intervalles sont ou bien lisses (I. Csepreghy-Meznerics, pl. 33, fig. 9), ou bien ces derniers ont des indices de costulation (ibid. pl. 33, fig. 10). Notre matériel contient, outre les types mentionnés, des types de transition. Pour plus d'évidence je donne un aperçu des groupes que voici (la sculpture seule — les côtes et les intervalles — est prise en considération).

Groupe A

- a) côtes simples lisses et intervalles lisses
- b) côtes costulées et intervalles lisses
- c) côtes simples costulées et intervalles costulés

Groupe B

- a) côtes principales lisses, intervalles lisses avec, au milieu, une côte bien accusée
- b) côtes principales lisses avec côtes radiaires irrégulières plus faibles et une côte saillante au milieu de l'intervalle
- c) côtes principales costulées (4—6 côtes secondaires), intervalles costulés avec une côte saillante au milieu

Groupe C

- a) côtes s lisses avec indice de dédoublement, intervalles lisses
- b) côtes lisses dédoublées, intervalles lisses
- c) côtes lisses dédoublées, intervalles costulés
- d) côtes costulées dédoublées, intervalles costulés

Remarques: J'avais déjà dit plus haut que certains auteurs considèrent comme unités taxonomiques de sous-espèces les types a sculptures représentés dans notre matériel quoiqu'on connaisse des formes de transition entre ces types. Ainsi, par exemple, on observe des types de transition entre l'espèce type et la sous-espèce *Ch. p. cretensis* Font., entre la première et la sous-espèce *Ch. p. bipartitus* Csepreghy-Meznerics, entre cette dernière et la sous-espèce *Ch. p. irregularis* (nom. nud.). *Chlamys rapovensis* Senes (J. Senes, 1953) est très semblable à l'espèce type. On le constate en particulier sur le fragment figuré pl. 44, fig. 2 dont les côtes ont à peu près la même sculpture. Il est vrai qu'en décrivant *Chlamys rapovensis* Senes (ibid.) dit que „l'intervalle est presque lisse“, mais sur les photographies de son étude (pl. 44, fig. 1,2) on voit pres nettement la costulation des intervalles (fig. 1) avec une forte costule médiane (fig. 2). La différence par rapport à l'espèce type est le nombre de côtes sur la valve. Selon J. Senes il y a 12—14 côtes, ce qui est presque le double du nombre que possède *Ch. palmata* si on ne compte pas les côtes principales dédoublées; si on les prend en considération *Ch. rapovensis* appartiendrait au groupe des variétés de *Ch. (G.) palmata* Lm.

Répartition stratigraphique et géographique: L'espèce *Chlamys* (G.) *palmata* et les sous-espèces dont il a été question sont connues dans le domaine de la *Paratéthys* dans les couches de l'Éggenburgien. On les trouve en Slovaquie méridionale, en Hongrie et en Autriche. Dans le bassin du Rhône elles sont représentées dans le Burdigalien supérieur (J. Roger, 1939, D. Mongin, 1952). On les mentionne de l'Helvétion de la Suisse (J. Roger, 1939) — c'est leur position stratigraphique la plus haute.

Gisements: Dans les lumachelles de Lipovany (points de prélèvement no 237, 239 et 240), dans les gres de Rapovce (point de prélèvement no 282).

Do tlače odporučila E. Brestenská

Preložila V. Andrusová

INDEX BIBLIOGRAPHIQUE

- [1] Csepregy Meznerics, I. 1960: Pectinidés du néogène de la Hongrie et leur importance stratigraphique. Mém. d. l. Soc. Géol. d. France, No. 92. Paris. — [2] Čtyroký, P. 1969: The Family Pectinidae in the Bordigalien of Czechoslovakia. Sborník Geol. věd r. P, sv. 10. Praha. — [3] Hano, V. — Seneš, J. 1953: Spodnomiocénna fauna pri Rapovciach. Geol. zborník III, 3-4. Bratislava. — [4] Hoernes, M. 1970: Die fossilen Mollusken des Tertiärbeckens von Wien. II. Bd. Bivalven. Abh. geol. Reichsanst. IV. Bd. Wien. — [5] Korobkov, I. A. 1954: Spravočnik i metodičeskoje rukovodstvo po tretičnym molluskam. I. Platinčatožabernie. Leningrad. — [6] Lamarek, J. B. 1819-1822: Histoire naturelle des Animaux sans vertèbres. Ed. 7. Paris. — [7] Mongin, D. 1952: Gastropodes et Lamellibranches du Burdigalien de Provence. Mém. Mus. Nat. Hist. Nat. T. II, fasc. 2. Paris. — [8] Newell, N. D. 1965: Classification of the Bivalvia. Amer. Mus. Novitates Nr. 2206. New York. — [9] Ondrejčková, A. 1969: Mäkkýše spodného burdigalu j. Slovenska. Kand. diz. práca. Manuskript-archív PFUK. Bratislava. — [10] Roger, J. 1939: Le Genre *Chlamys* dans les formations néogènes de l'Europe. Mém. d. l. Soc. Géol. d. France, No. 40. Paris. — [11] Schafffer, F. X. 1910-1912: Das Miocän von Eggenburg. Abh. geol. Reichsanst. Bd. 22, Heft 1. Wien. — [12] Seneš, J. 1959: Biotop a podmienky vzniku spodnoburdigalských usadenín Horného Ponitria. Geol. práce 53. Bratislava. — [13] Steininger, F. — Seneš, J. et al. 1971: Die Eggenburger Schichtengruppe und ihr Stratotypus M₁ Eggenburgien Chronostratigraphie und Neostratotypen. Bd. II. vyd. SAV, Bratislava.

EVA PLANDEROVÁ*

**PLIOCENE SPOROMORPHS FROM THE WEST CARPATHIANS MOUNTAINS
AND THEIR STRATIGRAPHIC INTERPRETATION**

(12 text-figures, 50 plates)

Abstrakt. V predloženej práci podávam výsledky palynologického výskumu pliocénnych sedimentov z oblasti Západných Karpát. Palynologický výskum sa robil predovšetkým z faunistickejšie alebo litologickejšie charakterizovaných sedimentov. Týmto sa získal peľový obraz zo všetkých stupňov pliocénu. Zachytením výskytu jednotlivých druhov sme získali cenné údaje o zastúpení určitých floristických celkov pre jednotlivé stupne v pliocéne. Pre niektoré rody, ako *Tilia*, *Carya*, *Alnus*, *Fagus*, *Salix*, *Slowakipollis*, sme získali prehľad druhového zastúpenia od spodného pliocénu po kvartér. Niektoré pozorovania nadväzujú na práce najmä nemeckých palynológov. Z výsledkov palynologického výskumu sme získali cenné mikrofloristické podklady pre členenie pliocénnych sedimentov na území v. časti Západných Karpát.

Z paleontologického hľadiska sú podrobne analyzované klimatické podmienky počas sedimentácie jednotlivých pliocénnych stupňov. Zhrnuté sú tu pozorovania o vplyve zhoršených klimatických podmienok na flóru. Zistilo sa, že klíma v pliocéne podliehala neustálemu ochladzovaniu a zmenám vlhkosti, ktoré výrazne ovplyvnili pliocénnu vegetáciu. V systematickej časti som spracovala najčastejšie sa vyskytujúce sporomorfy, ktoré sú zaradené do botanického systému. V tejto kapitole sú uvedené aj opisy nových morfológických druhov a poddruhov.

Introduction

Presented are the results of detail palynological examination of Pliocene sediments, particularly from Southern Slovakia and from the northern margins of the Podunajská nížina (lowlands). To get the palynological characteristics of Pliocene sediments I have used sediments with their age determined by fauna. This should represent a basis for the pollen characteristics of all Pliocene stages serving for the future age determinations in fresh water sediments, sterile in microfauna. The samples were mostly taken from bore-holes, samples were treated from approximately 25 bore-holes and approximately, 250 samples were evaluated.

* Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, Bratislava

Bore-holes from which samples are evaluated for pollen analysis

South western Slovakia	DV, Ma, VL-7, B-13, B-25, N-7, N-8, VR-1, 2, 3, ZM-1, ZM-8, RH-8, RH-9, RH-18
Danubian lowlands	VOK – bore-holes
Eastern Slovakia	VN – bore-holes

The results of pollen analysis from the areas under study were correlated with results from Bohemian and other Pliocene areas in Central Europe.

The laboratory methods were chosen according to the nature of rocks. Coal sediments were treated by KOH, or Na OH; calcareous clays by HCl and HF.

This work consists of four independent chapters.

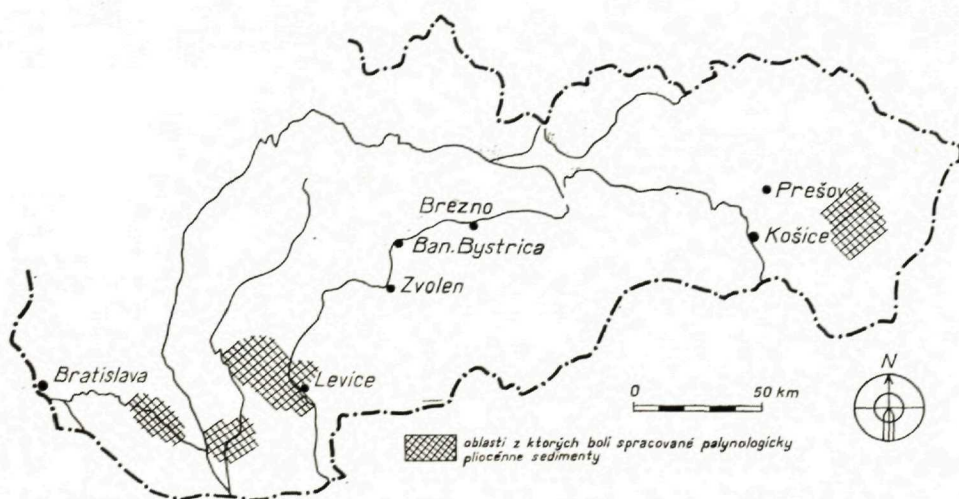
A. A brief geological characteristics of Pliocene in Western Slovakia

B. Palynological evaluation of Pliocene sediments and their stratigraphical and ecological interpretation

C. Correlation of West-Carpathian Pliocene based upon palynological research

D. A systematic characteristics of sporomorphs from Pliocene sediments, in the area of the Western Carpathians mountains.

In the first chapter, i. e. in the geological characteristics I have used the result of geological works, mapping and complex research in the areas of interest.



The map of Pliocene regions in Slovakia, of which pollen analysis was carried out

In the palynological evaluation of Pliocene stages I tried to find changes in the pollen composition owing to changes in ecological factors beginning with the Earliest Pliocene up to Pleistocene. In the chapter of systematic treatment of sporomorphs I preferred the natural system, and also the artificial species were ordered into higher taxons as far as it was possible. When the sporomorphs were determined only according to the morphological system. I relied first of all upon the system by R. Potonie published in Synopsis (1956 — 1970), W. Krutzsch (1967), Mai (1961), Thomson and Pflug (1953), Nagy E. (1969) and other authors, who dealt with the systematic treating of Upper Miocene and Pliocene sporomorphs.

The tables of photographs of pollen grains were photographed by immerse oil, with an objective H (90) I. 30 and projective 4,1 to 2,5. All the photographs were magnified 1 000 x. In case when different magnification was used, I have marked it on the respective figure.

A brief geological characteristics of Pliocene in Western Slovakia

In the area of West Carpatians mountains, Pliocene sediments have greater thickness especially in the Czechoslovak part of the Vienna basin, in the Podunajská nížina (lowland) and in its protuberances, and in Eastern Slovakia. Since the material for palynological evaluation was mostly taken from the localities and bore—holes included the region Nitra, Levice, Vráble and Zlaté Moravce. It is necessary to give at least a brief geological sketch of the area studied. Lithology, paleontology and petrography of this region were mostly dealt with by E. Brestenská (1963, 1967, 1970) Z. Priehodská (1967).

The stratigraphic division of Pliocene was done according to the suggestions by the Commission for Parathetys (1971). So the Pliocene is divided into Pannonian (Malvensian), Pontian (the coal series, coloured series), Rumanian (Levantin — the Kolárovo formation).

Pannonian as for lithology, there are grey and green — grey calcareous clays, in some places with macrofauna

The Caspi — brackish formation is terminated by Lower Pannonian, and the next period is characterized only by a freshwater sedimentation.

Pontian is divided into a lower — coal series and an upper — coloured series

The coal series in the region under study developed into two formations:

1. a shore facies with lignite seams.
2. a green facies corresponding to places more distant from the shore, in a considerably shallow lake environment. Such are clays, marly clays with thin seams of coal clays.

Coloured series

In the region under study, in the northern projection of the Podunajská nížina (lowlands) this sequence of beds is most extended. Included are grey and coloured clays. In some places the beds display a gravel — sandy character.

Rumanian (Levantian).

In these beds predominant are sandy — clayey gravels with intercalations of sands and sandy clays.

Palynological evaluation of Pliocene sediments and their stratigraphical and ecological interpretation

1. Stratigraphical distribution of some sporomorphs in Pliocene. In difference from the Miocene flora, in Pliocene certain gradual decrease of subtropical elements may be observed. The decrease is most conspicuous in Pontian. As for stratigraphy, important is a group of pollen *Taxodiaceae* — *Nyssaceae* and the genus *Engelhardtia*.

Among *Cryptogammae* also fern — like plants from the genus *Lygodium* (*Trilites*) occur, which were most probably resedimented in the Pliocene. More numerous are arctotertiary species of flora and the flora of moderate climate, as e. g. the species of the genera *Betula*, *Alnus*, *Quercus*, *Fagus*, among coniferous *Pinus*, *Abies*, *Picea*, *Larix*, among *Cryptogammae* the species of the families *Polypodiaceae*, *Sphagnum*, *Osmunda*, *Cyatheaceae* and others, which are also common in Miocene and Pliocene. The Pliocene pollen associations are richer in plant element when compared with Miocene pollen associations.

An important share on the pollen composition have *Asteraceae*, *Umbeliferae*, *Oenotheraceae*, *Chenopodiaceae*, *Rhamnaceae*, *Ericaceae*, *Liliaceae*, *Graminae*. In the Miocene pollen spectra they are much rarer.

In the course of Pliocene it is not possible to speak a conspicuous climatic boundary which could undermine a complete change of flora. Palynological analysis shows that Upper — Sarmatian flora corresponds to Lower Pannonian. Only as late as Pontian more conspicuous changes appeared in comparison with older Upper Miocene and Lower Pliocene sediments:

In the tables (1 — 7) we may see that certain pollen species do not even pass into Pontian (e. g. *Nyssapoll. kruschi*, subsp. *analepticus*, *Momipites punctatus*, *Triatriopollenites* sp.), while others pass only in a decreased amount (*Engelhardtia*, *Myricipites rurensis*, *Liquidambar* sp. *Ilex* sp.). In the coloured series of Pontian and in Rumanian the species of the family *Salicaceae*, *Acer*, *Betula*, *Alnus* predominate. The Kolárovo formation (Rumanian) is characterized by typical, minor spheroidal organic remains with small spicules running out of the exine. They are not determined more accurately taxonomically.

Most probably they represent freshwater plankton, characteristic for the Kolárovo formation (Rumanian).

The Pontian coal formation is typically represented by fern — like plants and various species of the genus *Eleagnus* (*Slowakipollis*). The coloured series of Pontian is interesting by a very rapid development of the family *Salicaceae*. Also the genera *Abies*, *Keteleeria*, *Larix*, are more abundant in Pontian than in Lower Pannonian. For the stratigraphic division of Pliocene according to sporomorphs several moments are important: the decreasing amount of the pollen group of *Taxodiaceae* — *Nyssaceae* — *Myricaceae*, *Engelhardtia*. The genus *Momipites* occurs less frequently in Pliocene than in Miocene. Its occurrences in Lower Pannonian and Pontian are also different.

In the Pontian very abundant are woody plants of the climate of mild zone, such as *Betula*, *Alnus*, *Acer*, *Salix*, *Eleagnus herbaceous*, N a p. especially the *Asteraceae* and *grasses*.

In the coloured series of Pontian very frequent are *Salicaceae*, *Quercus*, *Fagus*, *Caryophyllaceae* and *herbaceous* types *Artemisia*, *Umbeliferae*, *Chenopodiaceae*.

The Kolárovo formation (Rumanian) is characterized by round pollen grains and an association of *herbaceous* plants. Sporadically occur also Miocene types of sporomorphs, such as *Liquidambar*, *Tsuga*, *Carya*, *Castanea*.

These comparisons lead to the following stratigraphical conclusions:

1. The Upper Sarmatian flora is resembling the Lower Pannonian flora in its basical features. Consequently, the palynological method fails in determining differences between Sarmatian and Lower Pannonian.

2. Conspicuous are age differences between Lower Pannonian and Pontian, and between Pontian and Rumanian. These differences may only be found by detail study of rich Pliocene material and by the study some species between Miocene and Old Pleistocene. This problem will be treated more thoroughly in the next chapter.

3. Between Pliocene and Pleistocene are conspicuous floral differences in our territory. This problem is, however, dealt with in an article about the floristic boundary between Pliocene and Pleistocene (in print.). So in the tables here only occurrences of some species in Pleistocene are presented.

The evaluation of flora as indicated by plant genera

Interesting is occurrence of the genus *Tilia* in Pliocene material. In this we may link up with the stratigraphical work by Mai (1961) who studied in detail the occurrence of the species of the genus *Tilia* in older sediments in Germany.

Among our material is the species *Intratriplopollenites polonicus* H. D. Mai (1961). The author presented such species from Pliocene and the beginning

of Pleistocene. In our country this species occurs in the coloured series of Pontian and in Older Pleistocene. So the stratigraphical diapason corresponds to the data by Mai (1961). The species *Intratropipollenites instructus* presented by Mai (1961) only from Lower Miocene, occurs — in our country — together with the subspecies *I. instructus soebyensis* H. D. Mai (1961) also in the Pontian coal series. The species *Intratropipollenites cordataeformis* is very frequent up to Pleistocene. The new — species *Intratropipollenites maii* (n. sp.) is only in the Pontian coal formation. Other forms of indetermined species (I. sp. 1, I. sp. 2) occurred only in the Pontian coal formation. In other Pliocene stages they were not found so far. Mai (1961) quoted the main occurrences of the species *Intratropipollenites cordataeformis* in the Reuverian stage which our Kolárovo formation corresponds to. Among our material this species is most abundant in the Pontian coal series. So in the basical features the stratigraphy of the species the data on the frequency by Mai (1961). Differences are only in the distribution of the species *I. instructus*, which is also present on Pliocene in our country.

The genus *Carya* is in Pliocene represented by three different forms (according to their size).

The morphoform of the genus *Carya* of the smallest diameter (up to 25μ) occurs in our material from Lower Pannonian. The morphoform of the size to 37μ occurred also in the Pontian coal series, and the morphoform up to 50μ occurred also in the Latest Pliocene. The phylogenetic relationship of these morphologically different forms should be devoted more attention in the future.

The genus *Pterocarya* is — in our material — represented by more different species, as for the size (the smaller ones to 30μ , the larger ones to 40μ) and as for the forming of pores. The common species *P. stellatus* (R. Pot. et Ven. (1934) Thieryg. 1938, occurred more frequently in the Older Pliocene. The species *Pterocaryapollenites stellatus* subsp. *anulatus* n. f. *subsp.* occurs only in Pontian. This form has not been found in older sediments, neither in Sarmatian.

The genus *Alnus* occurred in our Pliocene in two forms: a four — pore and a five — pore. The four — pore forms are usually smaller, being more frequent in Older Pliocene. The five — pore types are more abundant in the material studied and they are distributed all over the Pliocene.

Very abundant is the group *Salicipollenites*, belonging perhaps to the family of *Salicaceae* according to the systematics of the recent plants. The group of *Salicipollenites* is abundant in the Pontian coloured series.

A particular attention should be paid to vertical distribution of species of the family *Salicaceae* from older sediments to younger in order to find genetic relation-ship between the morphologically different pollen of this family.

The other very frequent group is *Tricolporopollenites microreticulatus* it is distributed over the Pontian coal series and in Lower Pannonian.

The genus *Ulmus* occurs in Pliocene by two form species: *Ulmipollenites undulosus* is mainly in Lower Pannonian and Pontian. The larger form of the genus *Ulmus* is only in the coal series.

The genus *Liquidambar* is represented by three species. *Liquidambarpollenites carpaticus* n. fsp., *Liquidambarpollenites* fsp. *L. styracifluaeformis*. The greatest vertical distribution has *L. styracifluaeformis* occurring almost all over Pliocene. *L. carpaticus* occurs only in Lower Pannonian and Pontian, while *Liquidambarpollenites* fsp. only in the Pontian coal series.

The genus *Slowakipollis* (*Eleagnus*) has a very rich species representation in the material studied. Interesting is that all species occur only in the coal series and some in Rumanian. The decisive majority of the species are in Pliocene. In our territory they are rare in Miocene.

Very typical is the occurrence of the family *Chenopodiaceae* in younger Pliocene. In the material studied this family is represented by three forms, of which only species *Chenopodipollenites multiplex* was determined (Weyl. et Pf. 1957) W. Kr. 1966. These forms are typical components of Young — Pliocene and Pleistocene flora. Evidently to this family belongs also *Periporopollenites nigricans* n. fsp. occurring only in the Pontian coal series. It is resembling to the genus *Chenopodipollenites*, partially different in morphology.

The genus *Fagus* has two morphological forms in Pliocene material. The smaller one is up. to 40 μ . *Faguspollenites* fsp. the minor form, distributed all over the Pliocene, and *Faguspollenites* fsp., the major form (50 μ — 52 μ) is only present in Lower Pannonian and Lower Pontian.

Quercoid forms from the family *Cupuliferae* are most frequent in the Pontian coloured series, except the species *Tricolporopoll. asper*, that is more frequent in Lower Pannonian than in Younger Pliocene. This species is, however, also known from Miocene, in Pliocene it is less frequent. *Quercoidites henrici* is certainly, resedimented from older Miocene sediments.

The study of the evolution of a certain pollen group, their changes in a greater time interval may result in phylogenetically and stratigraphically important results.

I intend to study the species alterations beginning with Lower Miocene and to determine their phylogenetical relationship still more accurately.

Paleoecological observations in Pliocene of West Carpathians mountains

The problem of Pliocene climate was partially dealt with in the stratigraphic evaluation. According to pollen association, in the whole Pliocene period studied, the climate was colder than in Middle Miocene. In Lower Sarmatian there still were tropical sporomorphs, some species of tropical ferns, among *Angiospermae* the families *Symplocaceae* and *Sapotaceae*. This period was followed by cooling, perhaps after Middle Sarmatian dry arid period. Such arid climate was in Cen-

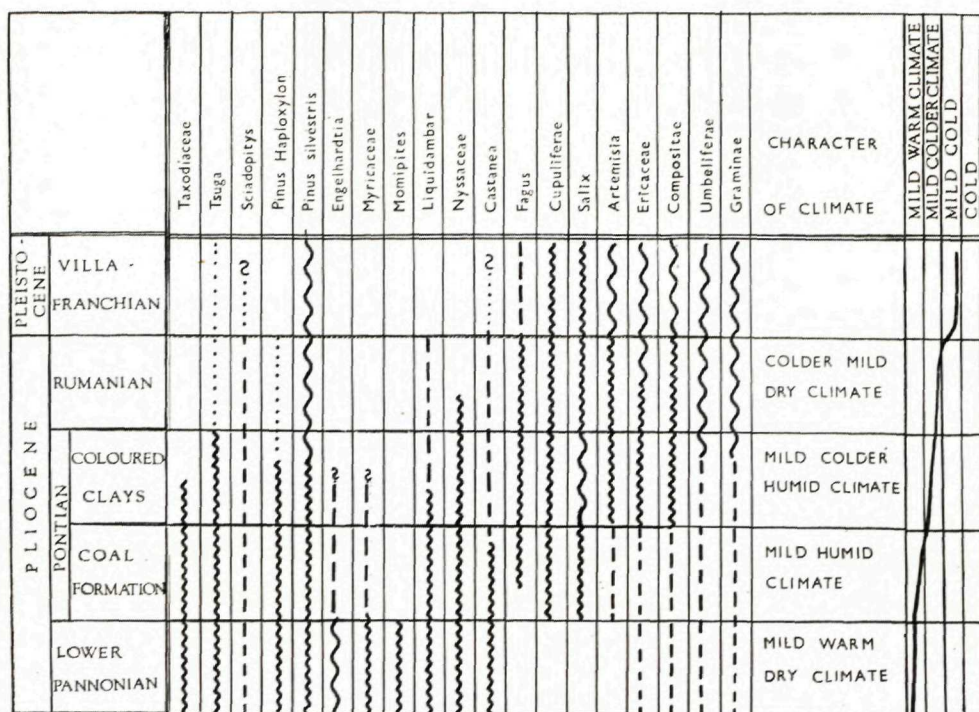


Fig. 1 The table of the approximate percentual amount of stratigraphically important sporomorphs in the Pliocene of the West Carpathians (mountains), with a climatic curve

tral Europe, and flora of this period had more or less steppe character. (According the paleobotanical results from central Europe.) The consequent cooling reached our territory in Upper Sarmatian, the climate became humid and abundant vegetation reappeared. This only concerns the plant elements of mild warm climate with a limited occurrence of subtropical vegetation lasting over from Sarmatian. This is why in Lower Pannonian no such essential climate changes were observed which could affect the nature of Upper Sarmatian flora. In Lower Pannonian there was still subtropical moor formed by the representatives of the family *Taxodiaceae* — *Nyssaceae* and by the genus *Sequoia*, *Myricaceae*, together with xerophilous and thermophilous species of the genus *Engelhardtia*. The composition of flora is, however, rather monotonous and comparatively poor as for species.

In the coal series vegetation is very abundant. Obviously conditions were particularly favourable for the evolution of flora, although the cooling advanced, and some types of the family *Myricaceae*, the genus *Momipites* and other Miocene genera did not pass into Pontian. In comparison with Lower Panno-

nian, the climate was more humid and conditioned the boom of vegetation very rich in species. In the Pontian coal series are very rich various Cryptogammae plants and Coniferae. Among Angiospermae especially the genus *Elaeagnus*, the species of the family *Cupuliferae*, family *Juglandaceae*, *Betulaceae*, *Fagaceae* and others, their frequency is partially illustrated by tables with graphical marking of occurrences.

From the view of climate evolution we may state, that this was a colder and more humid climate of the mild zone, when compared with Lower Pannonian. In the Pontian coloured series new floral elements appear as indicated by great variety of the genus *Salix*. The genus *Salix* in tertiary sediments indicates always cooling, when considering its temperature requirements.

The rich development of this species and decrease of other species which were still present in the coal series (*Tricolporopollenites cingulum brühlensis*, *Liquidambar poll. carpatica*, *Liquidambar poll.* fsp. and other) may indicate further cooling. The flora of the coloured series is rich in species. Vegetation was abundant, only Cryptogammae were poorer, while herbs were more abundant especially *Asteraceae*, *Chenopodiaceae* and the genus *Artemisia*. There is no marked climatic cooling between the coal and the coloured series, yet the winter period is still longer. Owing to that, more resistant woody plants appeared (*Salix*). In protected places there are still subtropical elements of flora (*Carya*, *Pterocarya*, *Nyssaceae*, *Castanea*). The family *Myricaceae* and the genus *Engelhardtia* are absent in the coloured series. The youngest Pliocene period — Rumanian was studied by numerous bore-holes. On all the localities studied, flora was approximately the same, monotonous comparatively poor as for species. It is the flora of mild climate, rather poor species when compared with the recent flora. The flora has almost steppe character, with some woody plants. Abundant are mainly herbs of the type *Artemisia*, *Umbelliferae*, *Asteraceae*, *Graminae*. Among woody plants *Castanea*, *Carya* appeared, and some types of the family *Cupuliferae*. In all samples were small round pollen grains, but their appurtenance to recent flora is not certain so far. They occur in all samples of the Kolárovo formation and do not pass into Pleistocene. Neither were they found in the coloured series nor in older sediments.

The pattern of the flora of the Kolárovo formation shows that climate was cold, comparatively dry, of almost steppe-character. In Rumanian, the climate is more different from that in the coloured series then it was between the preceding stages.

In spite of the fact, that no climatic changes, neither substantial changes in the composition of flora, we may say that in certain periods which roughly correspond to the Pliocene stages, also Pliocene climatic changes may be observed. The climate has a trend to get still colder as indicated by alternation of the year's periods and by longer cold period than the warm one.

The cooling of climate in Pliocene is of a different character from the evolution of climate in Oligo-Miocene, which has no tendency of cooling, only alternation of more favourable and warmer periods with colder ones. Changes in climate temperature were accompanied by changes in humidity of the climate which makes the paleoclimatic pattern in the separate Pliocene periods more complete. Conclusions, inspired by changes in Pliocene climate, required a complex evolution of the whole flora from several localities in Slovakia. The conclusions may be summarized as follows:

1. The climate in Pliocene was gradually cooled, and evoked changes in the composition of vegetation.

2. The climate in Lower Pannonian has numerous characteristics in common with the Upper Sarmatian climate, and it is difficult to distinguish them by floristic criteria. In this period climate was mild, warm, dry, with a comparatively monotonous pollen pattern.

3. In the Pontian coal series, gradual cooling formed favourable condition for luxuriant of vegetation, particularly owing to more humid climate. Some subtropical plant elements decreased in number, and vegetation of warmer mild, humid zone was very rich in that period. The climate of this period may be compared with that of the present-day mild zone.

4. No substantial differences are between the climate of the Pontian coal series and of the coloured series. Evidently, the colder, humid climate of this period might cause the appearance of vegetation resembling that of the coal series. Still the flora of the coloured series may be distinguished from that of the coal series. The colder climate of this period supports the growth of herbs, and willows among woody plants more than in the preceding period.

5. A more conspicuous change in climate took place between Pontian and Rumanian periods, when the climate got colder and more arid. Vegetation was poor in species then, the climate was perhaps colder than the climate of the present mild zone. On protected places remained still Miocene plant elements. Some of them passed over into Villafranchian.

Correlation of West — Carpathian Pliocene based upon palynological research

In the area of the West Carpathians palynological research was not paid sufficient attention, especially concerning Pliocene sediments. The first brief report on the division of Upper Miocene and Pliocene was presented by E. Planderová and Z. Priečhodská (1965). In the Bohemian basins palynological evaluation of Pliocene sediments was carried out by B. Pačtová (1961, 1963). This authoress, basing upon isolated occurrence of Miocene sporomorph and on numerous occurrences of Pliocene sporomorphs considers the Lednice sediments Upper Pliocene (Reuverian) as for age. This flora is

in an agreement to a certain extent—with our results concerning Upper Pliocene sediments, with the exception of the genus *Symplocos*, quoted by B. Pacltová from Reuverian. In Slovakia this genus appears only up to Middle Miocene, it was, perhaps, resedimented into the Lednice beds. Neither the family *Myricaceae* occur in our Pliocene (Rumanian).

To the south of Mariánske Lázně the authors N. Gabrielová — Z. Konzálová — Lochman (1970) studied Tertiary sediments. Basing upon palynological results they ordered the sediments studied to Reuverian, i. e. to the Later Pliocene. A comparison of our data on Pliocene shows that our Reuverian flora (Rumanian) corresponding to the Kolárovo formation is qualitatively different from Upper Pliocene, in the region around Mariánske Lázně. Less frequent are Miocene plant elements, such as *Taxodiaceae*, *Sequoia*, *Sciadopitys* and *Pinus* type *Haploxyton*. The herbaceous elements are more numerous and varied.

Pliocene flora from the vicinity of Matra in Hungary was presented by Nagy E. (1958). This flora may be correlated with our Pontian flora. Similar by the area studied also in the Pliocene of Matra there are representatives of Miocene flora (*Taxodiaceae*, *Myricaceae*, *Engelhardtia*, etc.).

Among the German authors palynological examination of Late — Pliocene sediments was mainly carried out by G. Leschik (1951). This author presented results of pollen analysis of such sediments from Buchenau. The pollen association quoted by Leschik does not comprise numerous Miocene elements. Also the occurrence of the family *Myricaceae* is doubtful. The genera *Pterocarya* and *Carya* occur in our Late — Pliocene as well. *Pinus silvestris* is much more frequent than *Pinus* type *Haploxyton*.

F. Thierngart (1954) described Pliocene flora from Willershausen: This flora has the nature of Pliocene flora, but for a high percent of the family *Taxodiaceae* and some *Myricaceae* family, which in our Pliocene may only be found in Lower Pannonian. The composition of other sporomorphs corresponds, however, also to our pollen diagram, particularly to that from older Pliocene.

In Poland, Pliocene sediments were widely examined by Doktorowicz — J. Hrebnička (1957). The authoress determined the age of the pollen spectra to Lower and Middle Pannonian.

Among coniferous woody plants most frequent was the genus *Pinus*, particularly *Pinus silvestris*. Other *Coniferous* were less frequent than in our Pannonian. The family *Taxodiaceae* was more abundant in our country than in Polish Pliocene.

In the pollen spectrum among Angiospermae most frequent are *Salix*, *Carya*, *Pterocarya*, *Myrica*, *Betula*, *Corylus*, *Carpinus*, *Alnus*, *Fagus*, *Quercus*, *Castanea*, *Tilia*, *Nyssa*, *Pollenites edmundi*, *Ericaceae*, *Asteraceae*, *Graminae*, *Rosaceae*, *Oenotheraceae*, *Nuphar*.

A comparison of the frequency of pollen of Angiospermae showed approximately the same association of woody plants as in our pollen spectrum, only the Pannonian are somewhat poorer. Our pollen pattern of the Lower Pannonian is comparatively poorer in species than that of the coal series, but some woody plants of Miocene flora as *Taxodiaceae*, *Carya*, *Castanea*, are more abundant. In Polish Pliocene from Olštýn very frequent are *Nypheaceae*, which are less numerous also in our Pannonian. Generally, the NAP component in the Polish Pannonian occurs less frequently than in our Pliocene.

From the view of ecological comparison, already in Pannonian may be found certain difference in climate: the Pannonian climate in Southwestern Slovakia was warmer than in Poland. Differences in the temperature of climate are not so conspicuous that different plant associations should be expected, only the number of thermophilous elements is higher in our Pannonian than in Poland. These conclusions are based upon the supposition that it is the Lower Pannonian as ours, in the sense of international classification of Pliocene.

Systematic part

SPORITES

Phyllum: *Mycophyta* (*Fungi*)

Classis: Ascomycetes

The spores of *Fungi* occur in the whole Pliocene material. In some places they are more abundant, as e. g. in the Pontian coal series — which is, however, unimportant for stratigraphy. They are present in earlier formation as well as in the latest. From the view of paleoecology we may only state that the lack of the spores of *Fungi* may indicate a locality covered by water for a longer time.

cf. Ascomycetes

Pl. I, fig. 1

A dark, elongated spore, with thick, more — layered exine. It is dark — brown, its size is up to 40μ . Occurs sporadically almost in all Pliocene sediments.

cf. Ascomycetes

Pl. I, figs 2, 3

The spores of *Fungi* of different shape from those presented in literature. Exine is thick, dark brown and the whole spore is brown, of a triangular shape. According to the exine and according to the colour of the spore we may state that it belongs to the class of *Ascomycetes*.

Occurrence: sporadic in the coal series

Ascomycetes

Pl. I, figs 4-7

The spores of Fungi with the size $22 - 25\mu$ occur quite frequently in the entire Pliocene material. Most frequent are the forms of two connected cells of darkbrown colour.

Occurrence: abundant in all the material examined

Phyllum: Bryophyta

Classis: Musci

Remains of moss reproductory organs

Pl. I, fig. 8

The shape is round, confined, size 66μ , narrowed in one pole. All over the surface are radial stripes running between the narrowed and the wider ends. The stripes are crossed by transversal, dense stripes. Perhaps they form a part of theca in Musci.

Occurrence: very rare in the Pontian coal series

Family: Sphagnidae

Genus *Stereisporites* Thomson et Pflug 1953

Stereisporites stereoides stereoides (R. Pot. et Ven. 1934) Th.
et Pf. 1953

Pl. I, fig. 12

The occurrence of this spore is abundant, particularly in the coal series. It is identical with the species described and depicted by W. Krutzsch (1963 b, Pl. 3:10-11) who found it in the main seam of the Rhine brown coal.

Occurrence: abundant especially in the Pontian coal series

Botanical appurtenance: *Sphagnum* sp.

Stereisporites cf. *stereoides stereoides*. (R. Pot. et Ven.
1934) (Th. et Pf. 1953), subsp. *stereoides*, W. Kr. 1963 b

Pl. I, fig. 9

Stereisporites stereoides W. Krutzsch (Pl. 3: 6-7)

The thick exine is up to $2,0\mu$. The Y-mark occupies $5/5$ of the spore body.

Its exine is somewhat thicker than of the species described.

Occurrence: constant, particularly in the coal series





Botanical appurtenance: perhaps *Sphagnum*

Stereisporites cf. *veruancoris* W. Kr. 1963 b

Pl. I, figs 10, 11

1963 *Stereisporites veruancoris* W. Krutzsch (ab. 13: 8-19)

The shape of the pollen grains is trilete, rounded on poles. Size: 37μ . The exine is two-layered, smooth. Its sculpture is chagrenate. The Y-mark occupies $5/5$ of the spore body, and is wavy. By its shape and by the Y-mark it resembles

Sporites		
Azanotriletes		
Laevigati	Apiculati	Triplanes
		
Zonotriletes		
Cingulati		
		



Monoletes	
Azonomonoletes	
	

Fig. 2 The main types of morphological groups of Sporites in Pliocene of the West Carpathian mountains

the species *S. veruancoris* W. Kr. 1963 b. The thickness of exine is, however, different.

Occurrence: Permanent in the Pontian coloured series

cf. *Stereisporites*

Pl. I, fig. 13; Pl. II, fig. 1

A trilete spore, almost spheroidal. Size: 28μ . The Y-mark occupies $4/5$ of the spore body. The thickness of exine is different from that of the species described among this rich genus. The exine of our species is somewhat thinner than in the described species of the genus *Stereisporites*. According to E. Rybníčková (oral communication) it is the genus *Pteridium*, the species *P. aquilinum* without perispodium.

Occurrence: abundant in Pliocen. Since there was a lack of recent comparative material (of this species), the appurtenance of this spore remains problematic.

According to Erdtmann (1954) the species *Pteridium aquilinum* is larger than our species, and its Y-mark is also longer.

Phyllum: Pteridophyta

Classis: Lycopsidea

Fam: Lycopodiaceae

Genus: *Retitriletes*

Retitriletes annotinioides W. Kr. 1963 a

Pl. II, figs 2-4

1963 a *Retitriletes annotinioides* W. Kruztsch Tab. 19 : 1-14).

Its shape is irregularly rounded. Size: 35μ . The structure is reticulate, dentated on periphery. The size of mesh: $7 - 8\mu$. A similar species was

mentioned by Stuchlík (1964, ab. II., 1,2,7,8) from the locality. Rypin, under botanical name *Lycopodium annotinum* L. and Sontag (1966) from the Low-Lusatian coal seam.

Occurrence: Sporadical in Pontian

Botanical appurtenance: perhaps *Lycopodium annotinum* L.

Retitriletes cf. *microides* W. Kr. 1963 a

Pl. II, figs 5–6

1963 a *Retitriletes microides* W. Krutzsch (82, Tab. 2 : 5–6). Atlas II. p. 82 (26)

The shape of the body is rounded. Size : 30μ . Its structure is reticulate. Size : $3-4\mu$. On the contour the structure is running out into spiculous elements, $1-2\mu$ long. By these and by the exine it differs from the species described by Krutzsch (1963 a). Its shape, size and sculpture resemble those of the species *R. microides*.

Botanic appurtenance: *Lycopodium* sp.

Occurrence: sporadical all over Pliocene

Retitriletes moraviensis n. fsp.

Pl. II, fig. 7

Holotypus: bore-hole ZM — 1 40,5 — 40,7 m. Nr. of cross. table 5/116,0/32

Locus typicus: Zlaté Moravce, coal series

Stratum typicum: coal series — Pontian.

Orig. preparation: Bratislava, GÚDŠ.

Diagnosis: The shape of the spore is irregularly rounded, trilete. The exine is thick, obviously more layered. Its sculpture is reticulate. The mesh : $3-4\mu$, running out into long, dense spiculous elements. The Y-mark is conspicuous, occupying $5/5$ of the spore body.

No similar species was found in literature. It is most resembling to the species *Retitriletes rueterbergensis rueterbergensis* W. Kr. 1963, particularly by the density of spiculous elements, by the shape of exine and by the Y-mark. Its sculpture is different. While in the species *R. rueterbergensis* W. Kr. 1963 the mesh is round, in our species it is elongated.

The species is named according to the locality near Zlaté Moravce.

Botanical appurtenance: Perhaps the species of the genus *Lycopodium*

Lycopodium selago L.

Pl. II, figs 8–9

The shape of the spore is trilete; size: 32μ . The exine is thin, without spiculous elements. The Y-mark occupies $5/5$ of the spore body. The structure is

reticulate, the mesh is comparatively small, elongated, the diameter is up to $1,5\mu$. There are thickenings on the corners of the body.

Occurrence: sporadical

Lycopodium cf. *selago* L.

Pl. II, fig. 10

A trilete spore. Size: 40μ . The exine is thin, thickened on corners. The sculpture is reticulate. The Y-mark occupies $5/5$ of the spore body. Its sculpture is different from that of the species *L. selago* L. Its mesh is smaller than that of the species *L. selago*.

Occurrence: sporadical in Pontian

Retitriletes irregularis irregularis W. Kr. 1963 a

Pl. II, fig. 11

1963 a *Retitriletes irregularis irregularis* Krutzsch (Tab. 35: 1-4)

The spore of this species is considerably abundant in the coal series and in Rumanian. Krutzsch (1963) found the spore in Mio-Pliocene of Eastern Brandenburg. Botanical appurtenance: *Lycopodium* sp.

Retitriletes claviferoides n. fsp.

Pl. III, fig. 1

Holotypus: RH-8 15,8, cross. — table Nr. 7/49,3/112.

Locus typicum: Zlaté Moravce

Stratum typicum: Pliocene

Diagnosis: The shape of the spore is round, size: $25-26\mu$. The exine is two-layered, with conspicuous clavate structure. The Y-mark occupies $5/5$ of the spore body.

By the structure of its exine this species resembles that described by Krutzsch (1963a) as *Retitriletes flaemingensis*. In our species the mesh structure is different from that of *R. flaemingensis* with longer mesh and with long, not dense clavates. The mesh structure of our species is finer and the mesh is small. Clavates on the exine are denser, fitted on shorter stalks.

Derivatio nominis: named after the clavate structure of the exine.

Occurrence: sporadical

Botanical appurtenance: *Lycopodium* sp.

Genus: *Verrucingulatisporites* Kedves (1961)

cf. *Verrucingulatisporites*

Pl. III, figs 2, 3

The shape of spore is trilete. Size: 40μ . The structure is reticulate. A comparatively narrow smooth cingulum is waved on margin. The Y-mark occupies $5/5$ of the spore body.

Botanical appurtenance: perhaps family *Lycopodiaceae*
Occurrence: coloured series, Pliocene
Ordo: *Selaginellales*

Fam: *Selaginellaceae*
Genus: *Echinatisporites* W. Kr. 1959
Echinatisporites cf. *hidasensis* Nagy E. 1969
Pl. III, fig. 4

1969 *Echinatisporites hidasensis* Nagy (p. 89. Tab. 13 : 1, 3, 15 — 16)

The shape is almost round. In our exemplar the spore is cracked. The exine is approx. 1μ thick. The height of spicules is up to 2μ . The Y-mark occupies $1/3$ of the spore body. The size of the spore is 40μ . According to the description of the species *E. hidasensis*, only it differs by the density echinate elements. Occurrence: sporadical, Lower Pannonian
Botanical appurtenance: perhaps *Selaginellaceae*

Echinatisporites fsp.
Pl. III, fig. 5

A round spore of the genus *Echinatisporites* W. Kr. *Spicules* are $4 - 5\mu$ long, dispersed all over the surface of the spore. The Y-mark is small, inconspicuous. It is resembling of the species *E. longechinatus* W. Kr. 1959. Only the echinate elements are more densely arranged.
Occurrence: Sporadical in the Kolárovo formation

Classis: *Pterospida*
Ordo: *Osmundales*
Fam: *Osmundaceae*
Genus: *Baculatisporites* Th. et Pf. 1953
Baculatisporites nanus nanus W. Kr. 1967
Pl. III, figs 6—7

1967 *Baculatisporites nanus nanus* W. Krutzsch (Pl. 13 : 2—7)

The spore is indentic with the species described by Krutzsch (1967) who found it in Pliocene brown coal series. In our country it is abundant in the coal series.

Baculatisporites cf. *nanus* W. Kr. 1967
Pl. III, figs 8—9

The size of the spore is 30μ , the structure — $4,5\mu$, low, irregular, baculate. The Y-mark occupies $4/5$ of the spore body. By the structure of its body it

corresponds to the species *Baculatisporites* (probably) *nanus* described by Krutzsch, only the density of small bakulae is smaller than in our species. Occurrence: Sporadic, particularly in the Pontian coal series. Botanical appurtenance: *Osmunda* sp.

Baculatisporites quintus (Thomson et Pflug 1953) W. Kr. 1967
Pl. III, figs 10, 11

1967 *Baculatisporites quintus*. Krutzsch (Pl. 6. : 8 — 9).

Occurrence: very abundant in the Pliocene material studied, especially in the coal series.

Botanical appurtenance: perhaps *Osmuda regalis*

Baculatisporites fsp.

Pl. IV, figs 1—7

A trilete spore. Size: up to 65μ in diameter. Baculate structure. The Y-mark occupies $3/5$ of the spore body. The exine is 2μ thick. The species cannot be determined more accurately, neither when compared with literature.

Occurrence: Sporadic in Pliocene, most abundant in the Pontian coal series.

Ordo: Filicales

Genus: *Leiotriletes* (Naumova 1939), R. Pot. et Kremp. 1954

Leiotriletes wolfii W. Kr. 1962 b

Pl. V, figs 1—3

1962 *Leiotriletes wolfii* Krutzsch. (Pl. 8 : 1 — 13)

A triletes spore with smooth exine, which is rather thin 1μ . The Y-mark extends to $4/5$ of the spore body. Size: $35—40\mu$. In our country they are quite frequent in Lower and Upper Pliocene.

Botanical appurtenance: perhaps *Polypodiaceae* or *Cyatheaceae*

Leiotriletes microlepidoidites W. Kr. 1962 b

Pl. V, figs 6—8

1962 b *Leiotriletes microlepidoidites* W. Krutzsch (Pl. 8 : 5—12)

A smooth, trilete spore. Size: 27μ . The Y-mark extends to $5/5$ of the spore body. The exine is thick, more — layered.

Occurrence: abundant all over Pliocene.

Botanical appurtenance: perhaps the family *Cyatheaceae*

Leiotriletes cf. microlepidoidites W. Kr. 1962 b

Pl. V, figs 9, 10; pl. VI, fig. 1

The shape of the spore is trilete, more rounded than the preceding species. It differs from *microlepidoidites* by its size. Our exemplars have 35μ in diameter.

Occurrence: Very abundant in Pliocene, particularly in the coal series.

Botanical appurtenance: *Cyatheaceae*

Leiotriletes maxoides W. Kr. 1962 spp. *maximus* Pf. 1953, W. Kr. 1959

Pl. VI, figs 2-3

A trilete spore. Size: 100μ . The Y-mark extends to $2/3$ of the spore body. The description of the spore corresponds to the description by Krutzsch (1963).

Occurrence: sporadic in the Pontian coal series

Botanical appurtenance: The species described belongs perhaps to the genus *Lygodium*.

Leiotriletes fsp.

Pl. V, figs 4, 5

A trilete spore of brown colour. Size: 37μ Exine, smooth, 2μ thick.

Occurrence: sporadic in the Pliocene material.

Genus: *Laevigatosporites* Ibrahim 1933

Laevigatosporites haardti R. Pot. et Ven. 1934

Pl. VI, figs 4-9; pl. VII, figs 1-5

Thiergart (1940) stated that this species was very frequent in Pliocene. It indicates considerable humidity of the substratum or the moor area. In our material this species is very frequent in the Pontian coal series.

Raatz - 1937 described this species from Lower Miocene in the Lower - Lusatian region. This author distinguished a larger and a smaller form, as it was also observed in our material.

Nagy (1958) found the species *Sporites haardti*, of the aver. size $34,5\mu$. This monolete spore occurs in our material in two forms. 1. a smaller up to 35μ , 2. a larger one up to 40μ . Exines in both types are smooth, the whole structure is hyaline. The spore is kidney - shaped, elongated.

Occurrence: very abundant in the whole Pliocene, particularly in the Pontian coal series.

Botanic appurtenance: *Polypodiaceae*. According to a comparison with recent species of the family *Polypodiaceae* we might state that the smaller form corresponds to the species *Athyrium filix femina*.

Genus: *Verrucatosporites* Pf. et Th. 1953
Verrucatosporites alienus (R. Pot. 1934) Pf. et Th. 1953
Pl. VII, figs 6—8

Size: 55μ . Monolete shape. Verrucate structure. Occurrence abundant, particularly in Lower Pontian (coal series).

Botanic appurtenance: perhaps *Polypodiaceae*.

Verrucatosporites fsp.

Pl. VII, fig. 9

It is a monolete spore. Size: $45 \times 25\mu$. By its structure it corresponds to the species *V. alienus* (Pf. et Th. 1953). It differs by its shape and size from the previous species.

Occurrence: rather abundant in Pliocene material, particularly in the coal series.

cf. *Verrucatosporites*

Pl. VII, fig. 10

Its shape and size correspond to the preceding species. Somewhat different is its structure, running out into thorns. Other systematics do not resemble the genus *Echinatisporites*.

Occurrence: Sporadical in the coal series.

Genus: *Triplanosporites* Pflug 1953
Triplanosporites sinuosus Pflug 1953
Pl. VIII, fig. 1

It is a very frequent spore, its systematic position is still discussed.

Occurrence: abundant, especially in Lower Pannonian.

Botanic appurtenance: unknown.

Genus: *Polypodiaceoisporites* R. Pot. 1956
Polypodiaceoisporites miocaenicus Nagy E. 1969
Pl. VIII, figs 2—5

1969 *Polypodiaceoisporites miocaenicus* Nagy (p. 116, Pl. 21 : 2,4)

A trilete spore. Size: $26-38\mu$. *Cingulum*: smooth, 4μ wide. Towards the corners of the spore the cingulum is getting thinner to 3μ . The Y-mark extends to $5/5$ of the spore body. Its description correspondends to the species described by Nagy (1969).

Occurrence: sporadical in the Pontian coal series.

Botanic appurtenance: unknown.

Polyodiaceoisporites fsp. 1.

Pl. VIII, figs 6, 7

A trilete spore. Size: up to 25μ . Around the structural part of the spore body, cingulum is 3μ wide. Its sculpture is corrugate. The Y-mark extends up to cingulum.

Occurrence: Sporadical, Perhaps these forms do not occur in Pliocene as autochthonous.

Botanic appurtenance: unknown.

Genus: *Foveasporis* W. Kr. 1959

cf. *Foveasporis*

Pl. VIII, figs 8, 9

A trilete spore, size 25μ . Exine: thin, two-layered. The Y-mark extends to $4/5$ of the spore body.

Sculpture: foveolate. Fovae are small, arranged densely. Its structure and size differs from the species described by Krutzsch (1959). Only sculpture is similar, so we order the species to the genus *Foveasporis*.

Occurrence: Sporadical in the material from the coal series. Perhaps it is a species resedimented from older sediments.

Spore indet. 1

Pl. VIII, fig. 10

A trilete spore. Size: 34μ . Exine: two-layered, waved, twisted. The Y-mark extends to $4/5$ of the spore body. Its sculpture is corroded, and it is impossible to define the spore more precisely. May be it was resedimented from older sediments.

Occurrence: Sporadical.

Botanic appurtenance: unknown.

Spore indet. 2

Pl. VIII, fig. 11

The shape of the spore is oval. Size: $48 \times 38\mu$. By its shape and exine it resembles the monoletes spore *Laevigatosporites haardti* R. Pot. et Ven. 1934. Difference is in the Y-mark which is very thick and extends to $5/5$ of the spore body. The thickness of the Y-mark is up to $3.5 - 4\mu$.

Occurrence: Sporadical in the Pontian coal series.

POLLENITES

Phyllum: Gymnospermae

Ordo: Ginkgoales

Familis: *Ginkgoaceae*

Genus: *Ginkgo* L.

Ginkgo sp.

Pl. IX, figs 10–12

The size of the pollen grain is 30–45 μ . The shape is elongated, ellipsoid with a conspicuous crack, extending between poles.

Occurrence: Sporadical.

Classis: *Coniferopsida*

Ordo: *Pinales*

Familis: *Taxodiaceae*

Genus: *Taxodiaceapollenites* Kremp. 1949

Taxodiaceapollenites fsp.

Pl. IX, figs 1–9

This species has smaller form (to 22–28 μ) a larger form of 30–35 μ . In both cases we may suppose they are both *Taxodiaceae* family.

In our material this family is quite abundant, especially in the Pontian coal series.

Klaus (1960) considers pollen of this family of the size 24 μ as the species *Taxodium distichum*. They are also abundant in our material. Perhaps the species *Cryptomeria* described by Kremp (1950) is also among our family *Taxodiaceae*. They are of greater size and have a typical termination of papilla. It cannot be however, described more precisely so far.

Genus: *Sciadopityspollenites* Raatz, 1937

Sciadopityspollenites serratus (R. Pot. et Ven. 1934)

Raatz 1937

Pl. X, figs 1–3

Ectexine is thick, rounded, with dentated structure. It occurs in two forms of different size one 40 μ , the other 65 μ .

Occurrence: sporadical, not too abundant in Lower Pannonian and in the coal series.

The fossil grain was described as *Pollenites serratus* (R. Pot. et Ven. 1934). Raatz 1937. It is similar to the pollen grain of the recent species *S. verticillata* Sieb. et Zucc. Thiergart (1940) found very abundant genus *Sciadopity*

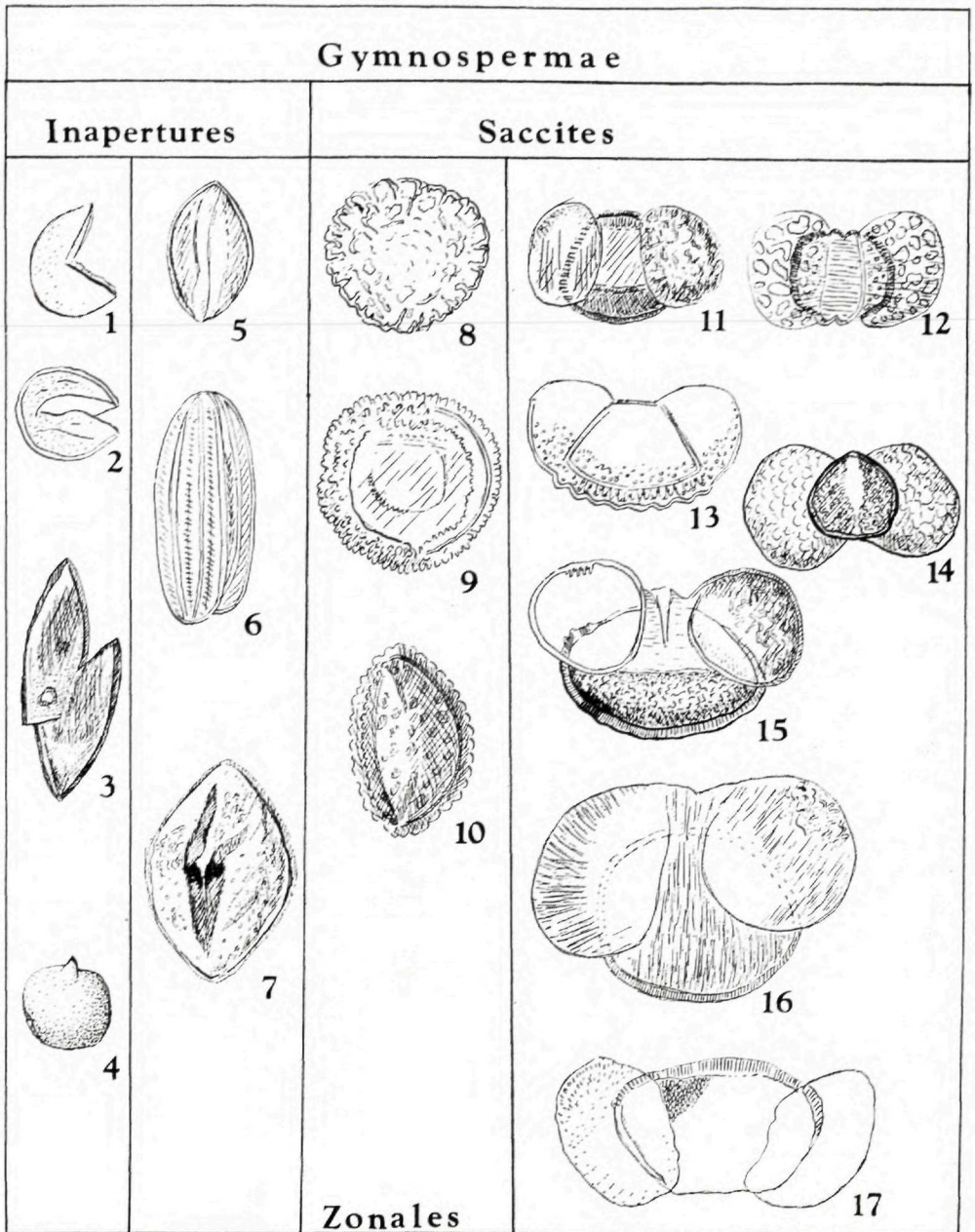


Fig. 3 The main types of morphological groups of Gymnospermae in Pliocene of the West Carpathian mountains

Explanations to the fig. 3 see on the page 275.

in Miocene and still more abundant in Pliocene than other *Taxodiaceae*. Nagy (1958) found only an isolated occurrence of the genus *Sciadopitys* in Hungarian Pliocene.

Fam.: *Abietaceae*

Genus: *Tsugaepollenites* R. Pot. et Ven. 1934

syn: *Tsugapollenites* Raatz 1937

Three species of the genus occur in the Pliocene material. The occurrence of species is quite rich between Lower Pannonian and Rumanian.

Tsugaepollenites igniculus (R. Pot. 1931 R. Pot. et Ven. 1934), form
maximus Raatz 1937
Pl. X, figs 4–7

It is a species of *Tsuga diversifolia* type *Rudolph*, very frequent all over Pliocene.

Thomson and Pflug (1953) consider the presence of species of the genus *Tsuga* characteristic of sediments between Pliocene and Quaternary.

Tsugaepollenites viridifluminipites (Wodehouse 1933) R. Pot. 1958
Pl. XI, figs 1–2

Potonie (1951) considers it the species *Tsuga canadensis*, type *Rudolph*. It is approximately as frequent as the preceding species.

Tsugaepollenites fsp.

Pl. XI, figs 3–7

It is a rather rare species. Its size is only 40μ , including the fringe. The latter is as wide as that of *T. igniculus*.

Genus: *Larixpollenites* Raatz 1937

Larixpollenites fsp.

Pl. XII, figs 1, 2

An oval pollen grain. Size: up to 100μ . On the pollen grain body are numerous secondary folds.

Occurrence: sporadic in Pliocene. According to Raatz (1937), grains above 100μ may belong to the species *Larix europea* Lam. et D. C. Consequently, our species should be identical with the species *L. europea*. This was not compared with the recent material. The majority of authors do not consider the *Larix* of Pliocene very frequent although recent. In our material the genus is infrequent.

Genus: *Pinus*
Pinus silvestris L.

Pl. XIII, figs 1—8

The size of pollen grains is 40—65 μ together with aerial sacks. Its sculpture is fine — granulate. The sculpture of sacchi is reticulate with a large mesh. Occurrence: all over the West — Carpathian Pliocene.

Numerous authors, such as Klaus (1960), Nagy (1958), Thiergart (1940), consider the type *Pinus silvestris* typus of Upper Pliocene, while *Pinus* type *Haploxyton* — of Lower Pliocene. Basing upon the frequency these species in Pliocene, Klaus (1960) distinguishes a zone with *P. Haploxyton* and a zone with *P. silvestris*.

Pinus typus Haploxyton

Pl. XIV, figs 1—8

A very frequent species. Size of pollen grains: 60—70 μ . Sacchi are fitted to the pollen grain body by a wide base. On some species there is a waved fringe around the pollen grain body. The fringe is 2—3 μ wide. These species resemble *Pityosporites thumbergiiformis* Nagy (1969).

Our species (Pl. XIV, figs 7,8) is somewhat smaller.

Genus: *Abies*

Abies sp.

Pl. XV, figs 1, 2

This species occurs mainly in upper sediments of Pliocene. Its size and structure of sacchi is different from those of other conifera.

Numerous German authors dealing with Pliocene flora consider the genus *Abies* typical of Pliocene sediments. Nagy (1958) found badly preserved *Abies* in Upper Pannonian.

Genus: *Picea* L.

Picea sp.

Pl. XVI, figs 1, 2

A very abundant genus in Pliocene. Similar structure of its body and of sacchi is typical of this genus. A comparison with recent pollen of the genus *Picea* shows that in our material two species occur: *Picea excelsa* and *P. omorica*. The latter is characterized by the height of sacchi about 50 μ , while *P. excelsa* 67 μ . These data are by Bertsch (1942). This author found also narrow fitting of the sacchi to the body of *P. omorica*, as well as finer structure of the exine than in *P. excelsa*. Generally the pollen grain of the species *Picea omorica* is smaller than *P. excelsa*.

Genus: *Cedrus*

Cedrus sp.

Pl. XVII, figs 1, 2

Several types of pollen grains of the genus *Cedrus* differ by their size and by width of fringe on the lower margin of the pollen grain. Some types have the size even 100μ , others 60μ .

Occurrence: Sporadical, especially in the coal series. Leschik (1954) consider the genus *Cedrus* rare, yet present in Pliocene. In our material it is comparatively rare, it is, however, present as late as Pontian.

Genus: *Keteleeria*

Keteleeria sp.

Pl. XVII, fig. 3

The size of the whole pollen grain is 130μ . The size of the pollen body is 80μ , of sacci $45-50\mu$. The structure of the body is fine — granulate. The structure of sacci is reticulate, the mesh being larger, more conspicuous.

Occurrence: sporadical

Fam.: *Podocarpaceae*

Genus: *Podocarpidites* (Cookson 1948) ex Couper 1953

Podocarpidites sp.

Interesting is its round body with a conspicuous fringe around the whole central part of the pollen grain. Large sacci are round, with conspicuous reticulate nervature. Occurrence: Sporadical

Phyllum: *Angiospermae*

Ordo: *Malvales*

Genus: *Intratropollenites* Th. et Ph. 1953

Among our material more species of the family *Tiliaceae* occurred. I determined them mainly according to descriptions by Mai (1961).

Intratropollenites polonicus Mai (1961)

Pl. XVIII, figs 1, 2

1961 *Intratropollenites polonicus* Mai (Pl. 11 : 28—33)

The pollen grain is round, near pores somewhat flattened. Size: 32μ . Anulus inconspicuous. The pore aperture is not large, rather shallow and flat. Exine: thin, two-layered, intrabaculate. Sculpture fine-reticulate. The description of our species is identic with that of the species described by Mai (1961), who found it in Late Pliocene and in the Earliest interglacial.

Occurrence: Abundant.

Botanic appurtenance: perhaps *Tilia* sp.

Intratropopollenites instructus (R. Pot. 1931)

subsp. *instructus* Mai 1961

Pl. XVIII, fig. 3

1961 *Intratropopollenites instructus* Mai (Pl. 12 : 1—9)

The pollen grain is round. The exine is two-layered, not very thick. Mai (1961) found its exine thicker. Its structure is intrabaculate, sculpture fine-reticulate. Pores are more conspicuous than in the previous species. Anulus is well developed, and the pore aperture is somewhat elongated, otherwise rather round. The pollen grain body is characterized by secondary folds.

Occurrence: rather abundant in Pliocene — coal series.

Botanic appurtenance: *Tilia* sp.

Intratropopollenites instructus. (R. Pot. et Ven. 1934)

Pf. et Th. 1953 subsp. cf. *macroreticulatus* Mai 1961

Pl. XVIII, figs 4, 5; pl. XIX, figs 7—10

The pollen grain is round. Size: 42μ . Exine: two-layered, comparatively thin. Structure: reticulate: Important are the remains of small fields in the mesh. The mesh is, however, not so large as described by Mai (1961, Pl. 12: 21—23). By this it differs from the described subspecies *macroreticulatus*. The structures of the body and of pores are indentic with the subspecies, Anulus inconspicuous. Pores: round.

Occurrence: abundant in Pliocene, particularly in the coloured series.

Botanical appurtenance: *Tilia* sp.

Intratropopollenites instructus

(R. Pot. Pf. et Th. 1953, subsp. *soebyensis* Mai (1961)

Pl. XVIII, figs 6—10

Shape: irregular, round. Size: $45—50\mu$. Exine: thick, two-layered, baculate. Sculpture: reticulate. The mesh is comparatively large (Up to $0,7—0,8\mu$). Pores are large, anulus is thick and pore is round, sagged.

Occurrence: abundant in Pliocene

Botanic appurtenance: *Tilia* sp.

Intratropopollenites maii n. f. sp.

Pl. XIX, figs 4, 5

Typus: RH — 8,15 m f. D Nr. cf. cross table 4/39.10/119 GÚDŠ Bratislava

Locus typus: RH — 8 Zlaté Moravce

Stratum typicum: Pliocene — coal series

Diagnosis: The pollen grains is round. Size: $32—35\mu$. Exine: more — layered, baculate. There is a conspicuous interloculum. Sculpture: reticulate. The mesh is small.

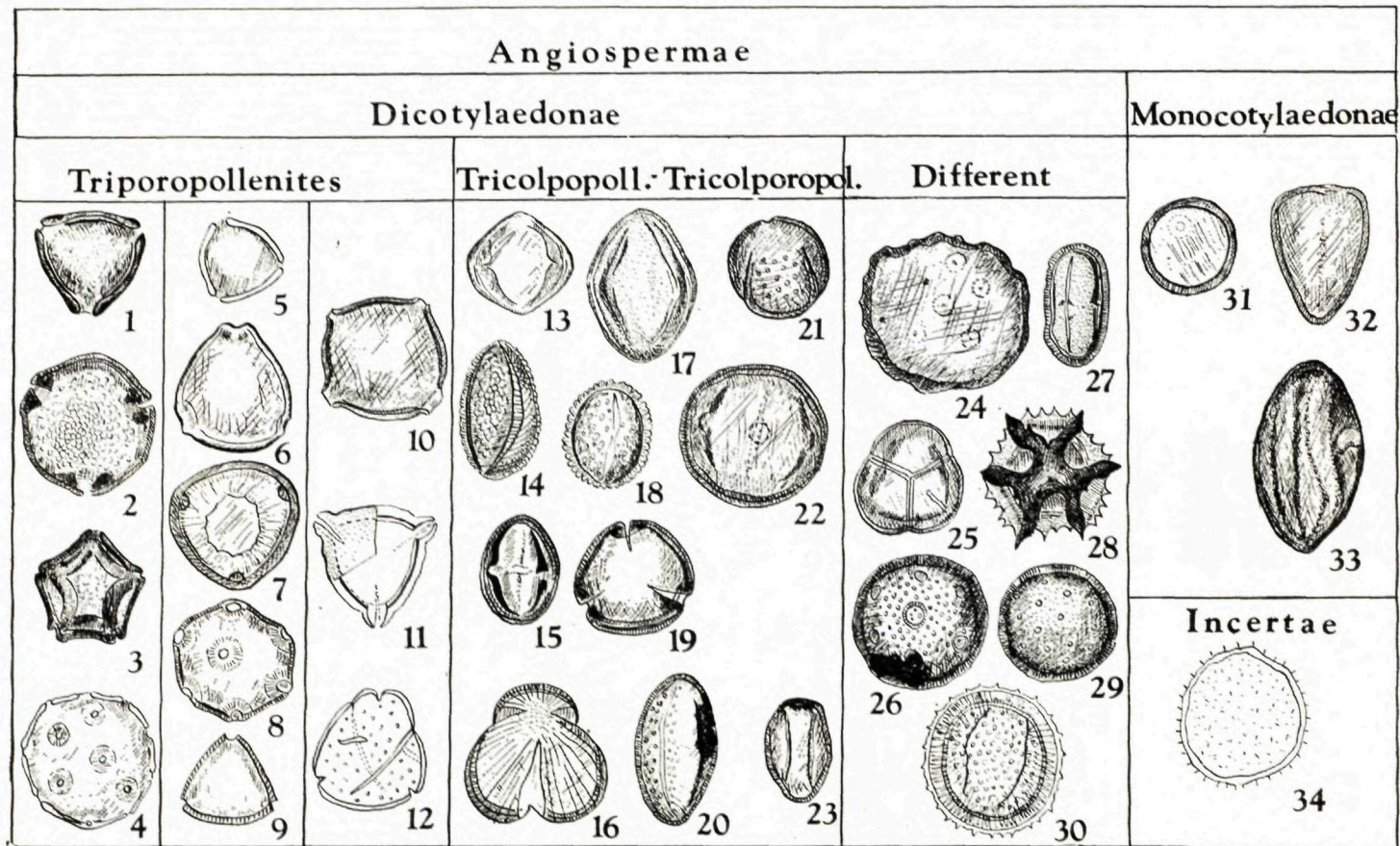


Fig. 4 The main types of morphological groups of Angiospermae in Pliocene of the West Carpathian mountains
 Recte: Triporopollenites and multiporopollenites — Explanations to the fig. 4 see on the page 275.

Pores are conspicuous, different from those of other species, the anulus is inconspicuous, pores are thickened on both sides and very deeply elongated in to the shape of colpa. The length of pores is 7μ , their width is only $1-1,5\mu$. Similar pores were found by Mai (1961) on the species described as *I. cf. pseudo-instructus* Mai 1961. Different is its structure and that of pore. It is called after D. H. Mai who studied the family in detail.

Occurrence: Sporadical in West — Carpathian Pliocene.

Botanic appurtenance: *Tiliaceae*.

Intratriporopollenites cf. cordataeformis (Wolff. 1934) Mai 1961
Pl. XIX, figs 1—3

Its shape is almost round. Size: 40μ . Exine: two-layered, baculate. Sculpture: reticulate. Anulus of pores is not too thick. Pores are round, with a dark atrium around them.

Occurrence: Sporadical in Pliocene.

Botanical appurtenance: *Tiliaceae*.

Intratriporopollenites fsp. 1

Pl. XIX, fig. 6

The pollen grain is irregularly rounded. Exine: Thin two layered intra-baculate. Sculpture fine-reticulate, almost granulate. Pores are round, with a dark atrium around them. They are very conspicuous. Anulus is well-developed. The pore aperture is wide only 1μ ., then pore is widened into a rounded form.

Occurrence: Sporadical in Pliocene

Botanic appurtenance: *Tiliaceae*

Intratriporopollenites fsp. 2

Pl. XIX, fig. 11

A small round form of the genus. Its diameter is up to 30μ . Its structure is baculate. Bacules are conspicuous, dense.

Sculpture: reticulate. The mesh is elongated, rather large especially in the middle of the pollen grain. Pores are small, with dark thickened fringes around them.

Occurrence: Sporadical in Lower Pannonian

Botanic appurtenance: *Tiliaceae*

Intratriporopollenites instructus (R. Pot. et Ven. 1934)

Th. et Pf. 1953

Pl. XX, figs 1—5

The pollen grains are very regularly round with pores also round. They do not exceed 35μ . Structure: baculate, regular and sculpture is reticulate with minor mesh. Around pores there are round equally thickened atriums.

Our species is similar to the species described by Sontag (1966) who called it by the same name. This species cannot be compared with the species *I. instructus* (R. Pot. et Ven. 1934) Th. et Pf. 1953 subsp. *instructus* Mai (1961) Botanic appurtenance: *Tilia* sp. Their morphological descriptions are not quite identic. This is why I determined this species according to Thomson and Pflug (1953).

Intratriporopollenites instructus

(R. Pot. et Ven. 1934) Th. et Pf. 1953 subsp. *macroreticulatus* Mai 1961
Pl. XX, fig. 6-7

The size and shape of our species are similar to the species *I. instructus*, only its sculpture is different. The mesh of the reticulate structure is considerably larger than of the species *I. instructus*. In the middle of the pollen grain body the mesh is largers with the inner fields.

Occurrence: Sporadical in the Pliocene

Botanic appurtenance: *Tiliaceae*

Genus: *Malvacearumpollenites* Nagy E. 1962

Malvacearumpollenites fsp.

Pl. XX, fig. 8, 9; pl. XXI, fig. 1

The pollen grain is round. Size: 45μ . Its structure consists by exine. Above exine are structure elements. All over the pollen grain body are dispersed papillate elements with fine-reticulate structure around them. Its structure is resembling to that of the species *Abutilon incenum*, only our species is smaller.

Occurrence: Sporadical in Upper Pliocene

Genus: *Ulmipollenites* Wolff 1934

Ordo: *Urticales*

Fam.: *Ulmaceae*

The genus has several forms in our material, some of them are larger, with regular reticulate structure, sometimes inconspicuous. Pores are fine. The exine is most frequently two-layered, smooth.

Size of pollen grains: $27-45\mu$.

Ulmipollenites undulosus Wolff. 1934

Pl. XXI, figs 2-6

The shape is almost round. Size: 28μ . Exine: two-layered smooth, slightly waved. Sculpture: rugulate. Pores are round, sagged. Sculpture is not so conspicuous as if smooth.

Occurrence: very abundant in Pliocene

Ulmipollenites fsp.

Pl. XXI, fig. 7—11

The pollen grain has pentagonal shape. Size: 47μ . Exine: smooth, thin, two — layered. Sculpture: rugulate, inconspicuous. The pollen grain is fine-porous. Pores are small, round, with inconspicuous anulus. Its size and exine are different from the pollen grain of *U. undulosus*. Its exine differs from the genus *Zelkova* by its structure. Our species is 5-porous with a thin exine. *Zelkova* has usually 4 pores and a thick exine.

Occurrence: Abundant in Pliocene

Botanic appurtenance: *Ulmus* sp.

Genus: *Zelkovaepollenites* Nagy 1969

Zelkovaepollenites fsp.

Pl. XXII, figs 1—3

Pollen grains of this genus are of $25-33\mu$ size. Exine is thicker, waved. 5 pores. Anulus is usually present. Sculpture: conspicuous, rugulate.

Occurrence: abundant, particularly in Lower Pannonian and Pontian

Ordo: Juglandales

Fam.: Juglandaceae

Genus: *Juglanspollenites* Raatz 1937.

Juglanspollenites verus Raatz 1937

Pl. XXII, figs 4—7

The pollen grain shape is round. Exine: intrabaculate, rather thick. Pore are round large, with anulus. Sculpture is granulate. Its size varies between $30-40\mu$.

Occurrence: rather abundant, particularly in the coal series of Pontian

Botanic appurtenance: *Juglans* sp.

Juglanspollenites fsp.

Pl. XXII, fig. 8

Its shape is almost round. Size: 30μ .

Exine: smooth, two-layered. Pores round, dispersed all over the surface.

Sculpture: granulate.

Occurrence: Sporadical in lower Pannonian

Genus: *Caryapollenites* Raatz 1937

This genus is very frequent in Pliocene.

Caryapollenites simplex (R. Pot. 1931) R. Pot. 1960

Pl. XXII, figs 9–13; pl. XXIII, figs 1–12

1934 *Pollenites simplex*. R. Potonie (p. 3. 4)

1960 *Caryapollenites simplex* R. Potonie (p. 123).

The pollen body is irregular round. Size 25–50 μ . Exine: smooth, thin, waved. Pores are larger, not quite round. Sculpture is granulate. On the body of the pollen grain are numerous folds. Its size is considerably varied (25–50 μ). Botanic appurtenance: A comparison with recent species showed that our species is most resembling the species *Carya* cf. *aquatica*, mentioned by Stachurská (1967). According to the authoress the larger forms of the species *C. simplex* resemble the recent species *Carya* cf. *ovata*.

Genus: *Pterocaryapollenites* Thiergart 1937

Among our material this genus has different forms as for the size of the pollen grain and the structure of pores.

Pterocaryapollenites stellatus (R. Pot. et Ven. 1934) Thiergart 1938

Pl. XXIV, figs 1–6

Its shape is almost round, with angles in the place of pores. Size: 30–35 μ . Exine is smooth, more layered. Sculpture fine granulate. Pores have small anulus. As for size, it has two forms. a) a smaller one to 30 μ ; b) a larger one to 40 μ

Occurrence: abundant in Pliocene, especially in the Pontian coal series.

Botanic appurtenance: Perhaps the species *Pterocarya fraxinifolia*. The smaller form may represent the species *Pterocarya* cf. *stenoptera*.

Pterocaryapollenites stellatus (R. Pot. et Ven. 1934

(Thierg. 1938 subsp. *anulatus* n. fssp.

Pl. XXIV, figs 7, 8

Its shape is round, secondary — suppressed. Exine is thick 1–1,5 μ . Pores are rather large with anulus larger than on the species *P. stellatus*.

Occurrence: abundant in Upper Pliocene

Botanic appurtenance: *Pterocarya* sp.

Genus: *Engelhardtoidites* (R. Pot. Thoms. et Thierg., 1950) R. Pot., 1960

Engelhardtoidites microcoryphaeus (R. Pot., 1931) R. Pot. 1960

Pl. XXIV, figs 3–9

1931 *Pollenites microcoryphaeus* R. Potonié (l. Mitt. p. 329, Pl. 2, Fig. 13)

1960 *Engelhardtoidites microcoryphaeus* Potonié (Pl. 7: 148, 149)

A triangular pollen grain. Size: 16–25 μ . The walls of the pollen grain are concave, two — layered. Structure: chagrenate. Pores are round. Atrium conspicuous.

Occurrence: sporadic in Lower Pannonian — coal series

Botanic appurtenance: *Engelhardtia* sp. Nagy (1958) considers the genus *Engelhardtia* a relict in Pliocene. Rudolph (1935) found it in Bohemian Pliocene. In our country it is found in Lower Pannonian.

Botanic appurtenance: Perhaps the species from the genus *Engelhardtia*.

Genus: *Platycaryapollenites* Nagy (1969)

Platycaryapollenites fsp.

Pl. XXV, figs 1—7

The pollen grain is triangular, rounded. Size: 20—23 μ . Its aspect is similar to *Engelhardtoidites*. Exine two layered. Sculpture: chagrenate. All over the pollen grain body are numerous folds which is the most important distinguishing mark between the two genera. Morphological similarities indicate appurtenance of the species by the recent *Platycarya strobilacea* Sieb. et Zucc.

Occurrence: abundant in pliocene

Botanic appurtenance: *Platycarya perhaps strobilacea*

Fam.: *Betulaceae*

Genus: *Carpinuspollenites* Thierg. 1938

Carpinuspollenites carpinoides (Pf. 1953) Nagy E. 1969

Pl. XXV, figs 8—9

A round pollen grain. Size: up to 40 μ . Exine is two-layered. Structure: chagrenate. Pores are large, round. Conspicuous labrum and anulus. Some pores are aquatorial-arranged, others subequatorial.

Occurrence: Abundant in Pliocene coal series and Lower Pannonian

Botanic appurtenance: *Carpinus* sp.

Genus: *Ostryapollenites* Thomson, 1950

Ostryapollenites rhenanus (Thoms., 1950) Nagy E. 1969

Pl. XXV, figs 10—11

Its shape is almost round. Size: 28 μ . Its description corresponds by *O. rhenanus*.

Occurrence: sporadic in Pliocene particularly in Lower Pannonian

Botanic appurtenance: *Ostrya* sp.

Genus: *Betulaepollenites* R. Pot., 1934

Among our material the species is represented by several genera. They only have some morphological characteristics different; such as size and thickness of germinal apparatus.

Betulaepollenites betuloides (Pf. — 1953) Nagy E., 1969

Pl. XXV, figs 17—21; pl. XXVI, figs 1—6

Size: 20 μ . Its pore apparatus is well developed. Anulus and labrum are conspicuous.

Occurrence: Abundant in all the Pliocene material.

Botanic appurtenance: A comparison with pollen grains of recent species showed some resemblance with *Betula pumila* L. This species was described and depicted by Kuprianova (1965).

Betulaepollenites fsp. 1

Pl. XXVI, figs 7—11

Typical pollen grains of this genus differ from *Betula* sp. 2 only by being larger. The pore apparatus; sculpture and shape are the same.

Betulaepollenites fsp. 2

Pl. XXVI, fig. 12

Its size and pore apparatus are different from the previous species described.

Pollen grains of this species are very small, triangular, almost round. Size: 15 μ . Pores are large, with conspicuous labrum and a small anulus.

Occurrence: abundant in Pliocene

Botanic appurtenance: *Betulaceae*

Betulaepollenites fsp. 3

Pl. XXV, figs 12—16

A triporate pollen grain with convex walls. Size: 28—32 μ . Exine smooth, two-layered. Structure: chagrenate. Pores have anulus, vestibulum and a small labrum.

Occurrence: abundant in Pliocene.

Botanic appurtenance: *Betula* sp.

Genus: *Alnipollenites* R. Pot. 1934

Alnipollenites verus R. Pot. 1934

Pl. XXVI, figs 13—24

In all Pliocene material, pollen grains of the genus *Alnus* are very frequent. Those with 5 pores are more frequent than with 4. Their size varies between 22—35 μ . A comparison with recent species showed resemblance with the species *Alnus glutinosa* (L.) Gaertn, type. Smaller types have 22 μ , 4 pores. They are less frequent in our material and resemble *Alnus Kefersteinii* Goepf.

Occurrence: very abundant in all Pliocene material

Botanic appurtenance: species of the genus *Alnus*

Fam.: *Corylaceae*

Genus: *Triporopollenites* Pf. et Th., 1953

Triporopollenites coryloides Pflug, 1953

Pl. XXVII, figs 1—2

Its shape is convex, triangular. Size: 28μ . Exine is two-layered. Ektexine is thicker than endexine. Sculpture: chagrenate. Germinal apparatus without splitting and solution.

Occurrence: quite frequent in West-Carpathian Pliocene

Botanic appurtenance: *Colyrus* sp.

Ordo: *Myricales*

Genus: *Myricipites* Wodehouse 1933

Myricipites rurensis (Pf. et Th. 1953) Nagy E. 1969

Pl. XXVII, figs 3—5

Its shape is triangular. Size: $28-30\mu$. Description of this pollen grain corresponds to that by Thomson and Pflug (1953).

Occurrence: Sporadical in Pliocene

Botanic appurtenance: *Myricaceae*

Myricipites fsp.

Pl. XXVII, fig. 6

Pollen grains of triangular shape. Size: 20μ . Pores are round with an atrium around them. Sculpture is chagrenate.

Occurrence: sporadical in Lower Pliocene

Botanic appurtenance: *Myricaceae* sp.

Genus: *Triatriopollenites* Pf. 1953

Triatriopollenites fsp.

Pl. XXVII, figs 7—9

The pollen grain is triangular, with slightly convex contour. Size: 23μ . Exine two-layered conspicuous. Ektexine is thick, endexine thin. Sculpture: conspicuously chagrenate. On the exine there are secondary folds. Pores are very conspicuous, with atrium, a small labrum, without anulus. By the shape of pores it resembles the species *Triatriopollenites rurobituitus* Pf. 1953. By a conspicuous atrium it differs from our exemplar.

Occurrence: sporadical in Lower Pannonian

Botanic appurtenance: perhaps *Myricaceae*

Triatriopollenites foveolatis n. fsp.

Pl. XXVII, figs 10—12

Holotypus: Bore-hole B—13, 67 m, f. 59; Nr. of. cross — table. 3/42, 7/112

Locus typicus: Nitra

Stratum typicum: Upper Pliocene — coloured series — Pontian.

Diagnosis: The shape of the pollen grain is triangular. Size: 13μ . Exina: 2–3-layered, intrabaculate. Sculpture: faveolate. Anulus and a small labrum are developed. Atrium is quite large. Pores are running out into the widened corners of triangle. This species is completely different by its structure, size and habitus from the species of the genus *Triatriopollenites*. Derivatio nominis: according to its foveolate sculpture

Occurrence: sporadical

Botanic appurtenance: unknown

Genus: *Momipites* Wodehouse 1933

Momipites punctatus (R. Pot. 1931) E. Nagy 1969

Pl. XXVII, fig. 13

Exine: thin, two-layered. Ectexine is much thicker than endexine. Structure: intrabaculate. Sculpture: punctate. Pores have a small labrum. Anulus is missing. Atrium is conspicuous. Along the periphery of the pollen grain body are secondary folds.

Occurrence: sporadical in Pliocene

Nagy (1969) supposed these forms were resedimented in Pliocene. I found their sporadical autochthonous occurrences also in Pliocene, particularly in Lower Pannonian.

Botanic appurtenance: unknown

Momipites punctatus (R. Pot. 1931)

Nagy E. 1969; subsp. *punctatus* n. fssp.

Pl. XXVIII, figs 1–6

The pollen grain has almost a round shape. Size: up to 25μ . Exine: intrabaculate with a conspicuous interloculum. Sculpture very conspicuous, punctate or foveolate. Pores are small, without anulus and labrum.

Occurrence: quite frequent in Lower Pliocene

Botanic appurtenance: unknown

Momipites fsp.

Pl. XXVII, figs 14–18

The shape of the pollen grain is round — triangular. Size: 25μ . Exine: smooth, dark. Sculpture granulate; with secondary folds on the body.

Ordo: Salicales

Fam.: Salicaceae

Genus: *Salixipollenites* Srivastava 1966

The morphological genus *Salixipollenites* Srivastava corresponds most probably to the recent genus *Salix*. According to Willis (1966) this genus has

approximately 160 species. I suppose that in younger Pliocene the species of the genus *Salix* were much more frequent in our country than at present.

Salixipollenites verus n. fsp.

Pl. XXVIII, Figs 13–15

Holotypus: Bore-hole B-13 67.10 m

f.61 Nr. of. the cross-table 7/35, 2/109

Locus typicus: Nitra

Stratum typicum: Upper Pliocene — coloured series

Diagnosis: Size 28–30 μ . Shape elongated — oval. Sculpture: reticulate. The mesh: 0,7–1 μ in diameter.

Structure: baculate or clavate.

Among recent pollen of this species no one was resembling our species.

Salixipollenites ulotrichii n. fsp.

Pl. XXVIII, figs 16–19

Holotypus: B-13, 67.10, f. 61. Nr. of. cross-table 0/29/7/113.

Locus typicus: Nitra

Stratum typicum: Pontian coloured series

Diagnosis: Size: 28–30 μ . Shape oval. Exine: thin, baculate. The mesh in large, up to 2 μ in diameter. This and its size are different from the species *S. reticulata*. By its characteristic sculpture it also differs from species described by E. Nagy (1969). In the middle part of the pollen the sculpture has smaller mesh. When compared with recent species, it shows greatest resemblances with the species *Salix ulotricha* Schv. as quoted in the Chinese atlas of pollen (1960). Hegi (1939) in his work *Illustrierte Flora* does not quote the species from Central Europa.

Derivatio nominis: according to its resemblance with the recent species *Salix ulotricha* Schv.

Salixipollenites reticulatus n. fsp.

Pl. XXIX, figs 1–3

Holotypus: B-13, 67.10 m f. 59. Nr. of the cross-table 0.37/2/109

Locus typicus: Nitra

Stratum typicum: Upper Pliocene — coloured series

Derivatio nominis: according by its very conspicuous sculpture, and according by the recent species *Salix reticulata*. It corresponds by the recent species *Salix reticulata*, described by Erdtman (1954).

Occurrence: quite frequent in Upper Pliocene.

Salixipollenites sp. 1

Pl. XXVIII, figs 7–9

The shape of the pollen grain is oval. Size: up to 25μ . Exine is thick, intrabaculate, with a conspicuous intercolulum. The thickness of exine is 2μ . Sculpture: reticulate. The mesh is small: $0,5\mu$.

Occurrence: abundant in younger Pliocene

Botanic appurtenance: *Salix* sp.

Salixipollenites fsp. 2

Pl. XXVIII, figs 10–12

Its baculate exine and conspicuous reticulate sculpture are different from the preceding species.

Occurrence: abundant in Pontian

Botanic appurtenance: perhaps *Salix cinerea* L. according to Kuprianova (1965)

Salixipollenites fsp. 3

Pl. XXIX, figs 4–10

Size: to 30μ . Shape elongated – oval. Its size and shape are different from *S. reticulatus*. Its sculpture is as reticulate as in *S. reticulatus*.

Occurrence: abundant in younger Pliocene

Botanic appurtenance: perhaps *Salix* sp.

Salixipollenites fsp. 4

Pl. XXIX, figs 11–15

It is wider, oval as well as the preceding species. Size: 30μ . Germinal apparatus is formed by 3 colpas and inconspicuous poroides.

Its sculpture is not so conspicuously reticulate as in the preceding species.

Occurrence: abundant in Late Pliocene

Botanic appurtenance: *Salicaceae*

Salixipollenites fsp. 5

Pl. XXIX, fig. 16–18

A tricolpate pollen with reticulate structure, oval. Its length in polar view is about 25μ . The mesh is small, inconspicuous.

Occurrence: Sporadical in Pontian (coloured series).

Botanic appurtenance: perhaps *Salicaceae*

Genus: *Tricolporopollenites* Th. et Pf. 1953

Tricolporopollenites fsp. *microreticulatus* (form 1)

Pl. XXX, figs 6–8

Shape: almost round. Size: 23μ . Exine: two-layered, intrabaculate. Sculpture: reticulate. Pores large, round penetrated by colpas.

Occurrence: Sporadical in Lower Pannonian
Botanic appurtenance: unknown

Tricolporopollenites sp. *microreticulatus* (form 2)

Pl. XXX, figs 9–11

Shape: ellipsoid. Size: 20μ . Exine: two-layered, baculate. Sculpture: reticulate. Pores are conspicuous.

Occurrence: abundant in Pliocene
Botanic appurtenance: unknown

Tricolporopollenites sp. *microreticulatus* (form 3)

Pl. XXX, figs 12–14

Its shape is almost round. In polar view the pores follow the oval contour and run out into projections in the meridional part of the pollen. Thus the diameter of the pollen grain is widened as in *S. reticulatus*.

Occurrence: abundant in Younger Pliocene
Botanic appurtenance: perhaps *Salix* sp.

Tricolporopollenites microreticulatus (form 4) E. Sontag 1966

Pl. XXX, figs 3–5

1966 E. Sontag in *Geologie Jg.* 15. Beih. 54, S. 40, Taf. 61, Fig. 11

Shape: oval. Size: to 23μ . Exine two-or three-layered, baculate. Sculpture: reticulate. Colpas and pores are conspicuous. It is identic with the species depicted by Sontag (1966) who described it as *T. microreticulatus* f. 4.

Occurrence: abundant in Pliocene
Botanic appurtenance: unknown

Tricolporopollenites sp. *microreticulatus* (form 5)

Pl. XXX, figs 15–17

Shape: oval. Size: $26\text{--}32\mu$. Exine thin, two-layered. Structure baculate. Pores $2\text{--}4\mu$. Sculpture: reticulate. It is most resembling to the species depicted by E. Sontag (1966). Tab. 62, fig. 9. The only difference is smaller mesh of our species.

Occurrence: abundant in Upper Pliocene
Botanic appurtenance: unknown

Tricolporopollenites sp. *microreticulatus* (form 6)

Pl. XXIX, figs 19, 20

In equatorial view pores are conspicuous. Structure is clavate, sculpture reticulate.

Occurrence: sporadical in Pliocene
Botanic appurtenance: unknown

Tricolporopollenites sp. *microreticulatus* (form 7).

Pl. XXX, figs 1, 2

A tricolporate pollen grain. Size: 20μ . Structure: baculate. Sculpture: reticulate. The mesh is $0,5-0,7\mu$.

Occurrence: sporadical in Lower Pliocene

Botanic appurtenance: unknown

Tricolporopollenites sp. *microreticulatus* (form 8).

Pl. XXX, figs 18-19

Shape: wide, oval. Exine: more-layered, intrabaculate. Sculpture: fine reticulate. Colpes extended between poles. Pores are round. This species is similar by the species *Tricolporopollenites* sp. *reticulata* (form D) Pl. 61, Fig. 3, Sontag (1966).

Occurrence: abundant

Botanic appurtenance: unknown

Ordo: Ligustrales

Fam.: Oleaceae

Oleaceae

Pl. XXX, figs 20-21

The pollen grain is round. Size: $25-28\mu$. Pollen grain is tricolporate. Structure: baculate or clavate. Sculpture: reticulate. Pores are large round sometimes arranged equatorially sometimes subequatorially.

Occurrence: Sporadical in Lower Pannonian

Botanic appurtenance: perhaps *Fraxinus* sp.

Ordo: Terebinthales

Fam.: Aceraceae

Genus: *Aceripollenites* Nagy E. 1969

Among our material this species has different forms as for size: a) to 27μ *Acer negundo* (Pl. XXXI, fig. 6-7); b) to 36μ *Aceripollenites reticulatus* Nagy E. (1969) (Pl. XXXI, fig. 1, 2, 8, 9); c) to 42μ *Aceripollenites rotundus* Nagy E. (1969). Pl. XXXI, figs 3-5

Nagy (1958) studied in detail the occurrence of this genus in Upper Pannonian around Mátralja. The authoress admits the possibility of species differentiation. She supposes that among her material studied, were also species *Acer* cf. *campestre* L. and *Acer* cf. *platanoides*. Mine is the above division. Perhaps our species *Aceripollenites reticulatus* Nagy E. (1969) will agree with the recent species *Acer campestre*: Its size and shape is similar to that species.

Aceripollenites rotundus Nagy E. (1969)

Pl. XXXI, figs 3–5

A tricolpate pollen grain. Among our species most resembling is the largest form (40μ). Exine is two-layered, baculate. Ectexine and endexine are 2μ thick. Sculpture is reticulate or striate. Its description corresponds to the species *A. rotundus* Nagy E. (1969).

Occurrence: Lower Pliocene — coal series

Ordo: Myrtales

Fam.: *Eleagnaceae*

Genus: *Slowakipollis* W. Kr. 1962

Slowakipollenites hippophaeoides W. Kr. 1962a

Pl. XXXI, figs 10–13

The pollen grain is triangular. Size: 20μ . Our specimen is somewhat smaller than that presented by Krutzsch (1962a). Its structure of germinal apparatus corresponds to the species described.

Occurrence: sporadic in Pliocene.

Botanic appurtenance: according to Pokrovská (1965) ex Krutzsch (1962a) this group belongs to the family *Rhamnaceae*.

Botanic appurtenance: unknown so far

Slowakipollis pliocaenicus n. fsp.

Pl. XXXIII, figs 10–12

Holotypus: Bore-Hole B-25, 32 m, Nr. of cross-table 3/29, 0/113

Locus typicus: Nitra

Stratum typicum: Pliocene-coal series

Diagnosis: Triangular shape. The wall of the exine are convex. Size: 40μ
Exine two-layered, intrabaculate. Sculpture: foveolate. The germinal apparatus is well developed. Pores have a large labrum and a small anulus. The pore is penetrated by a colpa with thickened margins. Its pore structure is different from *Slowakipollis cechovici* W. Kr. 1962a.

Derivatis nominis: According to its occurrence in Pliocene

Occurrence: quite abundant in Upper Pliocene

Botanic appurtenance: perhaps *Eleagnaceae*

Slowakipollis eleagnoides W. Kr. 1962a

Pl. XXXIII, figs 13–15

The pollen grain is triangular. Size: 35μ . Exine: intrabaculate. Sculpture: chagrenate. The pore apparatus is irregularly developed, consisting of a large,

round pore, with a conspicuous colpa. The pollen grain corresponds to the description by Krutzsch (1962). Pl. IV. Fig. 16—19.

Occurrence: quite abundant in Pliocene

Botanic appurtenance: *Eleagnaceae*

Slowakipollis panonicus n. fsp.

Pl. XXXII, figs 1—6

Holotypus: Bore-hole ZM-1 33 m; Nr. of. cross-table 0/41 2/120

Locus typicus: Zlaté Moravce

Stratum typicum: Pontian/ coal series/

Diagnosis: A triangular pollen grain, pores extending into characteristic beak-formed elements. Anulus is very thick. Labrum is well developed. Colpes run over pores about to 1/3 of the body. Exine is two-layered, intrabaculate or smooth. Sculpture is fine-granulate.

It is completely identic with the recent species of *Eleagnus angustifolia*, according to Oszast (1960). The structure of pores and sculpture are different from the species described by Krutzsch (1962 a).

Derivatio nominis: according to a locality in the Pannonian basin in Neogene

Occurrence: Abundant in Pliocene

Botanic appurtenance: perhaps *Eleagnus angustifolia*

Slowakipollis klausii n. fsp.

Pl. XXXIII, figs 7—9

Holotypus: ZM-1 34.5 f. 88 Nr. of cross-table 0/38 1/115

Locus typicus: Zlaté Moravce, ZM-1, 34.5 m

Stratum typicum: Pontian (coal series)

Diagnosis: A porocolpate pollen grain of triangular shape. The contour of pores cover the contour of exine and is narrowed on corners.

The size of pollen is 32μ . in diameter. The pore aperture is narrow. Pores have a small labrum and a small anulus. Colpus extend only to 1/5 of the pollen body. The exine is more-layered, intrabaculate. Sculpture: chagrenate or fine-reticulate.

Derivatio nominis: Derived from the name of W. Klaus who deals with palynology in a geographically related region.

Occurrence: quite abundant in Pliocene

Botanic appurtenance: perhaps *Eleagnaceae*

Slowakipollis cf. *cechovocii* (Pacltová 1958) W. Kr. 1962

Pl. XXXII, figs 7—9

Its conspicuous reticulate structure is different from that of the species *S. eleagnoides* W. Krutzsch (1962a). Pores are round and have a strong

labrum. Its description corresponds to that by Krutzsch (1962, Pl. IV., fig. 24—6). Our species is characterized by more conspicuous sculpture than *S. cechovicii*.

Occurrence: abundant in Pliocene

Botanic appurtenance: *Eleagnaceae*

Slowakipollis fsp. 1

Pl. XXXII, figs 10—12

A triangular pollen grain with concave walls. Size: 28—30 μ . The pollen grain is rounded on the corners. Exine is smooth. Sculpture is reticulate. Pores are narrow forming a long beaklike projection on the pollen grain. Colpes run over the whole pore to 1/3 of the pollen grain body. Probably it is a new species, not described so far. Since the pollen grain is somewhat deformed, the species will not be designated by a new name.

Occurrence: abundant especially in Late Pliocene

Botanic appurtenance: perhaps *Eleagnaceae*

Slowakipollis fsp. 2

Pl. XXXIII, figs 1—3

An irregular triangular pollen grain. Its contour is characterized by a large pore apparatus which is regularly running out forming an labrum in 1/3, as seen on equatorial aspect on the margin of the exine. Its colpa is wide, extending to 1/3 of the pollen grain body. Exine: thin smooth. Sculpture: fine-reticulate. Size: 30 μ .

Occurrence: Sporadical in Pliocene (Pontian), the coal series

Botanic appurtenance: perhaps *Eleagnaceae*

Slowakipollis fsp. 3

Pl. XXXIII, figs 4—6

The pollen grains of the same size as the preceding species, only its pore structure is different. Exine is more layered. Sculpture: reticulate. Pores run out into round projections. Colpes are short, inconspicuous, extending to 1/5 of the pollen body.

Occurrence: sporadical in coal series of Pontian

Botanic appurtenance: perhaps *Eleagnaceae*

Ordo: Terebinthales

Genus: *Polygalacearumpollenites* Nagy E. 1969

Polygalacearumpollenites granulatus n. fsp.

Pl. XXXIV, figs 1, 2

Holotypus: Bore-hole ZM-1 34,0 m. Nr. of cross-table 0,39, 2/117

Locus typicus: Zlaté Moravce ZM-1 34 m

Stratum typicum: Pontian-the coal series

Diagnosis: The shape of the pollen grain is round-oval. Size: 40μ . Exine is two-layered, baculate. Sculpture is coarse-granulate or foveolate. Between poles are numerous colpes; pores being also more numerous. Its size and exine are different from the species described by Nagy (1969). The species *P. mio-canenicus* Nagy E. (1969) is smaller (22μ). Its exine is smooth.

Derivatio nominis: According to sculpture which is conspicuously granulate.

Occurrence: Sporadical in Lower Pannonian.

Botanic appurtenance: Polygalaceae.

Ordo: Hamamelidales

Genus: *Liquidambar-pollenites* Raatz 1937

In our material are two different species according to their size: a larger and a smaller form. The occurrence of the species is not abundant in Pliocene, yet they occur commonly. Potonié, Thomson, Thiergart (1950) quote the genus *Liquidambar* occurring between Upper Oligocene and Pliocene.

Liquidambarpollenites styracifluaeformis Nagy E. 1969

Pl. XXXIV, figs 3, 4

The shape of the pollen grain is round. Size: $38-45\mu$. By its numerous pores it corresponds the description by Nagy (1968). The pores are round, $4-5\mu$ in diameter.

Occurrence: Sporadical in Pliocene.

Botanic appurtenance: According to Kuprianova (1960) this species corresponds to *Liquidambar* cf. *orientalis* Mill.

Liquidambarpollenites carpaticus n. fsp.

Pl. XXXIV, figs 5-6

Holotypus: Bore-hole RH-8 15,5 m.f. Nr. of cross-table 0,32, 2/112

Locus typicus: Zlaté Moravce

Stratum typicum: The Pontian coloured series

Diagnosis: The shape of the pollen grain is round. Size: 30μ Exine: baculate, thin. Sculpture is very conspicuous granulate. Pores are larger than in *L. styracifluaeformis* Nagy (1968): $6-8\mu$. By the size of the pollen grain body and by the size of pores they differ from the species described by Nagy (1969). Derivatio nominis: according to an area in the West Carpathians. Botanic appurtenance: According by a comparison with the recent species (Kuprianova 1960) it corresponds by the species *Liquidambar thetidae*.

Liquidambarpollenites fsp.

Pl. XXXIV, fig. 7

A very small pollen grain of the genus *Liquidambar*. It is only 30μ in diameter. Its exine is baculate; sculpture reticulate. All over the pollen grain body pores are comparatively large.

Occurrence: Sporadical in Lower Pannonian.

Botanic appurtenance: *Liquidambar* sp.

Ordo: Caryophyllales

Fam.: Caryophyllaceae

Genus: *Caryophyllidites* Couper, 1960

Caryophyllidites fsp. 1

Pl. XXXIV, figs 8–10

The shape of the pollen grain is round. Size: 35μ . Exine thick, three-layered, intrabaculate. Sculpture: reticulate. Pores all over the body are $5-6\mu$ in aver. Its size and pore structure differs from that of the species described by Nagy (1969). Our specimen resembles the species described and depicted by Stuchlik (1964, Pl. XIII, figs 15–16).

Caryophyllidites fsp. 2

Pl. XXXV, figs 1, 2

The shape of the pollen grain is round. Size: 38μ . Its exine is thick, smooth waved. Sculpture: reticulate. Pores are smaller, only $3-4\mu$ in diameter. According to its morphological structure it belongs to the family *Coryphillaceae*.

Occurrence: Sporadical in Late Pliocene, the coloured series

Botanic appurtenance: Caryophyllaceae

Ordo: Fagales

Genus: *Faguspollenites* Raatz 1937

The genus *Fagus* occurs in two morphologically different species among our material. Differences are in the size of the pollen body and in the size of pores. A common characteristics is in structure which is granulate or chagrenate, and colpas penetrating through pores. Some species are smaller, 40μ in diameter, the larger form exceeding 50μ . Nagy (1958) found the genus very rare in Upper Pannonian in the region of Mátraalja in Hungary. She distinguishes two types as well as we in our material. The larger type resembles the species *Fagus silvatica* L., the smaller is resembling *Fagus ferruginea* (Hoffmann). Thomson (1950) distinguishes *F. silvaticoid*-type and *F. ferrugineoid* — type from the recent names.

Faguspollenites fsp. forma minor

Pl. XXXV, figs 3—5

A tricolpate pollen grain of intrabaculate structure has the size to 40μ . By its size it resembles the species *Fagus japonica* Maxim. The description of this species is identic with that by Kuprianova (1965). Other species have pores wider than those concerning *Fagus japonica* Maxim. No individual description, neither depiction was at my disposal, so I cannot use any recent species name for any of my species. Occurrence: Abundant in Pliocene

Faguspollenites fsp. forma maior

Pl. XXXV, figs 6—11

Pollen grain of the size to $50—52\mu$ are round, in polar view wide — ellipsoid; perhaps secondary suppressed. Exine: thick intrabaculate. Sculpture: chagrenate. A comparison with recent species shows that it is probably the species *F. silcatica* L.

Occurrence: abundant in Pliocene, particularly in Lower Pannonian and Pontian. Botanic appurtenance: perhaps *Fagus sylvatica* Pf. et Th. 1953

Genus: *Tricolporopollenites* Pf. et Th. 1953

Tricolporopollenites cingulum (R. Pot. 1931) Th. et Pf. 1953

The species occurs quite frequently among subspecies. I have examined the division according to Thomson et Pflug (1953), since their systematic-morphological division of the group is most detailed.

Tricolporopollenites cingulum (R. Pot. 1931)

Th. et Pf. 1953 subspecies oviformis (R. Pot.) Pf. et Th. 1953

Pl. XXXVI, figs 1—16

The species typical by its shape and size. Its shape is rounded, oval, its size is $16—18\mu$. Exine is rather thick, two-layered, smooth or fine intragranulate. Sculpture is very fine-granulate. Pores are about 2μ . Colpes are rather strong. According to Kuprianova (1965) the species is resembling *Castanea crenata* Sieb. et Zucc. It is constant, but not too frequent in Pliocene.

Occurrence: Lower Pannonian

Tricolporopollenites cingulum (R. Pot. 1931)

Th. et Pf. 1953 subsp. pusillus (R. Pot.) Pf. et Th. 1953

Pl. XXXVI, figs 17—18

The size of the pollen grain is to 22μ . Its description korresponds to subsp. pusillus as quoted by Pflug et. Thomson (1953).

Occurrence: permanent all over the Pliocene

Botanic appurtenance: *Castanea* sp.

Tricolporopollenites cingulum (R. Pot. 1931)
Pf. et Th. 1953—subspecies *fusus* (R. Pot.) Pf. et Th. 1953

Pl. XXXVI, fig. 19

Its shape is oval or ellipsoid. Size: 28μ . Exine: more-layered, intrarugulate. Pores are oval. Colpes are conspicuous, extending between poles.

Occurrence: very rare in our pliocene material. It is resedimented from the older Tertiary sediments.

Botanic appurtenance: perhaps *Castanea* sp.

Tricolporopollenites cingulum brühlensis
(Thomson 1950). Romanovič 1961.

Pl. XXXVI, figs 20—21

A very small tricolporate pollen grain of $16-17\mu$ size. Shape: round-oval. Its shape and structure are different from the typical species *T. cingulum oviformis*. Exine: comparatively thick, sculpture chagrenate or reticulate. Exine: intrabaculate. It is mostly resembling to the species described by Romanovic (1961). According to Thomson et Pflug (1953) this artificial species belongs to the family *Cyrtaceae* — as a component of the *Taxodiaceae* — *Nyssaceae* moor. Its sporadical occurrence among our material could also indicate its appurtenance to miocene association rather than to Pliocene. Occurrence: sporadical. Perhaps it is a resedimented pollen grain from Early Miocene. Botanic appurtenance: perhaps *Cyrtilla*

Genus: *Quercoidites* R. Pot. 1951
Quercoidites fsp. 1 (cf. *sessiliflora*)

Pl. XXXVI, figs 22—24

Size: 32μ . Exine: thin, two-layered. Sculpture: granulate. Occurrence: quite frequent all over Pliocene, especially in Pontian (the coal series). A comparison with the description of the recent species of Erdtman (1954), shows that our specimen belongs to *Quercus sessiliflora*.

Quercoidites fsp. 2
Pl. XXXVI, figs 25—26

A pollen grain of more round shape than previous species. Size: 25μ . Exine: thin. Ectexine and endexine together are approx. $1,5\mu$ thick. Structure: baculate, sculpture: conspicuously granulate. Three narrow conspicuous colpas are observable on the pollen grain.

Occurrence: Sporadical in Pliocene — Lower Pannonian

Botanic appurtenance: *Quercus* sp.

Quercus cf. robur
Pl. XXXVII, figs 1-7

Size: 22 μ . Its shape is round. Exine: thin, fine granulate. A comparison with recent species described by Erdtman (1954) indicates that it may be *Quercus robur*.

Occurrence: quite frequent in Pliocene material

Quercus cf. ilex
Pl. XXXVII, fig. 8, 9

The pollen grain is tricolpate, round; it is slightly triangular in equatorial view. Size: 32 μ . Exine: two-layered, baculate. Sculpture: chagrenate. A comparison with recent species showed most resemblances with *Quercus ilex*. L. It was also compared with the description and depiction by Kuprianova (1965) — it is perhaps the above species. Our specimen is, however, somewhat larger as that by Kuprianova.

Occurrence: sporadical in Pliocene — the coloured series.

Quercoidites henrici (R. Pot. 1931). R. Pot. et Thoms. 1950
Pl. XXXVII, figs 10-13

Ellipsoid shape. Size: 30-32 μ . Exine: two-layered, baculate. Sculpture: granulate.

Occurrence: sporadical in Lower Pliocene; perhaps resedimented from early Miocene.

Botanic appurtenance: *Quercus* sp.

Genus: *Tricolpopollenites* Pf. et Th. 1953

This genus is very frequent in Pliocene material. Many species could not, however, be determined neither according to morphological nor natural system, therefore only numerical order of the species is presented. Thus the heaping new-described species is avoided.

Tricolpopollenites liblarensis (Thomson 1950) Th. et Pf. 1953
Pl. XXXVIII, figs 16, 17

A tricolpate pollen grain, size: 21 μ . Exine is smooth. Sculpture granulate. Its description corresponds to the species of Thomson et Pflug (1953).

Occurrence: sporadical in Pliocene

Botanic appurtenance: perhaps *Laeguminosae*

Tricolpopollenites nigricans n. fsp.
Pl. XXXVII, figs 22, 23

Holotypus: Bore-hole B-25 32 m; Nr. of cross-table 3/110 5/49

Locus typicus: Nitra

Stratum typicum: Pontian — the coal series.

Description: Round-oval shape. Size: 35μ . Exine thick, two-layered. It is smooth or intrabaculate. Sculpture reticulate. Between poles conspicuous colpes without pores extend. The colpes are wide, thickened. According to the morphological description of the species of this group the specimen cannot be included among the known morphological species. Derivatio nominis: According to its dark exine and conspicuous dark colpes of the pollen grain
Occurrence: sporadic in Upper Pliocene
Botanic appurtenance: unknown

Tricolpopollenites nagy n. fsp.

Pl. XXXVIII, figs 9–13

Holotypus: B-13 6–6, 10 f.64; Nr. of cross-table 0,39, 2/112

Locus typicus: Nitra

Stratum typicum: Pontian, the coloured series

Diagnosis: A tricolpate pollen grain. Size: 21μ . Exine is very thick (4μ), intrabaculate. Sculpture is very fine reticulate. Its aspect resembles that of the genus *Quercus*, or of some species from the family *Cupuliferae*. The thickness of exine is different. Sculpture resembling the genus *Corylopsis*. Other important systematic characteristics mainly the thickness of exine are, however, different.

Derivatio nominis: after E. Nagy who dealt with a very rich Miocene pollen material from Hungary

Occurrence: Sporadic

Botanic appurtenance: perhaps *Cupuliferae*

Tricolpopollenites fsp. 1

Pl. XXXVII, figs 14–18

The pollen grains of oval shape, somewhat narrowed towards the poles. Colpes are conspicuous-thick. Size 28μ . Exine: thin, smooth. Sculpture: fine granulate.

Occurrence: rather abundant in Pliocene — the coal series

Botanic appurtenance: perhaps *Cupuliferae*

Tricolpopollenite fsp. 2

Pl. XXXVII, figs 19–21

A pollen grain of oval shape narrowed on poles. Size: 28μ . Structure: intrabaculate. Sculpture: reticulate or striate

Occurrence: quite frequent

Botanic appurtenance: perhaps *Acer campestre* according to a comparison with the recent species of the genus *Acer* by Erdtman (1954)

Differences between our specimen and *Acer campestre* lies especially in size. While Erdtman (1954) quotes the size 57μ , our specimen is only 30μ in diameter.

Tricolpopollenites fsp. 3

Pl. XXXVIII, figs 1–3

A small, round, tricolpate pollen grain. Size: to 15μ . Exine: very fine baculate. Sculpture reticulate. After a comparison with Erdtman (1954) our specimen may be included in the family *Hammamelidaceae*, genus *Hammamelis*.

Occurrence: sporadic in Pliocene — particularly in the Kolárovo formation. After Erdtman (1954) it could be the species *Hammamelis virginiana* L.

Tricolpopollenites fsp. 4

Pl. XXXVIII, figs 4, 5

A tricolpate pollen grain with a slightly waved or chagrenate exine. Size: 25μ . Sculpture: chagrenate — reticulate

Occurrence: Sporadic in Pliocene, especially in coloured series.

Botanic appurtenance: unknown, perhaps *Cupuliferae*

Tricolpopollenites fsp. 5

Pl. XXXVIII, figs 6–8

A tricolpate pollen grain. In polar view it is elongated-oval. Size: 36μ . Pollen grain-tricolpat. Exine is smooth. Sculpture: chagrenate.

Occurrence: sporadic in Pliocene; especially in the Pontian coloured series

Botanic appurtenance: unknown

Tricolpopollenites fsp. 6

Pl. XXXVIII, figs 14, 15

The pollen grain is of oval shape, rounded on poles. Size: 32μ Exine is more-layered, intrabaculate, colpes are very thickened.

Sculpture: fine — foveolate.

Occurrence: sporadic in Upper Pliocene.

Tricolpopollenites fsp. 7

Pl. XXXVIII, figs 18–20

Its shape is oval, almost round. Size: 28μ . Exine: smooth, baculate. Sculpture: reticulate. Our specimen belongs perhaps the genus *Acer*, especially because of its elongated mesh.

Occurrence: quite frequent in Pontian

Botanic appurtenance: perhaps *Acer* sp.

Tricolpopollenites fsp. 8

Pl. XXXIX, figs 1-3

A large, round, tricolpate pollen grain. Size: 40μ . Exine smooth, two-layered. Ectexine is equally thick as endexine. Sculpture is chagrenate, in some places passing into elongated reticulate sculpture reminding of the exine of the genus *Acer*. Its shape, and the structure of the whole body are, however, different.

Occurrence: sporadical in Pliocene

Botanic appurtenance: unknown

Genus: *Tricolporopollenites* Pf. et Th. 1953

Tricolporopollenites asper Th. et Pf. 1953. W. Kr. 1960

Pl. XXXIX, figs 4-6

Size: 32μ . Ellipsoid shape. Exine: two-layered, intrabaculate. Sculpture: granulate. It corresponds to the description by Thomson et Pflug (1953).

Occurrence: frequent in Pliocene

Botanic appurtenance: *Cupuliferae*

Tricolporopollenites microhenrici (R. Pot, 1931) W. Kr. 1960

Pl. XXXVIII, figs 21-23

Its shape is round-oval. Size: 35μ . Exine: two-layered, intrabaculate. Sculpture: granulate. Pollen grain tricolpate with wide colpas.

Occurrence: rare

Botanic appurtenance: *Cupuliferae*

Pollenites laesus R. Pot. 1934

Pl. XXXIX, figs 7, 8

A tricolpate pollen grain. In polar view it is 38μ , in equatorial 28μ . Exine: thin: intrabaculate. Sculpture: granulate. In equatorial view dark folds are observable around colpes.

Occurrence: sporadical in the material examined

Genus: *Nyssapollenites* Thiergart 1938

Nyssapollenites kruschi R. Pot. 1934 subsp. *accessorius* (R. Pot. 1934) n. c.

Pl. XXXIX, figs 9-10

1934 *Pollenites kruschi accessorius* R. Pot. 1934 (Tab. 6, fig. 9.)

Pollen grains of this species are round. Size: $24-45\mu$. Exine is thin, two-layered, intrabaculate. Sculpture: conspicuous, fine-granulate. Colpes surround, round pores. It corresponds by the species *Tricolporopollenites kruschi* R. Pot., 1934 subsp. *accessorius* R. Pot., 1934.

Occurrence: sporadical in Pliocene

Botanic appurtenance: *Nyssaceae*

Nyssapollenites kruschi R. Pot., 1934,
ssp. *analepticus* R. Pot., 1934.)

Nagy E., 1969

Pl. XXXIX, figs 11, 12

The size of the pollen grain is 30—35 μ . Exine is two-layered, baculate. Sculpture: granulate. It is somewhat finer-granulate than subsp. *pseudolaesus*, and also smaller. Pores are round. Colpes surround pores.

Occurrence: quite frequent in Lower Pannonian

Botanic appurtenance: *Nyssaceae*

Tricolporopollenites slovakensis n. fsp.

Pl. XL, figs 1, 2

Holotypus: bore-hole B-13; Nr. of cross table 6/10, 1/101 Bratislava Geol. institute D. Š.

Locus typicus: Nitra

Stratum typicum: Upper Pliocene — Pontian (coloured series). Diagnosis: A pollen grain of ellipsoid shape in polar section; rounded on poles. Exine is 6 μ . thick; consisting of ektexine, mesoexine and endexine Structure: conspicuous intrabaculate. The pollen grain is tricolporate. Pores are long 6 μ in diameter; comparatively narrow. Colpes are thick. A comparison with the species of the genus *Tricolporopollenites* described shows that its size is similar to the species *Tricolporopollenites edmundi* R. Pot. The thicknesses of exine and of colpes are however, different. When compared with recent species of the genus *Centaurea* it showed some resemblances with this species. Our pollen grain is however, different from species of the genus *Centaurea* by germinar apparatus and by size.

Derivatio nominis: According to Slovakia

Occurrence: sporadic in Late Pliocene

Botanic appurtenance: unknown

Genus: *Rhoipites* Wodehouse 1933

Rhoipites pseudocingulum (R. Pot. 1933) R. Pot. 1960

Pl. XL, figs 3—10

The pollen grains have the size of 38—42 μ . Their shape is ellipsoid or oval, somewhat widened in its meridional part. Exine is two-layered, intrabaculate. Sculpture: granulate till reticulate.

Occurrence: abundant all over Pliocene

Botanic appurtenance: *Rhus* sp. according to data in literature

Three subgroups of the group of *Rhus* type are distinguished by Krep (1950): 1. *Ptelea*, with a smooth exine, 2. *Rhus* with a coarse exine, 3. *Phel-*

Iodendron with a very coarse exine. According to this division our species belong most probably to the *Rhus* subgroup. Nagy (1958) found this species from Hungarian Upper Pannonian.

Ordo: Cornales

Fam.: Cornaceae

Genus: *Araliaceoipollenites* R. Pot., 1951

Araliaceoipollenites edmundi (R. Pot., 1931) R. Pot., 1960

Pl. XL, figs 11, 12

The shape of the pollen grain is ellipsoid or spheroid. Size: 35μ . Exine is three-layered. Sculpture is granulate or reticulate. Pores are large: to 6μ in diameter.

Occurrence: quite abundant in Pliocene

Botanic appurtenance: perhaps Araliaceae

Note: The pollen grains of this species were compared with the species quoted by Mamezar (1962) from Poland: and may be compared with the species under the denomination *Pollenites edmundi* R. Pot. (1931).

Genus: *Cornus* L.

Cornus sp.

Pl. XLI, figs 1—5

Large, tricolpate pollen grains. Size: $50-60\mu$. Exine: thick, baculate. Sculpture: granulate or reticulate. Pores are large, round.

The smaller form resembles the species *Cornus amomum* Mill. (Pl. LXI, figs 1,2). The larger one is similar to *Cornus sanguinea* L. Both our species differ by the thickness of exines from these recent species.

Occurrence: quite frequent in Pliocene — the coloured series

Ordo: Rhamnales

Genus: *Tricolporopollenites* Pf. et Th., 1953

Tricolporopollenites marcodurensis Pf. et Th., 1953;

subsp. *baculoferus* n. fsp.

Pl. XL, figs 13, 14

Its shape is oval. Size: 40μ . Exine is more-layered, baculate. The height of bacules are $1,5\mu$. Sculpture is reticulate. Pores are round, $3-4\mu$ in diameter. Its structure of the exine and the length of bacules are different from the preceding species.

Occurrence: quite frequent in Lower Pannonian

Botanic appurtenance: perhaps *Parthenocissus*, or *Cissus*

Rhamnaceae

Pl. XLIV, fig. 10

A tricolporate pollen grains. Size: 16μ . Exine: more-layered, intrabaculate. Pores are round. Sculpture is fine — granulate. The pollen grain resembles to the species *Canonina* L. described by Selling (1946). Its morphology resembles the species *Tricolporopollenites megaexactus* R. Pot.

Occurrence: frequent in Pliocene

Ordo: *Celastrales*

Fam.: *Aquifoliaceae*

Genus: *Ilexpollenites* (Thierg., 1938) R. Pot., 1960

Among our Pliocene material the genera of this family comprise more species- Pollen grains differ by their size and by the thickness of clavate structure.

The systematic division of the species was done according to Potonié (1960); as also presented by Thomson and Pflug (1953).

Nagy (1958) found the genus infrequent in Upper Pannonian.

Klaus (1950) found *Ilex-poll. margaritatus* R. Pot. from Neufeld material. Thomson (1950) considers the Pliocene species as *Ilex aquifolia* L.

Among our material this genus has several species and occurs constantly also in the Latest Pliocene.

Ilexpollenites cf. margaritatus (R. Pot., 1931) R. Pot., 1960.

Pl. XLI, figs 6—7

A pollen grain of the size of 40μ . Exine: clavate. Claves are approx. $1,5\mu$ high. They are thin, with a small head. Ornamentation is the same all over the pollen grain.

Occurrence: Sporadical in Pliocene

Botanic appurtenance: *Aquifoliaceae*, perhaps *Ilex* sp.

Ilexpollenites propinguus (R. Pot., 1934) R. Pot., 1960

Pl. XLI, figs 8—10

Size: 26μ . Shape: round. Claves are small, elongated. Sculpture: reticulate, equally arranged.

Occurrence: quite frequent in Pliocene

Botanic appurtenance: perhaps *Ilex* according to Nagy (1969) it is similar by the species *Ilex quercifolia* Meerb.

Ilexpollenites iliacus (R. Pot., 1931) R. Pot., 1960 subsp. minor n. fsp.

Pl. XLII, figs. 1

The shape of the pollen grain is round on equatorial view. Size: 22μ . Its size and thinner claws differ from the species *Tricolporopollenites iliacus*

(R. Pot.), Pf. et Th. 1953. It is however, similar to *T. iliacus* subsp. b. (Pl. 57, fig. 2 b), depicted by Sontag (1966). Only its size is different again: it is much smaller than that described by Sontag (1966), exceeding 30μ .

Occurrence: Sporadical in Lower Pannonian

Botanic appurtenance: perhaps *Ilex* sp.

Ilexpollenites cf. *iliacus* (R. Pot., 1931) R. Pot., 1960

Pl. XLI, fig. 11–12

Its shape is oval. Size: 42μ . Structure: clavate. Claves are thin, elongated to $1-1,5\mu$. The thickness of claves is different from *Ilexpollenites iliacus*. While the claves of the species *Ilexpollenites iliacus* are thick, round, in our species are thinner.

Occurrence: sporadical

Botanic appurtenance: perhaps *Aquifoliaceae*

Ilexpollenites fsp.

Pl. XLII, figs 2–6

Tricolporate pollen grains with a typical clavate sculpture. Claves are high 2μ . On the thin stalks are spheroid wide claves. Sculpture is reticulate. Toward the middle of the pollen grain body the mesh is getting smaller.

Occurrence: abundant in Pliocene- Lower Pannonian

Botanic appurtenance: *Ilex* sp.

Ordo: Centrospermae

Fam.: *Chenopodiaceae*

Genus: *Chenopodipollenites* W. Kr. 1966

Chenopodipollenites multiplex (Weyl. et Pf., 1957)

Pl. XLIII, figs 1, 2

The shape of the pollen grain is round, with an irregular exine. Size: 27μ . Ectexine is baculate. Sculpture around pores is reticulate. Pores are numerous et small. Pollen grains of this type occur in the whole Pliocene in some places very abundantly.

Botanic appurtenance: *Chenopodiaceae*

When compared with recent species according to Erdtman (1954), our species belongs to the genus *Chenopodium*.

Periporopollenites nigricans n. fsp.

Pl. XLIII, figs 4–6

Holotypus: bore-hole ZM-1 34,5 f; Nr. of cross table 0/38 2/114

Locus typicus: Zlaté Moravce

Stratum typicum: Pontian (coal series)

Diagnosis: A spheroid pollen grain .Size: 30μ . Exine: dark, thin, two-layered, waved around peripheral pores. Sculpture: chagrenate. All over the pollen grain body are numerous pores of 1μ . The whole exine is brown. Some of its morphological characteristics resemble the family *Chenopodiaceae*, still there are some differences because of which the species cannot be ordered to *Chenopodiaceae*.

Derivatio nominis: According by the dark exine

Occurrence: sporadical

Botanic appurtenance: unknown

Chenopodipollenites fsp. 1

Pl. XLII, figs 7—19

The size of the pollen grain: to 20μ . Exine is comparatively thick, two-layered. Ektexine is smooth endexine -chagrenate. Sculpture: reticulate around numerous small pores.

Occurrence: in some places very frequent in Pliocene

Botanic appurtenance: Species of the family *Chenopodiaceae*

Some of these may be compared with the genus *Atriplex* sp. (The Chinese Atlas 1960). Other (XLII. 14—15) may be compared with the genus *Chenopodium* according to Erdtman (1954).

Chenopodipollenites fsp. 2

Pl. XLIII, fig. 3

A spheroid pollen grain with some conspicuous pores on its surface. It is resembling the recent genus *Arenaria* when compared with those included the Chines Atlas (1960).

Occurrence: Quite frequent in Late Pliocene.

Ordo: Lamiales

Fam.: Labiate

Labiate 1.

Pl. XLIII, figs 7—13

The size of the pollen grain is $35-45\mu$. In polar view it is oval, rounded on poles, triangular in equatorial view. Exine is $2-2,5\mu$ thick; intrabaculate. Sculpture: reticulate. Pollen grains are mostly 3 colpate with equal mesocolpia. A comparison with the pollen of the family described by Sellig (1946) indicates that it may be the genus *Phyllostegia* Benth. It si most resembling the species *Phyllostegia glabra* (Goud.) Benth. Its size is, however, different: our specimen is samewhat smaller.

Occurrence: sporadical in Pliocene — Lower Pannonian

Botanic appurtenance: perhaps *Phyllostegia* cf. *glabra*

Labiatae 2.

Pl. XLIV, figs 7—9

A tricolpate pollen grain; triangular in equatorial view. Exine is thin, baculate. Size: 30μ . Sculpture is reticulate.
Occurrence: quite frequent in Late Pliocene.

cf. *Labiatae*

Pl. XLIV, figs 1—6

In addition to the above species still two types are included in this family:
1. (Pl. XLIV, figs 1—4) pollen of a similar structure, only smaller — 32μ in diameter. Exine is thick; sculpture is the same as in the previous species (Pl. XLIII, figs 7—13). Different in our specimen is colpa forming a loop. Sculpture is reticulate.

Occurrence: constant most frequent in the coloured series.

2. (Pl. XLIV, figs 5, 6). A pollen grain with pores. Exine is very thick, two-layered (4—5a). Sculpture is reticulate — as in the preceding type.

Occurrence: sporadic

Botanic appurtenance: perhaps *Labiatae*

Ordo: *Asterales*

Fam.: *Asteraceae*

Genus: *Compositoipollenites* R. Pot., 1951

Compositoipollenites cirsioides n. fsp.

Pl. XLIV, figs 11—14

Holotypus: Bore-hole B-13 6-6, 10 m; Nr. of cross-table/420/111 Bratislava Geol. Inst. D. Š.

Locus typicus: Nitra

Stratum typicum: Pont (coloured series)

Diagnosis: A round pollen grain Size: 52μ . This species belongs to tricolpate pollen. It is triangular from equatorial view. Exine is more-layered. On the margins the exine is provided with dentate elements which are conspicuously granulate. Sculpture is coarse-papillate; around papilles it is striate-reticulate. A comparison with recent species of the genus *Cirsium* showed some resemblances with the species *Cirsium rivulare* (Jacq.) Lk.

Derivatio nominis: From the genus name according to the natural system, comprising also our specimen.

Occurrence: in the Latest Pliocene — Rumanian

Liguliflorae

Compositoipollenites fsp. 1

Pl. XLV, figs 1-3, 6, 9

A round pollen grain. Size: to 32μ . It has numerous spinae on the whole surface. The spinae are $5-6\mu$ long. Exine is inconspicuously differentiated.

Sculpture: reticulate

Occurrence: abundant in Pliocene, Pontian (the coal series)

Botanic appurtenance: Some of our specimens are resembling the recent species of the genus *Taraxacum*

Compositoipollenites fsp. 2

Pl. XLVI, fig. 6

Shape round. Size: 32μ . Exine 4μ thick. Ectexine is fine-reticulate. Spiculae are $3-4\mu$ long.

Occurrence: quite abundant

Compositoipollenites fsp. 3

Pl. XLVI, figs 9-10

A pollen grain of the family *Asteraceae*. A comparison with recent species is insufficient for more precise ordering. Size: 25μ . In the middle part of the body are large spinae extending out of the body contour to $4-5\mu$. Sculpture around spinae is reticulate.

Occurrence: abundant in the whole Pliocene

Botanic appurtenance: unknown

Compositoipollenites fsp. 4

Pl. XLVI, figs 7-8

A tricolporate pollen grain of round — oval shape. Size: 38μ . Tegillum is baculate with spinae. Sculpture: reticulate, with a very small mesh. Colpes are thick. Pores: to 6μ .

Occurrence: abundant in Pliocene

Botanic appurtenance: unknown

Tubifloridites (Cookson, 1947) R. Pot., 1960

Tubifloridites fsp. 1

Pl. XLV, figs 10-12; pl. XLVI, figs 1-5

A tricolporate pollen grain. Spiculae are granulate; as long as wide ($2-3\mu$). Sculpture: reticulate. In equatorial view the pollen grain is round, with conspicuous pores and colpes.

Occurrence: abundant in Pliocene (the coloured series)

Tubifloridites fsp. 2

Pl. XLV, figs 4, 5, 7, 8

A tricolporate pollen grain of the family *Asteraceae*, *Tubiflorae* group. Spinae are conspicuous, with baculoferous structure. Sculpture of the pollen grain body is reticulate. After a comparison with recent species of the genus *Bidens*, our specimen may be included in this genus.

Arctotis *typus*

Pl. XLVI, figs 11, 12

A pollen grain of the family *Asteraceae*. Shape: spheroid. Size: 28–30 μ in average. Exine: 4–5 μ thick, with spinae narrowed at ends. A comparison with the species of the *Arctotis* type as described by Stix (1960) showed differences in the density of spinae: The structure of exine is the same, with large conspicuously confined spinae. The structure around spinae is reticulate.

Centaurea fsp.

Pl. XLVII, figs 1–7

Shape: oval, narrowed. Size: 42 μ . A tricolporate pollen grain. Tegillum is intrabaculate. Exine is fine — dentated. Sculpture: reticulate. Colpes are thickened. Pores: to 6 μ .

Occurrence: abundant in Upper Pliocene. Our species may be included in the genus *Centaurea* when compared with Stix's (1960) descriptions.

Genus: *Artemisiapollenites* Nagy E., 1969

Artemisiapollenites fsp.

Pl. XLVIII, figs 8–10

A tricolporate pollen grain. Size: 30–35 μ . Exine is baculate; sculpture reticulate with folds. Our specimen is larger than *A. sellularis* Nagy E. (1969).

Occurrence: abundant in Pliocene.

Botanic appurtenance: *Artemisia* sp.

Ordo: *Ericales*

Fam.: *Ericaceae*

Genus: *Ericipites* Wodehouse 1933

Ericipites fsp.

Pl. XLVIII, figs 1–10; pl. XLVII, figs 11–14

The group comprises three morphologically different types of various sizes. These pollen are tetrad arranged, mostly with smooth exines. Sculpture: fine-granulate, or smooth. The larger forms are to 28 μ , the smaller — to 20–22 μ in average. The largest species is 38 μ .

Occurrence: abundant in Pliocene, especially in Pontian coal series

A comparison with recent pollen of the families *Ericaceae* and *Vacciniaceae* indicates that the majority of our specimens belong to the genus *Erica*, others to *Vaccinium*. The smaller types of tetrads correspond to the species *E. arborea* and *E. carnea* (Pl. XLVIII, figs 6–8). Some species are pressed and difficult to compare with descriptions of recent species. The pollen grain on Pl. XLVIII, figs 9, 10 is perhaps a species of the genus *Vaccinium*.

Ordo: Umbeliferales

Fam.: Umbelliferae

Umbelliferae

Pl. XLVIII, figs 11–20

This family is very frequent in Pliocene material. Most frequent is in the Latest Pliocene. Although the basal structure of all our species is the same, still they belong at least to two genera. When compared with the palynological examination of mediterranean genera of the family *Umbelliferae* by Cerceau (1959), some of them show resemblances with the recent genera *Caucalis* or *Torilis*. Wider, oval pollen grains with reticulate structure (Fig. 6–8) resemble species of the genus *Caucalis*, while those with a more conspicuous reticulate structure, pressed in their meridional part, resemble the genus *Torilis*. Their length does not exceed 30μ in any case.

Occurrence: very abundant in the Latest Pliocene

Ordo: Rubiales

Fam.: *Dypsacaceae*

Genus: *Succisa*

Succisa sp.

Pl. XLIX, fig. 1

A tricolpate spheroid pollen grain. Size: 85μ . Exine: thick, baculate or echinate. With characteristic small spinae on its periphery. Nagy (1969) described this pollen grain as *Scabiosae*-pollenites *minimospinosus* Nagy (1969) from Lower Pannonian. Our specimen is smaller. It is ordered to the genus *Succisa* Neck.

Occurrence: sporadical in Pliocene

Ordo: Cucurbitales

cf. *Cucurbitaceae*

Pl. XLX, fig. 2

A spheroid pollen grain. Exine: two-layered; with long thorn-like elements running out of the whole body. The elements are $7-8\mu$ long. Size: 40μ in average.

Occurrence: sporadical in Upper Pliocene

Its thorn-like elements represent a difference from the family *Malvaceae* and a similarity with the family *Cucurbitaceae*.

Ordo: Myrtales

Fam.: *Oenotheraceae*

Genus: *Jussiaepollenites* (Traverse 1955) Nagy E. 1969

Jussiaepollenites champlainensis (Traverse 1955) Nagy E. 1969

Pl. XLIX, fig. 3

Formerly it was presented as *Pollenites oculus noctis* Thiergart (1940).
In our Pliocene sediments it is quite frequent.
Botanic appurtenance: *Oenotheraceae*

Incertae sedis

Pl. XLIX, figs 4, 5

A spheroid pollen grain. Size: 15μ . Exine is comparatively thick, two-layered, with conspicuous intercolium. Long echinatae elements run out of the whole body. These elements are structurally formed: each echina consists of several small parts. No similar type of pollen grain was found in available literature. Perhaps it is a water-plant, only its systematic position cannot be determined according to the pollen grain.
Occurrence: sporadic in Pliocene, mainly in the coal series.
Botanic appurtenance: unknown

Ordo: Magnoliales

Fam.: *Magnoliaceae*

Genus: *Magnoliaepollenites* Nagy, 1969

Magnoliaepollenites fsp.

Pl. XLIX, figs. 6-8.

Shape: oval. Size: 65μ . One colpe extends between poles. Exine: smooth.
Sculpture: coarse — granulate.
Occurrence: sporadic in the whole Pliocene.
Botanic appurtenance: perhaps *Magnolia* sp.

Classis: *Monocotyledonae*

Ordo: Liliales

Fam.: *Liliaceae*

cf. *Liliaceae*

Pl. L, figs 1-5

Monosulcate pollen grains. Size: about 55μ . Structure: smooth. Sculpture: sometimes fine-punctate.
Occurrence: frequent in Pliocene

Monocolpopollenites fsp. 1

Pl. L, figs 6, 7

An oval monocolpate pollen grain; 40μ long in average. Sculpture: chagrenate.

Occurrence: quite frequent in Pliocene; (the coal series)

Botanic appurtenance: unknown

Monocolpopollenites fsp. 2

Pl. L, fig. 8.

A monocolpate pollen grain. Size: 42μ Shape: oval. Structure: baculate
Sculpture: dense-foveolate.

Occurrence: in Lower Pannonian

Botanic appurtenance: unknown

Ordo: Poales

Fam.: Graminae

Genus: *Graminidites* (Cookson 1947) R. Pot., 1960

Graminidites media (Cookson 1947) R. Pot., 1960

Pl. L, fig. 9

Monoporate pollen grains; irregularly rounded. Size: to 32μ . Exine is thin; with numerous folds on the pollen grain body. Pore is large (45μ), with a thick fringe. Sculpture: fine-granulate.

Occurrence: abundant in Pliocene

Graminidites fsp.

Pl. L, fig. 10

Round pollen grains, with large secondary folds. Size: $45-52\mu$. Sculpture: very fine-granulate. Pore is large: 3μ , with a wide fringe ($3-4\mu$).

Occurrence: abundant in Pliocene

Botanic appurtenance: Perhaps the genus *Bambusa* — after a comparison with grassy forms described by Stuchlik (1964).

Genus: *Phalaris*

cf. *Phalaris* sp.

Pl. L, figs 11-13

Large, spheroid pollen grains of grass. Size: $35-45\mu$. Exine two-layered, smooth or intrabaculate. One pore is without labrum. Sculpture: fine granulate.

Occurrence: abundant in the Latest Pliocene

Conclusion

Palynological research of Pliocene sediments in West Carpathians led to the following conclusions:

a) Palynological research was mainly concentrated to faunistically or lithologically characterized sediments. In this way a pollen pattern of all the Pliocene stages made to get the actual floristic pattern in the respective time intervals.

b) Observations of the occurrence of the separate species offered valuable data on the frequency of certain floristic units for the separate Pliocene periods.

c) About some genera, such as *Tilia*, *Carya*, *Alnus*, *Fagus*, *Salix*, *Slowakipollis* we have got data concerning species variety between Lower Pliocene and Quaternary. Some observations are linked up to the works by the German palynologists H. D. Mai (1961), H. D. Pflug (1966), dealing more in detail with some groups of sporomorphs in the course of Miocene.

d) The previous palynological research offered sufficient criteria for the division of Pliocene sediments in the eastern part of West Carpathians.

The table gives vertical distribution of the separate species of sporomorphs.

e) From the paleoecological view detail analysis of climatic condition in the course of sedimentation in the separate Pliocene stages was carried out also a summary of observations concerning the deterioration of climatic conditions and its influence upon flora is presented. It was found that the climate in Pliocene was permanently cooled owing to changes in humidity affecting considerably also Pliocene vegetation.

f) In the systematic part the most frequent sporomorphs are treated. They are ordered into higher botanical taxons as far as it is possible, and also the artificial or morphological species are ordered into botanical families or genera if I may suppose their relation to recent species or genera.

In case there was some error in ordering the artificial species into a higher botanical taxon, it may only be corrected by permanent completing and comparison of recent species of sporomorphs with fossil.

Do tlače odporučila E. Rybníčková

Preložila E. Jassingerová

REFERENCES

- [1] Bertsch, K. 1942: Lehrbuch der Pollenanalyse. Stuttgart. — [2] Brestenská, E. 1963: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape 1 : 200 000 list Nitra. Geofond Bratislava. — [3] Brestenská, E. 1967: Čiastková záverečná správa za rok 1967 (Vráble). Manuskript. archív GÚDŠ, Bratislava. — [4] Brestenská, E. 1970: Čiastková záverečná správa za rok 1970 (Levice) Manuskript. — archív GÚDŠ, Bratislava. — [5] Cereau, M. T. 1959: Clé de détermination d'ombelliférés de France et d'Afrique du Nord d'après leurs grains de pollen. Pollen et Spores 1. 2. Paris. — [6] Couper, R. A. 1953: Upper Mesozoic

and Cainozoik spores and pollen grains from New Zealand. *New Zealand Geol. Sur. Paleont. Bull.* 22, pp. 1–77, Pl. 9, Wallington. — [7] Doktorowicz — Hrebická, J. 1957: Wzorcowe spektra pyłkowe pliocenskich osadow wenglonosnych. *Z Badań flor rtzeciorzedowych Tom II.* Warszawa. — [8] Erdtman, G. 1954: *An Introduction to Pollen analysis.* II. Stockholm. — [9] Erdtman, G. 1957: *Pollen and Spores morphology and Plant Taxonomy Gymnospermae, Pteridophyta, Bryophyta.* (An Introduction to Pollen analysis II). Stockholm. — [10] Gabrielová, N. — Konzalová, Z. — Lochmann? 1970: Stratigrafie neogénnych sedimentů jižne od Mariánských Lázní. *Věstník UUG* 45. Praha. — [11] Hammen, V. 1956: A palynological Systematic Nomenclature. *Bol. Geol.* 4, pp. 63. 101. Pl. 12. Bogota. — [12] Hegi, G. 1939: *Illustrierte Flora von Mittel Europa.* 7, 130–156, München. — [13] *International Code of Botanical Nomenclature 1961: Adopted by the Ninth International Botanical Congress Montreal 1959,* pp. 1–372, Utrecht. — [14] Ingversen, F. 1954: Some microfossils from Danish late tertiary lignits. Reprinted from *Danemark Geol. Unders. II. Roekke No. 80.* Kobenhavn. — [15] Iversen, J. — Troels-Smith, L. 1950: Pollenmorphologische Definitionen und typen Danmarks *Geol. Unders. IV.* 3 : 8, pp. 1–52, Taf. 15. Kobenhavn. — [16] Kedves, M. 1961: Zur palynologische Kenntnis des unteren Eozäns on Halimba. *Acta Biol. N. s. VII.* B-4.n Szeged. — [17] Klaus, W. 1950: Palynologische Untersuchungen an der oberpannone: Braunkohle von Neufeld a. d. *Diss. phil. Fak. (Manuskript)* Wien. — [18] Klaus, W. 1954. Bau und form von *Sporotrăpoidites illingensis* n. gen. et sp. *sporomorpharum.* *Bot. Not.* pp. 114–131. Taf. 7. Wien. — [19] Klaus, W. 1955: Pollenanalytisch-Stratigraphische Betrachtungen zur Alterstellung einer Blattfossilie fűfrender Schichte aus Wolkersdorf im unteren Lavanttal (Ostkärnten). *Vehr. der Geol. Bundesant.* 4, pp. 239–242. Wien. — [20] Klaus, W. 1959: Pollenanalytische Untersuchungen zur Feinstratigraphie der Tertiärkohlen von Mecklenburg, Berlin und Lausitz *Abh. der Deutsch. Akad. der Wissen. Geologie und Biol.* 8 pp. 1–24. Taf. 5. Wien. — [21] Klaus, W. 1960: Palynologische Untersuchungen an der oberpannonen Braunkohle von Neufeld a. d. L. *Diss. phil. Fab. (Manuskript)* Wien. — [22] Kremp, G. 1950: Pollenanalytische Untersuchung des miozänen Braunkohlenlagers von Konin an der Warthe. *Paleontographica Abt. B.* 90, pp. 53–93. Taf. III–IX. Stuttgart. — [23] Kremp, G. 1965: *Morphologie Encyclopedia of Palynology.* The University of Arizona Press. Tuscan. — [24] Krutzsch, W. 1959: *Micropaleontologische Untersuchungen in der Braunkohle des Geiseltales.* *Geologie. Beih.* 22, pp. 15–53. Berlin. — [25] Krutzsch, W. 1960: Beitrag zur Sporenpaleontologie der praeoberoligocenen kontinentalen und marinen Tertiärablagerungen Brandenburgs. *Ber. Geol. Geselsch.* 4, pp. 290–343. Berlin. — [26] Krutzsch, W. 1962a: Stratigraphisch. bzw. botanisch wichtige neues Sporen und Pollenformen aus dem deutschen Tertiär. *Geologie, II.* 2, pp. 263–308. Berlin. — [27] Krutzsch, W. 1962b: *Atlas der mittel und jungtertiären dispersen Sporen und pollen etc. I.* p. I–108. Taf. 46. Berlin. — [28] Krutzsch, W. 1962c: *Die Mikroflora der Geiseltalbraunkohle, Teil III. Süswasser-Dinoflagellaten aus subaquatisch gebildeten Blätterkohlenlager des mittleren Geiseltales.* *Hall. Jb. Mitteldt. Erdg.* 4 pp. 40–45. Berlin. — [29] Krutzsch, W. 1963a: *Atlas der mittel und jungtertiären dispersen Sporen und Pollen sowie der Mikroplanktonformen der nördlichen Mitteleuropas Lief. II.* Berlin. — [30] Krutzsch, W. 1963b: *Atlas der mittel und jungtertiären dispersen Sporen und Pollen sowie der Mikroplanktonformen der nördlichen Mitteleuropas Lief. III.* Berlin. — [31] Krutzsch, W. 1966: Zur kenntnis der präquarteren periporaten Pollenformen. *Geologie* 5. *Beih.* 55, pp. 16–71. Berlin. — [32] Krutzsch, W. 1967: *Atlas der mittel und jungtertiären dispersen Sporen und Pollen sowie der Mikroplanktonformen des nördlichen Mitteleuropas. Lief. IV. und V.* Berlin. — [33] Krutzsch, W. 1970: *Atlas der mittel und jungtertiären dispersen Sporen und Pollen*

sowie der Mikroplanktonformen des nordlichen Mitteleuropas. Lief. VII. Berlin. — [34] Kuprianova, L. A. 1960: Palynological data contributing to the history of Liquidambar. *Pollen et Spores* II. I. pp. 71–88. Paris. — [35] Kuprianova, L. A. 1965: Palynologia serežkocvetnych Izd. Ak. nauky. Moskva. — [36] Leschik, G. 1951: Mikrobotanisch-stratigraphische Untersuchung der jungtertiären Braunkohle von Buchenau. *Paleontographica* 92, Abt. B. Stuttgart. — [37] Leschik, G. 1954: Die oberpliozäne Flora von Hünfeld. *Senckenbergiana Letheica*. Bot. 35. No. 3–4. Frankfurt. — [38] Mai, H. D. 1961: Über eine fossile Tiliaceae-Blüte und Tilioiden Pollen aus dem deutschen Tertiär. *Geologie, Beih.* 32. pp. 59–93. 5. Berlin. — [39] Mamezar, J. 1962: Przynaleznose botaniczna kopalnego pyłku Rhooidites. *Pollenites edmundi* R. Pot. i *Pollenites euphorii* R. Pot. ich znaczenie stratigraficzne. *Inst. Geol. Biul.* 162. pp. 7–124. Pl. 25. Warszawa. — [40] Nagy, E. 1958: Mátraljai felső pannoniai kori barnaköszén palynológiai vizsgálata. *Földt. Int. Évkönyv*, 47, 1, pp. 1–354. Budapest. — [41] Nagy, E. 1962: New Pollen Species from the Lower Miocene of the Bakony Mountain (Várpalota) of Hungary. *Acta bot.* VIII. 1–2. pp. 153–163. [42] Nagy, E. 1965: Sur le rôle des organismes planctoniques du Néogène de la Montage Mecsek, comme indicateurs de facies. *Földt. Int. Évk. Jel.* 1953. pp. 69–76. 2 tab. Budapest. — [43] Nagy, E. 1969: A Mecsek hegység miocén rétegeinek palynológiai vizsgálata. *A Magyar Állami földtani Intézet Évkönyve* LII. köt. 2 fü. Budapest. — [44] Oszast, J. 1960: Analýza ilow tortonskich ze Starych Gliwie-Monographiae Bot. 9, 1. pp. 1–48. Pl. 11. Warszawa. — [45] Pacltová, B. 1961: K otázce stáří lednického souvrství a některých neogénních uloženin na listu Týn n. Vltavou. *Zprávy o geol. výzkumech v r. 1961*. Praha. — [46] Pacltová, B. 1963: Palynologická charakteristika lednického souvrství (vrchní pliocén) v Třeboňské pánvi v jižních Čechách. *Sborník geol. věd, č. P. m.* 2. Praha. — [47] Pflug H–D. 1953: Zur Entstehung und Entwicklung der Angiospermiden Pollen in der Erdgeschichte. *Paleontographica* B. 95. pp. 60–171. Tab. 11. Stuttgart. — [48] Pflug, H. D. 1966: Stratigraphische Einordnung hessischer Tertiär-Vorkommen. *Neues Jb. für Geologie und Paleontologie*. Stuttgart. — [49] Planderová, E. 1963: Palynologický výskum modrokamenskej uhoľnej panvy. *Geol. Práce, Správy* 30, pp. 189–208. Bratislava. — [50] Planderová, E. — Priečhodská, Z. 1965: Kriterien zur Gliederung des Obermiozän und Pliozän im No Teil der Donauebene. *Geologický sborník* XVI, 2. Bratislava. — [51] Planderová, E. 1966: Micropaleobotanical Elaboration of Tertiary sediments in the area of Inner-Carpathian basins in Slovakia. *Biological works* XII/3 Bratislava. — [52] Planderová, E. 1971: The Problem of Floristic Boundary Between Pliocene – Pleistocene in Western Carpathians Mts. on the Basis of Palynological Examination. (*Zborník SAV in lit.*) [53] Planderová, E. — Priečhodská, Z. 1965: Kriterien zur Gliederung des Obermiozän und Pliozän im No-Teil der Donauebene. *Geologický sborník* XVI, 2 Bratislava. [54] Potonié, R. 1934: Zur Morphologie der fossilen Pollen und Sporen. *Arb. Inst. für Paleobot. und Petr. der Brenneite*, pp. 1–125, Taf. 8. Berlin. — [55] Potonié, R. 1951: Revision stratigraphisch wichtiger Sporomorphen des mitteleuropäischen Tertiärs. *Paleontographica* B. 91, Stuttgart. — [56] Potonié, R. 1956–70: Synopsis der Gattungen der Sporae dispersae III. *Beih. Geol. Jb. Berlin* I. H. 23. 1956 pp. 1–103. II. H. 31 1958, III. H. 39, 1960 IV. H. 72 1966 V. H. 87. 1970. Berlin. — [57] Potonié, R. — Venitz, R. 1934: Zur Mikrobotanik des miozänen Humodils der Niederrheinischen Bucht — *Arb. Inst. für Paläobotanik und Petr. der Brenneite*, 5, pp. 1–86, Berlin. — [58] Potonié, R. — Thomson, P. W. — Thierygart, F. 1950: Zur Nomenklatur und Klassifikation der neogenen Sporomorphae (Pollen und Sporen). *Geol. Jb.* 65. für das J. 1949. pp. 35–69. Taf. 3. — [59] Potonié, R. — Kremp, G. 1954: Die Gattungen der palaeozoischen Sporae dispersae und ihre Stratigraphie. — *Geol. Jb.* 69, pp. 111–194, Taf. 17. — (60) Priečhodská, Z. 1967: Čiastková

záverečná správa za rok 1967. Archív GÚDŠ. Bratislava.— [61] Raatz, G. V. 1937: Mikrobotanisch — stratigraphische Untersuchung der Braunkohle des Muskauer Bogens. Abh. Preuss. Geol. L. A. N. F. 183 pp. 1 — 48.— [62] Romanoviez, I. 1961: Analiza sporowo — pyłkowa osadów trzeciorzędowych z okolia Boleslavca, Zehrzydowej. Inst. Geol. Biul. 158. 325 — 469. Warszawa.— [63] Rudolph, K. 1935: Mikrofloristische Untersuchung tertiärer Ablagerungen im Nördlichen Böhmen. Beih. Bot. centr. Bl. 54. Prag.— [65] Selling, O. 1946: Studies in Hawaiian Pollen statistics I, pp. 1 — 87. Pl. 7. II. 1947. pp. 1 — 430, Pl. 58 Göteborg. — [65] Sontag, E. 1966: Mikrobotanische Flözhorizont. Geologie Jahr. 15. Beih. 54, Berlin. [66] Stachurská, A. 1967: Junglandaceae profilu z Ochoty. Acta geologica Polonica Vol. XVII. No. 3. 1967. Warszawa.— [67] Stix, E. 1960: Pollenmorphologische Untersuchungen an Compositen. Grana Palynologica 2 : 2, Stockholm.— [68] Stuchlik, L. 1964: Pollen analysis of the miocene deposits at Rypin. Acta paleobotanica, Vol. V. No. 2. Krakow. [69] Thiergart, F. 1938: Die Pollenflora der Niederlausitzer Braunkohle, besonders im Profil der Grube Marga bei Senftenberg. Jb. der Preuss. Geol. L. A. 58 p. 282 — 351. Berlin. — [71] Thiergart, F. 1940: Die Mikropaleontologie als Pollenanalyse im Dienst der Braunkohlenforschung. Brennstoff. Geologie H. 13. Stuttgart.— [72] Thiergart, F. 1953: Über einige Sporen und Pollen der Perutzer Schichten (Böhmen). Palaeontographica 95. B. pp. 53 — 39. Taf. 1. — [73] Thiergart, F. 1954: Pollen und Sporen aus dem Pliozän von Willershäusen. Geologie Jb. 3 H. 5. Berlin. — [74] Thomson P. W. 1950: alttertiäre Elemente in der Pollenflora der rheinischen Braunkohle und einige stratigraphisch wichtige Pollenformen derzelben. Paleontogr. 90. Abt. B. Stuttgart.— [75] Thomson P. W. — Pflug, H. 1953: Pollen und Sporen des mitteleuropäischen Tertiärs. Paleontographica, 94. B. pp. 1 — 138, Taf. 15. — [76] Traverse, A. 1955: Occurrence of oil — forming Algae Botriococcus in lignits and other Tertiary sediments. Mikropaleontology, 1. 4. pp. 343 — 349. [77] Vedecká skupina čínskej Akadémie vied, Botanický ústav. 1960: Morfologia sporomorph čínskych rastlín. Akademické vydavat. Peking.— [78] Weyland, H. — Pflug, H. D. 1957: Die Pflanzreste der pliozäne Braunkohle von Ptolemais in Nordgriechenland. I. Paleontographica, B. 102. pp. 96—109.— [79] Weyland H. — Pflug H. D. — Pantič N. 1958: Untersuchungen über die Sporen und Pollenflora einiger jugoslawischen und griechischen Braunkohlen. — Palaeontographica, 105 B. pp. 75—99.— [80] Weyland H. — Pflug, H. D. — Mueller H. 1960: Die Pflanzreste der Pliozänen Braunkohle von Ptolemais in Nordgriechenland II. Palaeontographica, B. 107. pp. 71 — 98, Taf. 8—14. Stuttgart.— [81] Willis, J. C. 1966: A dictionary of the Flowering Plants and Ferns. pp. 1 — 752. Cambridge.— [82] Wodehouse, R. P. 1932: Tertiary Pollen of the living representatives of the Green River flora. Bull. of the Torrey Bot. Club. 59. 6.— [83] Wodehouse, R. P. 1933: Tertiary pollen II, The oil shales of the Eocene Green River formation. Bull. of the Torrey Bot. Club. 60. 7. [84] Wolff, M. 1934: Mikro-fossilien des pliozänen Humodils der Grube Freigericht bei Dettingen a. M. und Vergleich mit älteren Schichten des Tertiärs sowie posttertiären Ablagerungen. Abb. aus dem Inst. für Paläobot. und Petrogr. der Brenns. 5. pp. 55—86. Berlin.

Explanatory to the stratigraphical plates (text-fig. 3-11)

Fig. 3

- | | | |
|-------------------------------|-------------------------------------|------------------------------|
| 1. <i>Taxodium</i> -typus | 7. <i>Larix</i> -typus | 13. <i>Cedrus</i> -typus |
| 2. <i>Cupressaceae</i> typus | 8. <i>Tsuga diversifolia</i> -typus | 14. <i>Podocarpus</i> -typus |
| 3. <i>Glyptostrobus</i> typus | 9. <i>Tsuga canadensis</i> -typus | 15. <i>Abies</i> -typus |
| 4. <i>Sequoia</i> -typus | 10. <i>Sciadopitys</i> -typus | 16. <i>Keteleeria</i> -typus |
| 5. <i>Ginkgo</i> -typus | 11. <i>Pinus silvestris</i> -typus | 17. <i>Picea</i> -typus |
| 6. <i>Ephedra</i> -typus | 12. <i>Pinus Hyploxyylon</i> -typus | |

Fig. 4

- | | | |
|-------------------------------|--|-----------------------------------|
| 1. <i>Myrica</i> -typus | 13. <i>Araliaceae</i> -typus | 25. <i>Ericaceae</i> -typus |
| 2. <i>Tiliaceae</i> -typus | 14. <i>Salix</i> -typus | 26. <i>Caryophyllaceae</i> -typus |
| 3. <i>Alnus</i> -typus | 15. <i>Castanea</i> -typus | 27. <i>Umbeliferae</i> -typus |
| 4. <i>Juglans</i> -typus | 16. <i>Acer</i> -typus | 28. <i>Asteraceae</i> -typus |
| 5. <i>Corylus</i> -typus | 17. <i>Cornaceae</i> -typus | 29. <i>Chenopodiaceae</i> -typus |
| 6. <i>Betula</i> -typus | 18. <i>Ilex</i> -typus | 30. <i>Succisa</i> -typus |
| 7. <i>Carya</i> -typus | 19. <i>Nyssa</i> -typus | 31. <i>Phragmites</i> -typus |
| 8. <i>Pterocarya</i> -typus | 20. <i>Quercus sessiliflora</i> -typus | 32. <i>Cyperaceae</i> -Typus |
| 9. <i>Engelhardtia</i> -typus | 21. <i>Quercus</i> -typus | 33. <i>Monocolpatae</i> -typus |
| 10. <i>Carpinus</i> -typus | 22. <i>Fagus</i> -typus | 34. <i>Inceetar. Plancton</i> ? |
| 11. <i>Eleagnaceae</i> -typus | 23. <i>Laeguminosae</i> -typus | |
| 12. <i>Platycarya</i> -typus | 24. <i>Liquidambar</i> -typus | |

Fig. 5

- | | |
|---|--|
| 1. <i>Ascomycetes</i> | 11. <i>Laevigatisporites haardti</i> larger form |
| 2. <i>Stereisporites</i> cf. <i>veruancoris</i> | 12. <i>Laevigatisporites haardti</i> small form |
| 3. cf. <i>Foveasporis</i> | 13. <i>Verrucatosporites alienus</i> |
| 4. <i>Leiotriletes</i> fsp. | 14. <i>Polypodiaceoisporites</i> sp. |
| 5. <i>Leiotriletes microlepidoidites</i> | 15. <i>Baculatisporites quintus</i> |
| 6. <i>Lycopodium selago</i> | 16. <i>Retitriletes moravensis</i> |
| 7. <i>Retitriletes annotionioides</i> | 17. <i>Triplanosporites</i> fsp. |
| 8. <i>Leiotriletes</i> cf. <i>microlepidoidites</i> | 18. <i>Echinatisporites</i> fsp. |
| 9. <i>Leiotriletes</i> fsp. | 19. Indet. spora 2 |
| 10. <i>Polypodiaceoisporites</i> fsp. | |

Fig. 6

- | | | |
|---|-----------------------------------|---------------------------|
| 1. <i>Taxodiaceapollenites</i> fsp. | 5. <i>Pinus silvestris</i> | 9. <i>Pinus</i> sp. |
| 2. <i>Sciadopityspollenites serratus</i> | 6. <i>Pinus typus Haploxyylon</i> | 10. cf. <i>Keteleeria</i> |
| 3. <i>Tsugaepollenites viridiftuminipites</i> | 7. <i>Abies</i> sp. | 11. <i>Ephedra</i> sp. |
| 4. <i>Tsugaepollenites igniculus</i> | 8. <i>Pinus</i> sp. | 12. <i>Ginkgo</i> sp. |

Fig. 7

- | | |
|---|--|
| 1. <i>Intratrisporopollenites polonicus</i> | 8. <i>Intratrisporopollenites</i> fsp. 2 |
| 2. <i>Intratrisporopollenites instructus</i>
<i>instructus</i> | 9. <i>Intratrisporopollenites</i> fsp. |
| 3. <i>Intratrisporopollenites instructus</i>
<i>macroreticulatus</i> | 10. <i>Intratrisporopollenites instructus</i> |
| 4. <i>Intratrisporopollenites instructus</i>
<i>soebyensis</i> | 11. <i>Malvacearumpollenites</i> fsp. |
| 5. <i>Intratrisporopollenites</i> cf. <i>cordataeformis</i> | 12. <i>Caryapollenites simplex</i> |
| 6. <i>Intratrisporopollenites maii</i> | 13. <i>Caryapollenites simplex</i> small form |
| 7. <i>Intratrisporopollenites</i> fsp. 1 | 14. <i>Caryapollenites simplex</i> larger form |
| | 15. <i>Pterocaryapollenites stellatus</i> |
| | 16. <i>Pterocaryapollenites stellatus anulatus</i> |
| | 17. <i>Betulaepollenites betuloides</i> |

18. *Betulaepollenites betuloides* f. minor
19. *Betulaepollenites* fsp. 1
20. *Betulaepollenites* fsp. 2

21. *Alnipollenites verus* 4-porous
22. *Alnipollenites verus* 5-porous
23. *Triporopollenites coryloides*

Fig. 8

- | | |
|---|---|
| <ol style="list-style-type: none"> 1. <i>Salixipollenites</i> fsp. 1 2. <i>Salixipollenites verus</i> 3. <i>Salixipollenites</i> fsp. 3 4. <i>Salixipollenites</i> fsp. 5 5. <i>Salixipollenites</i> fsp. 2 6. <i>Salixipollenites ulotrichii</i> 7. <i>Tricolporopollenites</i> fsp. <i>micro reticulatus</i> form 6 8. <i>Tricolporopollenites</i> fsp. <i>micro reticulatus</i> form 1 9. <i>Salixipollenites</i> fsp. <i>microreticulatus</i> form 7 | <ol style="list-style-type: none"> 10. <i>Tricolporopollenites</i> fsp. <i>microreticulatus</i> 11. <i>Oleaceae</i> 12. <i>Aceripollenites rotundus</i> 13. <i>Slowakipollis hippophaloides</i> 14. <i>Slowakipollis pliocaenicus</i> 15. <i>Slowakipollis</i> cf. <i>čechovičii</i> 16. <i>Slowakipollis</i> fsp. 2 17. <i>Slowakipollis</i> fsp. 4 18. <i>Slowakipollis</i> fsp. 19. cf. <i>Cucurbitaceae</i> 20. <i>Slowakipollis klausii</i> |
|---|---|

Fig. 9

- | | |
|--|---|
| <ol style="list-style-type: none"> 1. <i>Engelhardtoidites microcoryphaeus</i> 2. <i>Myricipites</i> fsp. 3. <i>Junlanspollenites verus</i> 4. <i>Juglanspollenites</i> fsp. 5. <i>Momipites punctatus</i> 6. <i>Momipites</i> fsp. 7. <i>Liquidambarpollenites carpatica</i> 8. <i>Liquidambarpollenites</i> fsp. 9. <i>Tricolporopollenites cingulum oviformis</i> 10. <i>Tricolporopollenites cingulum pussillus</i> 11. <i>Tricolporopollenites cingulum fusus</i> 12. <i>Tricolporopollenites cingulum brühlensis</i> | <ol style="list-style-type: none"> 13. <i>Nyssapollenites kruschi accessorius</i> 14. <i>Nyssapollenites kruschi analepticus</i> 15. <i>Ilexpollenites propinguus</i> 16. <i>Ilexpollenites</i> cf. <i>iliacus</i> 17. <i>Ilexpollenites iliacus minor</i> 18. <i>Ilexpollenites</i> fsp. 19. <i>Ilexpollenites</i> fsp. 20. <i>Ulmipollenites undulosus</i> 21. <i>Ulmipollenites</i> fsp. 22. <i>Ostryapollenites</i> fsp. 23. <i>Carpinuspollenites carpinoides</i> |
|--|---|

Fig. 10

- | | |
|---|--|
| <ol style="list-style-type: none"> 1. <i>Palygalacearum pollenites granulatus</i> 2. <i>Caroyphyllidites</i> fsp. 1 3. <i>Faguspollenites</i> fsp. f. <i>minor</i> 4. <i>Faguspollenites</i> fsp. f. <i>major</i> 5. <i>Quercoidites</i> fsp. (f. <i>sessiliflora</i>) 6. <i>Quercus</i> cf. <i>robur</i> 7. <i>Quercoidites henrici</i> 8. <i>Quercoidites</i> fsp. 9. <i>Quercoidites</i> fsp. 2 10. <i>Quercoidites</i> fsp. 11. <i>Tricolporopollenites microhenrici</i> | <ol style="list-style-type: none"> 12. <i>Tricolporopollenites asper</i> 13. <i>Tricolporopollenites</i> fsp. 14. <i>Tricolporopollenites nagyii</i> 15. <i>Tricolporopollenites</i> cf. <i>asper</i> 16. <i>Tricolporopollenites libearensis</i> 17. <i>Tricolporopollenites</i> fsp. 18. <i>Tricolporopollenites</i> fsp. 19. <i>Rhoipites pseudocingulum</i> 20. <i>Tricolporopollenites marcodurensis</i> 21. cf. <i>Aceripollenites</i> 22. <i>Araliaceoi pollenites edmundi</i> |
|---|--|

Fig. 11

- | | |
|--|---|
| <ol style="list-style-type: none"> 1. <i>Chenopodipollenites</i> fsp. 1 2. <i>Chenopodipollenites multiplex</i> 3. <i>Chenopodipollenites</i> fsp. 2 4. <i>Periporopollenites nigricans</i> n. fsp. 5. cf. <i>Labiatae</i> 6. <i>Labiatae</i> 7. <i>Compositoipollenites cirsioides</i> 8. <i>Tubifloridites</i> fsp. 2 9. <i>Tubifloridites</i> fsp. 1 | <ol style="list-style-type: none"> 10. <i>Liguliflorae</i> fsp. 1 11. <i>Artemisiapollenites</i> fsp. 12. <i>Umbeliferae</i> fsp. 13. <i>Ericipites</i> small form 14. <i>Ericipites</i> larger form 15. <i>Graminidites</i> 16. <i>Liliaceae</i> 17. <i>Incertae</i> — <i>sedis</i>. Plankton? |
|--|---|

		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
Pleistocene	Villafranchian																			
	Rumanian																			
Pliocene	Coloured clays																			
	Coal formation																			
	Lower Pannonian																			

Fig. 5 The most important types of spores from the Pliocene of the West Carpathians(mountains)

		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Pleistocene	Villafranchian		?										
	Rumanian												
Pliocene	Pontian	Coloured clays											
		Coal formation											
	Lower Pannonian												

Fig. 6 Pollen grains of coniferae and their distribution in Pliocene

→
 Fig. 7 Pollen grains of the most important groups of Angiospermae and their occurrences in the Pliocene of the West Carpathians (mountains)

		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	
Pleistocene	Villafranchian																					
	Rumanian	<div style="display: flex; justify-content: space-between;"> 1234567891011121314151617181920 </div>																				
Pliocene	Pontian	Coloured clays	<div style="display: flex; justify-content: space-between;"> 1234567891011121314151617181920 </div>																			
		Coal formation	<div style="display: flex; justify-content: space-between;"> 1234567891011121314151617181920 </div>																			
	Lower Pannonian	<div style="display: flex; justify-content: space-between;"> 1234567891011121314151617181920 </div>																				

Fig. 8 Pollen grains of the most important groups of Angiospermae and their occurrences in the Pliocene of the West Carpathians (mountains)

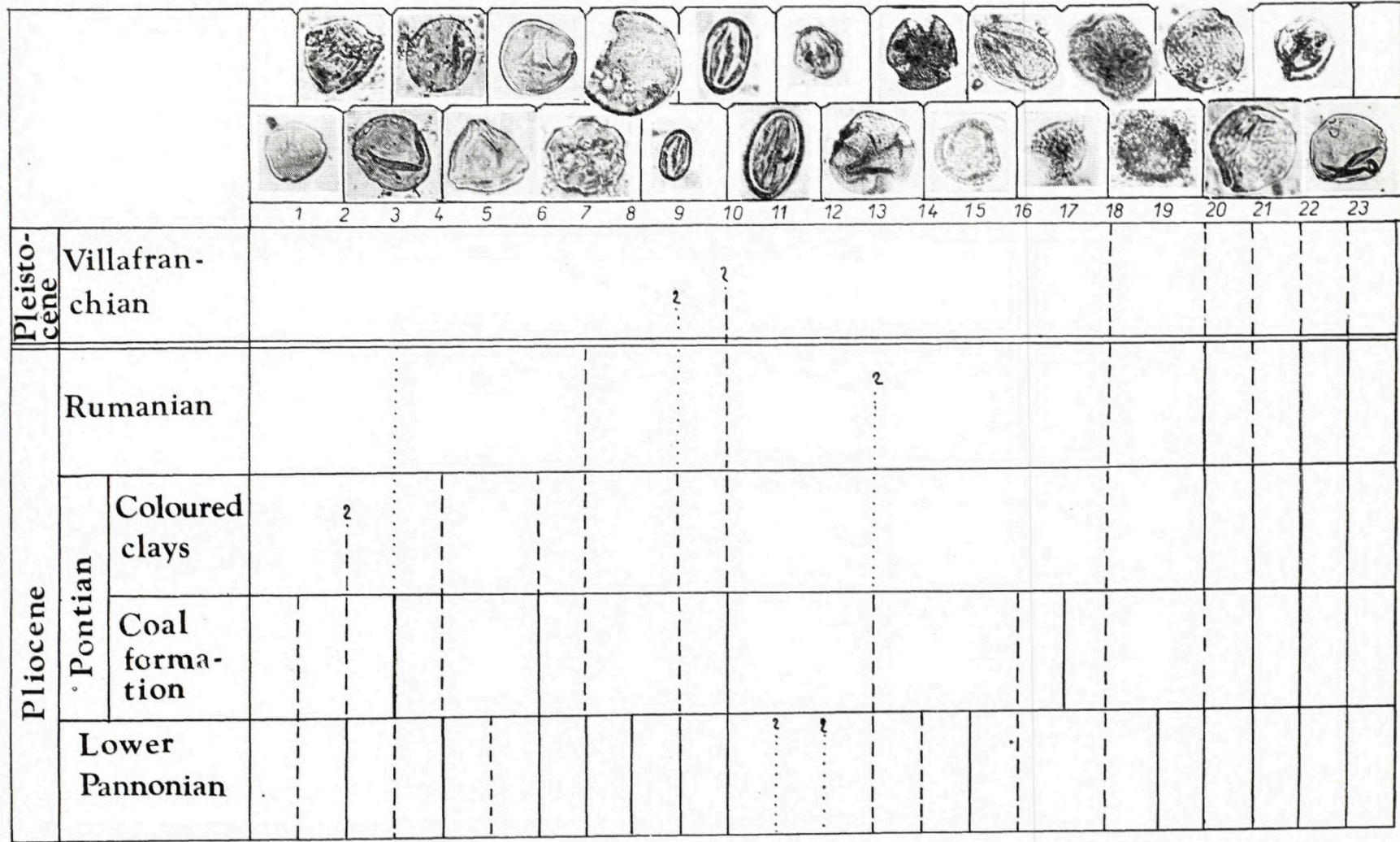
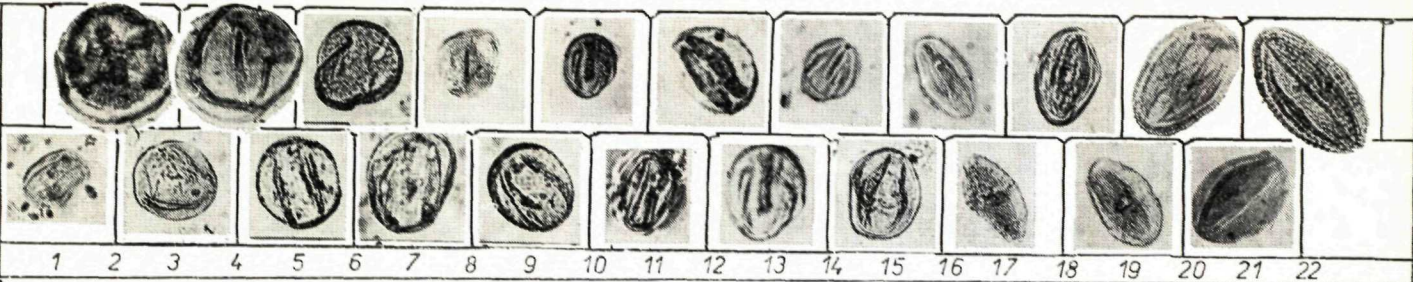


Fig. 9 Pollen grain of the most important groups of Angiospermae and their occurrences in the Pliocene of the West Carpathians (mountains)



Pleistocene	Villafranchian																						
	Rumanian																						
Pliocene	Pontian	Coloured clays																		?			
		Coal formation																					
	Lower Pannonian							?		?													

Fig. 10 Pollen grains of the most important groups of Angiospermae and their occurrences in the Pliocene of the West Carpathians (mountains)

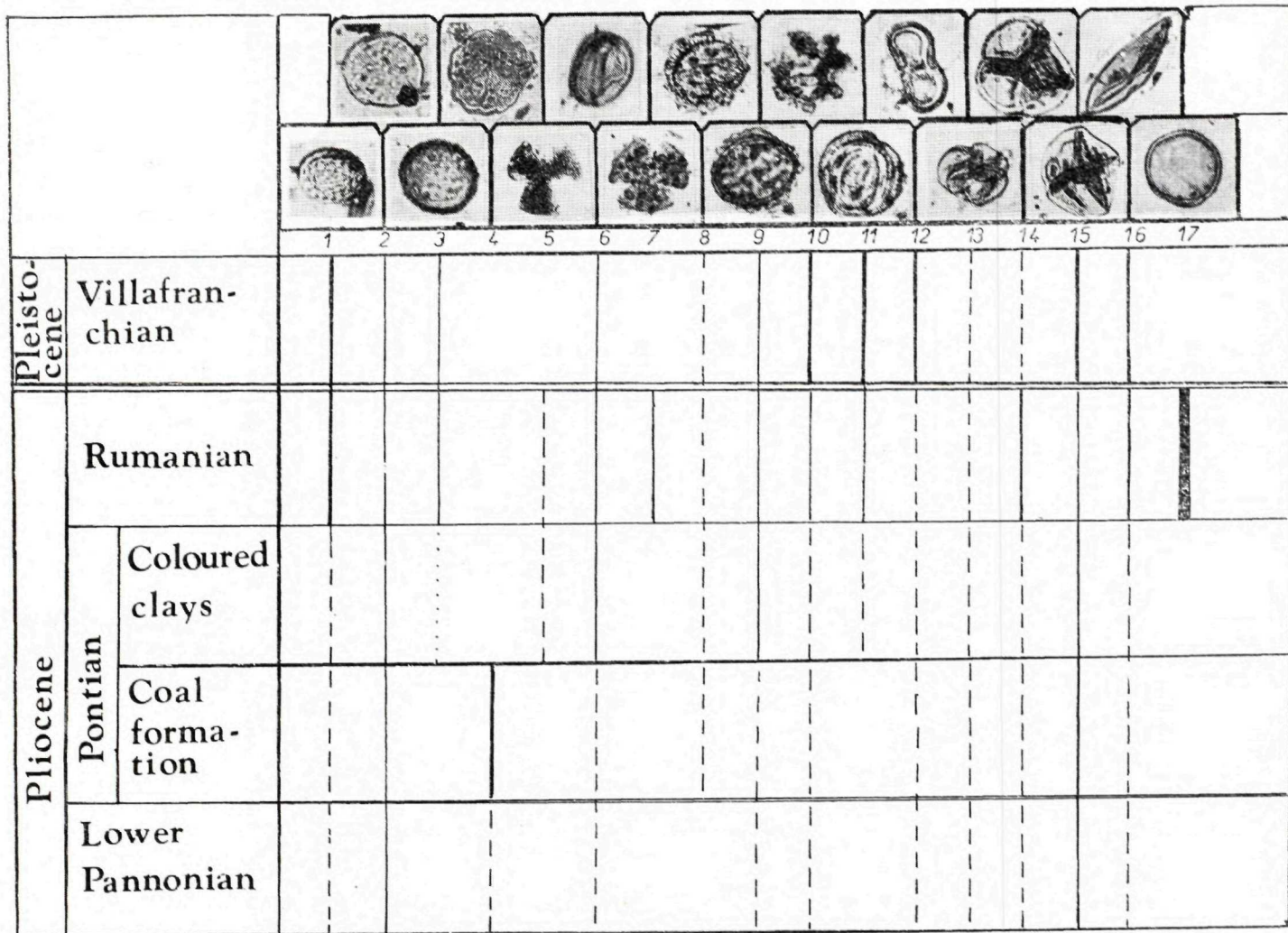
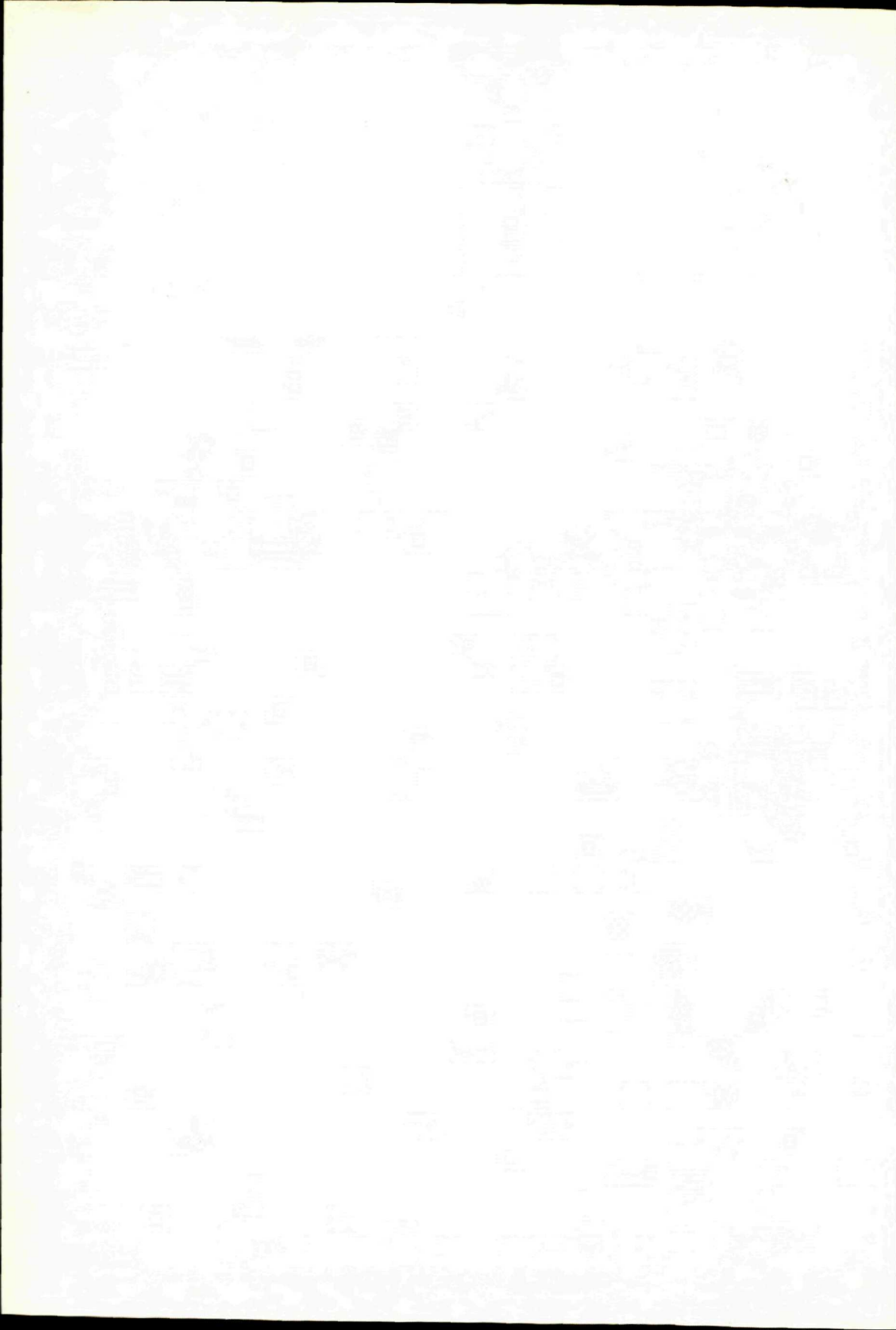


Fig. 11 Pollen grains of the most important groups of Angiospermae and their occurrences in the Pliocene of the West Carpathians (mountains)



O. SAMUEL

**NIEKOĽKO POZNÁMOK K LITOLOGICKO-FACIÁLNEMU
A STRATIGRAFICKÉMU ČLENENIU PALEOGÉNU BRADLOVÉHO
PÁSMO**

Abstract. The latest investigations showed that the Paleogene developed parallelly along the internal side of the Klippen Belt deposited in a particular sedimentation area. The latter formed after the Laramide orogenic phase. The sedimentation zone mentioned should be designated the Považie — Hanušov sedimentation area. In the area, sedimentation proceeded between the Danian and the Priabonian. Basing Upon certain lithological — facial and stratigraphical characteristics the following bed sequences may be distinguished the Inovec, Haligovce, Zvarín, Hričovo — Žilina, Domaniža and Myjava bed sequences.

Až donedávna sa všeobecne prijímal názor, že paleogénne sedimenty vyvinuté po južnej strane bradlového pásma patria k centrálnokarpatskému paleogénu, ktorý leží diskordantne na staršom (hlavne mezozoickom) morfológicky veľmi rozčlenenom substráte, pričom jeho stratigrafický rozsah je vrchný lutét až priabon.

Na základe podrobného mikrobiostatigrafického výskumu na východnom Slovensku (B. Leško et O. Samuel 1960, 1968), ako aj na strednom Považí a v Myjavskej pahorkatine (J. Salaj 1961, D. Andrusov et E. Köhler 1963, O. Samuel et J. Salaj 1961, 1968) vyššie menovaní autori poukázali na to, že paleogénne súvrstvie, ktoré je vyvinuté v pruhu tiahnucom sa lineárne po vnútornej strane bradlového pásma, začína sa usadzovať už v paleocéne a nie v eocéne (vrchnom lutéte), ako sa všeobecne predtým predpokladalo. Z uvedených mikrobiostatigrafických výskumov vyplýva, že paleogén sa usadzoval v osobitnom sedimentačnom pásme, ktoré bolo založené po laramskej orogénnej fáze už v paleocéne, miestami na južných štruktúrach bradlového pásma a jemu prilahlých častiach mezozoických útvarov centrálnych jednotiek Západných Karpát. Pre jeho osobitné črty (stratigrafický rozsah, biohermné vápence, celková prevaha detritu, interformačné telesá konglomerátov s prevahou súlovského typu, biofaciálne odlišnosti, bolo vyčlenené do rozličných vývinov, napr. na východnom Slovensku B. Leškom (1960) ako beňatinský

flyš, v ktorom odlišil ešte severný — inovský a južný centrálnokarpatský vývin. D. Andrusov (1965) vyčlenil sedimenty predmetného pásma do myjavského vývinu s. l., v rámci ktorého odlišil ešte niekoľko ďalších vývinov tej istej kategórie: myjavský vývin s.s., makovský, hričovsko-žilinský a haligovský. Žiaľ zatiaľ nebol ani jeden z uvedených vývinov pre nedostatok litologicko-stratigrafických údajov tak definovaný, že by sa mohol vzťahovať na celé pásmo. Ako to vyplýva z litologicko-faciálneho a biostratigrafického opisu a paleogeografickej rekonštrukcie jednotlivých oblastí, niektoré názvy vývinov nemajú žiadnu opodstatnenosť, (napr. makovský vývin predstavuje len relikť hričovsko-žilinského vývinu), kým iné treba z hľadiska nových poznatkov redefinovať tak, aby sa čo najlepšie vystihla ich osobitosť determinovaná lokálnymi sedimentačnými vplyvmi v priebehu celého predmetného pásma, ako aj niektorými paleogeotektonickými a paleogeografickými črtami. Na základe niektorých vyššie spomínaných spoločných litofaciálnych črt a viacmenej jednotného paleotektonického vývinu navrhujeme toto pásmo označovať ako *považsko-hanušovský* paleogén, (názov odvodený podľa stredného Považia na západnom Slovensku a širšieho okolia obce Hanušovce na východnom Slovensku, kde je paleogén predmetného pásma najlepšie vyvinutý), v rámci ktorého možno rozlíšiť nasledovné vývinu:

1. Inovský vývin lemujie severnú časť bradlového pásma východného Slovenska. Spodná časť paleogénu je vyvinutá v hruborytmickom flyši (pročské vrstvy) s niekoľkými polohami mikrokonglomerátov a konglomerátov s exotickými zlepenkami. Materiál z bradlového pásma, resp. z centrálnych jednotiek Západných Karpát je minimálny. Vyššie prechádza do súvrstvia s prevahou pestrých ílov, ílovcov, resp. sliňov. Vo vrchnom eocéne až spodnom oligocéne prejavujú sa vplyvy sedimentácie krosniansko-menilitovej série (menilitové bridlice s jaselskými lupkami a maľcovské vrstvy). Stratigrafický rozsah tohto vývinu je spodný paleocén (vrchný dan) až spodný oligocén.

2. Haligovský vývin je rozšírený po vnútornej strane bradlového pásma. Od predchádzajúceho sa líši tým, že leží aj na rôznych predpaleogénnych útvaroch centrálnych jednotiek Západných Karpát; sporadicky obsahuje biohermné vápence a interformačné konglomerátové telesá súľovského typu. Vo vyššom paleogéne sa nachádza i materiál priamo z bradlového pásma. Stratigrafická pozícia bazálneho súvrstvia nie je synchronná, ale smerom na juh je postupne mladšia v rozsahu paleocénu až spodného eocénu. Celkový stratigrafický rozsah tohto vývinu je spodný paleocén až vrchný priabon (spodný oligocén).

3. Varínsky vývin je v nepatrných reliktoch zachovaný najmä vo varínskom úseku bradlového pásma. K tomuto vývinu pravdepodobne patrí i relikť „pribradlového“ paleogénu na Orave pri Kňaznej (por. A. Matějka

et E. Hanzlíková 1962). Varínsky vývin je po litologicko-faciálnej a stratigrafickej stránke najmenej rozpracovaný. Je budovaný prevažne z flyšových vrstiev s polohami červených a čiernych (babický typ) slieňov alebo ílovcov, v ktorých sa ojedinele nachádzajú redeponované rifové bloky. Predbežné výsledky naznačujú, že je tu zastúpený vrchný paleocén až spodný eocén, pričom nemožno vylúčiť ani lutét.

4. Hričovsko-žilinský vývin je rozšírený najmä na úseku Žilina — Hričovské Podhradie — Jablonové a v reliktoch v okolí Považskej Bystrice. Vyznačuje sa predovšetkým tým, že sedimenty od Žiliny smerom na juh, sledujúce pritom lineárne bradlové pásmo, sú čoraz mladšie a hruboklastickejšie. Osobitosťou tohto vývinu sú mohutné telesá biohermných vápencov, z ktorých je autochtónna iba časť (in situ), kým prevažná väčšina je redeponovaná v mladších, najmä „flyšoidných“ súvrstviach. Ďalším znakom je enormné hromadenie detritického materiálu. Podobne ako predchádzajúci vývin, bazálne súvrstvie má diachronický vek v rozsahu vrchného danu až ilerdu. Stratigrafický objem celého vrstevného sledu je vrchný dan až vrchný lutét, pričom priabon nechýba primárne, ale sekundárne.

5. Domanižský vývin. Hoci jeho dnešná pozícia je výslovne „centrálno-karpatská“, nachádzajúca sa v intramontánnej domanižskej depresii Strážovského pohoria, predpokladáme, že je to iba dôsledok popaleogénnych tektonických pochodov a denudácie. Jeho stratigrafický rozsah je spodný až stredný eocén, pričom možno vyčleniť v podstate len dve odlišné litofácie: bazálne transgresívne súvrstvie, ktoré tvoria súľovské zlepenice, a flyšové súvrstvie s polohami interformačných konglomerátov, ktoré sú zložené prevažne z karbonátických hornín (súľovský typ).

6. *Myjavský vývin* je viazaný takmer len na brezovskú (gosauskú) kriedu. V pásme Polianka — Rudník sa podľa J. Salaja (1962) vyznačuje sedimentáciou medzi kriedou brezovského (gosauského) vývinu do paleogénu a vývojom stredného a jemnorytmického flyšu s polohami pestrých slieňov. Stratigrafický rozsah je dan až vrchný eocén.

1. Inovský vývin

Už v roku 1957 B. Leško delí flyš nachádzajúci sa medzi račianskou jednotkou a bradlovým pásmom na severnú flyšovú faciú a južnú priútesovú faciú. Neskoršie vyčleňuje z magurskej jednotky priútesovú a flyšovú faciú, ktorú v inej práci (B. Leško 1960a) označuje ako sériu beňatinského flyšu. Rozlišuje v nej vývin severný — inovský a južný — centrálno-karpatský.

V oblasti Čerhovského pohoria a v západnej časti Ondavskej vrchoviny Z. Stráník et Z. Roth (1959) vymedzili jednotku Čerhovského pohoria s. l. s dvoma faciálne rozdielnymi sériami, t. j. južnou, v ktorej rozlišujú ešte vývoj kyjovský (=vápňitá faciá A. Matějku 1959) a ujacký, a sériu Čerhovského pohoria s. s. V ďalšej práci Z. Stráník et Z. Roth (1960) sa prikláňajú k názoru, že vrstvy kyjovského vývinu patria k obalu

bradlového pásma, na základe čoho upúšťajú od označenia jednotky Čerhovského pohoria s. l. a sériu Čerhovského pohoria s. s. povyšujú na samostatnú jednotku Čerhovského pohoria (=kochanovskej a udavskej jednotke).

V. Pesl a E. Menčík (1959) pracujúci v úseku Hanušovce — Humenné taktiež stanovili novú tzv. lackovskú jednotku, ktorú považujú za najjužnejšiu čiastkovú jednotku magurského flyšu. Poznávajú, že táto jednotka zodpovedá B. Leškovej (1957) priútesovej flyšovej facií. Rozdiel medzi niektorým vývinom je v ich väčšej alebo menšej úplnosti, ktorá má svoj pôvod ani nie v primárne sedimentárnych príčinách, ale skôr v tektonickej redukcii a v rozdielnom subjektívnom nazeraní autorov na stratigrafickú hodnotu vrstevných členov, alebo v hodnote ich litologického príbuzenstva alebo diferencie a odlišnosti.

Počas výskumu celého bradlového pásma na východnom Slovensku B. Leško et O. Samuel (1968) dospeli k názoru, že nie sú medzi nimi podstatné faciálne ani stratigrafické rozdiely, ktoré by zdôvodňovali ich samostatnosť. Kremňanský vývin (A. Matějka 1960) je celkom odlišný, avšak nepatrí do série bradlového paleogénu, ale do magurského príkrovu. Podobný názor zastáva aj Z. Stráník (1965). V ujackom vývoje, pôvodne vymedzenom Z. Stránikom et Z. Rothom (1959 resp. 1960) bol zistený plynulý a faciálne podobný vývin, ktorý je charakteristický pre vývin inovský. Kyjovský vývin bradlového pásma sa líši od inovského azda len bohatším zastúpením spodných paleocénnych pestrých flovcov a hrubšími lavicami vápnitých pieskocov a zlepcov. Lackovský vývin — jednotka (V. Pesl et E. Menčík 1959) je vcelku zhodný s inovským vývinom nie sú medzi nimi faciálno-stratigrafické rozdiely.

D. Andrusov (1965) všetky spomenuté vývinu bradlového paleogénu zhrňa do tzv. zemplínskeho pásma, ktoré považuje za súčasť magurskej flyšovej skupiny. Stratigrafický rozsah paleogénu je podľa opísaných javov taktiež rôzny a faciálne odlišný od definovaných sérií magurského flyšového pásma, pretože sa vyvíjal za rozdielnych paleografických podmienok ako magurský paleogén. Na východnom Slovensku ho B. Leško (1960) vyčlenil ako jednotku vyššieho radu z magurskej skupiny flyša a nazval ho beňatinským flyšom.

Stratigrafický objem inovského vývinu zahrňuje vyšší spodný paleocén až oligocén, reprezentovaný v litologicky pestrom flyšovom súvrství. Litologicky a biostratigraficky ho rozčleňujeme na niekoľko častí. Spodná časť paleogénnej série je typicky bradlová, vrchná časť je v dôsledku paleogeografických premien vo flyšovej geosynklinále počínajúc vrchnými eocénom faciálne sliezska. (globigerínové šliene, menilitové bridlice, maľcovské vrstvy).

a) *Pročské súvrstvie*. Najspodnejším členom vrstevného sledu inovského vývinu je pročské súvrstvie, zložené zo strednorytmického až hruborytmického flyšu. Vyznačuje sa vývinom modrých, modrosivých, jemnozrnných až hrubozrnných, jemne zlepcových, silne vápnitých pieskocov (v laviciach na západe východoslovenského bradlového pásma až 7 m hrubých) až piesčitých vápencov. Lavice pieskocov sú najčastejšie 20—60 cm, v západnom úseku 60—100 cm hrubé. Tenšie lavice pieskocov sú predovšetkým silne vápnité a tvoria temer detritické vápence. Zlepence a hrubozrnné pieskovce sa v súvrství niekoľkokrát opakujú. V oblasti marmarošského pásma na Ukrajine J. O. Kulčickij (1965) opisuje toto súvrstvie pod názvom vulchovčinska

svita. Stratigrafický rozsah pročských vrstiev je vrchný dan až spodný eocén (porov. O. Samuel et J. Salaj 1968, str. 21—31. resp. B. Leško et O. Samuel 1968, str. 40—44). Definíciu pročských vrstiev akceptuje aj D. Andrusov (1965), dáva im však širší litologický objem, rozšírený o celý stredný eocén.

b) *Beňatinské súvrstvie*. B. Leško et O. Samuel (1968) strednoeocénne súvrstvie pre jeho litograficko-faciálne konštantný vývin v celom považsko-hanušovskom vývine východného Slovenska neopisujú v rámci pročského súvrstvia, ale osobitne. Toto súvrstvie sa vyznačuje prevažne pelitickým neflyšovým vývinom, ktorý charakterizuje v strednom eocéne isté obdobie bradlového vývinu, ako aj južnej časti magurského priestoru flyšovej geosynklinály. Súvrstvie hrubé 50—100 m je zložené z jemnopiesčitých a plastických ílov sivomodrej, sivozelenej a sýtočervenej farby. Od miesta k miestu sa v pelitickom prostredí vyskytuje 5—15 cm hrubá lavica drobnozrnitého vápnitého alebo vápnito-ílovitého pieskovca s glaukonitom. Laterálne pieskovcový komponent sa môže bohatšie uplatňovať, pritom však samotné pelitické súvrstvie nemá charakter typického flyšového vývinu. Z pročského súvrstvia sa pestré íly a ílovce (beňatinské súvrstvie) vyvíjajú pozvoľna ubúdaním pieskovcov nielen čo do hrúbky, ale aj hustoty striedania. Sedimentácia týchto vrstiev v niektorých úsekoch začína až vo vrchnej časti spodného eocénu (napr. Malá Domaša), pričom optimum dosahuje v strednom eocéne v biostratigrafickom pásme *Cyclammina amlectens*.

V inovskom vývine je vrchnopaleogénna (ombronská v zmysle O. S. Vialova et D. Andrusova 1963) séria dobre vyvinutá v synklinálnych pásmach pri Ujaku, Orlove-Plavči a Inovci pri československo-sovietskej hranici.

c) *Podmenilitové* (globigerínové sliene — šesorský horizont) sa postupne vyvíjajú z pestrých ílovcov beňatinského súvrstvia. Majú všetky litofaciálne znaky podmenilitových sliňov a stratigraficky v tejto časti zodpovedajú strednému priabonu (porov. B. Leško et O. Samuel 1968).

d) V nadloží vyššie spomínaných podmenilitových sliňov sú vyvinuté *menilitové bridlice* s jasielskymi „lupkami“ a malcovské vrstvy v stratigrafickom rozsahu najvyšší priabón — spodný oligocén.

2. Haligovský vývin

Na juh od bradlového pásma na viacerých miestach vystupuje na povrch paleocénne až spodnoeocénne súvrstvie, ktoré je z litofaciálneho hľadiska v podstate analogické s pročskými vrstvami s tým rozdielom, že sa v nich ojedinele vyskytujú bloky biohermných vápencov.

a) *Pročské vrstvy* obsahujú paleocénnu až spodnoeocénnu asociáciu foraminifér (porov. B. Leško et O. Samuel 1968). Ich spodnoeocénny vek potvrdil aj F. Bieda (1960) na základe veľkých foraminifér.

b) Stredný eocén v južnom vývine bradlového pásma reprezentuje flyš *pestrými vápnitými ílmi, ílovcami a slieňmi* vyvíjajúcimi sa v nadloží pročského súvrstvia. V južnej časti bradlového pásma obsahujú karbonatické zlepenca súľovského typu rôznej hrúbky. Napríklad pri Hanušovciach sa vyskytuje niekoľko m hrubá nevrstevná interformačná poloha hrubozrnného zlepenca s piesčito vápnitým tmelom.

c) Vrchný lutét až spodný priabón majú spoločný litologicko-stratigrafický vývin s vlastným centrálnokarpatským paleogénom. Jedine v úseku Stará Lubovňa — Lipany — Hanušovce má vrchný lutét a priabón prevažne hruboklastický vývin, ktorý F. Chmelík (1957, 1959)* označil ako *šambronské vrstvy* (szaflarským vrstvám L. Watycha 1959 v Poľsku)**. Šambronské vrstvy predstavujú priordilierovú fáciu, ktorej hlavnou zdrojovou oblasťou boli kordiliery menšieho či väčšieho významu, nachádzajúce sa v bradlovom pásme a jednotky centrálnych Západných Karpát.

d) Vrchnému priabónu až spodnému oligocénu zodpovedajú *maľcovské vrstvy*, ktoré v pásme jv. od Starej Lubovne úplne pokrývajú bradlové pásmo a laterálne prechádzajú do vrchných vrstiev centrálnokarpatského paleogénu.

3. Varínsky vývin

Je v súčasnej dobe predmetom podrobného geologicko-mikrobiostratigrafického výskumu. Ako poznamenávame už vyššie, sú tu vyvinuté aj sedimenty paleocénneho a spodnoeocénneho veku, pričom nemožno vylúčiť existenciu lutétu.

4. Hričovsko-Žilinský vývin

Sedimenty tohto vývinu sú najúplnejšie zachované najmä medzi Hričovským Podhradím a v okolí Považskej Bystrice. V poslednom čase bol tento vývin predmetom podrobného štúdia O. Samuela, K. Borzu a E. Köhlera (1972), ktorí výsledky svojich výskumov i s podrobným zhodnotením starších prác podávajú v systematickom diele, na ktoré tu odkazujeme.

Charakteristickým znakom hričovsko-žilinského vývinu je, že smerom od Žiliny na juh je bazálne súvrstvie mladšie. Kým pri Žiline bazálne súvrstvie patrí do danu, pri Hričove má mont-tanetský vek a pri Jablonovom je vrchnopaleocénne (ilerdské). Podľa výskumov vyššie spomínaných autorov ďalším osobitným znakom tohto vývinu je, že južným smerom je súvrstvie celkove hrubodetritickejšie. Medzi Žilinou a Ovčiarskou je tvorené z flyšu s prevahou pelitickej zložky; v okolí Hričova súvrstvie má už flyšoidný ráz a vyskytujú

* in Zprávy o geol. výzkume v r. 1956, 1957. Praha

** in Przegl. geol. 518. Warszawa

sa v ňom polohy konglomerátov rôznej mocnosti a rífové telesá a bloky, ktoré sú v prevažnej miere redeponované. V okolí Jablonového ho tvoria prevažne súľovské zlepence. Z uvedeného vyplýva, že v hričovsko-žilinskom vývine možno odlíšiť tieto litologicko-faciálne a stratigraficky rozdielne súvrstvia:

1. *Žilinské súvrstvie** je tvorené z flyšu v spodnej časti s prevahou pelitickej zložky, ktorá je reprezentovaná červenými, menej zelenými slieňmi. Striedajú sa s lavicami stredno až hrubozrnných, prevažne vápnitých gradačne zvrstvených pieskovcov. Miestami sú vyvinuté i polohy mikrokonglomerátov. Smerom do nadložia polohy pestrých slieňov rýchlo ubúdajú a súvrstvie nadobúda charakter strednorytmického flyšu s polohami mikrokonglomerátov až konglomerátov. V tomto súvrství sa bloky rífových vápencov vyskytujú veľmi sporadicky. Polohy pestrých slieňov prechovávajú bohatú planktonickú i bentonickú asociáciu malých foraminifér. V pieskovcových vrstvách bola nájdená i mikrofauna veľkých foraminifér. Na základe určenia mikrofauny stratigrafický rozsah takto ponímaného súvrstvia je vrchný dan až lutét (porov. O. Samuel — K. Borza — E. Köhler 1972).

b) *Hričovské súvrstvie***. Flyšoidný vývoj tvoria polohy pieskovcov, jemnozrnných zlepenecov a slieňov s blokmi rífových biohermných vápencov. Bloky sa obyčajne vyskytujú v slieňoch, vzácne sú obalené pieskovcami. Len v ojedinelých prípadoch možno predpokladať, že by sa rífové telesá nachádzali na mieste svojho vzniku (in situ).

Flyšoidný vývoj sa vyskytuje v dvoch oblastiach: JZ od Považskej Bystrice pri Makovci—Rybárikove a pri Hričovskom Podhradí. Západne od osady Makovec—Rybárikovo sa vyskytuje malý izolovaný „ostrov“ mont-thanetských sedimentov. Vystupujú tu jemnozrnné organogénne zlepence, sliene a bloky rífových vápencov. Profil týmito sedimentmi bol získaný vrtom MS-1. Jeho podrobný opis uvádzajú A. Began, K. Borza, E. Köhler, O. Samuel (1970), kým z ďalších vyššie menovaných oblastí nájdete v práci O. Samuela, K. Borzu a E. Köhlera (l. c.) i s podrobným stratigrafickým a paleontologickým opisom. Podľa týchto autorov stratigrafický rozsah hričovského súvrstvia je mont-tanet až cuis. Z uvedeného vyplýva, že alternuje s vyššie opísaným žilinským súvrstvím.

c) *Operkulínové vrstvy* predstavujú úzku lokálnu faciú, ktorá je vyvinutá najmä v okolí obce Hlboké nad Váhom. Najväčšiu pozornosť si zasluhujú profily medzi obcou Hlboké n/V a k. Ostrý vrch (548,5). Podrobný opis uvede-

*Názov odvodený od mesta Žilina, jz. od ktorého je vyvinuté predmetné súvrstvie (úpätie k. Hranisko).

**Názov odvodený od obce Hričovské Podradie, v okolí ktorého sa nachádza predmetné súvrstvie.

ného profilu urobili O. Samuel, J. Salaj, E. Köhler, K. Borza (1967). Autori pôvodne predpokladali kontinuitu v sedimentácii medzi maastrichtom a paleocénom. Podľa nových výskumov tieto názory treba revidovať, nakoľko spodný paleocén tu nie je presvedčivo dokázaný, hoci medzi charakterom maastrichtských a vrchnopaleocénnych sedimentov nie je podstatný rozdiel, pričom operkulínové vrstvy paleocénu konkordantne ležia na maastrichte.

V spodnej časti tohto profilu sú operkulínové vrstvy tvorené z jemnozrnných organogénnych pieskovcov. Veľké foraminifery sú hojne zastúpené najmä druhmi rodu *Discocyclina*, *Operculina* a *Assilina*. Vyššie operkulínové vrstvy sú vytvorené z organogénnych vápencov a vápnitých pieskovcov. Medzi vápencami a pieskovcami sa vyskytujú najrôznejšie prechody. Bez ohľadu na ich charakter pieskovce sú preplnené operkulínami. V ojedinelých prípadoch majú až 75 % organických zvyškov.

Podľa mikrobiostratigrafických výskumov O. Samuela, K. Borzu a E. Köhlera (l. c.) operkulínové vrstvy sa usadzovali najmä v ilerde, pričom miestami bol potvrdený zásah sedimentácie až do cuisu.

5. Domanižský vývin

Je vyvinutý hlavne v domanižskej kotline, ktorá predstavuje úzku post-paleogénnu intramontánnu depresiu, v ktorej sa nám zachovali paleogénne sedimenty. Paleogén tu leží transgresívne na silne rozčlenenom mezozoickom substráte, v dôsledku čoho je mocnosť súľovských zlepcov veľmi premenlivá (porov. L. Kúta 1953).

a) *Súľovské zlepence* miestami sú zložené až z 96 % dolomitov a len 3–4 % vápencov. Bazálna transgresívna litofácia je mimo súľovských zlepcov vytvorená z piesčitých vápencov, ktoré pri Mojtíne ležia priamo na mezozoiku a obsahujú veľmi bohatú asociáciu numulitov (zatiaľ neurčenú) a „hniezda“ s alveolínami. Z vrtov, ktoré sa tu urobili pri výskume bauxitov, sme v jednom prípade získali z červených slieňov chudobnú spodnoeocénnu planktonickú mikrofaunu, na základe čoho sa domnievame, že transgresia do tejto oblasti vnikla v spodnom eocéne, t. j. cuisu.

b) *Domanižské vrstvy*. Podstatná časť územia Domanižskej kotliny je tvorená z flyšového súvrstvia, ktoré sa skladá zo strednozrnných pieskovcov a ílovcov. Miestami sa pieskovce striedajú s 5–7 m mocnými polohami slieňov s obsahom až 57 % CaCO_3 sivej, sivozelenej, zriedkavejšie fialovej farby. Charakteristickým znakom flyšu v tejto oblasti sú početné interformačné konglomerátové telesá rôznej mocnosti. Stratigraficky tieto vrstvy zodpovedajú lutétu (porov. O. Samuel — J. Salaj 1968).

Vrchnoeocénne vrstvy bezprostredne v Domanižskej kotline neboli zatiaľ preukázané.

6. Myjavský vývin

Veľmi zaujímavý a pozoruhodný paleogénny vývin sa nachádza v severnej časti Brezovského pohoria a v Myjavskej pahorkatine. Na rozdiel od vyššie opísaných vývinov považsko-hanušovského pásma paleogénne sedimenty ležia na tzv. gosauskej kriede a rudimentárne sú zachované i v bradlovom pásme. Vcelku je paleogén podobne ako tzv. gosauská krieda tektonicky málo porušený.

Paleogénne sedimenty v predmetnej oblasti sú vyvinuté rudimentárne priamo v bradlovom pásme. Z doterajších mikrobiostratigrafických údajov možno iba predpokladať, že je tu vyvinutý paleocén i eocén. Podrobnejšie sa touto problematikou v súčasnej dobe zaoberá A. Begán.

V oblasti sv. od bradlového pásma je paleogénne súvrstvie kompletnejšie a faciálne pestršie vyvinuté. Súvislejšie vystupuje v pruhu Polianka — Rudník, ktoré sa tiahne paralelne s bradlovým pásmom a v oblasti Kraváriky — Stará Turá.

V pásme Polianka — Rudník v hlavných rysoch možno odlíšiť tri litologicko-stratigraficky rozdielne súvrstvia.

a) *Sivozelené sliene* s polohami pieskov, ktoré sa podľa údajov J. Salaja (1962) plynule vyvíja z maastrichtu a predpokladá tu neprerušujúcu sedimentáciu medzi maastrichtom a danom.

b) *Kravarické súvrstvie* je vyvinuté v nadloží vyššie opísaného súvrstvia. V opisovanom pásme tvoria organogénne vápnité pieskovce a vápence hlavnú zložku opisovaného súvrstvia. Tvoria 5—50 cm mocné lavice, ktoré sa striedajú iba s niekoľko cm mocnými medzivrstvičkami vápnitých ílovcov alebo slieňovcov.

V sz. časti sa v tomto súvrství začínajú objavovať i konglomeráty s exotickými valúnmi (kravarické zlepenice), ktoré sú charakteristické pre flyšové súvrstvie s exotickými zlepenicami a rífovými vápencami v oblasti Kraváriky — Bradlo — Stará Turá.

Stratigrafický rozsah tohto súvrstvia je stredný paleocén až spodný eocén (por. O. Samuel — J. Salaj 1968).

c) *Drobnorytmický flyš s polohami slieňov*. Tvoria ho 10—20 cm mocné lavice pieskovcov, striedajúcich sa s polohami vápnitých ílovcov. Pomer psamitickéj a pelitickej zložky je cca 2 : 1. Miestami pelitická zložka prevláda nad psamitickou (cca 4 : 1). Pestré, zvlášť červené sliene sú bohaté na mikrofaunu. Na základe analýzy jej malých foramenifér možno konštatovať, že sedimentácia tohto súvrstvia prebiehala hlavne v lutéte (porov. O. Samuel — J. Salaj 1968).

d) V nadloží vyššie opísaného súvrstvia (Myjava-tehelňa) sú vyvinuté sivozelené tvrdé sliene (faciálne veľmi podobné globigerínovým slieňov; 5—7 m

Litologicko-stratigrafická tabuľka „pribradlového“ paleogénu

VEK		ZÓNY	VÝVIN	POVAŽSKO - HANUŠOVSKÉ PALEOGENNÉ PÁSMO						
				INOVSÝ	HALIGOVEČKÝ	VARINSÝ	HRIČOVSKO-ŽILINSÝ	DOMANIŽSKÝ	1 - MYJAVSKÝ - 2	
E O C E Ň	VRCHNÝ PRIABÓN	GLOBIGERINA OFFICINALIS	MALCOVSKÉ VRSTVY MENILITOVÉ BRIDLICE	PIESKOVCOVO - ÍLOVCOVÝ FLÝŠ TYPU BIELOPOTOCKÝCH VRSTVIE	SÁMBROMSKÉ VRSTVY		FLÝŠOVÉ SÚVRSTVIE BEZ PESTRÝCH SLIENŇOVCOV RESP. ÍLOVCOV (TYP CENTRÁLNOKAR- PATSKÉHO PALEOGENU)		BRIDLICE MENI- LITOVÉHO TYPU SIVOZELENÉ SLIENE (GLOBIGERINOVÉ SLIENE)	
		GLOBIGERAPS INDEX	PODMENILITOVÉ (GLOBIGERINOVÉ SLIENE)	ÍLOVCOVO - PIESKOVCOVÝ FLÝŠ TYPU ZAKOPANSKÝCH VRSTVIE						
	STREDNÝ LUTĚT	TRONCOROTALOIDES ROHRI	SIVOZELENÉ, SIVOMODRÉ A ČERVENÉ ÍLOVCE S POLO- HAMI JEMNOZRNÝCH PIESKOVCOV (= BEŇATINSKÉ SÚVRSTVIE)	ZLEPENCE SULŇOVSKÉHO TYPU	FLÝŠOVÉ SÚVRSTVIE S POLO- HAMI PESTRÝCH SLIENŇOV A ÍLOVCOV	2	2	STREDNORITMICKÝ FLÝŠ S POLOHAMI INTERFOR- MAGNÝCH POLOH (= DOMANIŽSKÉ SÚVRSTVIE)	DROBNORITMICKÝ FLÝŠ S POLOHA- MI PESTRÝCH SLIENŇOV	
		TURBOROTALIA (A.) CRASSATA DENSA								
	SPODNÝ COIS	GLOBOROTALIA ARAGONENSIS								
	P A L E O C E Ň	VRCHNÝ ILERD	GLOBOROTALIA SUBBOTINAE	HRUBORITMICKÝ FLÝŠ S POLOHAMI ZLEPENCŇOV, PESTRÝCH SLIENŇOV A ÍLOVCOV (= PROČSKÉ SÚVRSTVIE)	HRUBORITMICKÝ FLÝŠ S POLO- HAMI KARBONÁTOVÝCH ZLE- PENCŇOV A VLOŽKAMI PESTRÝCH SLIENŇOV (= PROČSKÉ SÚVRSTVIE)	2	2	FLÝŠOVÉ SÚVRSTVIE S POLOHAMI PESTRÝCH RUDIMENTÁRNE I ČIERNÝCH ÍLOVCOV, ALEBO SLIENŇOVCOV A BLOKŇOV RÍFOVÝCH VÁPEN- COV	FLÝŠOVÉ SÚVRSTVIE S POLOHAMI PESTRÝCH SLIENŇOVCOV A ÍLOVCOV (V SPODNEJ ČÁSTI PREVÁHA PELITICKEJ ZLOŽKY NAD PSAMITICKOU VO VIŠŠEJ ČÁSTI POMER FJ11 = ŽILINSKÉ VRSTVY)	ORGANOGENNÉ VÁPENITÉ PIESKOVCE S POLOHAMI SLIENŇOV A V SPODNEJ ČÁSTI RÍFOVÝCH VÁPENCŇOV A KONGLOMERÁTOV (KRAVARICKÉ SÚVRSTVIE)
GLOBOROTALIA AEGUA										
STREDNÝ MONT-THANET		GLOBOROTALIA PUSILLA PUSILLA						MEZOZOICKÝ SUBSTRÁT CENTRÁLNYCH JEDNOTIEK ZAPADNÝCH KARPÁT	MEZOZOICKÝ SUBSTRÁT CENTRÁLNYCH JEDNOTIEK ZAPADNÝCH KARPÁT	
SPODNÝ DAN		T(A.) INCONSTANS PRAECURSORIA		MEZOZOICKÝ SUBSTRÁT CENTRÁLNYCH JEDNO- TIEK ZAPAD KARPÁT				MEZOZOICKÝ SUBSTRÁT CENTRÁLNYCH JEDNOTIEK ZAPADNÝCH KARPÁT		
		GLOBIGERINA COMPRESSA	2 HIAT					MEZOZOICKÝ SUBSTRÁT BRADLOVÉHO PÁSM A RESP. CEN- TRÁL JEDNOTIEK ZAP. KARPÁT	SIVOZELENÉ SLIENE S POLO- HAMI PIESKŇOV	HIAT

1 - PÁSMO POLIANKA - RUDNÍK; 2 - PÁSMO KRAVARIKY - BRADLO - STARÁ TURA

mocné) a nad nimi rudimentárne bridlice menilitového typu (cca 2 m) s meter mocnou konglomerátovou polohou. *Bridlice menilitového typu* na základe superpozície kladieme do spodného priabónu. Sedimenty vrchnopriabónskeho resp. spodnooligocénneho veku neboli zatiaľ v tejto oblasti evidentne preukázané.

V oblasti Kravariky — Stará Turá boli z litofaciálneho hľadiska odlišené dve súvrstvia:

a) *Kravarické súvrstvie*, ktoré je budované flyšoidnými sedimentmi a polohami exotických zlepcov (v zmysle D. Andrusova 1965 kravarickým zlepcom) a rífových koralovo-riasových vápencov. Uvedené súvrstvie je vyvinuté v nadloží orbitoidných vápencov kampánskeho až maastrichtského veku. Stratigraficky zodpovedá hlavne paleocénu resp. spodnému cuisu.

Osobitnú pozornosť si zasluhujú rífové vápence, ktorých vek bol rôzne interpretovaný (senón, eocén, dan, ilerd, porov. D. Andrusov 1965, str. 414—215). Vychádzajúc z najnovších výskumov v hričovsko-žilinskom vývine sa zdá, že tu máme do činenia s analogickou situáciou ako v okolí Hričova, kde značná časť mont-tanetských rífových vápencov sa nachádza v ilerdskom súvrství. Stratigrafické postavenie rífových vápencov bude potrebné podrobiť detailnej revízií.

b) *Strednorytmický flyš* sa postupne vyvíja z vyššie opísaného súvrstvia. Je vytvorený zo strednozrnných až hrubozrnných pieskovcov, ktoré sa striedajú s polohami sivozelených vápnitých ílovcov alebo slieňov. Polohy zlepcov buď úplne chýbajú, alebo sú vyvinuté len rudimentárne v spodnej časti súvrstvia. Vo vrchnej časti súvrstvia objavujú sa nepatrné polohy červených slieňov. Na základe foraminifér (porov. O. Samuel — J. Salaj 1968) kladieme toto súvrstvie do najvyššieho paleocénu až stredného eocénu.

LITERATÚRA

- [1] Andrusov, D. 1965: Geológia československých Karpát III, Bratislava. — [2] Andrusov, D. — Köhler, E. 1963: Nummulites facies et développement prectonique des Karpates occidentales centrales au Paléogène. — Geol. sbor. 14/1. Bratislava. — [3] Began, A. — Borza, H. — Köhler, E. — Samuel, O. 1970: Stratigraphical-lithological characteristics of the well-log MS-1 (to the NW of Považská Bystrica). Geol. práce, Správy 53. Bratislava. — [4] Bieda, F. 1960: Veľké foraminifery priútesového flyšu na východnom Slovensku. Geol. práce, Správy 18, Bratislava. — [5] Kulčickij, J. O. 1965: Nekotoryje problemnyje voprosy geologičeskoho strojenija Vostočnych Karpat. Materialy VI. sjezda Karp.—Balk. Geol. Assoc. Kijev. — [6] Kúta, L. 1953: Průzkum Al surovín 1952—1953, Domaniža. Manuskript-archív GÚDŠ, Bratislava. — [7] Leško, B. 1957: Geologie des Ost-und Südteiles des Ondavaer Hügellandes. Geol. práce, Zošit 46, Bratislava. — [8] Leško, B. 1960: Paläogen der Klippenzone in der Ostslowakei. Geol. zbor. 11/1. Bratislava. — [9] Leško, B. — Samuel, O. 1960: Géologie de la Zone des Klippes des environs de Podhorod. Geol. práce, Správy 20. Bratislava. — [10] Leško, B. et

Samuel, O. 1968: Geológia východoslovenského flyšu. Vyd. SAV. Bratislava. — [11] Matějka, A. 1960: Vnitřní pásmo bradlové na listu geologické generální mapy Vysoké Tatry. Správy o geol. výzkumech za r. 1959. Praha. — [12] Matějka, A. — Hanzlíková, E. 1962: Příspěvek ke geologii Podhorodě, Beňatiny a Inovečů na východ. Slovensku. Zprávy o geol. výzk. v r. 1961. Praha. — [13] Pešl, V. — Menčík, E. 1959: Levée géologique du Flysch de la Magura en Slovaquie orientale. Zprávy o geol. výzk. v r. 1957. Praha. — [14] Salaj, J. 1960: Vorläufiger Bericht zur Mikrobiostratigraphie der Gossauer Kreide im Gebirge Brezovské pohorie und des Paläogens des Hügellandes Myjavská pahorkatina. Geol. Práce, Správy 18. Bratislava. — [15] Salaj, J. 1962: Mikrobiostratigrafia dānu gosauskej kriedy a centrálného paleogénu Myjavskej pahorkatiny. Geol. Práce, Správy 24. Bratislava. — [16] Samuel, O. — Borza, K. — Köhler, E. 1972: Microfauna and lithostratigraphy of the Paleogene of the Paleogene and adjacent Cretaceous of the Middle Váh Valley. GÚDŠ, Bratislava. — [17] Samuel, O. et Bystrická, H. 1968: Stratigraphische Korrelation der Plankton foraminiferen mit dem Nannoplankton des Paleogens in dem West-Karpaten der Slowakei. Geol. zbor. 19/71. Bratislava. — [18] Samuel, O. — Salaj, J. 1961 Niekoľko poznámok k mikrobiostratigrafii „dán“ — paleocénu. Geol. zbor. 12/2. Bratislava. — [19] Samuel, O. — Salaj, J. 1968: Foraminifera of the Westcarpathian Paleogene. Bratislava. — [20] Samuel, O. — Salaj, J. — Köhler, E. — Borza, K. 1967: Relation of the Cretaceous to the Paleogene in the Klippen Belt of the Váh River-side (West Carpathians). Geol. zbor. 18/1. Bratislava. — [21] Stránik, Z. 1965: Zur Geologie des Magura-Flysches in Gebirge Čerchovské pohoří und Ondavská vrchovina. Zbor. geol. vied, Západné Karpaty 3. Bratislava. — [22] Stránik, Z. — Roth, Z. 1959: Předběžná zpráva o geol. výzkumech v Čerchovském pohoří a záp. části Ondavské vrchoviny. Zprávy o geol. výzk. v r. 1957. Praha. — [23] Stránik, Z. — Roth, Z. 1960: Předběžná zpráva o geol. výzk. v Čerchovském pohoří a západní bardejovské části Ondavské vrchoviny. Zprávy o geol. výzk. v r. 1958. Praha. — [24] Vjalov, O. S. — Andrusov, D. 1963: O neobchodnosti rozdelenija paleogena fiševoj zony na dvje glavnyje serii: karpijskuju i ombronskuju. Geol. zbor. 14/1. Bratislava.

O. SAMUEL

REMARKS ON THE LITHOLOGICAL — FACIAL AND STRATIGRAPHICAL DIVISION OF THE PALEOGENE OF THE KLIPPEN BELT

Formerly, the Paleogene sediments on the southern side of the Klippen Belt were referred to the Central — Carpathian Paleogene resting unconformably on the earlier Mesozoic, morphologically markedly dissected substratum. The stratigraphical range of the Central — Carpathian Paleogene is between the Upper Lutetian and the Priabonian.

A detailed microbiostratigraphical research in Eastern Slovakia (B. Leško et O. Samuel 1960, 1968), in the central Váh river valley, and in the Myjavská pahorkatina (hills) (J. Salaj 1961, D. Andrusov et E. Köhler 1963, O. Samuel et J. Salaj 1961, 1968) showed that the Paleogene beds in a belt linear with the internal side of the Klippen Belt started their deposition as early as the Paleocene, not in the Eocene (Upper Lutetian) as assumed formerly. Consequently, the Paleogene present in a particular sedimentation area deposited in the Paleocene after the Laramide orogenetic phase, in some places in the southern structures of the Klippen Belt and in the adjacent parts of the Mesozoic formations. Due to its particular features (stratigraphical range, bioherm limestones, predominating detritus, intraformational conglomerate bodies with the Sulov type predominant

ing, biofacial differences) it was divided into several bed sequences, e. g. the Beňatina Flysch in Eastern Slovakia, where B. Leško 1960 distinguished the Inovec and the southern Central — Carpathian bed sequences. D. Andrusov (1965) divided sediments of this area into Myjava beds s. l. Within the Myjava beds D. Andrusov distinguished other bed sequences of the same category: The Myjava beds s. s., the Makov, Hričov — Žilina and Haligovec beds. So far no of these was completely defined (because of the lack of lithological — stratigraphical data) and cannot be applied to the entire area. The lithological — facial and biostratigraphical description, and the paleogeographical reconstruction of individual areas show that there are insufficient reasons for some designations of the bed sequences (e. g. the Makov beds represent only a relict of the Hričovo — Žilina bed sequence), while the other should be redefined with respect to the new data, and to their particular features due to local and sedimentation conditions in the entire area and to some paleogeotectonic and paleogeographic characteristics. Basing upon the above common lithofacial features and Upon more or less uniform paleotectonic evolution, the area should be designated as the Považie — Hanušovce Paleogene (according to the Central Váh river valley in Western Slovakia and according by the wider vicinity of the village Hanušovce in Eastern Slovakia with the most conspicuous Paleogene of the zone mentioned). Within the Považie — Hanušovce bed sequence the following beds may be distinguished:

1) *The Inovec bed sequence* rim the northern part of the Klippen Belt in Eastern Slovakia. The lower part of the Paleogene developed in the coarse — rhythmical Flysch (the Proč beds) with some layers of microconglomerates and conglomerates including exotic conglomerates. The material of the Klippen Belt, or from the central units of the West Carpathians is poor. Higher up it passes into beds with varied clays claystones or marlstones predominating. The Upper Eocene — Lower Oligocene are affected by the sedimentation of the Krosno — Melinite series (the Menilite schists with the Jaslo shales and the Malcov beds). Stratigraphical range of the bed sequence is that of the Lower Paleocene (Upper Danian) — Lower Oligocene.

2) *The Haligovec bed sequence* extends along the innerside of the Klippen Belt. In contrast to the preceding it rest on various pre — Paleogene formations of the central units of the West Carpathians. In some places it contains bioherm limestones and intraformational conglomeratic bodies of the Suľov type. In Upper Paleogene is also material from the Klippen Belt. The stratigraphical position of the basal bed sequence is not synchronous, it grows younger southwards, within the Paleocene and Lower Eocene. The entire stratigraphical range of the sequence is between the Lower Paleocene and Upper Priabonian (? Lower Oligocene).

3. *The Varín bed sequence* is preserved in minor relicts, mainly in the Varín segment of the Klippen Belt. To the sequence belongs most likely the small relict of the „periklippen“ Paleogene in Orava near Kňažia (cf. A. Matějka et E. Hanzlíková 1962). The Varín facies sequence is incompletely investigated from the view of lithological — facial and stratigraphical characteristics. It consists mostly of Flysch beds with the layers of red and black (the Babice type) marls or claystones containing sporadical redeposited reef blocks. The existing data indicate Upper Paleocene — Lower Eocene; possibly also the Lutetian.

4. *The Hričov — Žilina bed sequence* extends especially in the segment Žilina — Hričovské Podhradie — Jablonové, and in relicts near Považská Bystrica. It is characterized by sediments southwards from Žilina tracing the Klippen Belt and getting younger, coarsely elastic. Typical are large bodies of bioherm limestones. A part of them is autochthonous (in situ), whereas the prevalent part is redeposited in younger „flyschoid“ beds.

Characteristic is also enormous accumulation of detrital material in some places. Analogous to the previous bed sequence the basal beds are diachronic within the Upper Danian and Illeridian Stratigraphical range of the whole bed sequence is that of the Upper Danian — Upper Lutetian, with the secondary absence of the Priabonian.

5. *The Domaníža bed sequence.* Although its position is „centralcarpathian“ in the intramontane Domaníža Depression of the Strážovské pohorie (mountains), still it may be regarded as a consequence of post — Paleogene processes and of denudation. Its stratigraphical range is that of the Lower and Middle Eocene. Two different lithofacies may only be distinguished: the basal transgressive beds formed of the Sulov conglomerates, and the Flysch beds with layers of intraformational conglomerates consisting mostly of carbonate rocks (of the Sulov type).

6. *The Myjava bed sequence* is restricted to the Brezová (Gossau) Cretaceous beds. According to J. Salaj (1962) in the zone between Polianka and Rudník it is characterized by continuous sedimentation between the Brezová (Gossau) Cretaceous to the Palaeogene, and the medium to fine rhythmical flysch with the layers of varied marls. Its stratigraphical range is between the Danian and the Upper Eocene.

Preložil J. Pevný

Správy — diskusia — recenzie

V. MEDZINÁRODNÝ KONGRES COMMITTEE MEDITERRANEAN NEOGENE STRATIGRAPHY V ZNAMENÍ KULMINÁCIE KRÍZY STRATIGRAFIE SVETOVÉHO NEOGÉNU

Piaty medzinárodný kongres CMNS sa konal v Lyone od 6. do 9. septembra 1971. Bol spojený s troma cennými exkurziami v oblasti akvitánskej a rhónskej panvy a v okolí Nice. Pokiaľ ide o riešenie problémov, kongres, spestrený sice recepciami v ovzduší francúzskeho šarmu a provincializmu, zasadal v duchu hesla „laissez faire — laissez passer“ a skepticizmu. Organizácia kongresu bola výborná, veď sa na nej podieľal nielen Lyon, ale aj Bordeaux. V dôsledku toho vzniklo citeľné ovzdušie súťaže o prvenstvo pri uznávaní práv akvitánskej panvy voči rhónskej oblasti a naopak. Myslím tu na práva priorít v stratigrafickej nomenklatúre, na právo na najvhodnejšie typové profily a v pozadí toho samozrejme osobné záležitosti, súvisiace so získaním morálnych práv na určité funkcie v IUGS i na domácej pôde.

Ovzdušie preto veľmi pripomínalo „nenútenosť“ predošlého kongresu v r. 1967, v Bologni, kde každý musel byť presvedčený, že jedine redefinované typy langhiana serravalliana, tortoniana a messiniana, nehovoriac o stupňoch pliocénu, sú pre svet vhodné a spasiteľné. S hlbším pohľadom na veci sme mohli zbadať aj malú alianciu Bologna — Lyon, lepšie povedané Bologna — Bordeaux, v ktorej monopol na spodný miocén pripadá Bordeaux (napokon ani nie mediteránna, ale atlantická bioprovincia,) a právo na ostatné, teda až po hranicu kvartéru, je doménu Talianska. Všetky ostatné názory, či už pochádzali z vlastných radov Francúzov alebo Talianov, boli „taktne“ umlčané tým, že prejednávanie návrhov sa odsúvalo na neurčité ďalšie rokovacie obdobie.

Pravda, my tiež nie sme výnimkou v Paratethyde. Sme tiež tak trocha lokálpatrioti, ibaže s tým rozdielom, že si nenárokujeme právo na utvorenie zle definovanej alebo zle definovateľnej svetovej stratigrafickej škály. Taliansko a Francúzsko majú na to ale „historické právo“. Toto historické právo, že tzv. klasické stratotypy, podľa ktorých by sa mal svet v neogéne orientovať, pochádzajú pôvodne z mediteránnej oblasti, nie je treba podceňovať. Dáva totiž aj dnes akýsi „puvoár“ mediteránnemu komitétu byť vrcholnou stratigrafickou organizáciou pre svetový neogén a nielen pre mediteránnu oblasť. Na kongrese sa preto zúčastňujú sústavne aj Japonci, Austráľania a Američania, zástupcovia boreálneho a tropického neogénu, očakávajúce riešenie krízy stratigrafie svetového neogénu od tohto komitétu.

K pozitívnym návrhom a k ich riešeniu nedošlo pravda ani v Lyone. Jednak z dôvodu geologického lokálpatriotizmu, jednak jednoducho preto, lebo po izolovanom zasadaní subkomitétov neostalo času na integráciu výsledkov a na riešenie globálnych problémov.

Máme sa teda čoho vyvarovať, ak chceme, aby v r. 1975 mal v Bratislave VI. kongres CMNS iný priebeh, aby aspoň do určitej miery splnil očakávanie zainteresovaných odborníkov, aby z bratislavského kongresu vyšli nestranné riešenia a návrhy, ktoré

potom schvália vyššie orgány IUGS. (Napokon, ak budú návrhy rozumné a vyhovujúce, vojdú do života aj bez dlhočizného schvaľovania nadriadených komisií.)

Aké sú teda tie principiálne problémy, ku ktorým mal zaujať kongres v Lyone stanovisko?

1. Rozhodnúť sa, na čom má byť prednostne postavená chronostratigrafia neogénu. Na lithostratigrafiu alebo biostratigrafiu, prípadne akú kombináciu týchto dvoch metodicky odlišných pojmov použiť.

2. Aký je vzťah medzi chornostratigrafickými pojmami neogénu a pojmami geochronologickými, teda údajmi absolútneho veku a paleomagnetizmu.

3. Čo pokladáme za spodnú hranicu neogénu a čím ju charakterizujeme.

4. Čo pokladáme za vrchnú hranicu neogénu a ako ju charakterizujeme.

5. Čím je charakterizovaná hranica medzi miocénom a pliocénom.

6. Na základe akých kritérií odporúča kongres delenie mediteránneho, resp. svetového neogénu.

7. Rozhodnutie v otázke v Bologni navrhnutých „superetáží“.

8. Vzťah celosvetových (globálnych alebo interregionálnych) chronostratigrafických jednotiek k regionálnym jednotkám.

9. Vyhodnotenie a biostratigrafická aplikácia nových výsledkov evolúcie organizmov, predovšetkým planktónu a ich korelácia so sekciami z neogénu morského dna.

10. Korelácia nových údajov absolútneho datovania so známymi a revidovanými acrozónami a cenozónami.

Kongres dopredu nevymedzil okruh týchto problémov, i keď verejnosť a účastníci kongresu očakávali odpoveď práve na tieto základné otázky.

Namiesto odpovedí rezolúcia kongresu hovorí: „používajte si také stupne a pojmy aké vy chcete“. Citujem presné znenie rezolúcie: *„Again our meetings have shown the increasing confusion amongst stratigraphers because they persistently with to talk in terms of the chronostratigraphic scales. All of you are therefore requested to help in putting an end to the present disorder. We may appeal that whenever you wish to express your lithostratigraphic observations and your biostratigraphic and other conclusions in terms of stages, to state clearly on which you base the stage you use.“* A ďalej: *„As to the superstages for the Neogene, upon the principle of which we decided in Bologna in 1967, bear in mind what has been presented here in Lyon. But it is certainly too early to decide on any concrete proposal for approval.“*

Táto rezolúcia skutočne dokumentuje nemohúcnosť lyonského kongresu, hlavne však vyvrcholenie krízy neogénnej stratigrafie. Krízy, ktorá zákonite musela prísť v dôsledku nahromadenia moderných vedomostí na vyššej úrovni myslenia v čase a priestore. Krízy, ktorú bolo možno predvídať už po kongrese v Berne a v Bologni a ktorú sme u nás našťastie nielen predvídali, ale sami sme si vytvorili včas predpoklady, ako ju ľahšie prekonať pomocou objektívne definovaných regionálnych stupňov.

Základom tejto krízy boli predovšetkým nejasnosti v terminológii stratigrafickej disciplíny, ktoré sa v praxi nedali dostatočne odstrániť a objasniť ani dodnes, ďalej rozvoj znalosti vývoja planktónu a stanovenie absolútnych vekových údajov, ich použiteľnosť pre biostratigrafiu neogénu. Pri používaní planktonických kritérií pri definíciách stratigrafických pojmov sme sa prirodzene okamžite dostali do rozporu so starými definíciami stupňov, ktoré boli v tomto prípade neprávom „chránené“ prioritnými výrokmami z predhistorických dôb stratigrafickej vedy. Dôsledkom toho celého bolo vždy hmlisté miešanie geochronologických, biostratigrafických a lithostratigrafických pojmov vo vzťahu k chronostratigrafickým jednotkám. Čím ďalej, tým častejšia sa zamieňali názvy moderných

biozón (aerozón a cenozón) s pojmami klasických stupňov, hoci v skutočnosti sa vôbec nekryli v čase. V dôsledku toho vznikla celá plejáda redefinícií klasických stupňov a od bolonského kongresu, resp. už od r. 1965 do dnešného dňa máme k dispozícii tri moderné (zverejnené) definície akvitánu, dve definície burdigalu, raz boli zrušené ako stupne a opäť sa znovuzrodili ako legálny obsah gironda. Girond bol mimoriadne pohyblivý v čase a v priestore (jeho rôzne definície určujú bázu raz pri objavení sa *Miogyssina gunteri*, inokedy už pri *Globig. primordius* (vreh siaha vyššie než objavenie rodu *Praeorbulina*). Jeho „klasický“ obsah z atlantickej bioprovincie má byť aj nomenklatorickým reprezentantom svetového spodného miocénu. Helvét ako stupeň sa zredukoval vo víre redefinícií ostatných stupňov na nulu. Prehltol ho girond, pretože siahal pôvodne až nad preorbulínový dátum. V Taliansku prestali helvét tiež potrebovať, pretože zistili, že ich Elveziano (Helvetiano) je vekove podstatne mladší než stratotyp helvéty pri Imihubel. Helvét je dokonca starší od langhiana, zodpovedá talianskemu „akvitaniano“, teda tomu rozsiahlemu ničomu, čo je možné označovať ako girond. Helvét teda stratil priazeň Francúzska a Talianska a používať ho neprestali jedine v oblasti Rhônu, v náväznosti na švajčiarsku molassu. Označujú ním všetky vrstvy, ktoré faunisticky nie sú dostatočne identifikovateľné s tamojším „burdigalom“ a ktoré stratigraficky siahajú nahor až k tamojšiemu nedefinovatelnému „tortónu“.

Tortón ako štvrtý klasický stupeň miocénu prežil tiež svoju tretiu redefiníciu a svojou bázou zaujal dosť labilné miesto uprostred pätnástej Blowovej planktonickej zóny. Posledný stupeň miocénu messiniano, s hranicami oproti tortónu a pliocénu, sa ľahko vmestí do vopred vymedzeného časového priestoru. Pritom z času na čas mení svoju definíciu podľa zmien rozsahu tortónu, alebo podľa zmien hranice medzi miocénom a pliocénom. Táto mladšia časť neogénu, ako sa zdá, neostala len pri klasických stupňoch a definuje sa v morskom vývoji všestranne s tabianianom, piacenzianom, astianom a zdá sa, že aj polovicou calabrienu resp. villafranchienu. V miocéne nastala v dôsledku početných redefinícií klasických stupňov aj iná zmena. Zistilo sa, že langhiano, ktoré bolo v Taliansku pôvodne vytvorené medzi tamojším „Akvitanianom“ a „Elvezianom“ (teda helvétom) ako logický ekvivalent francúzskeho burdigalu, vekove nijako nezodpovedá, aspoň nie podľa typového profilu. Je to omnoho mladšie súvrstvie, ktoré začína s *Gl. bisphericus* s obsahuje tiež orbulíny. V Bologni (1967) bol vyhlásený takmer za klasický stupeň stredného miocénu, za stupeň, ktorý by stelesňoval chronostratigrafické pokračovanie gironda. Aby sa talianska hegemonia zavrášila vo všetkých stupňoch neogénu, ležiacich nad atlantickým girondom, objavil sa medzi langhianom a tortonianom aj serravallian, pravda vo vhodnej redefinovanej podobe. Boli vytvorené veľmi pevné talanske základy pre superetáže Bubbiano a podobne, čo však pokladala už aj ostatná svetová verejnosť za príliš silnú diktatúru. Od toho času boli langhiano a serravalliano dva razy redefinované.

Medzičasom vyšiel osobitný zväzok bolonského kongresu, obsahujúci definíciu a popis klasických stupňov a stratotypov neogénu. (Stratotypos of Mediterranean Neogene Stages. Giornale di Geologia, 37, 2. Bologna 1971). Mal slúžiť ako kódex pri akomsi ovládnutí svetového neogénu mediteránnymi stupňami. Dielo ešte nebolo vonku a už boli pozmenené definície, teda aj obsah základných stupňov novej chronostratigrafickej škály neogénu, akvitánu, burdigalu, gironda, langhianu, serravallianu, tortónu a messinianu. Stratigrafické veľmoci neogénu sa týmto na lyonskom kongrese značne diskreditovali, kontraverzie medzi vážnymi talianskymi autormi na zasadnutiach a na plenárnom zasadnutí zmarili akékoľvek rozumné rozhodnutie, samozrejme aj rozhodnutie o ináč správnych superetážach (viď posledný odstavec lyonskej rezolúcie). Rezolúcia preto ani nemohla vyznieť inak ako: používajte si teda čo chcete. Rovnako povedané, my sme

svoje nepresadili, tak robte, čo chcete. Niektoré známe talianske a francúzske kapacity museli ešte pred plenárnym zasadnutím kongresu alebo pred jeho ukončením náhle odcestovať. V novom prezídiu komitétu ostalo len niekoľko členov zo starého byra, viac-menej len pre formálne zachovanie continuity, alebo preto, že istota je istota, čo ak sa predsa podarí presadiť dačo zo starých názorov.

Lyonský kongres je neodškriepiteľne pre neogén užitočný. Užitočný práve dovŕšením krízy, ktorá sa začala v r. 1964 v Berne, pokračovala v r. 1967 v Bologni. Užitočný predovšetkým preto, že tým geológom, ktorí sa zaoberajú stratigrafiou vážne (nielen v neogéne, ale aj v starších útvaroch) sa postupne otvorili oči, uvedomujú si, že kongresy v duchu nomenklatorického lokálpatriotizmu a provincializmu znamenajú len prešľapovať z nohy na nohu. Stále viac je nás už takých, čo si uvedomujeme, že bez vyjasnenia základných princípov stratigrafie, bez pochopenia interregionálneho významu biostratigrafie a rádiogeológie, a len uplatňovaním regionálneho významu litostratigrafie nie je možné vytvoriť rozhodujúce zmeny, ktoré dnes svetová stratigrafia potrebuje.

Čas je teda už zrelý na to, aby sa bratislavský VI. kongres CMNS kladne zapísal do histórie rozvoja stratigrafie mediteránneho, ale aj svetového neogénu. V riešení problémov postupujeme metodicky, aj naša konkrétna práca sa riadi najpokrokovejšími metódami. Konečne je to názor mnohých vedcov na svete, a preto sa nasledujúci kongres usporiada u nás.

Náš úspech bude závisieť od obsahu a organizácie kongresu a predovšetkým od aktívnej práce subkomitétov a pracovných skupín CMNS v medzikongresovom období. Kongres by mal dôjsť k dvom závažným a základným rezolúciám:

1. Navrhnuť pre delenie svetového neogénu štyri superstupne, definované ako chronozóny s najvhodnejšou biostratigrafickou bázou, súčasne v zmysle geochronologickom a chronostratigrafickom.

2. Navrhnuť právnu existenciu potrebných regionálnych stupňov neogénu, ktoré by v jednotlivých oblastiach mali tvoriť náplň navrhovaných superetáží. (Majú byť postavené teda tiež na biostratigrafické a rádiogeologické kritériá).

Dosiahnuť jednotu názorov a uznesenie v týchto dvoch základných bodoch vyžaduje, riešenie mnohých čiastkových základných problémov už pred zasadnutím kongresu teda už do roku 1974: a) Stanoviť konvenčnú (ale najmarkantnejším paleobiologickým zmenám zodpovedajúcu) svetovú hranicu medzi oligocénom a miocénom. Bude to úlohou zmiešanej komisie, ktorá by sa mala stretnúť najneskôr do konca roku 1974. b) Dosiahnuť konvenčnú dohodu o stanovení hranice miocén/pliocén a pliocén/kvartér, tiež najneskôr do konca roku 1974. c) Prostredníctvom subkomitétov CMNS bude treba už do konca roku 1973 vytvoriť korelatívnu zostavu biozón (so zohľadnením vývoja čo najviac skupín organizmov), určiť údaje absolútneho veku, ale neoznačiť biozóny názvami stupňov.

Riešenie týchto troch úloh je základom a predpokladom toho, aby do roku 1974 boli už vytvorené alternatívne návrhy na globálne platné superetáže neogénu. Uvedená korelatívna zostava biozón bude súčasne slúžiť aj pre určenie a legalizovanie regionálnych stupňov pre jednotlivé oblasti sveta (Austrália, Nový Zéland, karibská oblasť, Severná a Južná Amerika, boreálna, mediteránna Európa, Parathetys atď.)

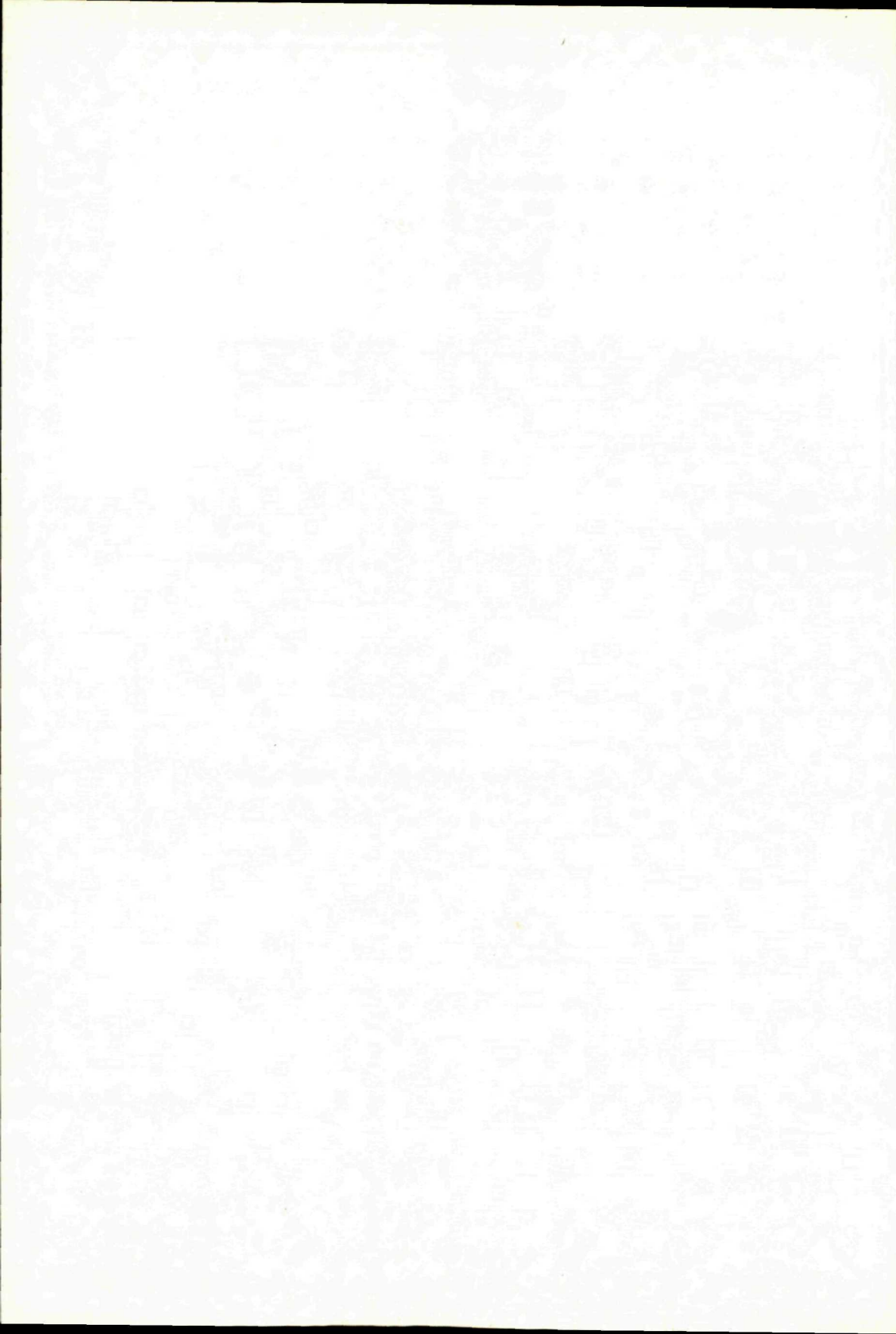
Vážnym poučením z Lyonu je to, že kongres bude treba organizovať rozhodne v podobe plenárnych zasadnutí a nie oddelene v subkomitétach a pracovných skupinách. Ich alternatívne návrhy na požadované témy musia byť vypracované a publikované vopred, už do konca 1974, aby plenárne zasadnutie kongresu mohlo dôjsť k rozhodnutiu v uvedených dvoch základných bodoch, resp. návrhoch. Preto aj námety kongresu, ktoré

budú vopred vypísané, budú obmedzené len na tri-štyri témy. Termín podávania príspevkov výlučne interregionálneho a globálneho významu bude stanovený tak, aby základné materiály vplnom znení boli rozmnožené a rozposlané do konca roku 1974. Do tohto termínu bude nutné vydať nový zväzok popisu zatiaľ v bolonskej edícii nezverejnených neogénnych stratotypov. Do tohto termínu treba vydať platné redefinície klasických a iných starších, regionálne použiteľných stratotypov.

Nové prezídium kongresu sa má zísť v r. 1973, prerokovať a schváliť program a základné problémy bratislavského kongresu. Vedúci subkomitétov sa majú zísť v priebehu medzikongresového obdobia dva razy a vyhodnotiť predovšetkým zostavenie korelatívnych biozón.

Našou úlohou bude teda veľmi závažnými organizačnými opatreniami dosiahnuť už do roku 1974 zhodu v princípoch neogénnej stratigrafie a pripraviť bratislavský kongres v medzikongresovom období tak, aby boli vytvorené reálne predpoklady na vyriešenie uvedených dvoch základných problémov. Myslím si, že ak sa nám táto práca podarí, poskytne CMNS nové základy pre možnosti hlbšieho regionálneho bádania, aj pre inter-regionálnu koreláciu svetového neogénu.

Ján Seneš
Geologický ústav SAV
Štefánikova 41
Bratislava



SPRÁVA O ÚČASTI NA SYMPÓZIUM NEOTEKTONICKEJ KOMISIE UNQUA V PRAHE

V dňoch 7.,—10. XII. 1971 zúčastnil som sa ako člen neotektonickej komisie INQUA (Medzinárodná asociácia pre výskum kvartéru) na sympóziu v Prahe. Hlavným organizátorom povereným neotektonickou komisiou bol Ústredný geologický ústav v Prahe (dr. A. Kopecký). Zasadanie sa konalo v hoteli Internacionál za priamej účasti prezidenta komisie N. I. Nikolajeva. Na sympóziu sa zúčastnili zástupcovia Bulharska, Maďarska, Rumunska, Juhoslávie, NDR, ZSSR a ČSSR. Náplňou práce, ako to už vyplýva z názvu komisie, boli problémy neotektoniky.

V prvý deň sympózia odzneli teoreticko-metodické referáty: Súčasné predstavy o neotektonike — N. I. Nikolajev; Možnosti využitia paleografických metód pri štúdiu neotektonických pohybov na príklade Podunajskej nížiny — I. Vaškovský; Morfoštruktúrna analýza a jej význam pri štúdiu neotektoniky na príklade Českej vysočiny — M. Hrádek; K vývoju zemskej kóry do neogén-kvartérneho obdobia — K. Zapletal.

Druhý deň zasadania bol venovaný posudzovaniu predloženej legendy a makiet neotektonických máp kontinentov a oceánov v mierkach 1 : 10,000 000 a 1 : 15,000 000, zostavených väčším kolektívom autorov pod vedením N. I. Nikolajeva. Jednotlivé národné komitety potom referovali o stave rozpracovanosti neotektonických máp a sprievodných vysvetliviek (za ČSSR podal správu dr. A. Kopecký). Vypracované makety majú byť podkladom pre zostavenie neotektonickej mapy Európy v mierke 1 : 2,500 000.

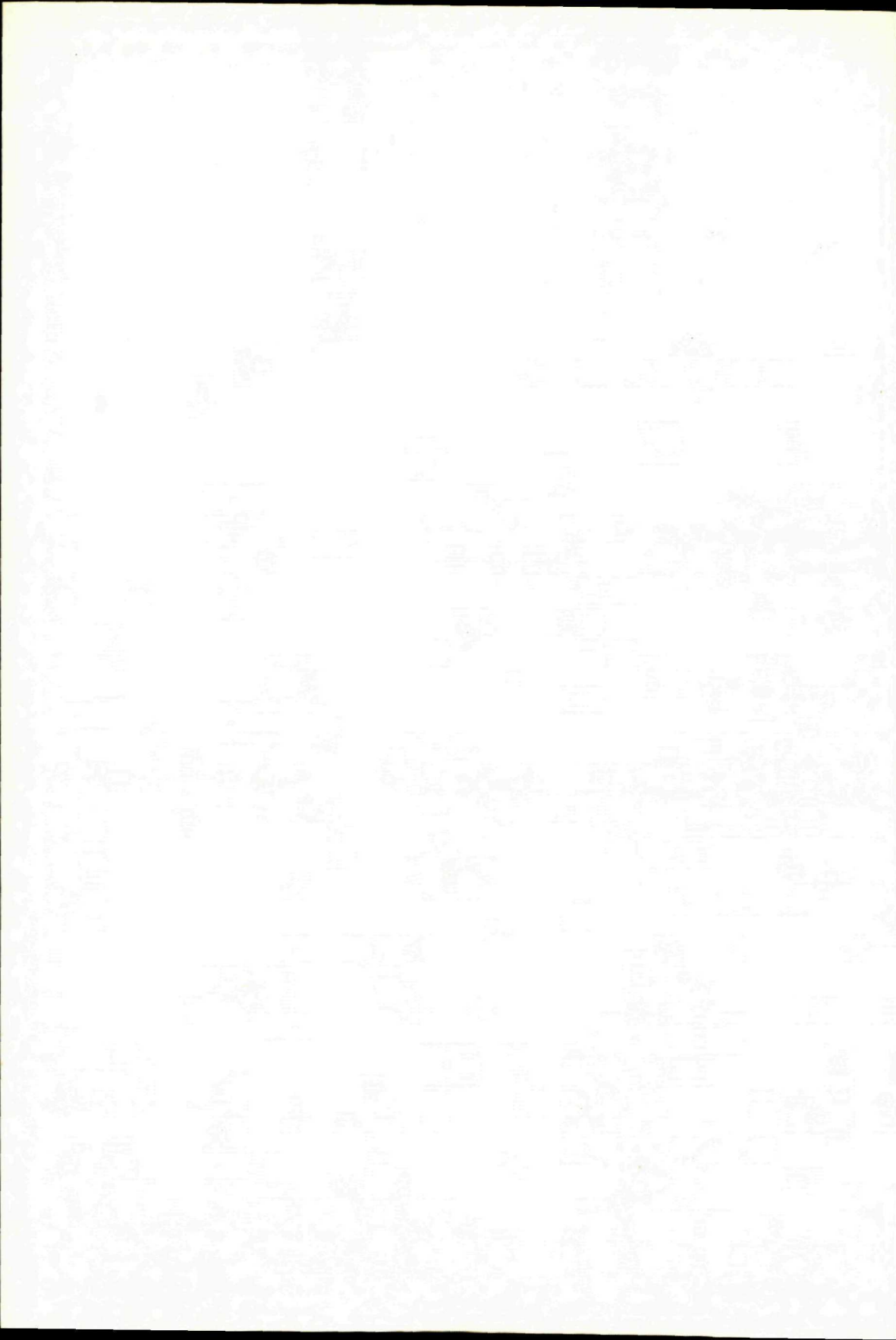
Tretí deň rokovania pokračoval informáciami národných komítetov o stave rozpracovanosti neotektonických máp. Diskutovalo sa o sprievodnom texte, spresnení legendy, zložení zostaviteľského kolektívu neotektonickej mapy Európy atď.

Štvrtý deň sympózia bol venovaný predovšetkým problémom seizmotektoniky a vulkanizmu. Hlavný referát k tejto otázke predniesol G. S. Gorškov. Na záver zúčastníci prijali uznesenie, v ktorom sa podrobne rozvádzajú stanoviská jednotlivých členov komisie v otázkach metódy zostavovania máp, názorov na základné problémy neotektoniky (spodná hranica, neotektonické fázy a pod.).

Celé sympóziu sa nieslo v duchu tvorivej práce, živej diskusie a podnetných pripomienok, ktoré prispeli k riešeniu niektorých veľmi dôležitých problémov neotektoniky. Zhoda sa dosiahla v názore na spodnú hranicu neotektonických pohybov pre jednotlivé veľké štruktúrno-tektonické celky atď. Výrazne sa prejavila stále silnejúca tendencia potreby štúdia neotektonických pohybov tak z teoretického hľadiska, aj pre všestrannú praktickú aplikáciu.

Imrich Vaškovský

Geologický ústav D. Štúra, Bratislava



RECENZIA práce V. V. Gluško — S. S. Kruglov a kol.: Geologičeskoje strojenie i gorju-čije iskopajemyje Ukrainskich Karpat (Geologická stavba a živice ukrajinských Karpát) Moskva 1971

Po niekoľkých rokoch intenzívnych výskumov Východných Karpát dostáva geologická literatúra súborné dielo z rúk sovietskych geológov pod vedením V. V. Gluška a S. S. Kruglova. Dielo sa zaoberá geologickou stavbou tej časti karpatského systému, ktorá doposiaľ chýbala pri nadväzovaní a pochopení geologických celkov medzi rumunskými Karpátmi na jednej strane a československo-poľskými Karpátmi na strane druhej.

Hoci sa v poslednom čase o Východných Karpatoch objavilo viacero prác, napr. N. Onicescu (1959, 1960), I. Bancilu (1958), predsa však naše vedomosti o ukrajinských Karpatoch boli nedostatočné, pretože nám jednoduché predstavy a výklady o „synklinoriálnej a antiklinoriálnej“ stavbe starších sovietskych geológov neumožňovali pochopiť vzťahy medzi Západnými a Východnými Karpátmi. Boli to teórie, ktoré protirečili stavu štúdií a výskumov vykonaných v tom čase v celom karpatskom oblúku a boli v rozpore s koncepciou pohľadov na stavbu takého zložitého geologického celku, ako sú Karpaty.

Skupina Ivovských geológov na čele s S. S. Kruglovom a V. V. Gluškom po prvý raz podáva nové a moderné pojednanie o stavbe a vývoji ukrajinských Karpát, založené na výskumoch geofyziky, stratigrafie, paleontológie, litológie a opierajúce sa o množstvo vrtných a technických prác. Predmetom diela sú nielen flyšové ukrajinské Karpaty, ale aj čelná predhĺbeň a zakarpatská neogénna depresia, ako aj ich nerastno-surovinový potenciál.

Práca obsahuje okrem hlavných kapitol, pojednávajúcich o geologickej stavbe, kapitoly o štvrtohorách, o magmatizme, o hlbinej stavbe na základe geofyzikálnych meraní, o základných etapách vývoja ukrajinských Karpát, o plyno-roponádejnosti a o tvrdých palivách a ozokerite.

Geológiu čelnej predhĺbne autori spracovali veľmi starostlivo a presne. Zdôrazňujú, že toto pásmo sa vyznačuje veľmi zložitou stratigrafiou sedimentov a tektonickým štýlom. Vo flyšových ukrajinských Karpatoch sa im podarilo podať po prvý raz základné členenie na tektonicko-faciálne jednotky a tieto nadviazať na jednotky Západných československo-poľských Karpát a Východných rumunských Karpát. Hlavná jednotka skolská-skybová, ktorá sa začína na východe v Poľsku tiahne sa ukrajinskými Karpátmi do rumunských Východných Karpát, kde je známa ako jednotka Tarcău. Severovýchodná časť tzv. centrálnej karpatskej depresie krosnenského pásma náleží vo Východných Karpatoch skolskej jednotke. Sliezka a podslezka jednotka, ktoré sa tiahnu zo Západných

Karpát cez Poľsko, sa východným smerom vyklíňujú a končia v ukrajinských Karpatoch. Hlavnou jednotkou ukrajinských Karpát, tvoriacou aj ich hlavný horský chrbát, je duklianska jednotka. V západnej časti, v susedstve Československa, je široká niekoľko km a smerom na JV sa stenčuje, až sa pravdepodobne pred dosiahnutím rumunského št. územia z karpatského oblúka úplne vytráca. Magurskú jednotku autori na rozdiel od starších prác interpretujú veľmi správne, keď jej zánik uvádzajú v miestach pred dosiahnutím rieky Latorice.

Vo východnej časti ukrajinských Karpát sa objavujú nové jednotky, ktoré pokračujú do Východných Karpát v Rumunsku. V predpolí duklianskej jednotky sa objavuje jednotka Čornej hory, pokračujúca v Rumunsku ako jednotka Audia (Schistes noirs). Na južnej strane duklianskej jednotky sa na povrch vynára dôležitá tektonická jednotka, ktorú autori označujú ako pásmo Porkulea s dvoma podjednotkami borkutskou a suchovskou. Tieto jednotky sa objavujú východne od doliny Boržavy a výrazne sa nastavujú v pohorí Pietroš na dukliansku jednotku. Porkuleckú jednotku od Boržavy na JV sprevádza ďalšia úzka jednotka vo forme vrstiev od Sinaja a označujú ju ako jednotku rachovskú. Zodpovedá jednotke Czachläu v Rumunsku a tvoria ju vrstvy spodnej kriedy sinajskej fácie. Donedávna sa táto jednotka mylne spájala s tektonickými prvkami jednotky Porkulea. Má však veľmi zložitú stavbu a člení sa na niekoľko čiastkových jednotiek.

Vo vnútorných jednotkách flyšového pásma autori podávajú ucelený stratigrafický sled od spodnej kriedy do vrchného eocénu, dokonca až do oligocénu. Nikde sa však nepotvrdilo vrásnenie kriedového veku, dokonca ani v pieninskom bradlovom pásme, čo dokazuje tektonickú spätosť vo vývoji bradlového a flyšového pásma v ukrajinských Karpatoch. Tieto výsledky sú v súlade s novšími pozorovaniami (B. Leško — O. Samuel 1968) zo Západných Karpát, čím tiež spochybňujú názory starších autorov o kriedovom tektonickom vývine bradlového pásma. Podobne ako v oblasti východného Slovenska, aj v zakarpatskej oblasti Ukrajiny pieninské bradlové pásmo sa tektonicky vyvíjalo počas paleogénnych a predovšetkým neogénnych horotvorných vrásnivých pohybov. Žiaľ, autori sa málo zaoberajú postupnosťou tektonického vývoja flyšového pásma, a preto nie sú v dostatočnej miere opísané tektonické trosky a tektonické okná niektorých čiastkových jednotiek (vrehol poloniny Runy).

Otázke vývoja a tektonického postavenia pieninského bradlového pásma v ukrajinských Karpatoch sa autori venovali primerane jeho dôležitosti ako stavebného prvku Karpát. Od čsl.-sovietskych hraníc smerom na JV bradlové pásmo sleduje južný okraj flyšového pásma, pričom počnajúce Svalavou v pokračovaní na V je od neho oddelené marmarošskou jednotkou. Preto treba oceniť výsledky autorov, že dokázali rozlíšiť a charakterizovať tieto dve litologicko-tektonicky zhodné jednotky ako dva celky prvého radu. Marmarošskú jednotku tvoria v ukrajinských Karpatoch útesy, sprevádzajúce po vonkajšej strane pieninské útesové pásmo, smerom na východ jednotka pokračuje v kryštalicko-mezozoickom pásme rumunských Karpát. Autori dokázali, že marmarošská jednotka nie je jednoduchým antiklinorálnym pásmom, ale že má zložitú príkrovovú stavbu. Príkrovy sú tam predalbské, pričom vrchná časť kriedy a paleogénu sú útvary popríkrovové. Marmarošské bradlá sú sčasti olistolity, sčasti pravdepodobne tektonické šošovky.

Jedným z podstatných prínosov práce Ivovských geológov je aj geofyzikálny výskum podložia flyšových Karpát. Na základe gravimetrických a seizmických meraní v súčinnosti s vrtnými prácami sa im podarilo interpretovať podklad flyšového pokryvu Karpát — zónu mezozoicko-paleozoických útvarov a zónu Moho.

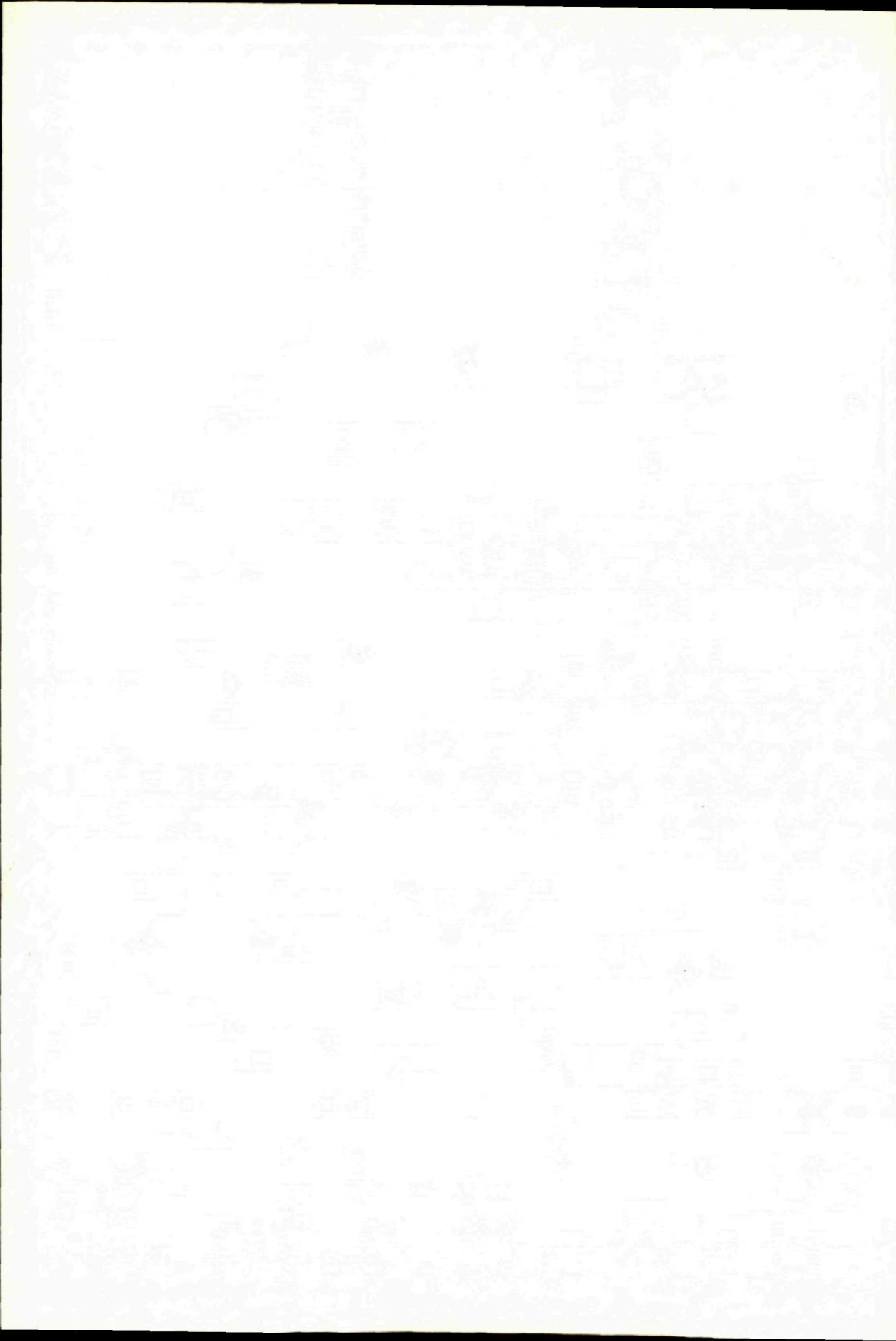
Nemenná významnou kapitolou diela je aj stať o naftonádejnosti a plynonádejnosti ukrajinských Karpát. Treba vyzdvihnúť vedecký a kritický prístup autorov k tejto problematike, vyplývajúcej zo zložitosti geologickej stavby, z litologicko-stratigrafického

objemu a z historického vývoja tejto časti karpatského oblúka. Naftonádejnosť tejto oblasti hodnotia jednotlivo, po tektonických jednotkách. Svedčí to o diferenčnom prístupe vyplývajúcom zo zložitosti problematiky.

Istý nedostatok diela vidíme v skromnom grafickom znázornení takého bohatého vedeckého materiálu a výsledkov výskumu, čo nepochybne toto dielo reprezentuje. Celkove však treba s hlbokým uznaním konštatovať, že kolektívu Ivovských geológov pod vedením S. S. Kruglova a V. V. Gluška sa podarilo priniesť nové, moderné a komplexné poznatky o ukrajinských Karpatoch, čo znamená podstatný vedecký prínos do geológie Karpát. Uvedené dielo odporúčame všetkým vedeckým a odborným pracovníkom v geológii, ktorí sa zaoberajú geológiou Karpát.

B. Leško, O. Samuel

Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava



RECENZIA PRÁCE: Katalóg chemických analýz erupčných a metamorfovaných hornín kryštalinika, paleozoika a mezozoika Západných Karpát Slovenska a ich minerály. Zostavovateľ: D. Hovorka in: *Náuka o Zemi*, Sér. Geol., 6, 1972, str. 1–217.

Šieste číslo edície vydavateľstva SAV — *Náuka o Zemi*, séria geologica — nám prináša dlho chýbajúci a pritom taký potrebný „Katalóg chemických analýz erupčných a metamorfovaných hornín kryštalinika, paleozoika a mezozoika Západných Karpát Slovenska a ich minerálov“. Jeho zostavovateľom je RNDr. D. Hovorka, CSc.

Rozsahom nevelký katalóg zahŕňa 1130 chemických analýz. Tematicky je rozdelený na dve časti. Prvá obsahuje vlastné tabuľky chemických analýz a v druhej sa nachádzajú doplňujúce registre a zoznam literatúry.

Tabuľková časť je rozčlenená najprv podľa pohorí, resp. väčších geologicko-geografických celkov (napr. veporidy, paleozoikum gemeríd ap.); ďalšie členenie je podľa horninových typov (napr. granitoidné žilné horniny, ruly, amfibolity atď.). V týchto skupinách je poradie analýz určené stúpajúcou hodnotou SiO_2 . Podobne sú formované skupiny, patriace mladopaleozoickým a mezozoickým vulkanitom a analyzovaným horninotvorným minerálom. Horizontálne členenie tabuľkovej časti nám poskytuje predovšetkým analytické údaje o trinástich základných kyslíčkoch (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , P_2O_5 , H_2O^+ , H_2O^-), uvedený je tiež ich sumárny obsah. Logicky za analýzami nasledujú rubriky s pomenovaním horniny a s odkazom na literárny prameň, z ktorého bola uvedená analýza prebratá. Pomôckou je uvedené originálne číslo analýzy. Tabuľku uzatvára meno analytika.

Údaje, ktoré nebolo možné pre obmedzený formát katalógu uviesť v tabuľkovej časti, sú obsiahnuté v prvom registri. Veľmi prehľadne, pritom však kompletne sú tu uvedené ďalšie doplňujúce údaje (pokiaľ ich bolo možné získať z originálnej práce), ako: lokalita, presný názov analyzovanej horniny, štruktúra, modálne zloženie, geologická príslušnosť, vek, premeny a mnohé ďalšie diagnostické údaje. Zostavovateľ tu taktiež pomocou symbolov udáva spôsob, na ktorý bola hornina v originálnej práci petrochemicky prepočítaná. V prípade, že okrem kyslíčnikov uvedených v tabuľkovej časti boli stanovené aj ďalšie, uvedené sú v registri spolu s výsledkami kvalitatívnej, resp. kvantitatívnej spektrochemickej analýzy. Pri analyzovaných mineráloch je v registri uvedená ich farba, index lomu, kryštalochemický vzorec atď.

Druhý register je spracovaný podľa horninových typov. Umožňuje prehľadnou formou okamžite nájsť potrebnú skupinu hornín z ľubovoľného pohoria. Súčasne však tento

register núti čitateľa pozastaviť sa nad faktom, ako často sú analyzované horniny s pomerne malým významom, a na druhej strane plošne rozsiahle komplexy, napr. rúl, sú po petrochemickej stránke študované iba sporadicky. Ešte vypuklejšie sa javí nedostatok údajov o chemickom zložení horninotvorných minerálov. Väčší počet analýz biotitov a granátov ani zďaleka nevytváži iba ojedinelé analýzy hlavných horninotvorných minerálov — živcov, amfibolov ap.

Katalóg zahrnuje prevažnú väčšinu analýz z publikovaných aj nepublikovaných prác, a to do konca roku 1969. Prvé analýzy hornín z územia Slovenska majú už 60—70 rokov; najviac ich je z obdobia posledných pätnástich rokov. Katalóg umožňuje oceniť obrovskú prácu chemikov — analytikov. Avšak chemické laboratóriá produkujú ročne ďalšie stovky analýz a ich kapacita uplatňovaním nových metód a použitím nových prístrojov stále vzrastá. Analyzujú sa všetky typy hornín, a bolo by preto vhodné podobným spôsobom zostaviť katalógy analýz neovulkanických hornín, sedimentov a pod.

Geológovia by však mali dávať vzorky na analýzu iba po zrelej úvahe, aby sieť vzoriek bola úmerná účelu práce a aby sme ekonomicky uvážene aj z menšieho počtu vhodne situovaných analýz dostali žiadané údaje. Pohľad do katalógu vystríha pred duplicitou. Niektoré prázdne rubriky katalógu nútia aj recenzenta apelovať na adresu publikujúcich autorov, aby analýzy predkladali verejnosti kompletne, s presnou lokalizáciou, opisom atď. Keďže mnohí pracovníci cenné analýzy dlho hromadia iba v osobných archívoch, bolo by vecou diskusie, či by laboratóriá nemali po určitom čase (napr. po piatich rokoch) publikovať všetky nezverejnené analýzy.

Prvý slovenský katalóg chemických analýz hornín teda uzrel svetlo sveta. Iste nebude chýbať na stole žiadneho geológa, ktorý sa zaoberá štúdiom chemizmu hornín. Bude určite aj vhodným príspevkom pre prácu X. jubilejného kongresu Karpatsko-balkánskej geologickej asociácie roku 1973.

Pg. O. Miko
Geologický ústav Dionýza Štúra

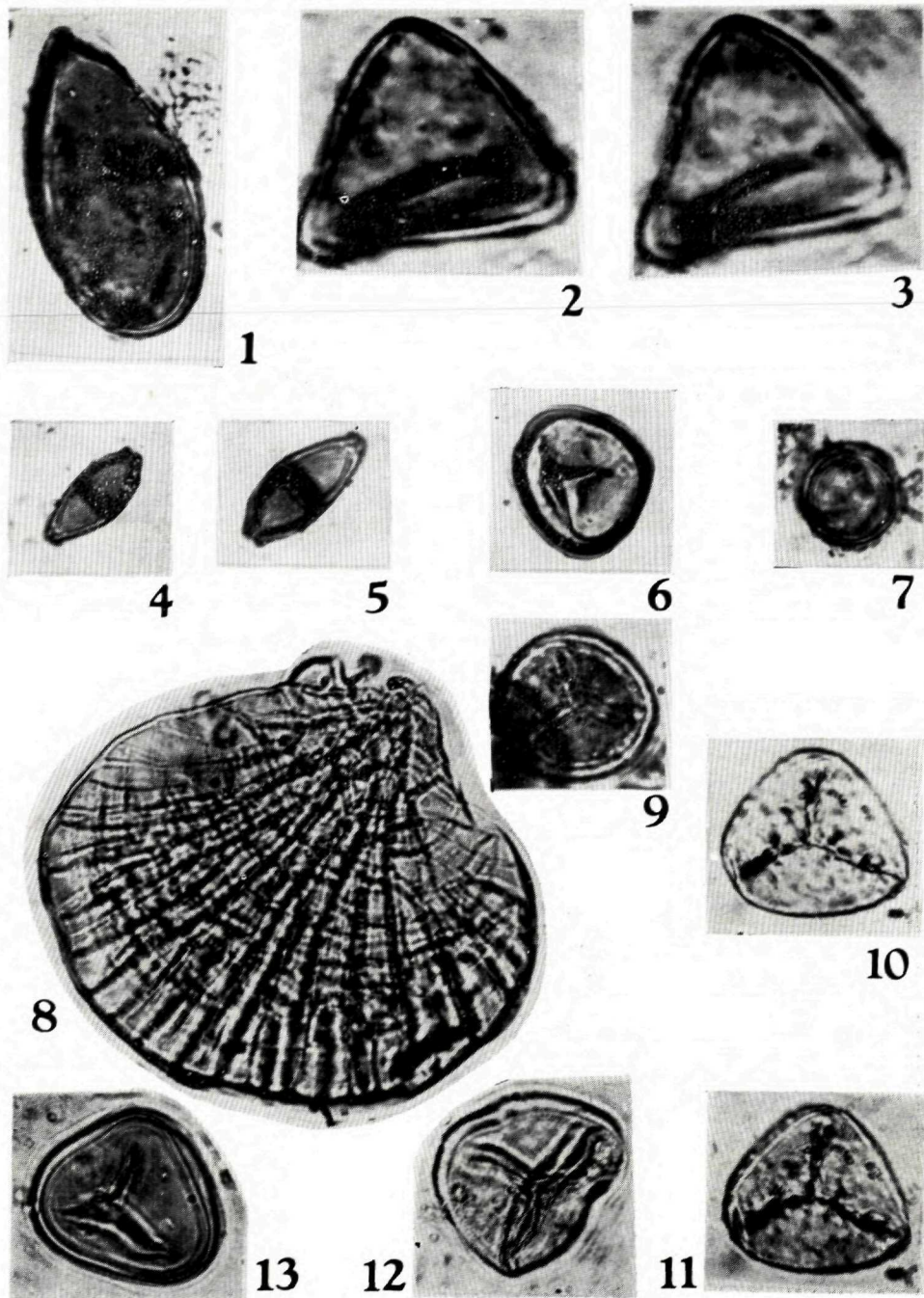
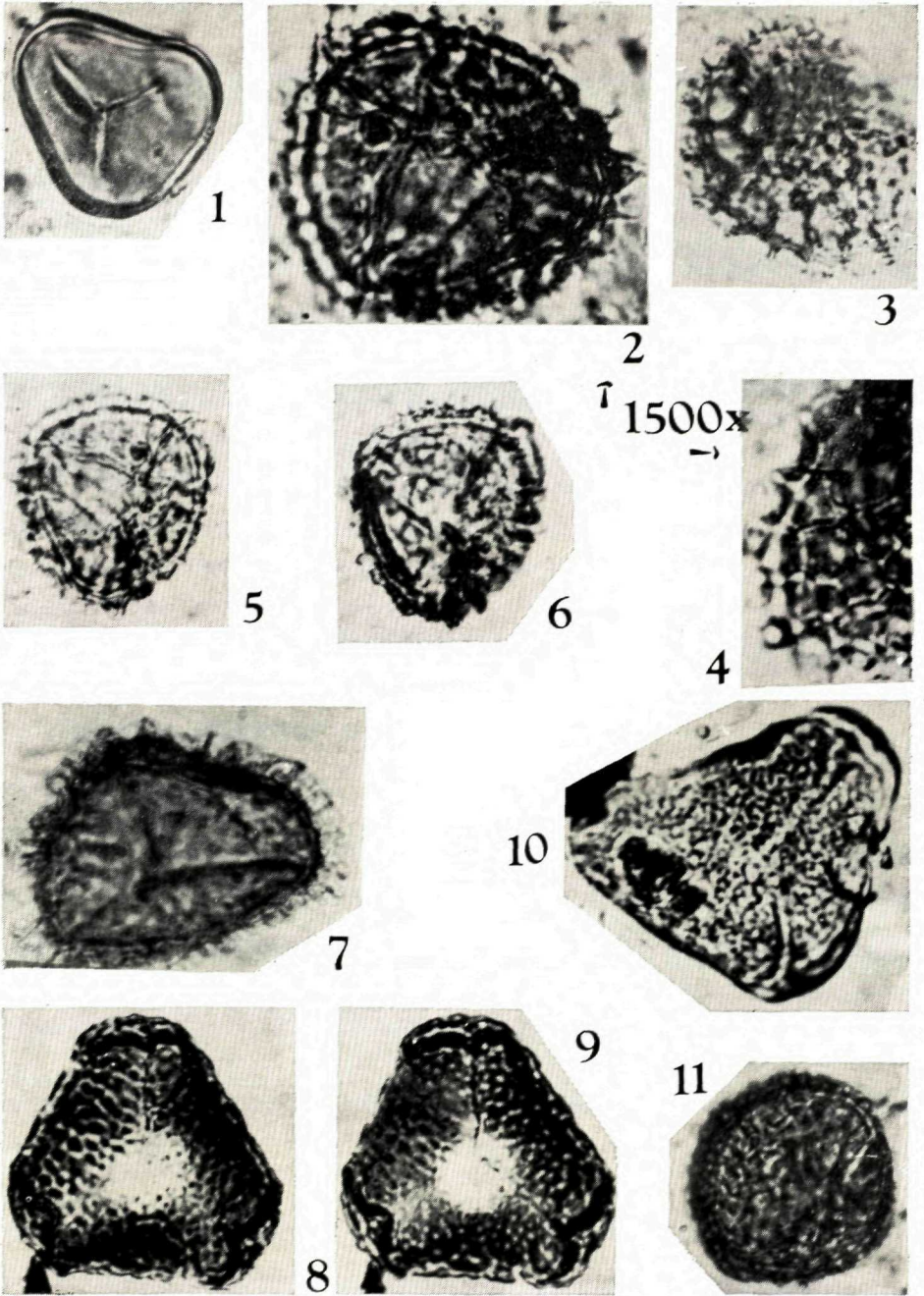
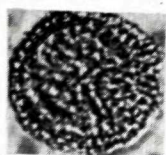


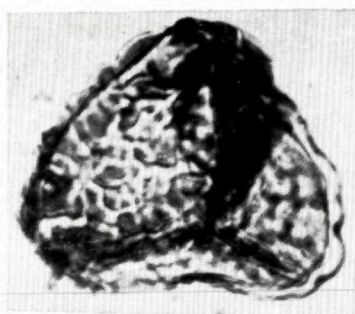
Fig 1 cf. *Ascomyctes*; 2, 3 cf. *Ascomyctes*; 4-7 *Ascomyctes*; 8 Remains of *Musci*; 9 *Stereoisporites* cf. *stereoides stereoides*; 10, 11 *Stereoisporites* cf. *veruancoris*; 12 *Stereoisporites stereoides stereoides*; 13 cf. *Stereoisporites*
 All photographs are magnified 1000×



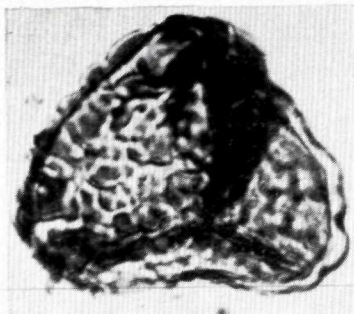
Figs 1 *Stereisporites* sp.; 2-4 *Retitriletes annotinioides*; 5, 6 *Retitriletes cf. -microides*; 7 *Retitriletes moraviensis*; 8, 9 *Lycopodium selago*; 10 *Lycopodium cf. selago*; 11 *Retitriletes irregularis irregularis*



1



2



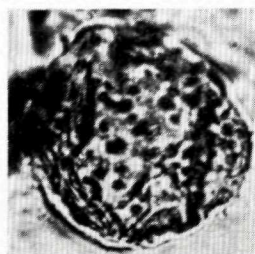
3



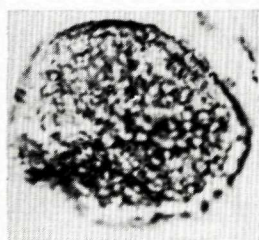
4



5



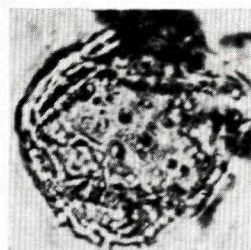
6



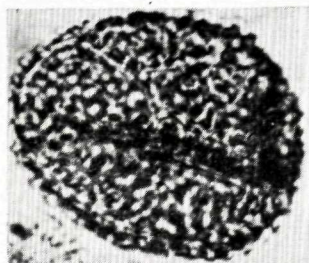
8



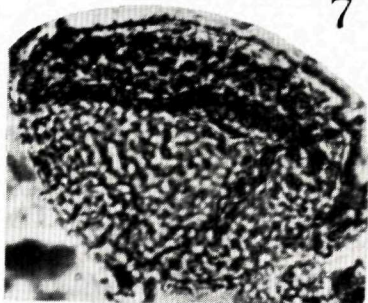
9



7



10

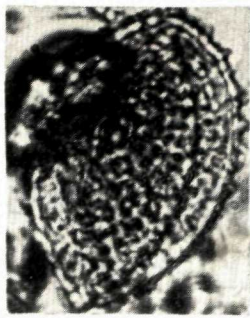


11

Figs 1 *Retitriteles claviferoides*; 2, 3 cf. *Verrucingulatisporites*; 4 *Echinatisporites* cf. *hidasensis*; 5 *Echinatisporites* sp.; 6, 7 *Baculatisporites nanus nanus* 8, 9 *Baculatisporites* cf. *nanus*; 10, 11 *Baculatisporites quinlus*



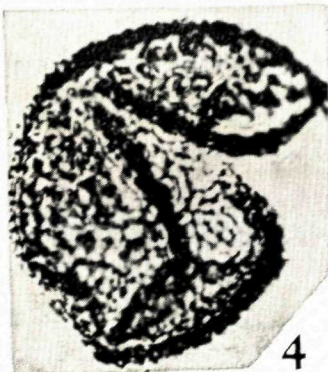
1



2



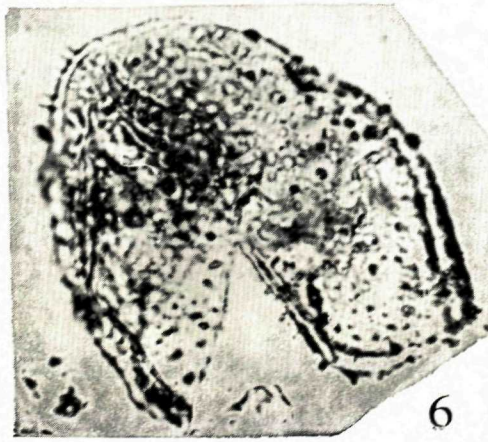
3



4



5

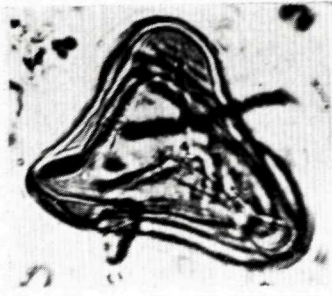


6

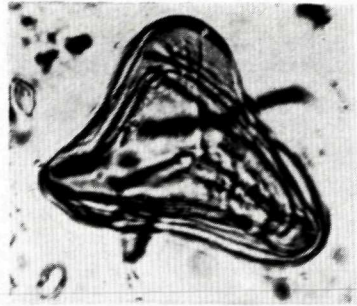


7

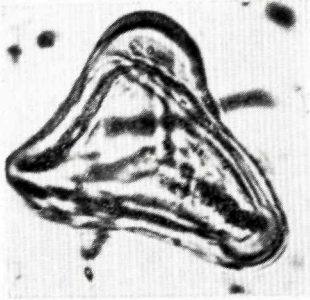
Figs 1-7 *Baculatisporites* fsp.



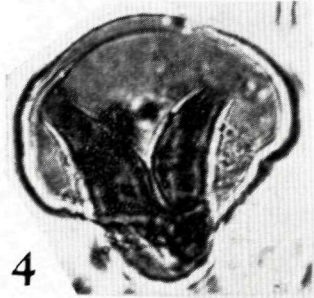
1



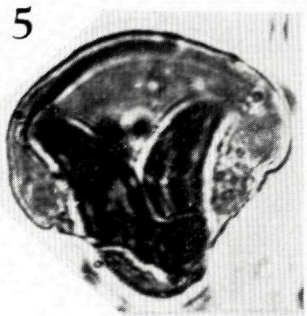
2



3



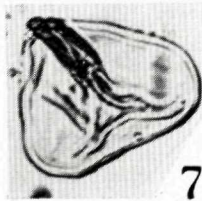
4



5



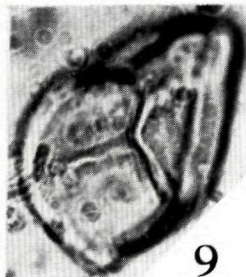
6



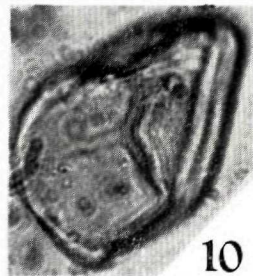
7



8

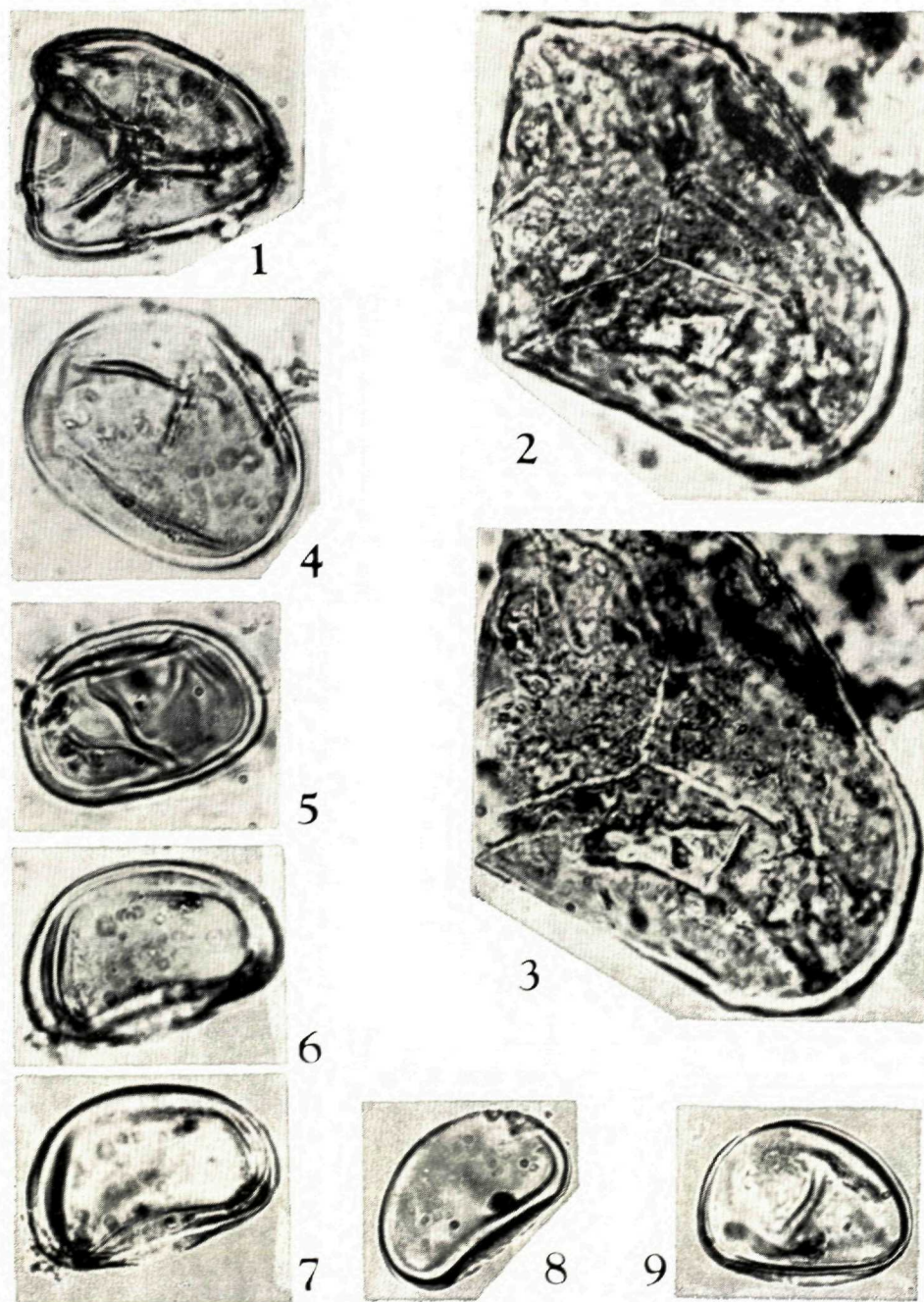


9

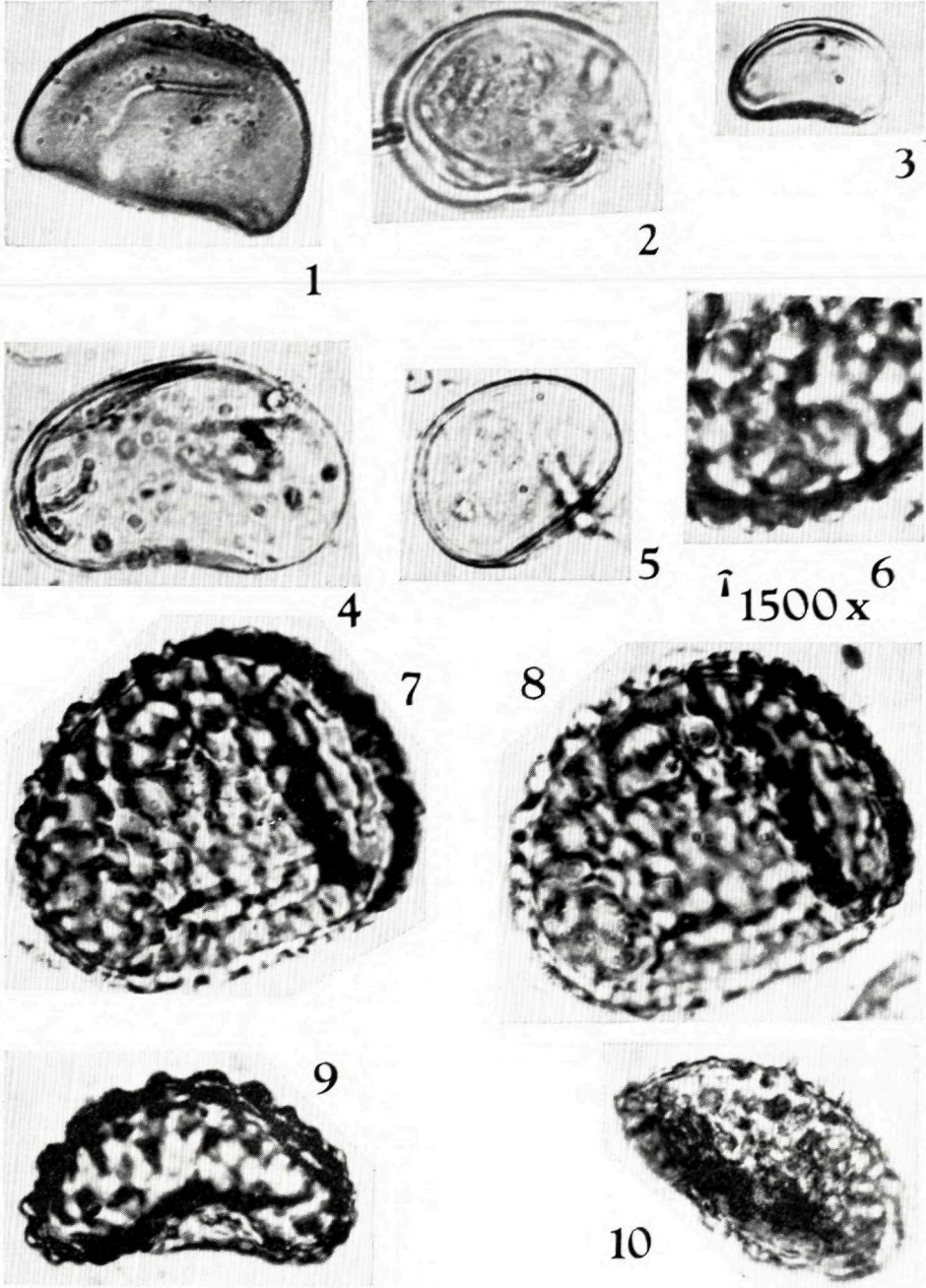


10

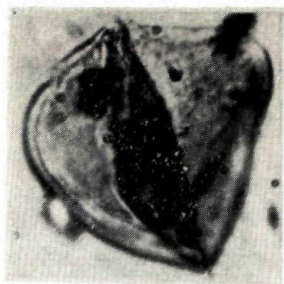
Figs 1-3 *Leiotriletes wolffi*; 4, 5 *Leiotriletes* isp.; 6-8 *Leiotriletes microlepidoidites*; 9, 10 *Leiotriletes* cf. *microlepidoidites*



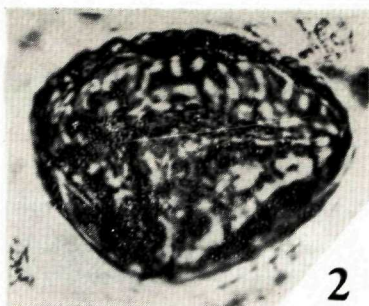
Figs 1 *Leiotriletes* cf. *microlepidoidites*; 2, 3 *Leiotriletes maroides*; 4-9 *Laevigatosporites haardti*



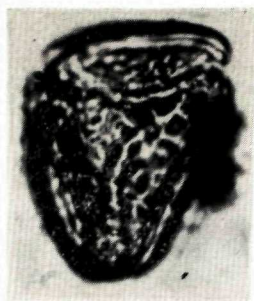
Figs 1 – 5 *Leavigatosporites haardti*; 6–8 *Verrucatosporites alienus*; 9 *Verrucatosporites* fsp.; 10 cf. *Verrucatosporites*



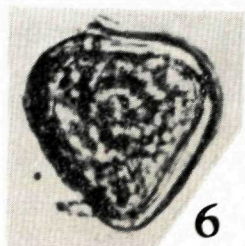
1



2



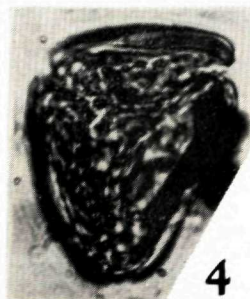
3



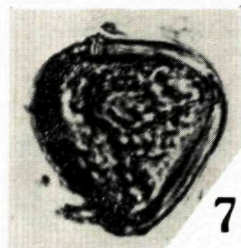
6



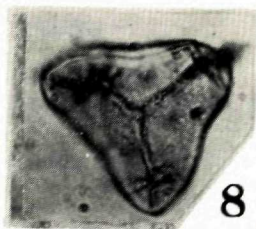
5



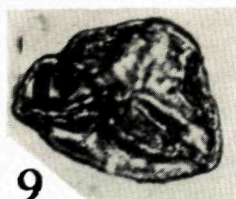
4



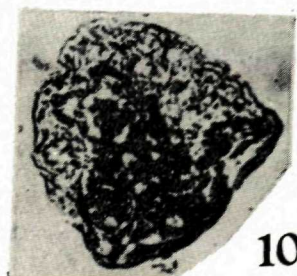
7



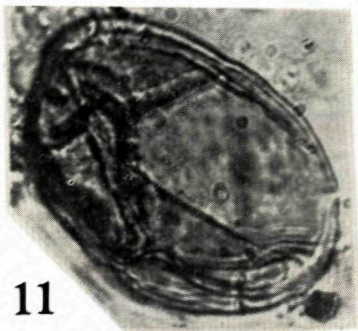
8



9

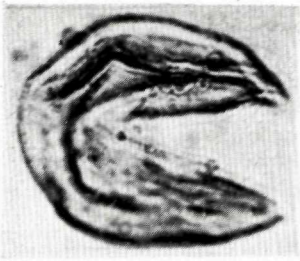


10



11

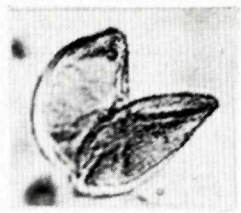
Figs 1 *Triplanosporites sinuosus*; 2–5 *Polypodiacoisporites miocaenicus*; 6, 7 *Polypodiacoisporites* fsp. 1
8, 9 cf. *Foveosporis*; 10 Spora indet. fsp. 1; 11 Spora indet. fsp. 2



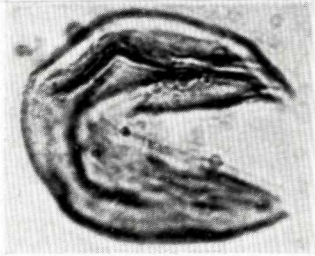
1



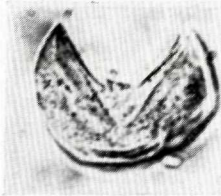
2



3



4



5



6



7



8



9



10

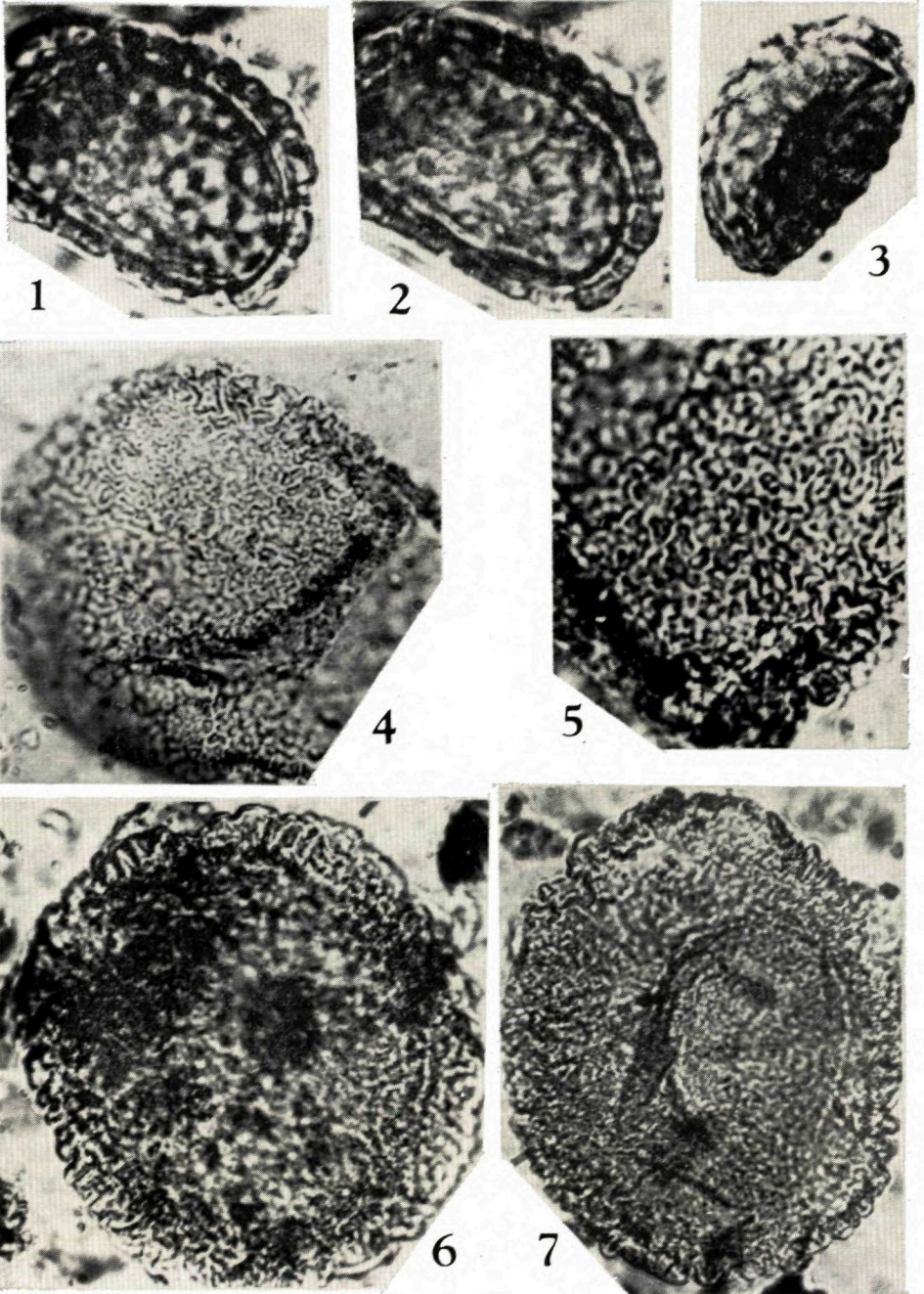


11

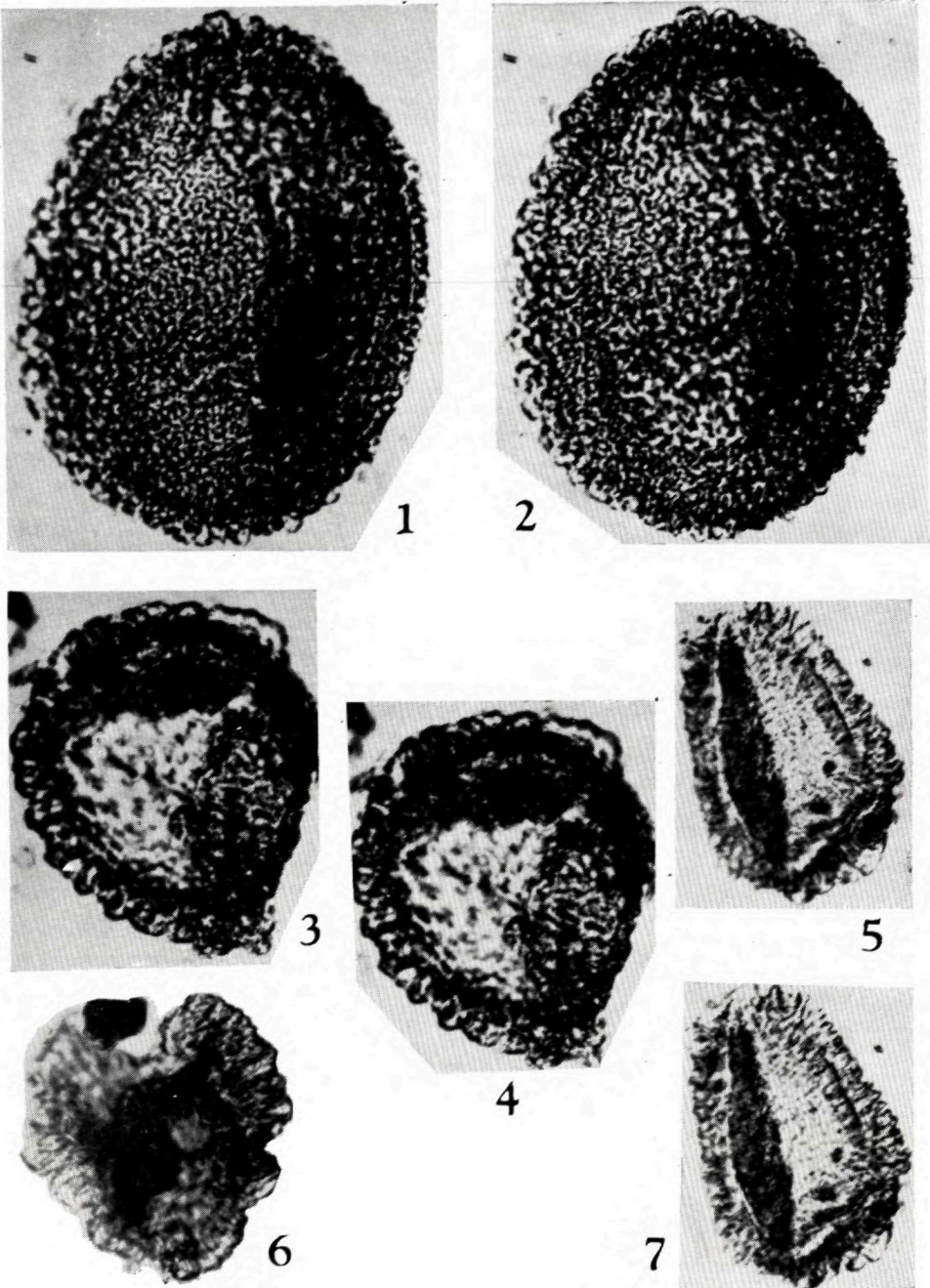


12

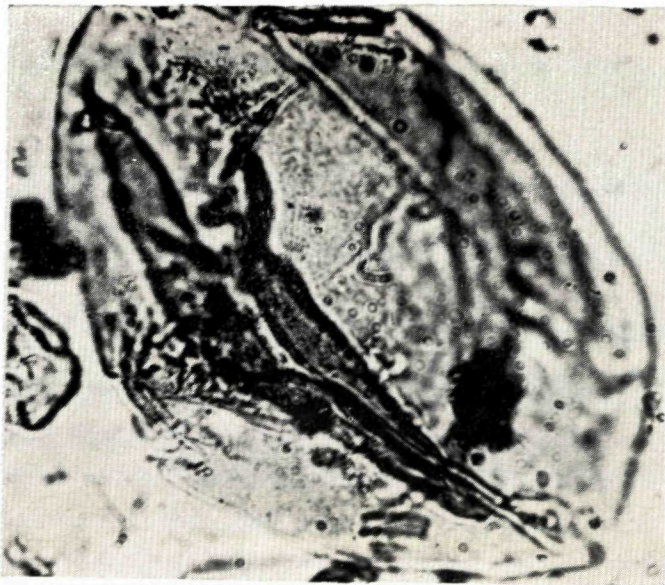
Figs 1-9 *Taxodiaceapollenites* fsp.; 10-12 *Ginkgo* sp.



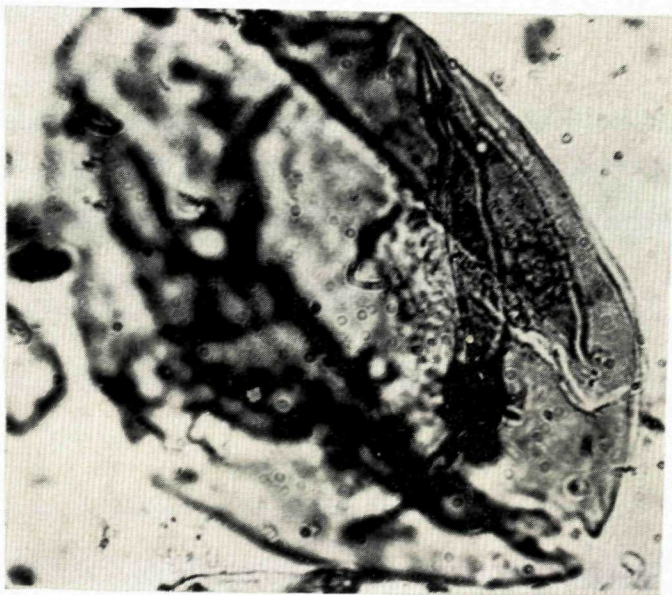
Figs 1-3 *Sciadopityspollenites serratus*; 4-7 *Tsugaepollenites igniculus*



Figs 1, 2 *Tsugapollenites viridifluminipites*; 3 - 7 *Tsugapollenites* fsp.

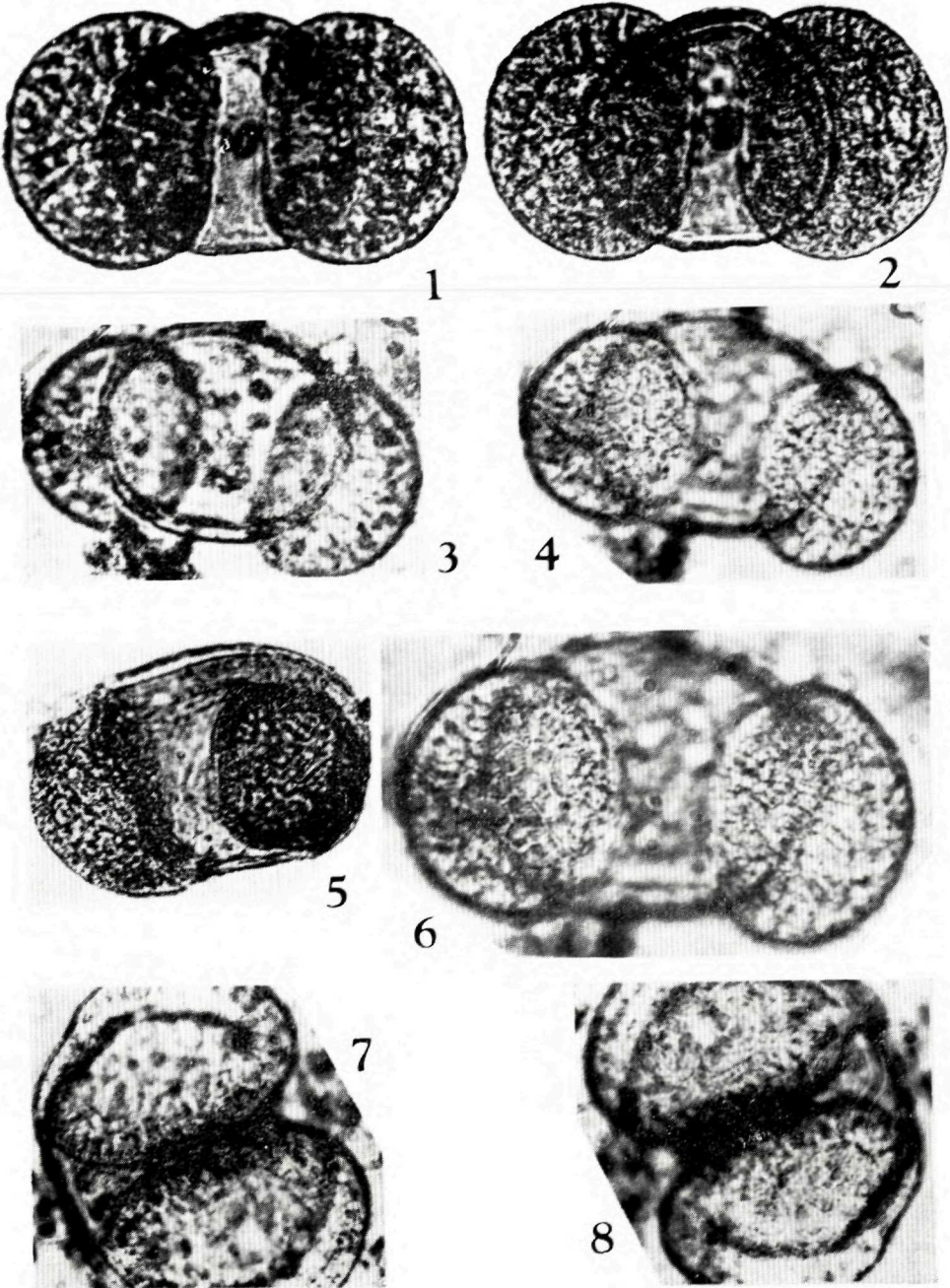


1

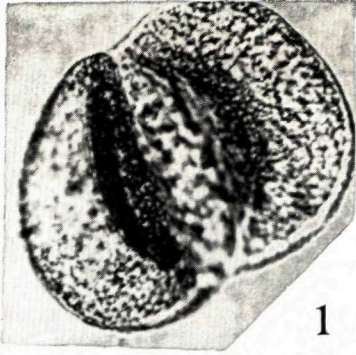


2

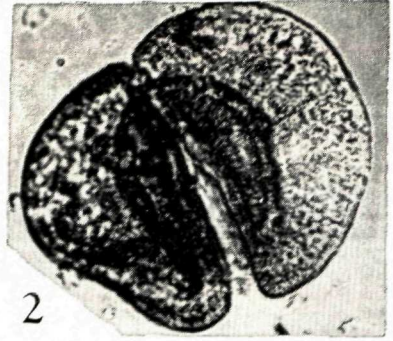
Figs 1, 2 *Larixpollenites* fsp.



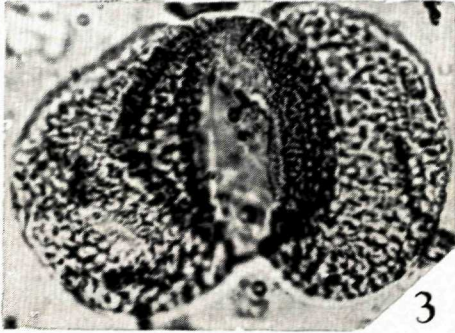
Figs 1-8 *Pinus silvestris*



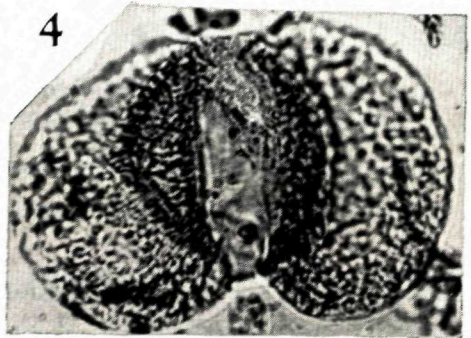
1



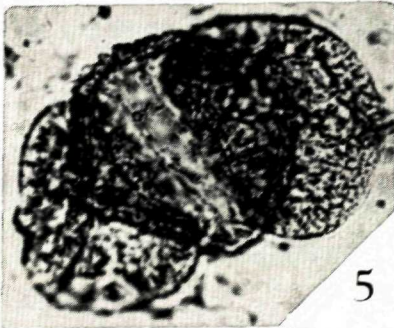
2



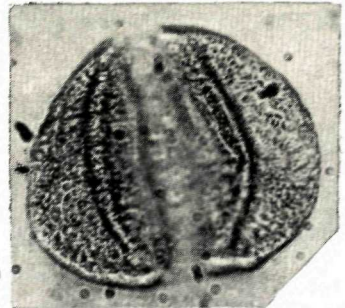
3



4



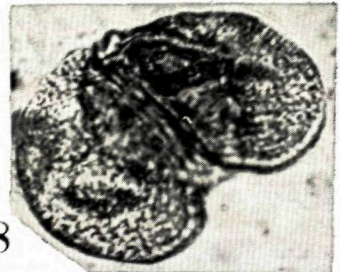
5



6

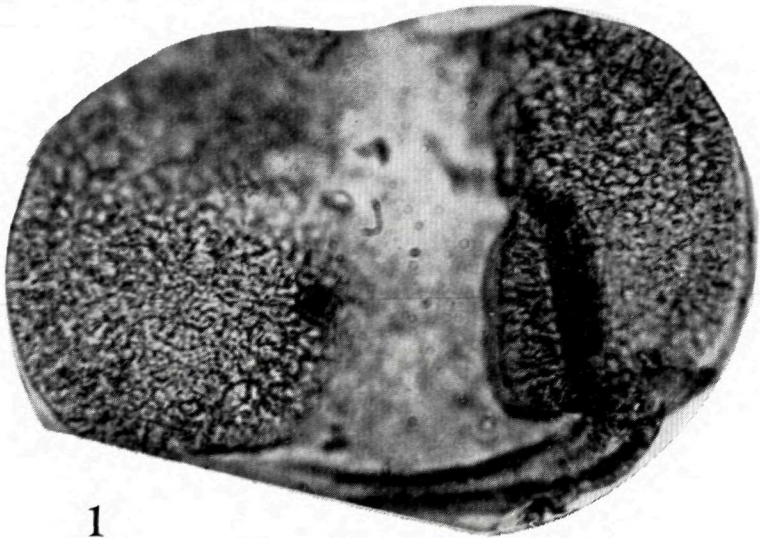


7

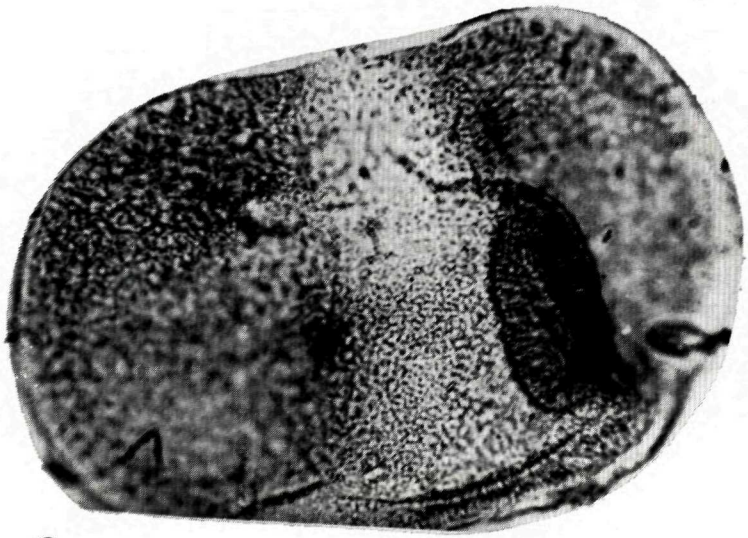


8

Figs 1-8 *Pinus typus Haploxyton*

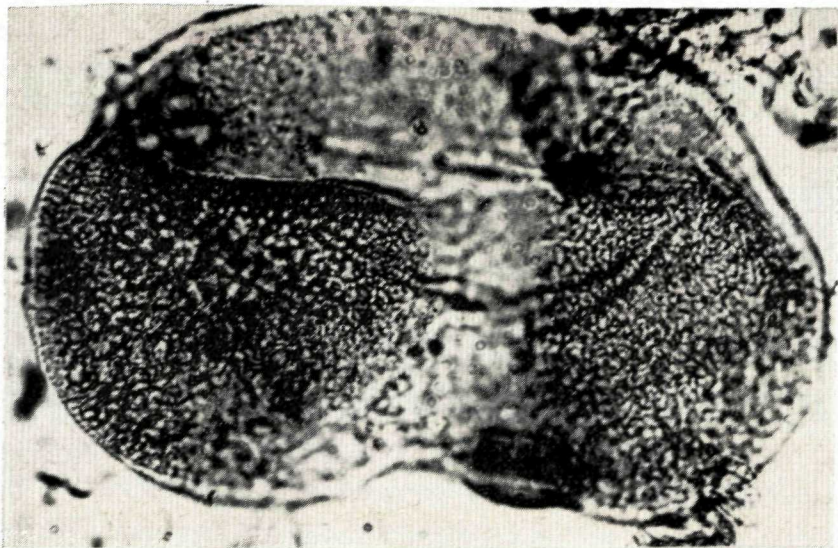


1

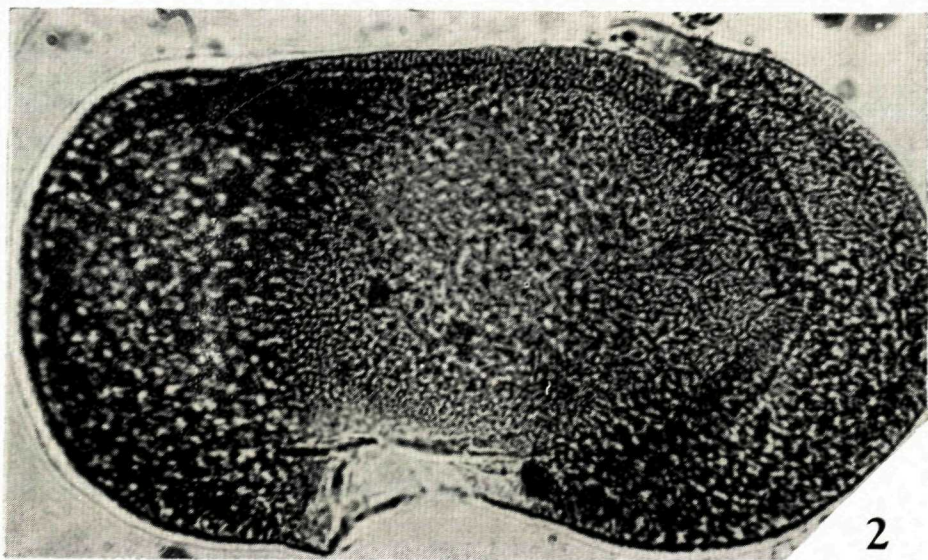


2

Figs 1, 2 *Abies* sp.



1

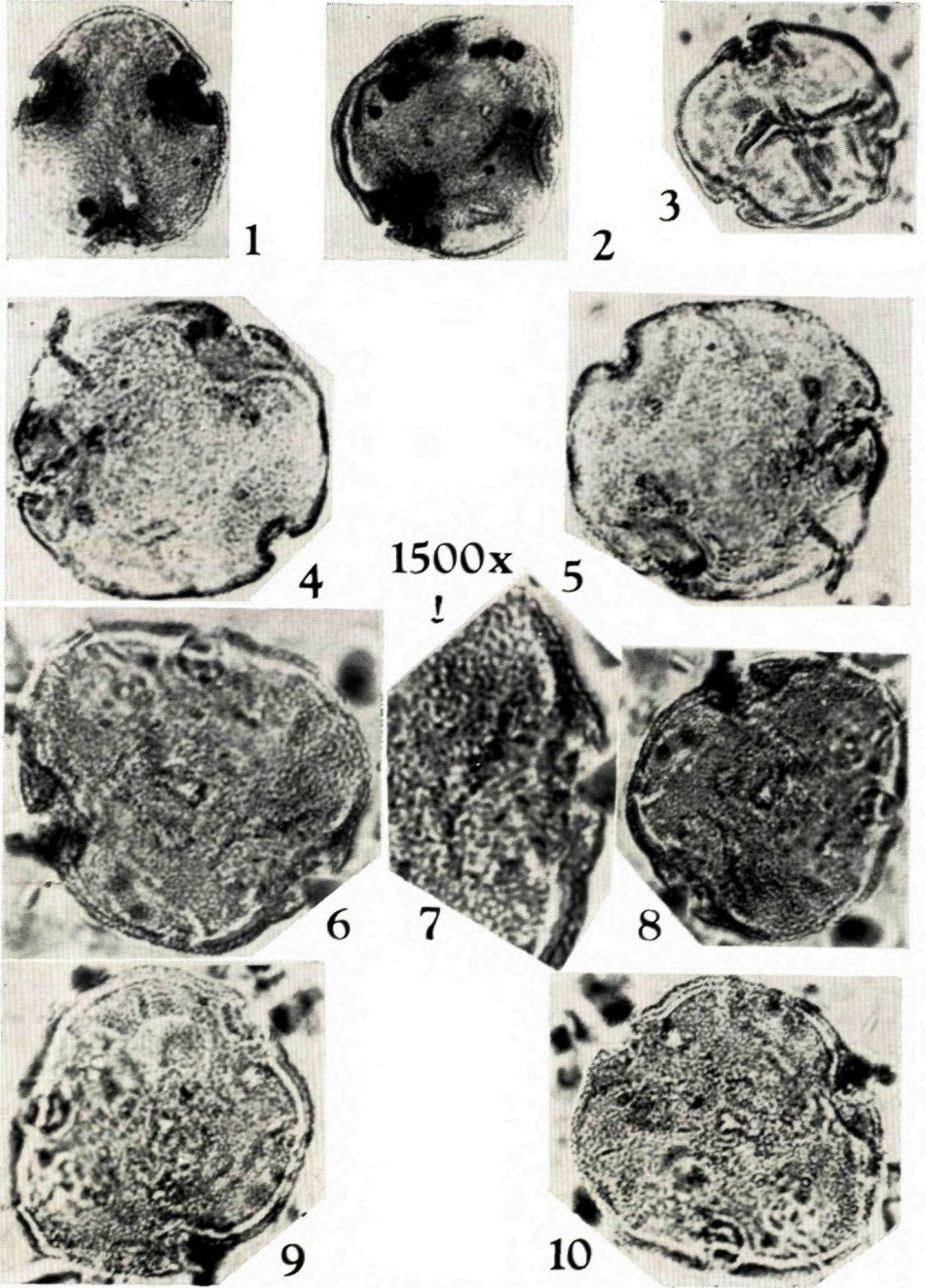


2

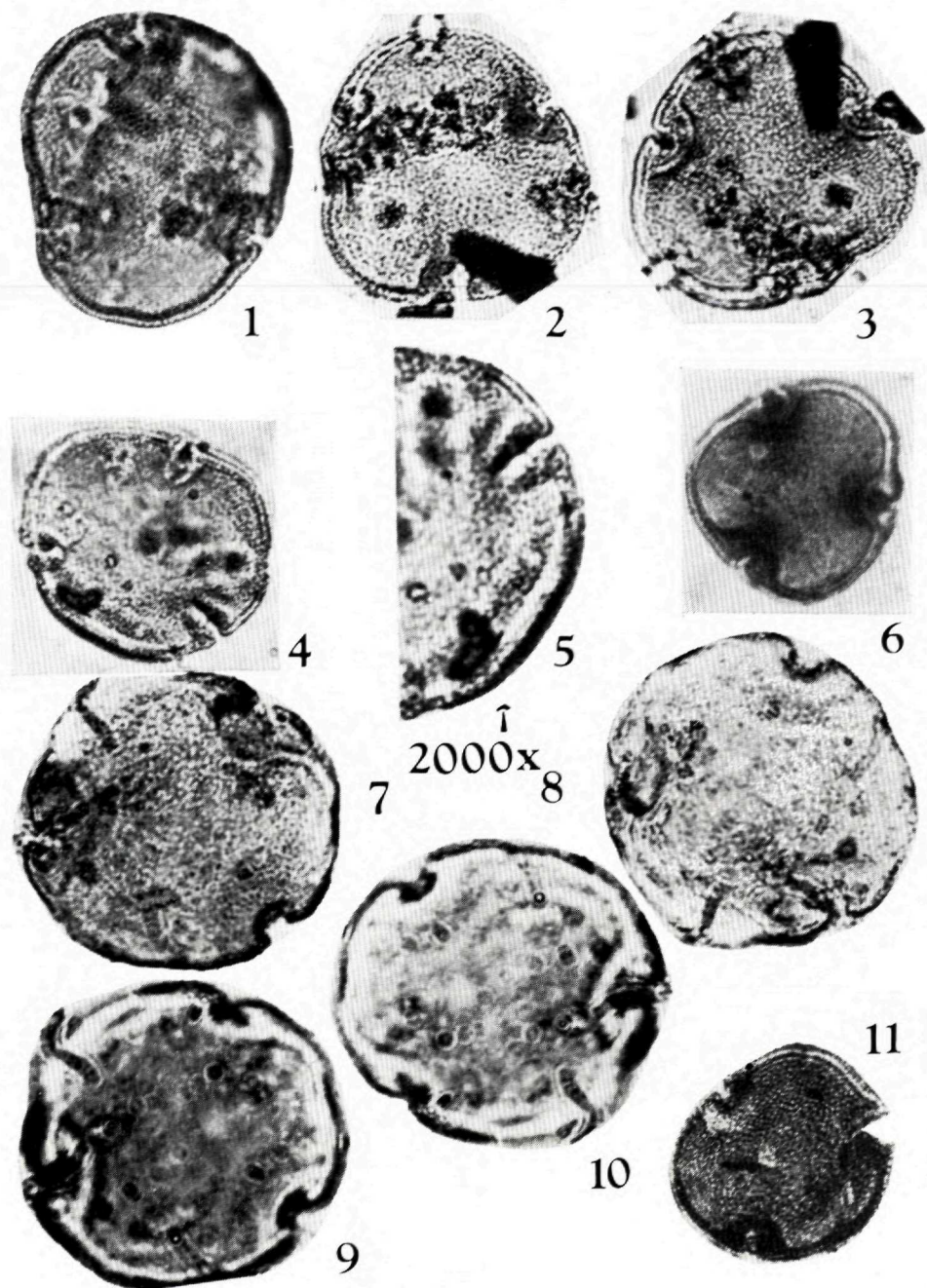
Figs 1, 2 *Picea* sp.



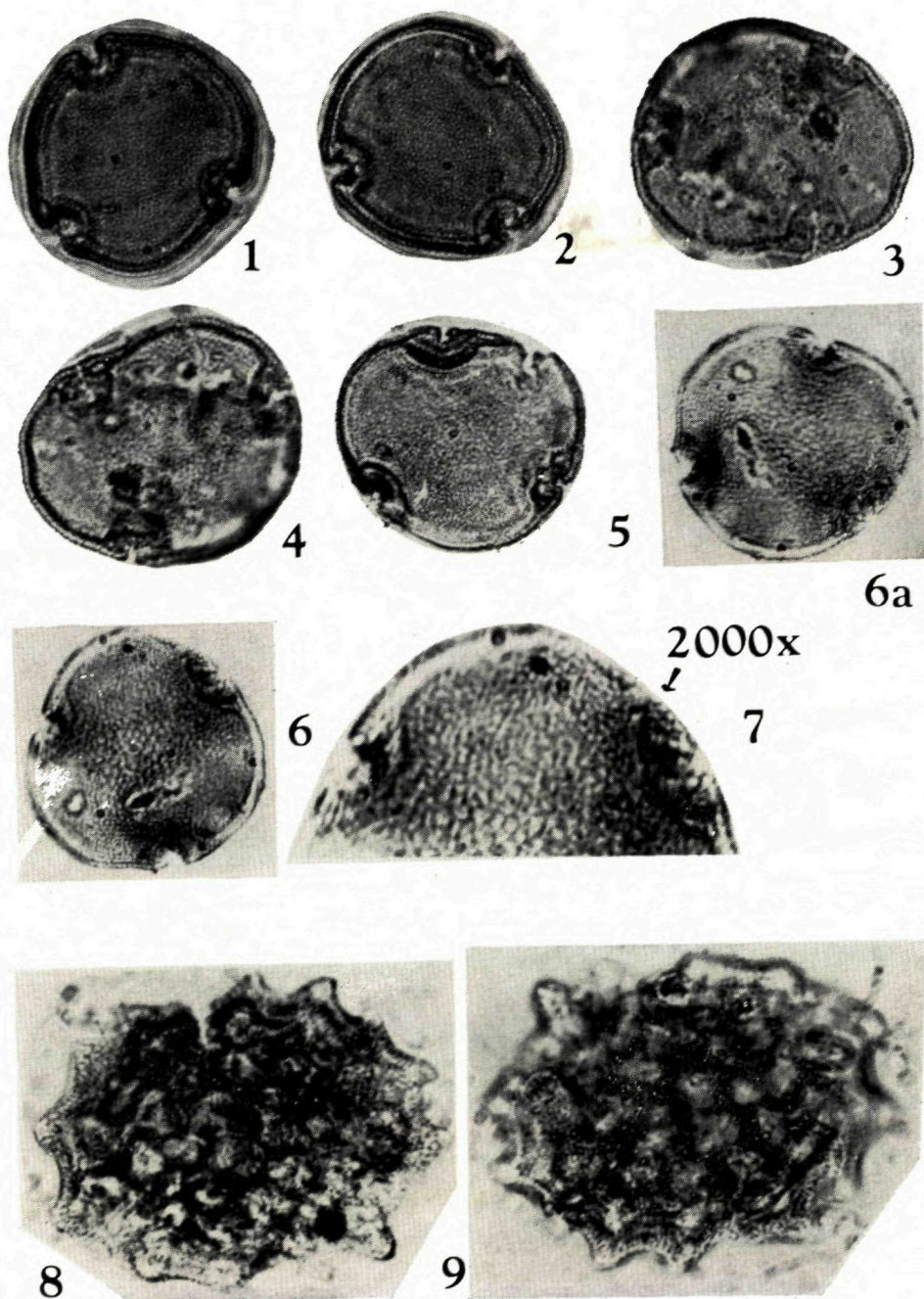
Figs 1, 2 *Cedrus* sp.; 3 *Keteleeria* sp.



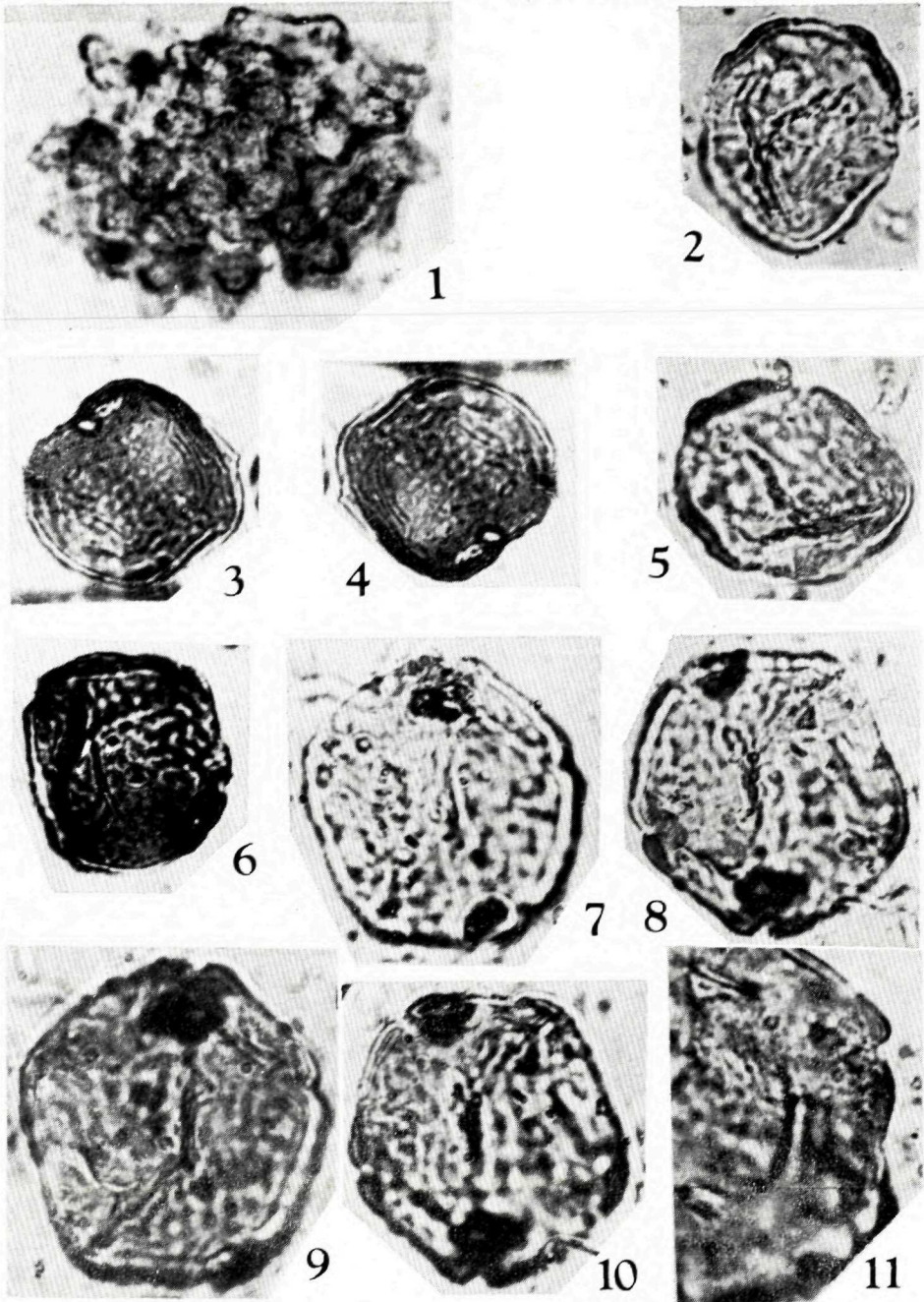
Figs 1, 2 *Intratriporopollenites polonicus*; 3 *Intratriporopollenites instructus* subsp. *instructus*; 4, 5 *Intratriporopollenites instructus* cf. subsp.; *macroreticulatus*; 6-10 *Intratriporopollenites instructus* subsp. *soebyensis*



Figs 1–3 *Intratriporopollenites* cf. *cordataeformis*; 4, 5 *Intratriporopollenites* *maii*; 6 *Intratriporopollenites* fsp. 1; 7–10 *Intratriporopollenites* *instructus* subsp. cf. *macroreticulatus*; 11 *Intratriporopollenites* fsp. 2

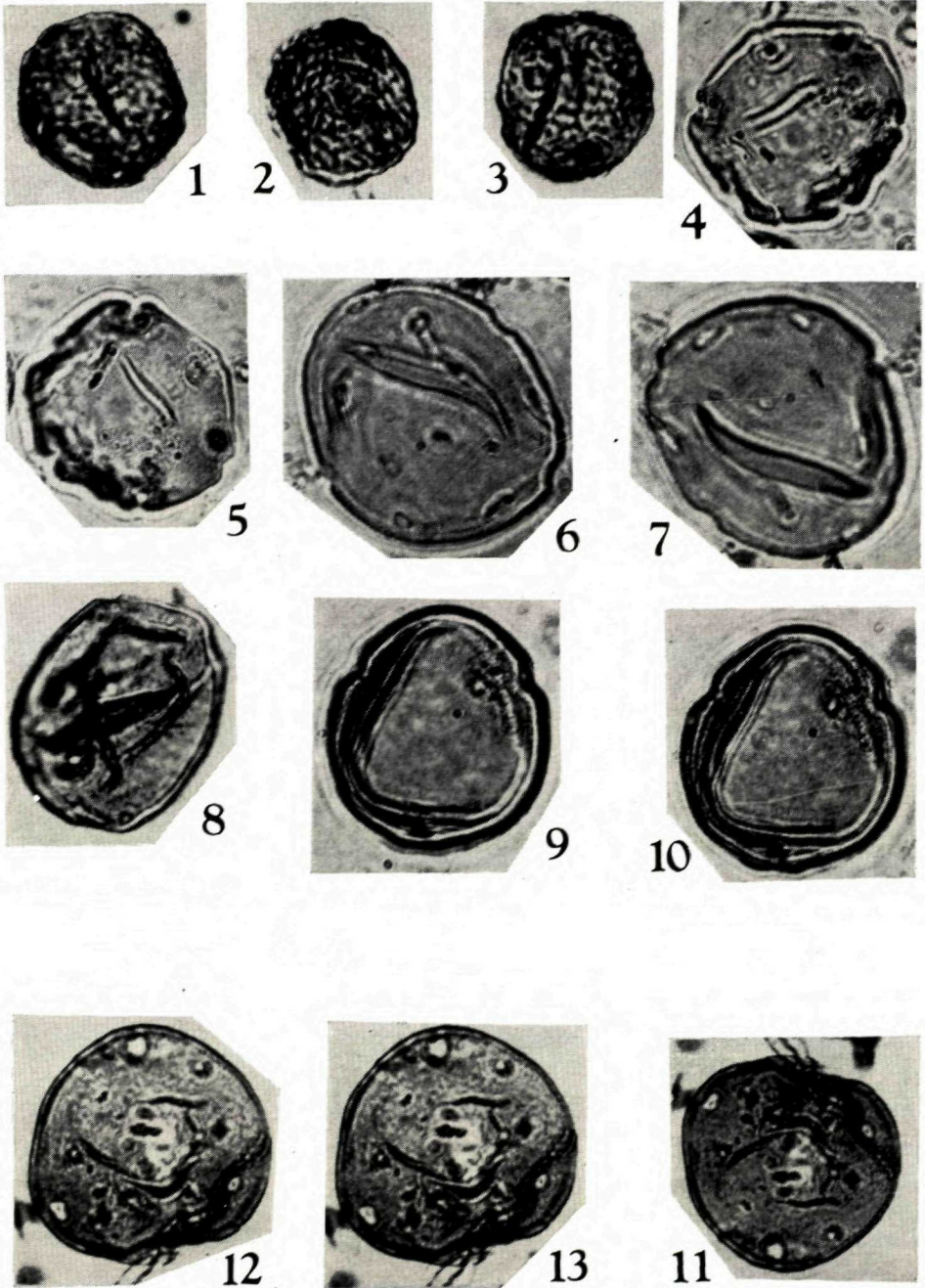


Figs 1-5 *Intratropipollenites instructus*; 6, 7 *Intratropipollenites instructus* subsp. *macroreticulatus*
8, 9 *Malaccarumpollenites* fsp.

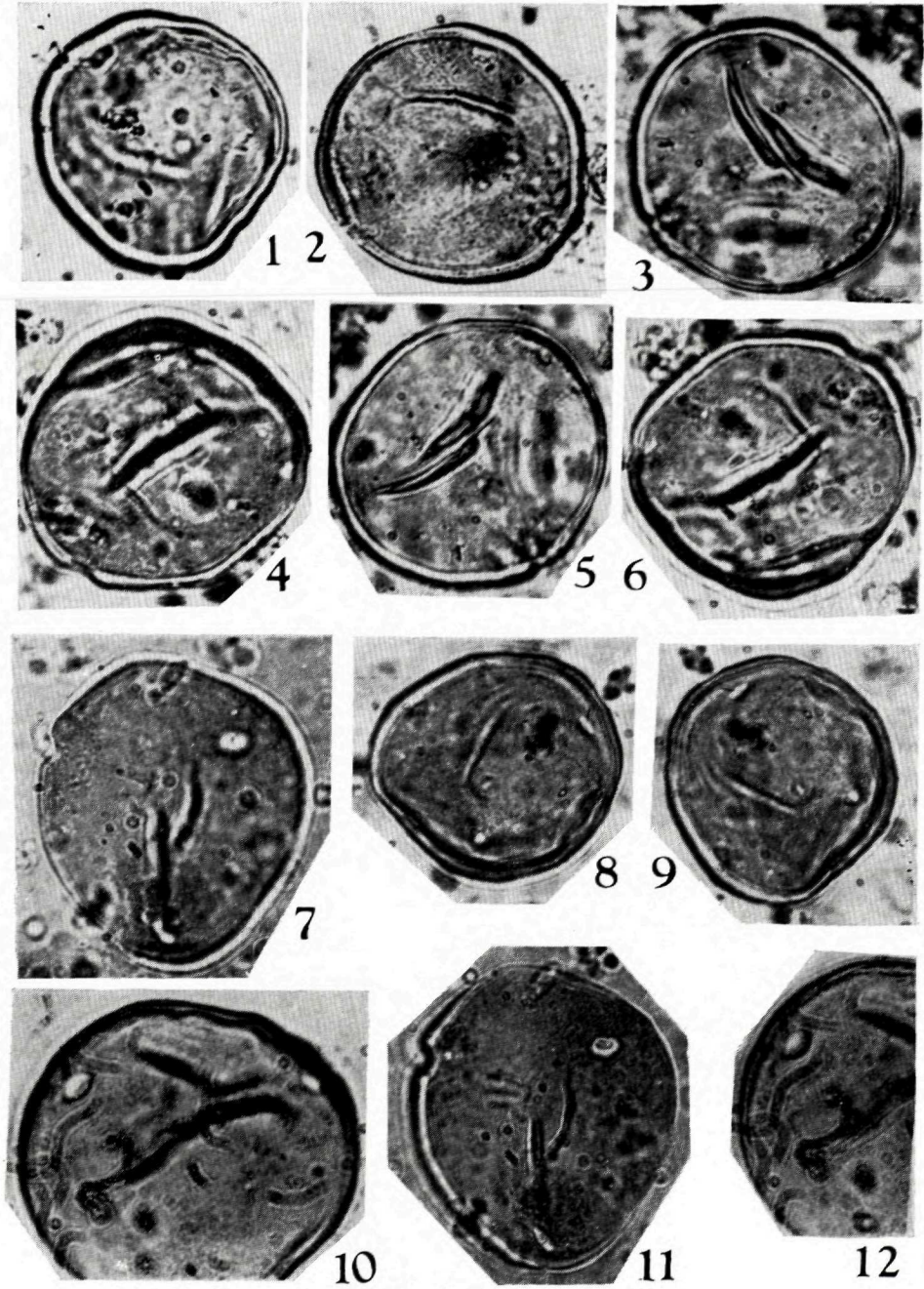


1500x

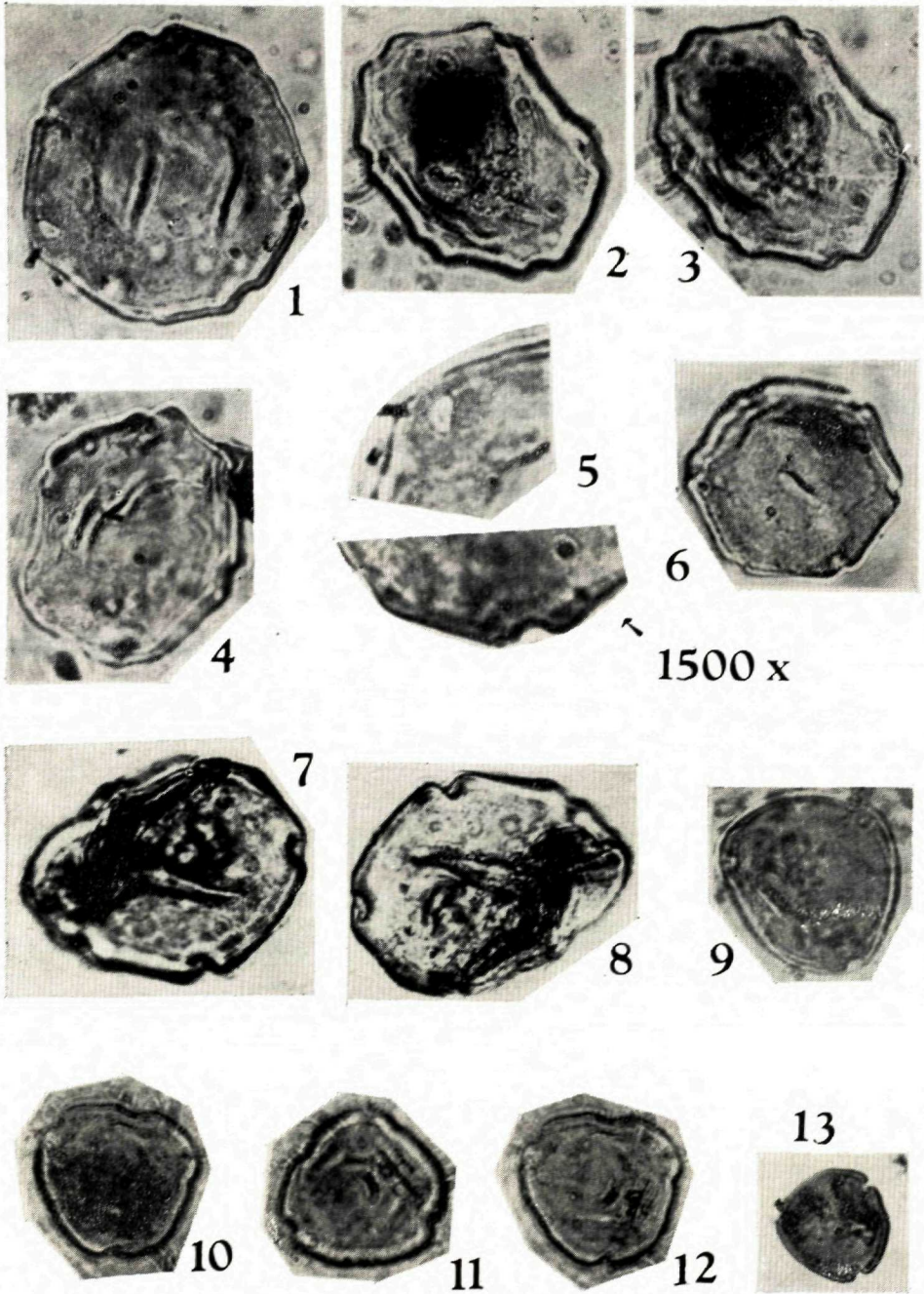
Figs 1 *Malcecarumpollenites* fsp.; 2-6 *Ulmipollenites undulosus*; 7-11 *Ulmipollenites* fsp.



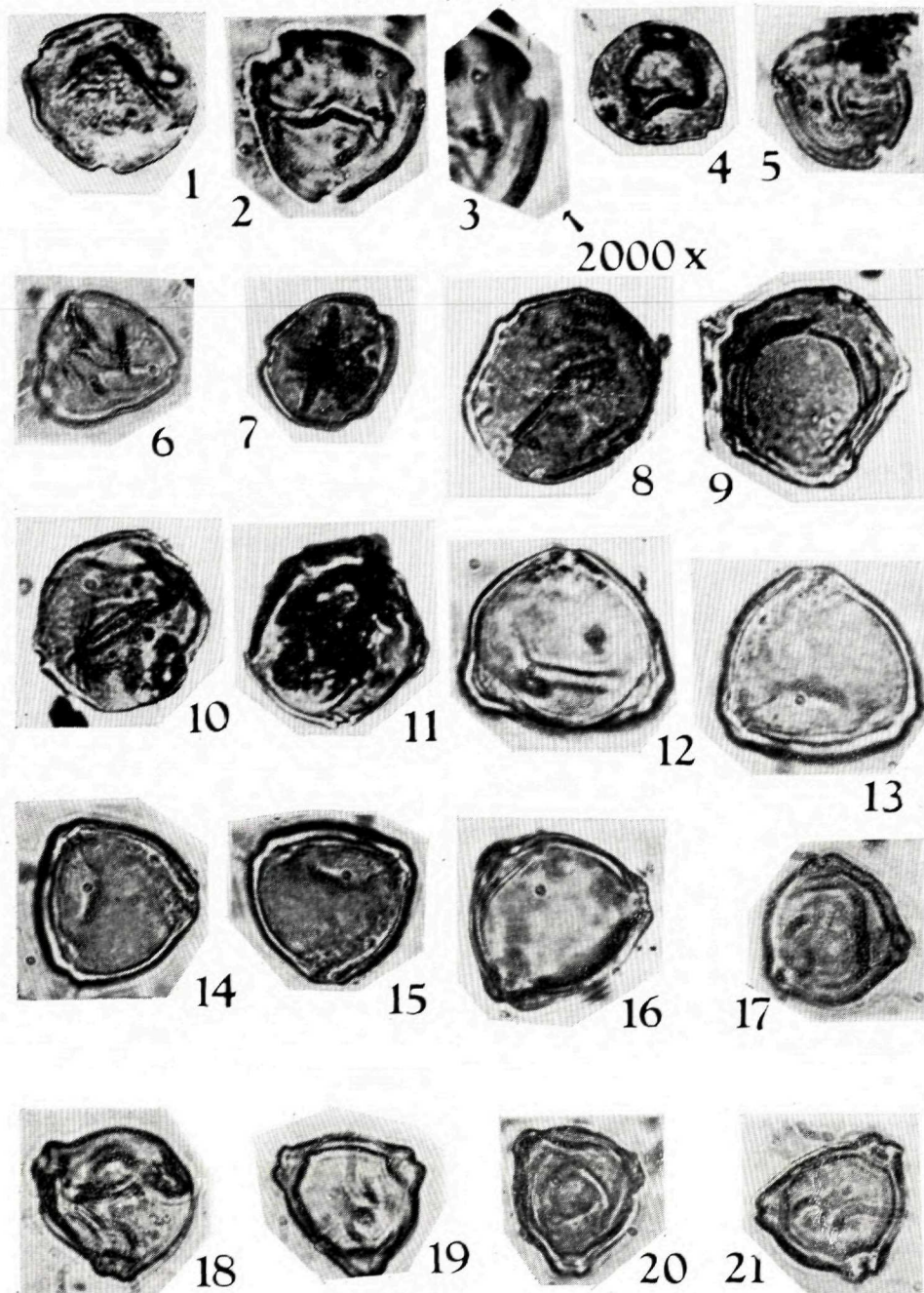
Figs 1-3 *Zelkovaepollenites* fsp.; 4-7 *Juglanspollenites verus*; 8 *Juglanspollenites* fsp.; 9-13 *Caryapollenites simplex*



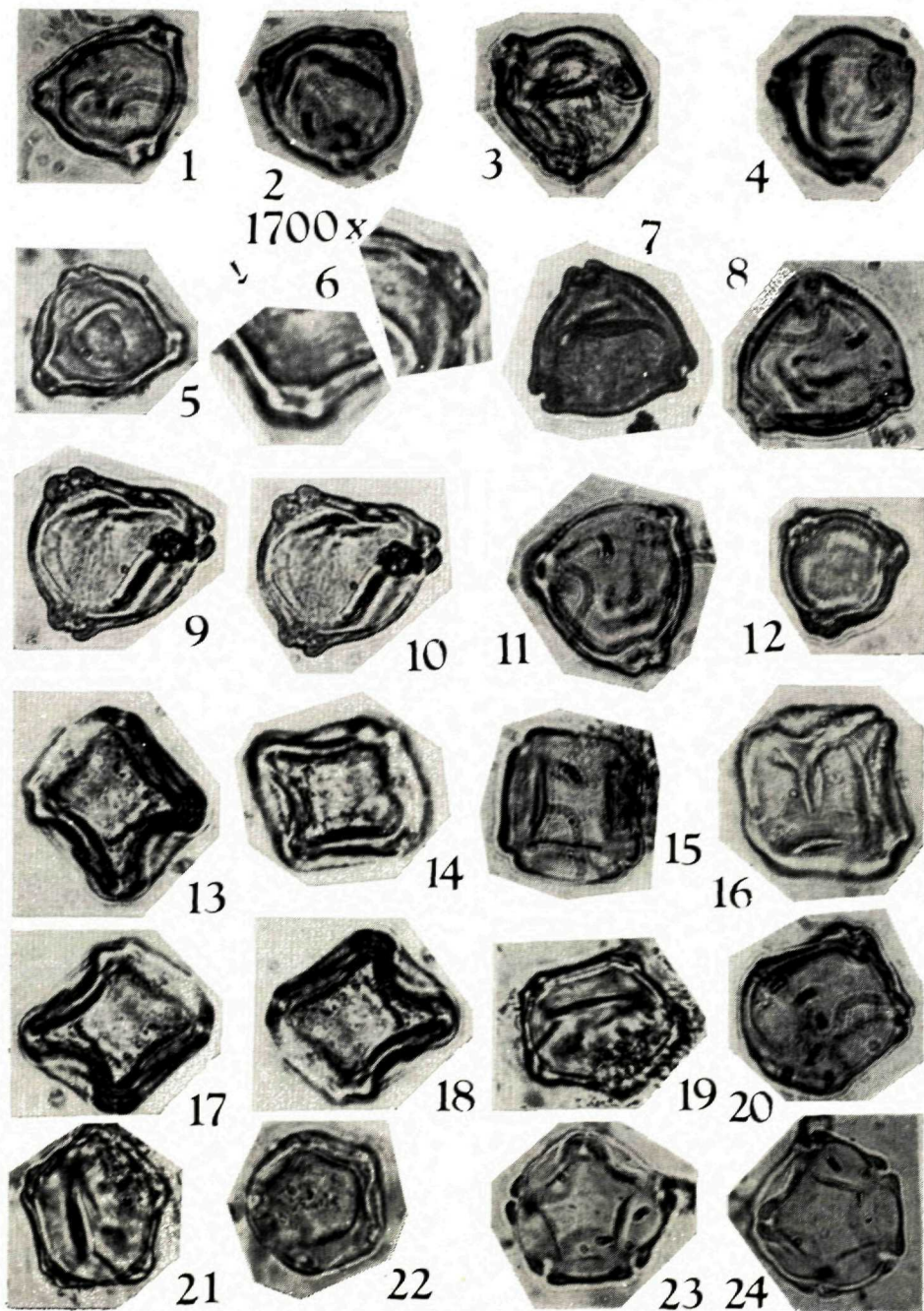
Figs 1–12 *Caryapollenites simplex*



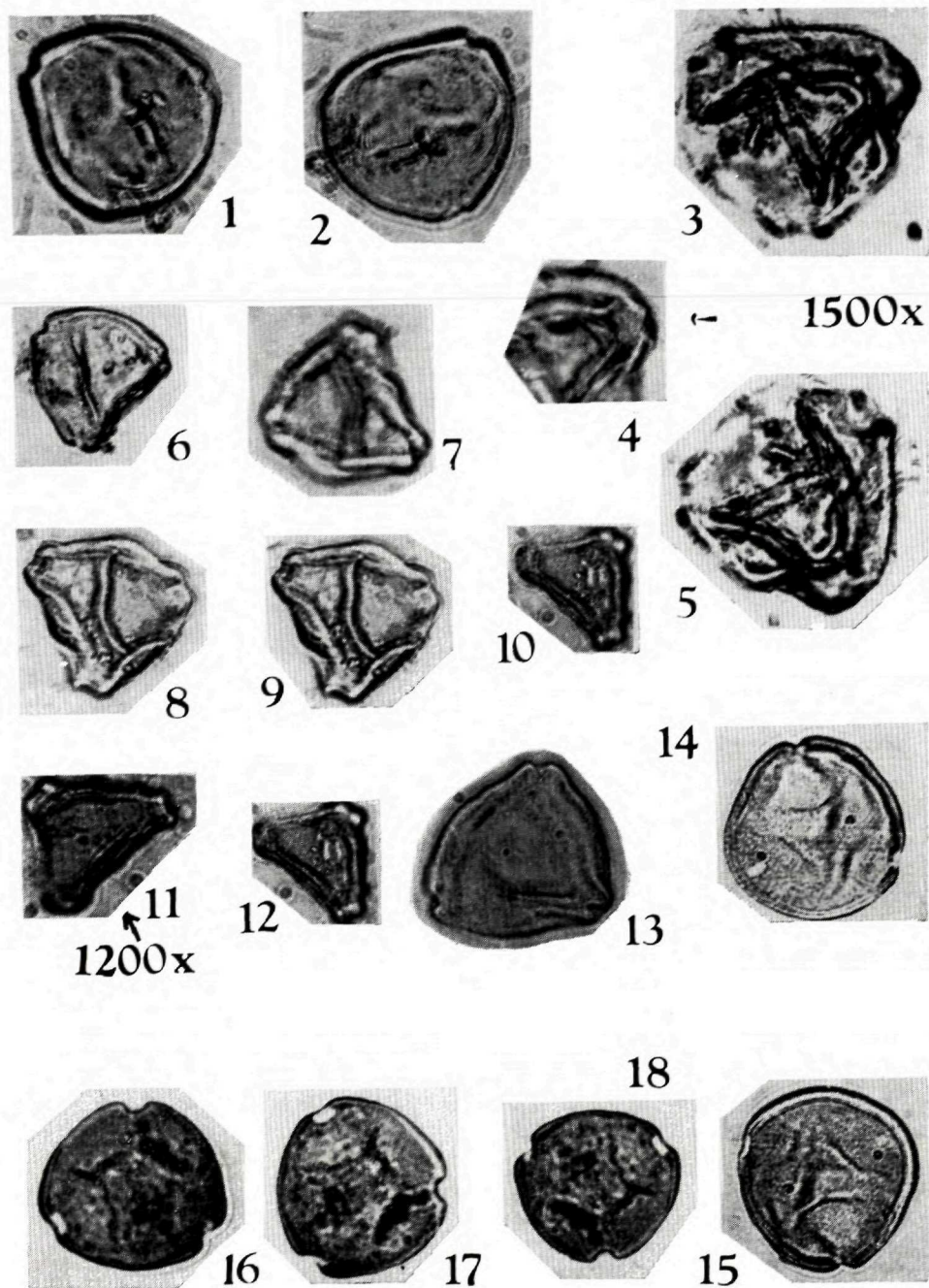
FIGS 1-6 *Pterocaryapollenites stellatus*; 7, 8 *Pterocaryapollenites stellatus* subsp. *anulatus*; 9-13 *Engelhardtoidites microcoryphaeus*



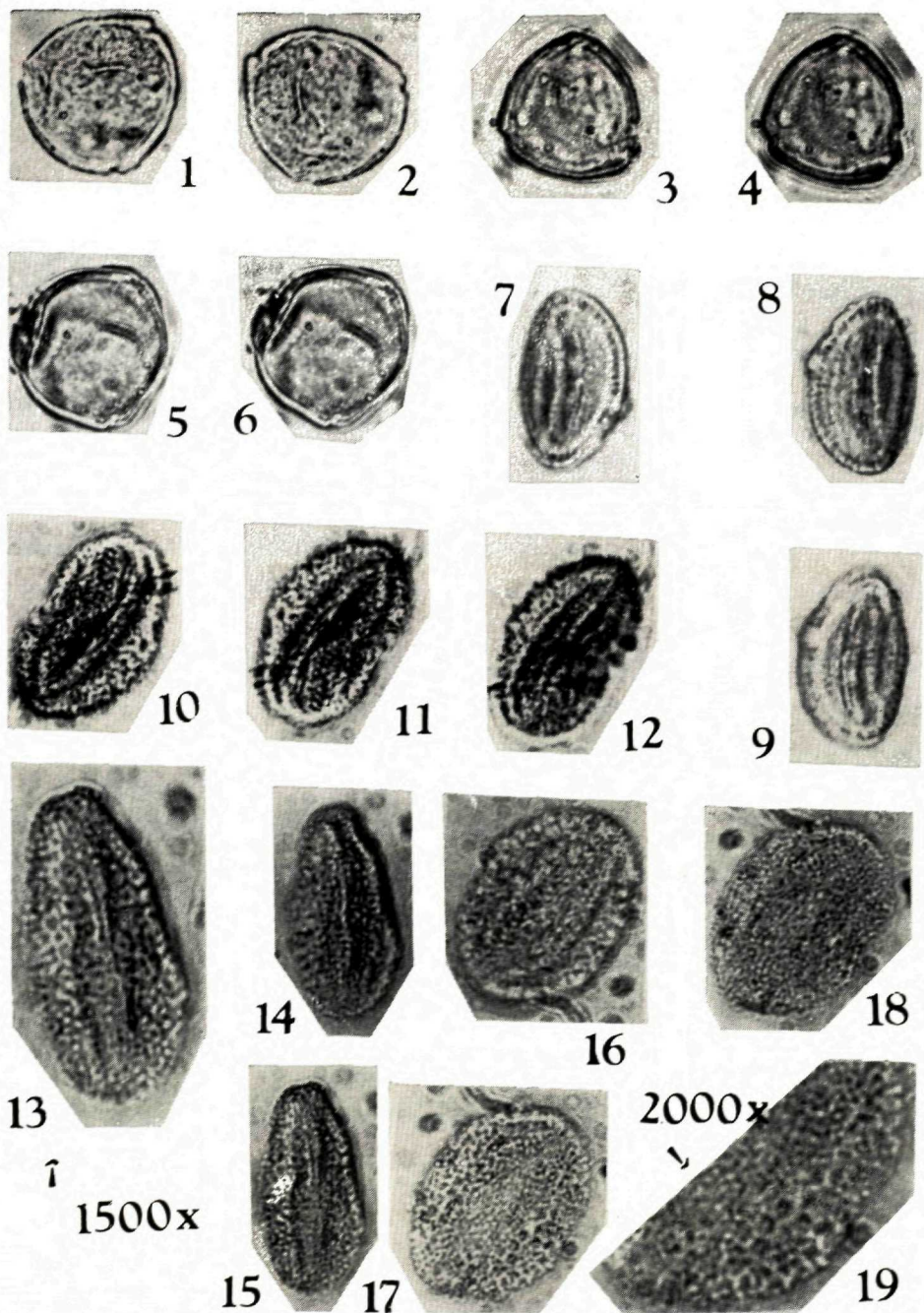
Figs 1 - 7 *Platycaryapollenites* fsp.; 8, 9 *Carpinuspollenites carpinoides*; 10 - 11 *Ostryapollenites rhenanus*;
12 - 16 *Betulaepollenites* fsp. 3; 17 - 21 *Betulaepollenites betuloides*



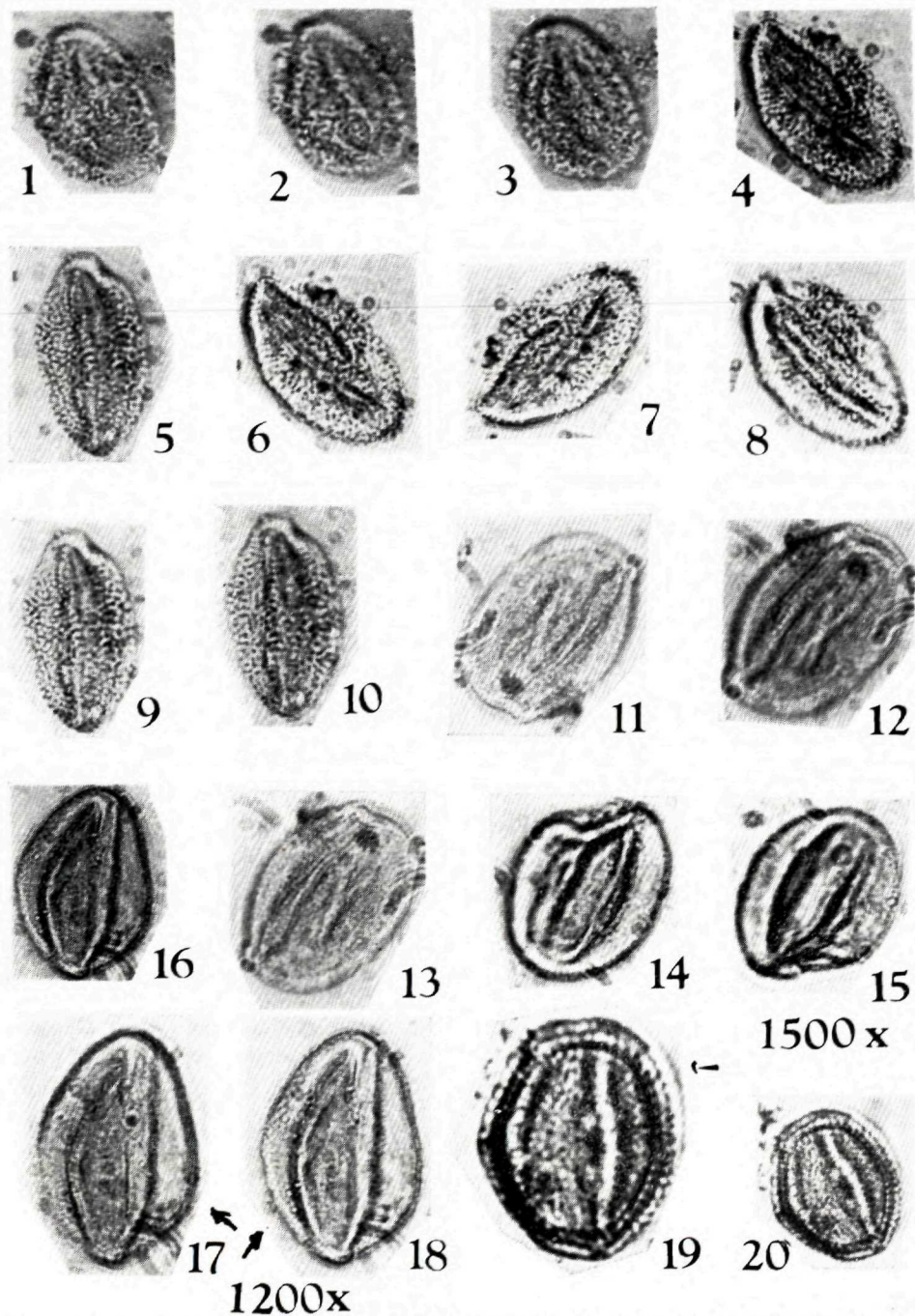
Figs 1-6 *Betulaepollenites betuloides*; 7-11 *Betulaepollenites* fsp. 1; 12 *Betulaepollenites* fsp. 2; 13-24 *Alnipollenites verus*



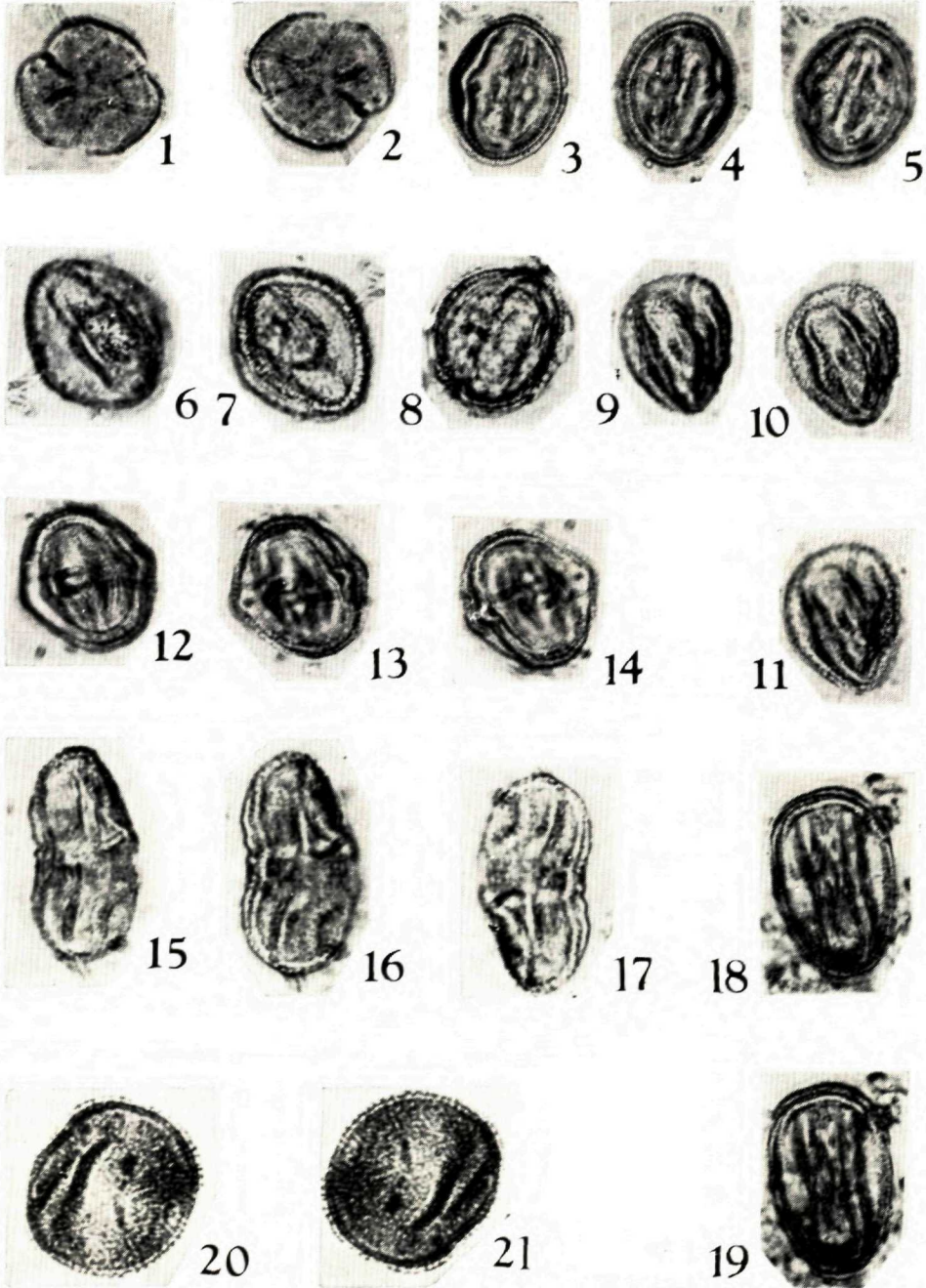
Figs 1, 2 *Triporopollenites coryloides*; 3-5 *Myricipites rurensis*; 6 *Myricipites* fsp.; 7-9 *Triatripollenites* fsp.; 10-12 *Triatripollenites foreolatis*; 13 *Momipites punctatus*; 14-18 *Momipites* fsp.



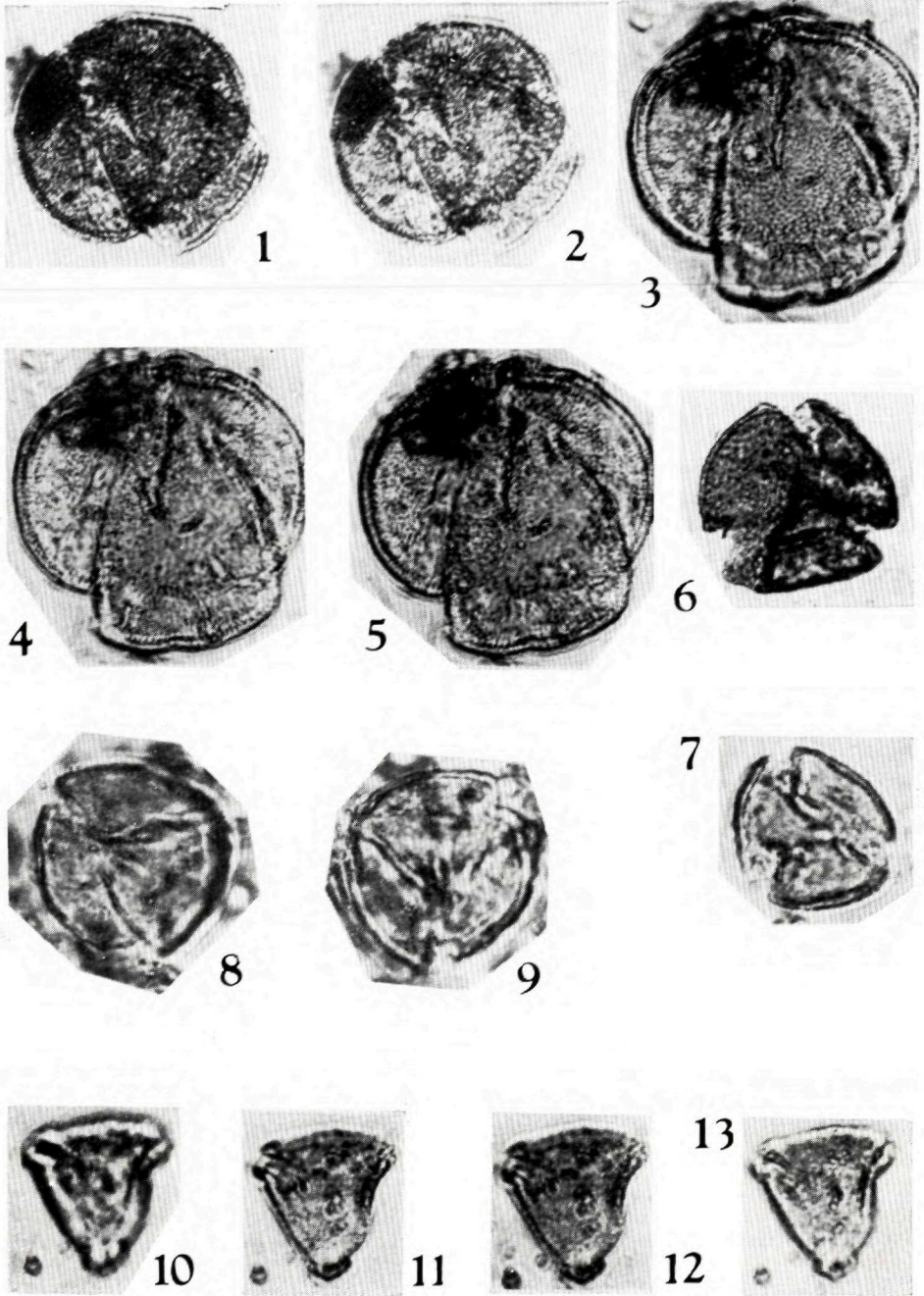
Figs 1-6 *Momipites punctatus* subsp. *punctatus*; 7-9 *Salicipollenites* fsp. 1; 10-12 *Salicipollenites* fsp. 2; 13-15 *Salicipollenites verus* n. fsp.; 16-19 *Salicipollenites ulotrichii* n. fsp.



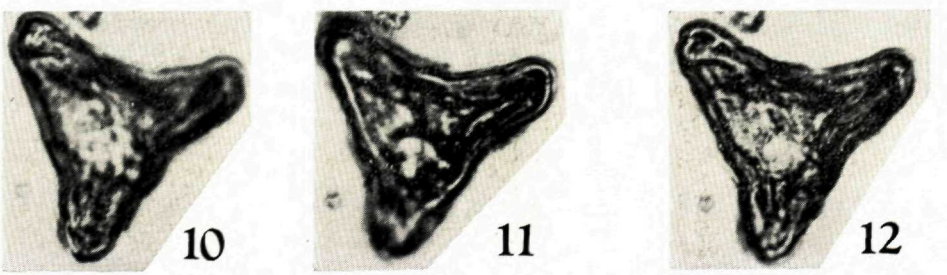
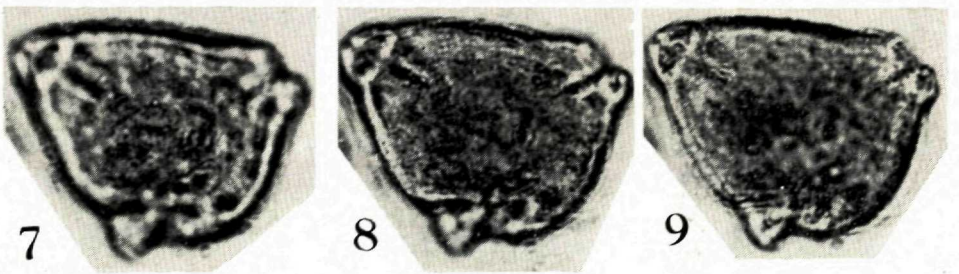
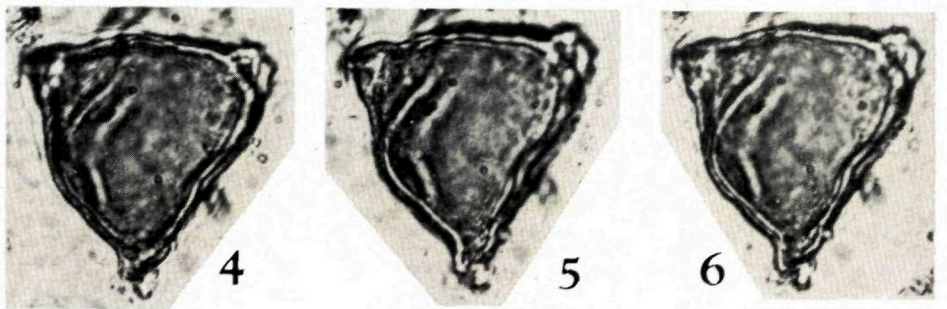
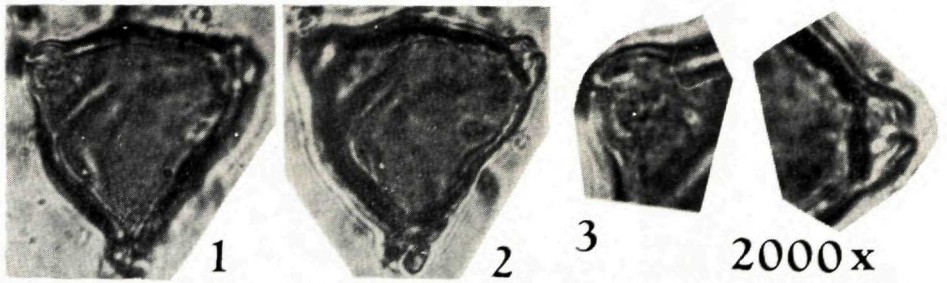
Figs 1-3 *Salixipollenites reticulatus*; 4-10 *Salixipollenites* fsp. 3; 11-15 *Salixipollenites* fsp. 4; 16-18 *Salixipollenites* fsp. 5; 19-20 *Tricolporopollenites* fsp. *microreticulatus* form 6



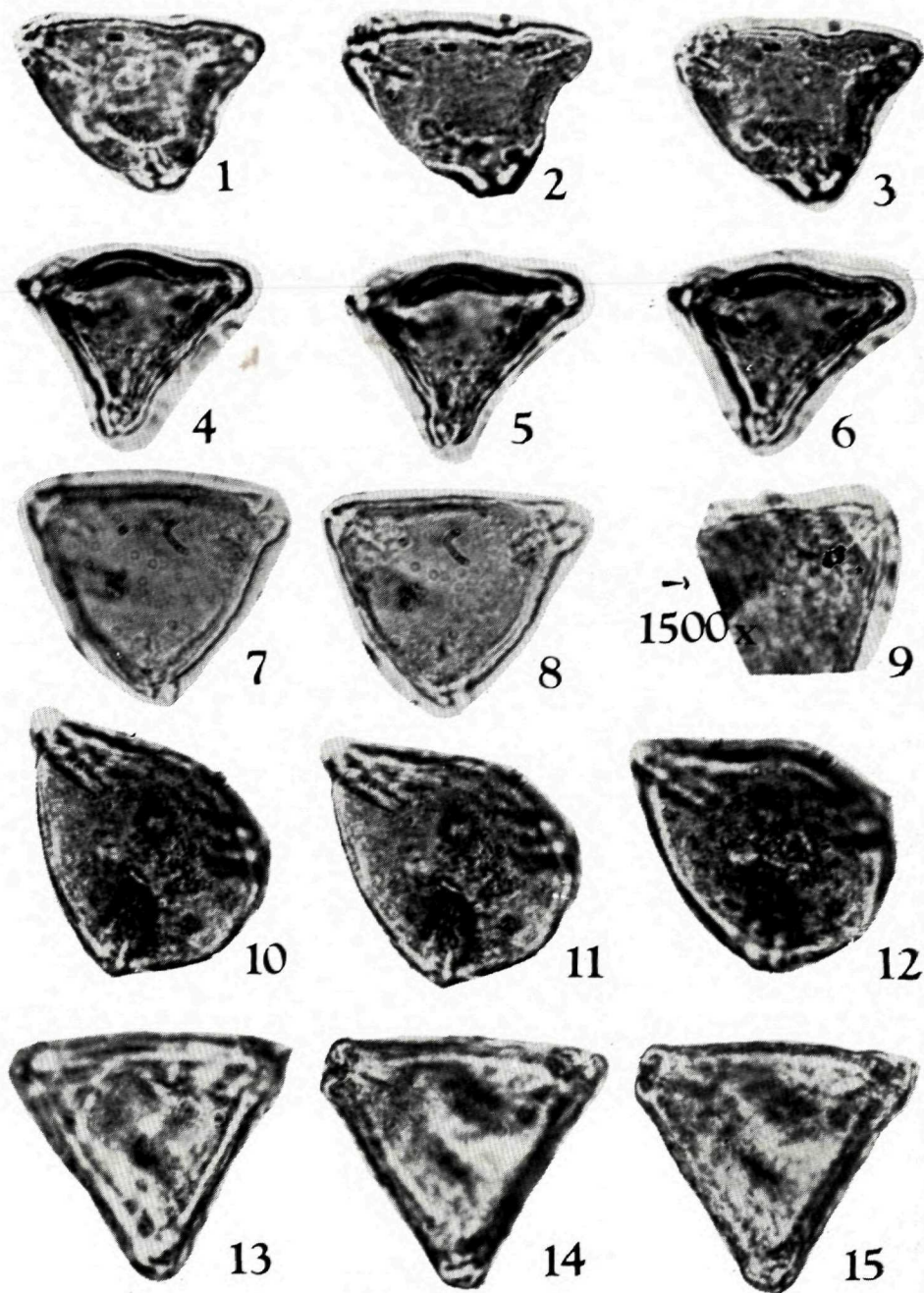
Figs 1–2 *Tricolporopollenites* sp. *microreticulatus* form 7; 3–5 *Tricolporopollenites* sp. *microreticulatus* form 4; 6–8 *Tricolporopollenites* sp. *microreticulatus* form 1; 9–11 *Tricolporopollenites* sp. *microreticulatus* form 2; 12–14 *Tricolporopollenites* sp. *microreticulatus* form 3; 15–17 *Tricolporopollenites* sp. *microreticulatus* form 5; 18–19 *Tricolporopollenites* sp. *microreticulatus* form 8; 20, 21 *Oleaceae*



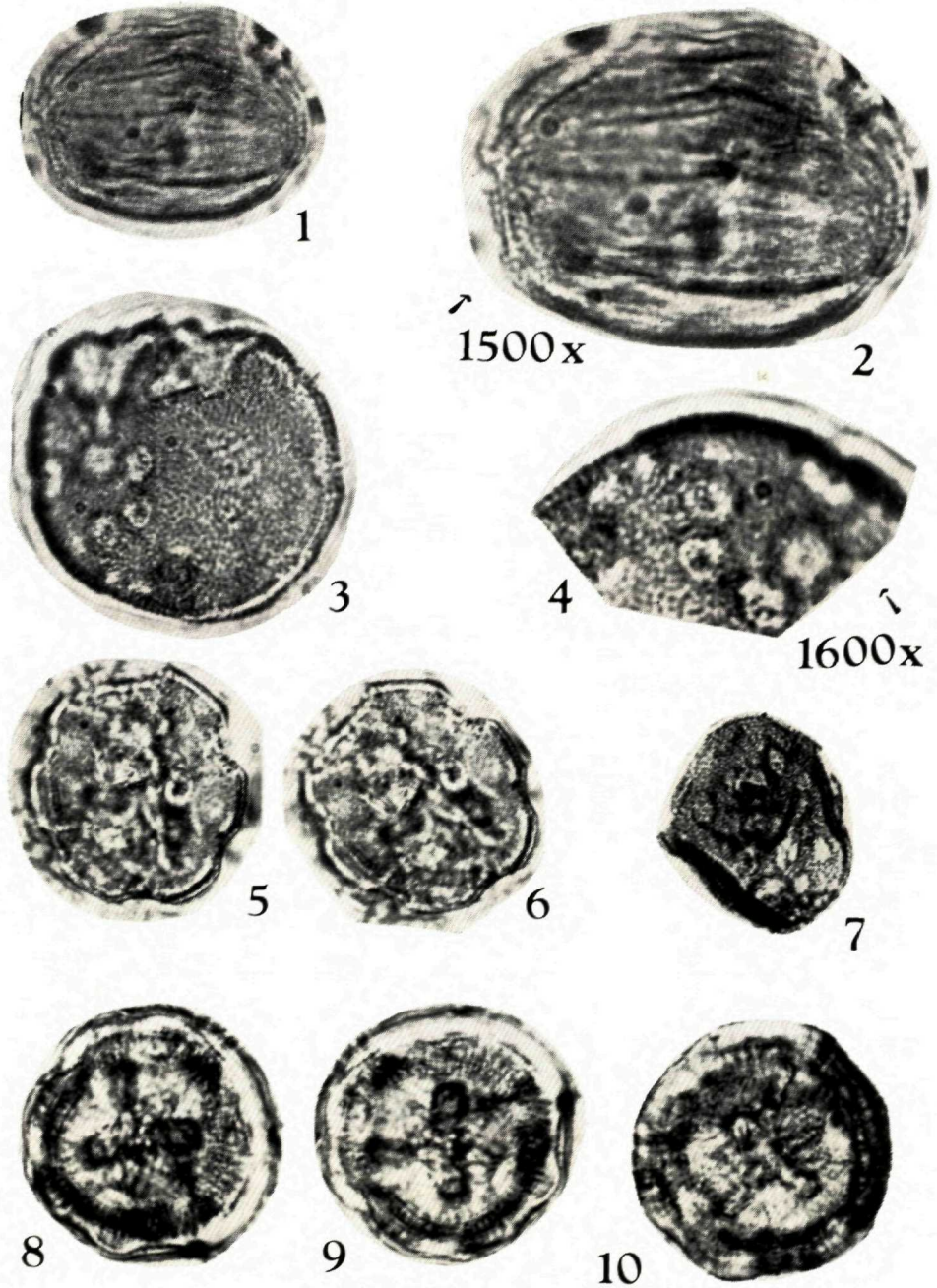
Figs 1, 2 *Aceripollenites reticulatus*; 3 - 5 *Aceripollenites rotundus*; 6, 7 *Acer negundo*; 8, 9 *Aceripollenites reticulatus* 10 - 13 *Stowakipollis hippophaeoides*



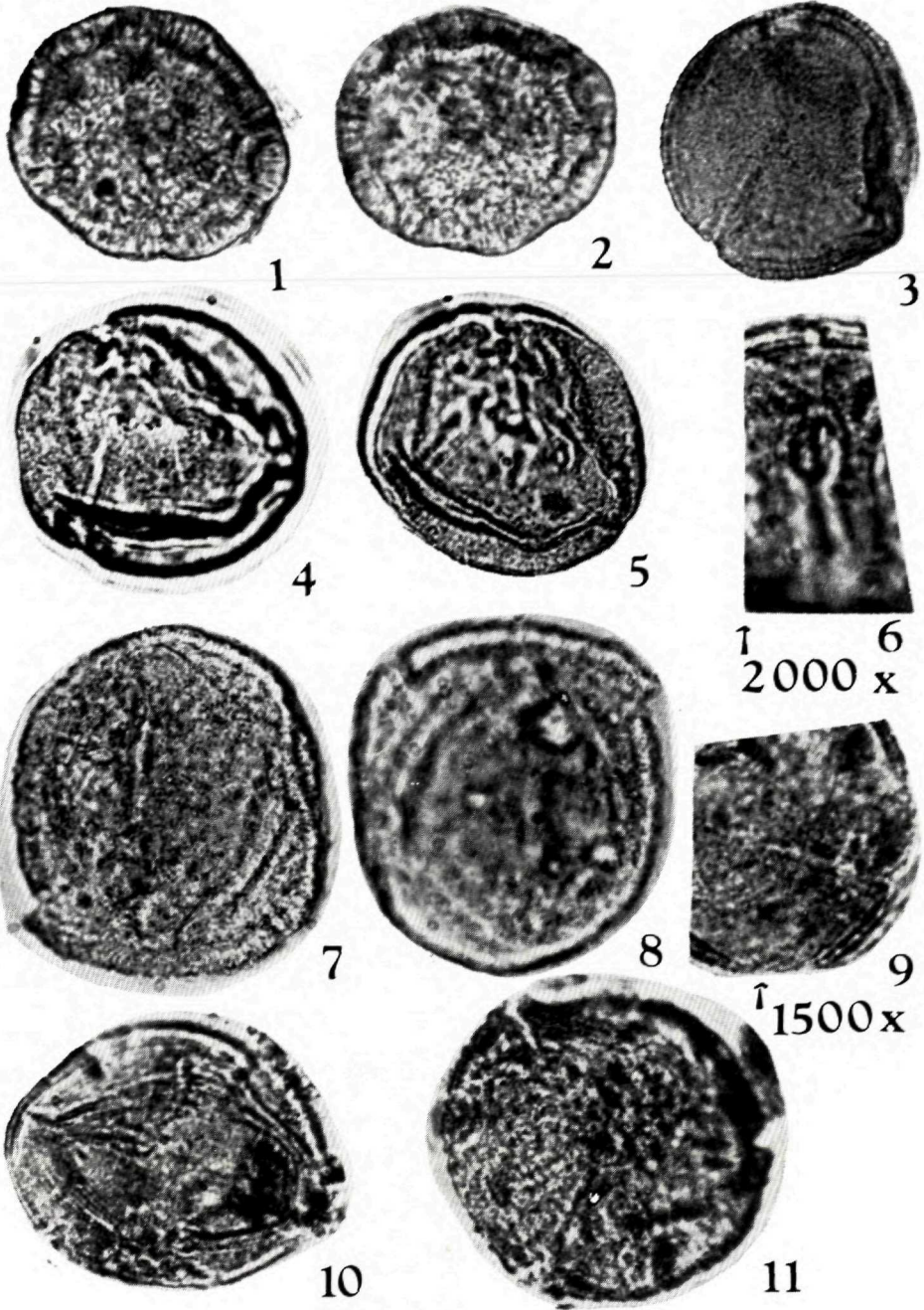
Figs 1 – 6 *Slowakipollis panonicus*; 7 – 9 *Slowakipollis* cf. *cechovicii*; 10 – 12 *Slowakipollis* fsp. 1



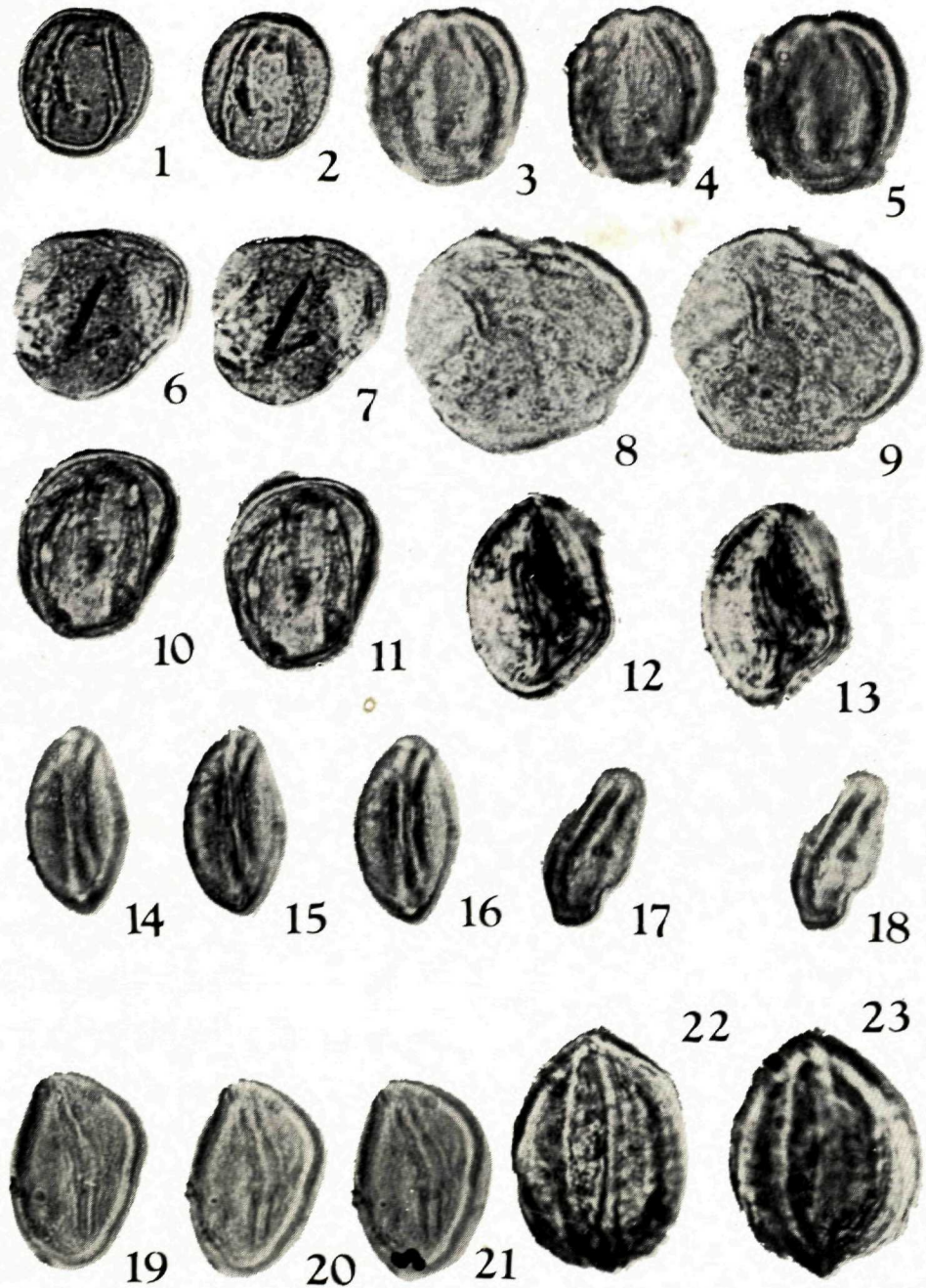
Figs 1-3 *Slowakipollis* fsp. 2; 4-6 *Slowakipollis* fsp. 3; 7-9 *Slowakipollis klausii*; 10-12 *Slowakipollis pliocaenicus*; 13-15 *Slowakipollis elegnoides*



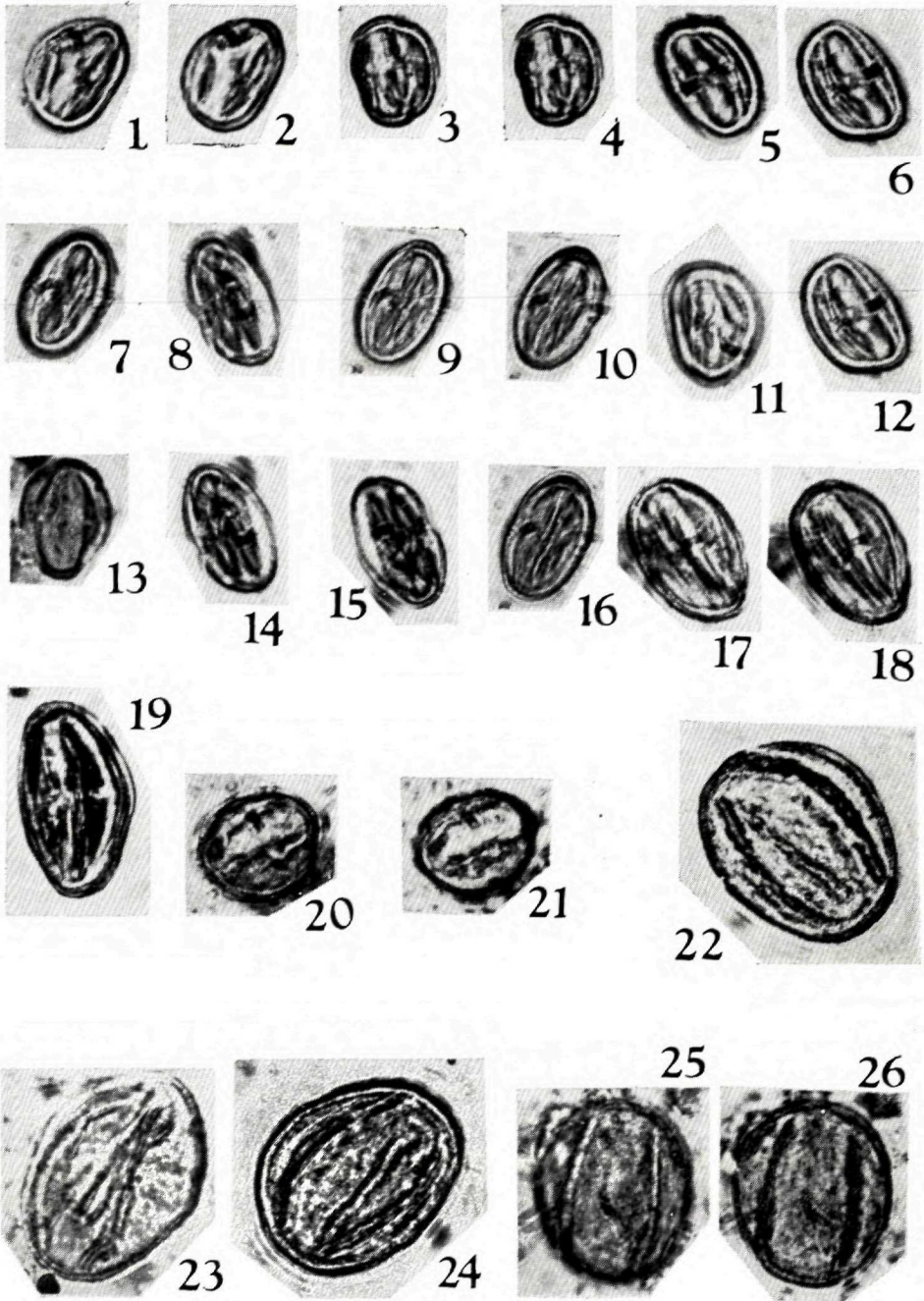
Figs 1, 2 *Polygalacearumpollenites granulatus*; 3, 4 *Liquidambarpollenites styracifluaeformis*; 5, 6 *Liquidam-*
Liquidambarpollenites carpaticus; 7 *Liquidambarpollenites* fsp.; 8 - 10 *Caryophyllidites* fsp. 1



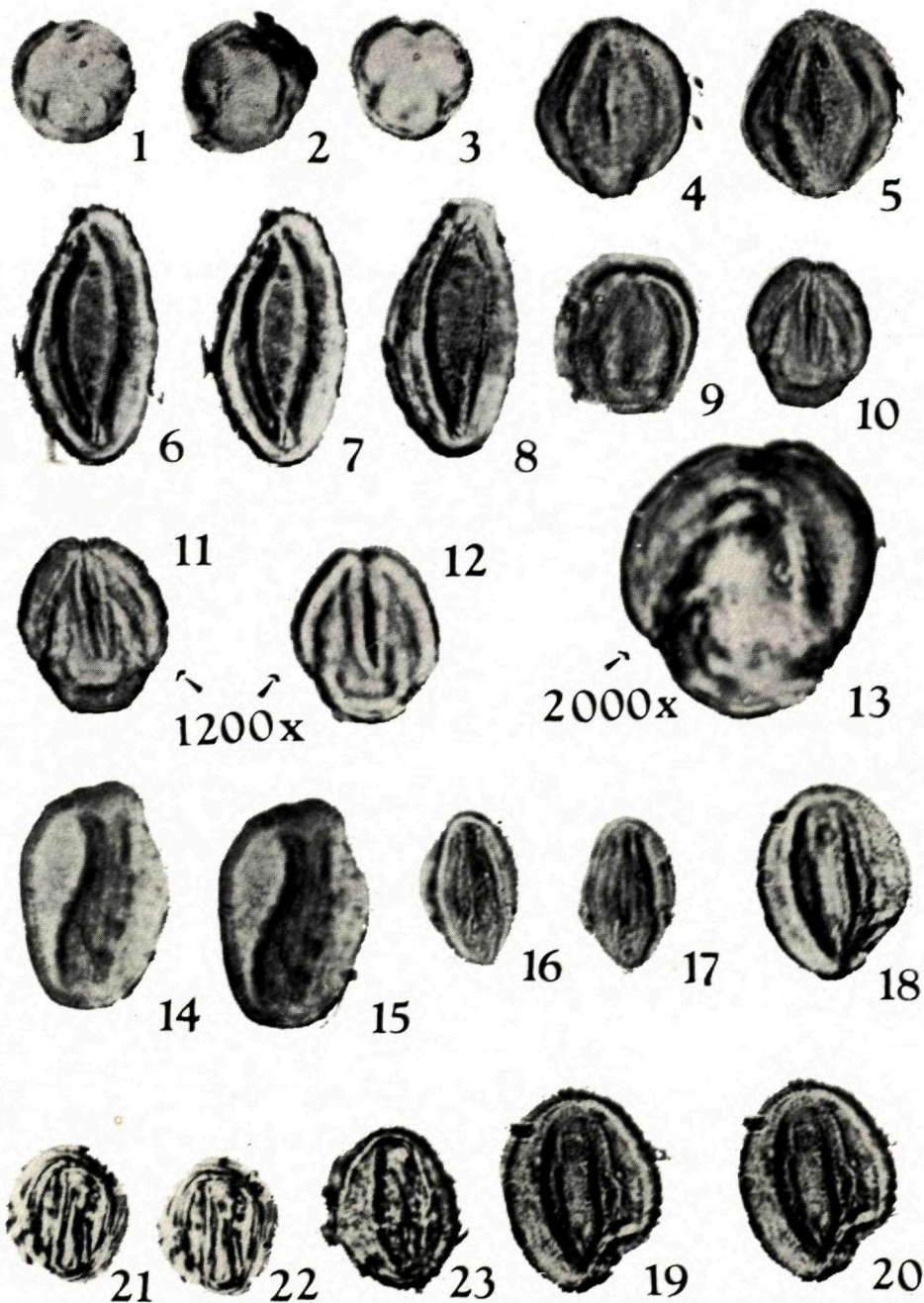
Figs 1, 2 *Caryophyllidites* fsp. 2; 3-5 *Faguspollenites* fsp. forma minor; 6-11 *Faguspollenites* fsp. forma maior



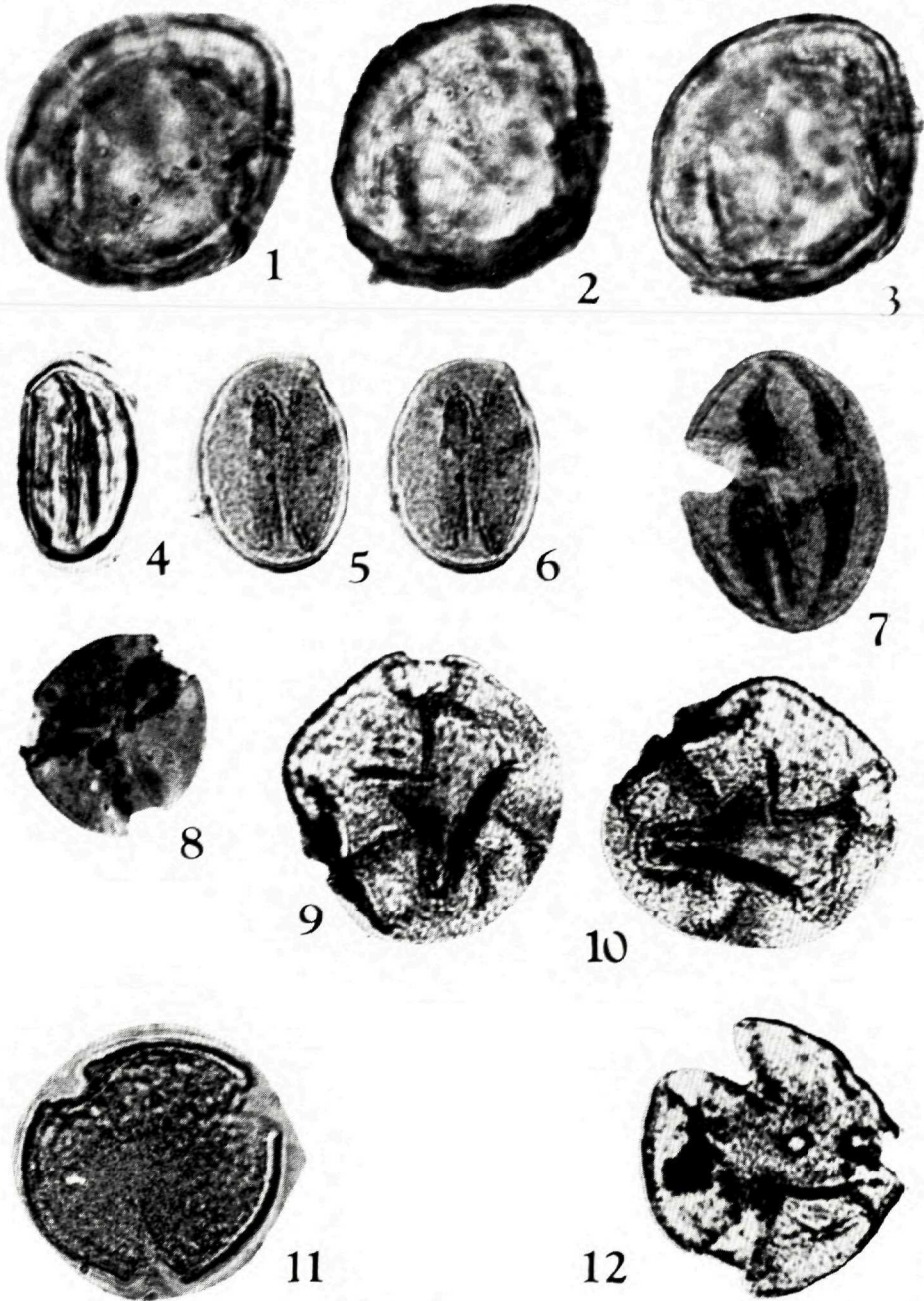
Figs 1 - 7 *Quercus* cf. *robur*; 8, 9 *Quercus* cf. *ilex*; 10 - 13 *Quercoidites* *henrici*; 14 - 18 *Tricolpopollenites* fsp. 1; 19 - 21 *Tricolpopollenites* fsp. 2; 22 - 23 *Tricolpopollenites* *nigricans*



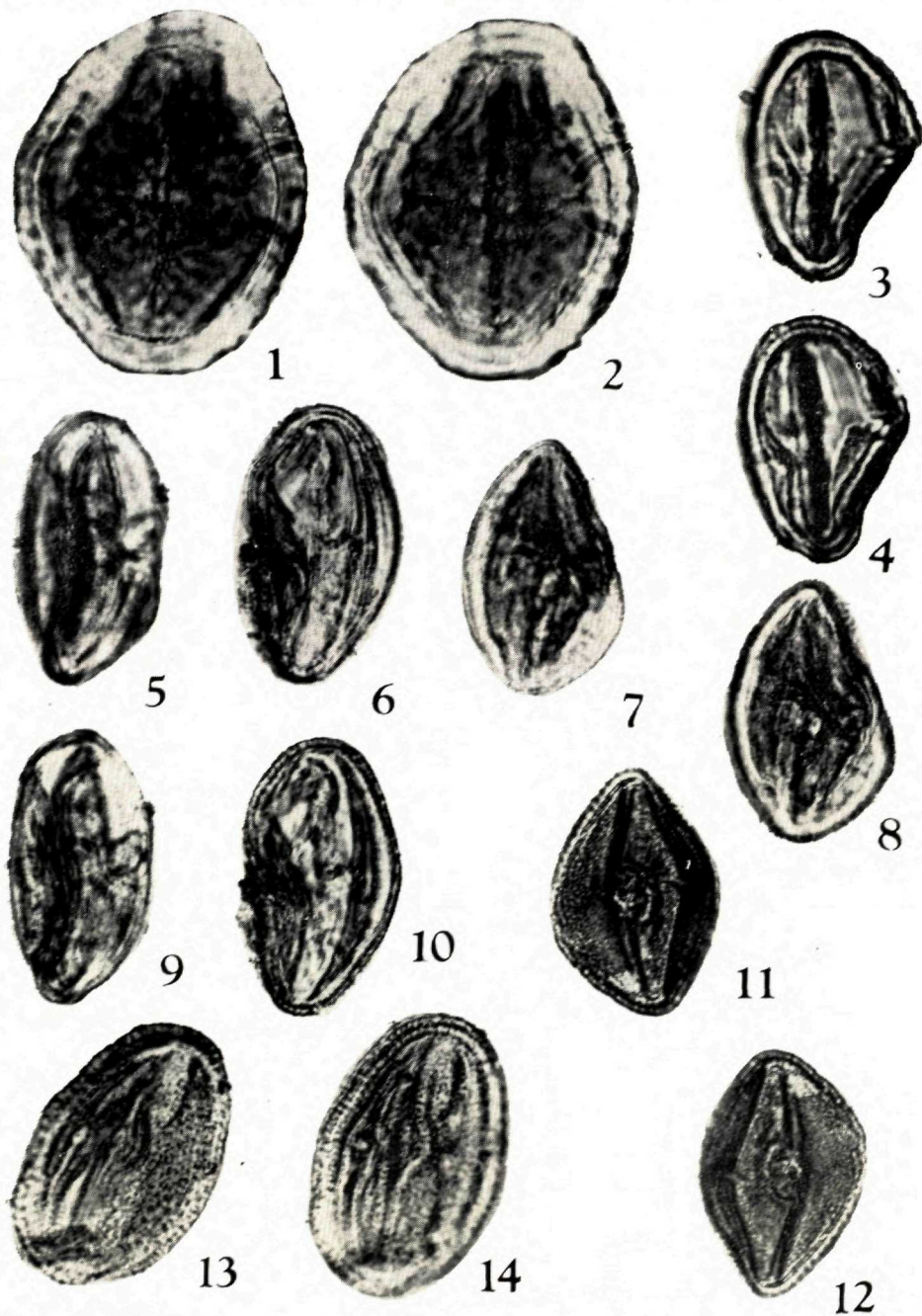
Figs 1 - 16 *Tricolporopollenites cingulum* subsp. *oviformis*; 17, 18 *Tricolporopollenites cingulum* subsp. *pusillus*; 19 *Tricolporopollenites cingulum* subsp. *fusus*; 20, 21 *Tricolporopollenites cingulum* *brühlensis*; 22 - 24 *Quercoidites* fsp. 1 (cf. *sessiliflora*); 25, 26 *Quercoidites* fsp. 2



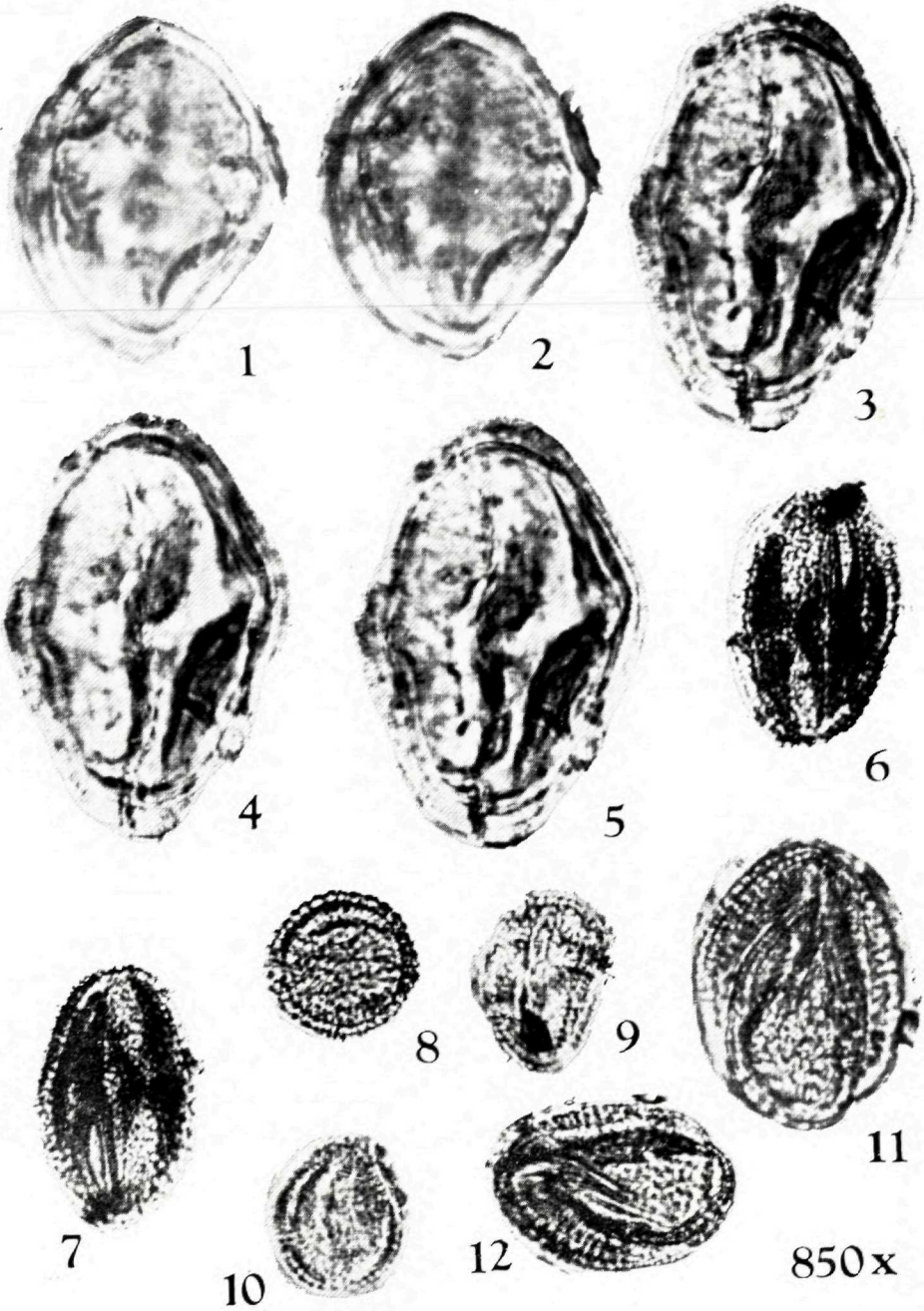
1-3 *Tricolpopollenites* isp. 3; 4, 5 *Tricolpopollenites* isp. 4; 6-8 *Tricolpopollenites* isp. 5; 9-13 *Tricolpopollenites nagyi*; 14, 15 *Tricolpopollenites* isp. 6; 16, 17 *Tricolpopollenites liblarensis*; 18-20 *Tricolpopollenites* sp. 7; 21-23 *Tricolporopollenites microhenrici*



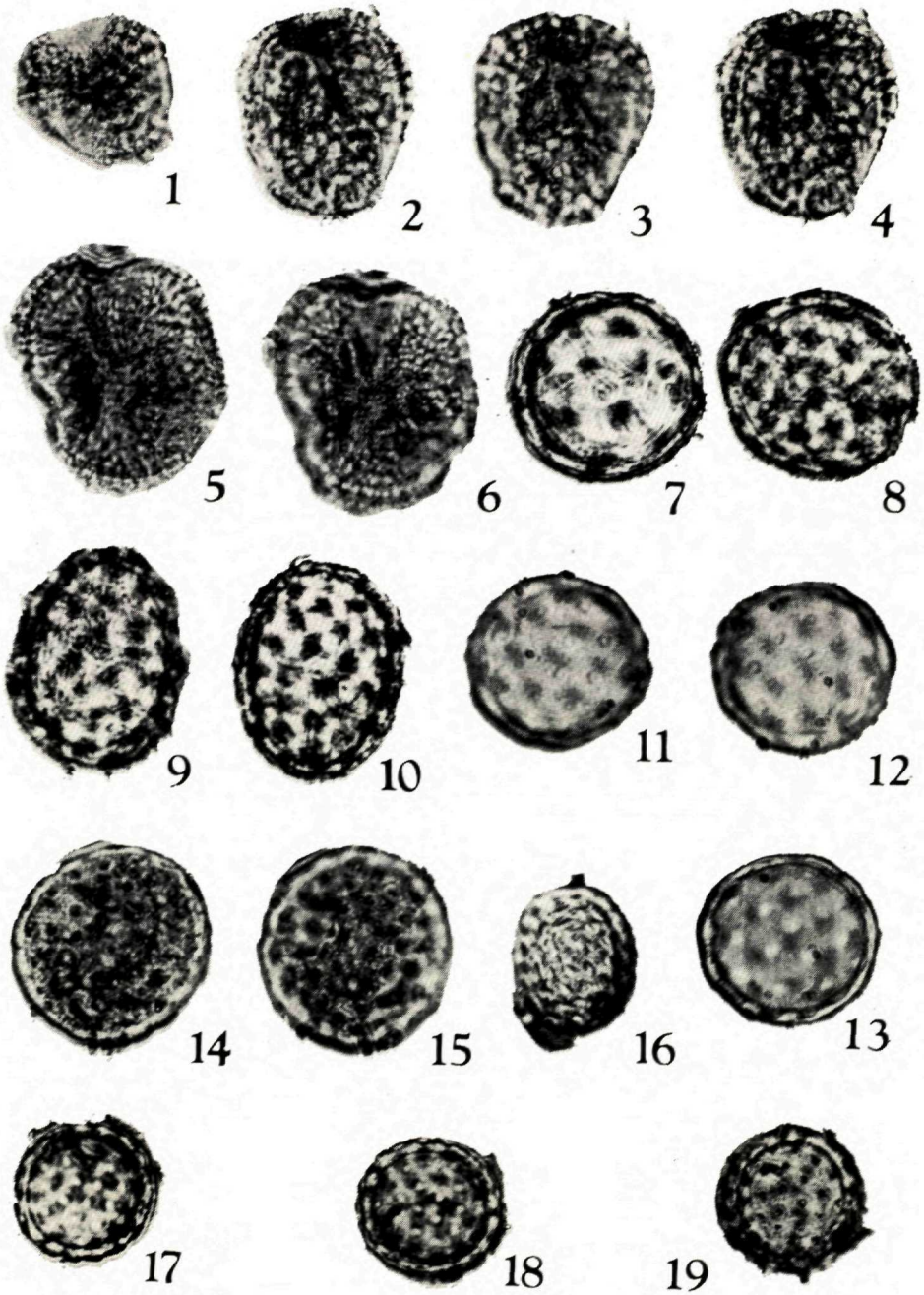
1-3 *Tricolpopollenites* fsp. 8; 4-6 *Tricolporopollenites asper*; 7, 8 *Pollenites lacus*; 9, 10 *Nyssapollenites kruschi* subsp. *accessorius*; 11, 12 *Nyssapollenites kruschi* subsp. *analepticus*



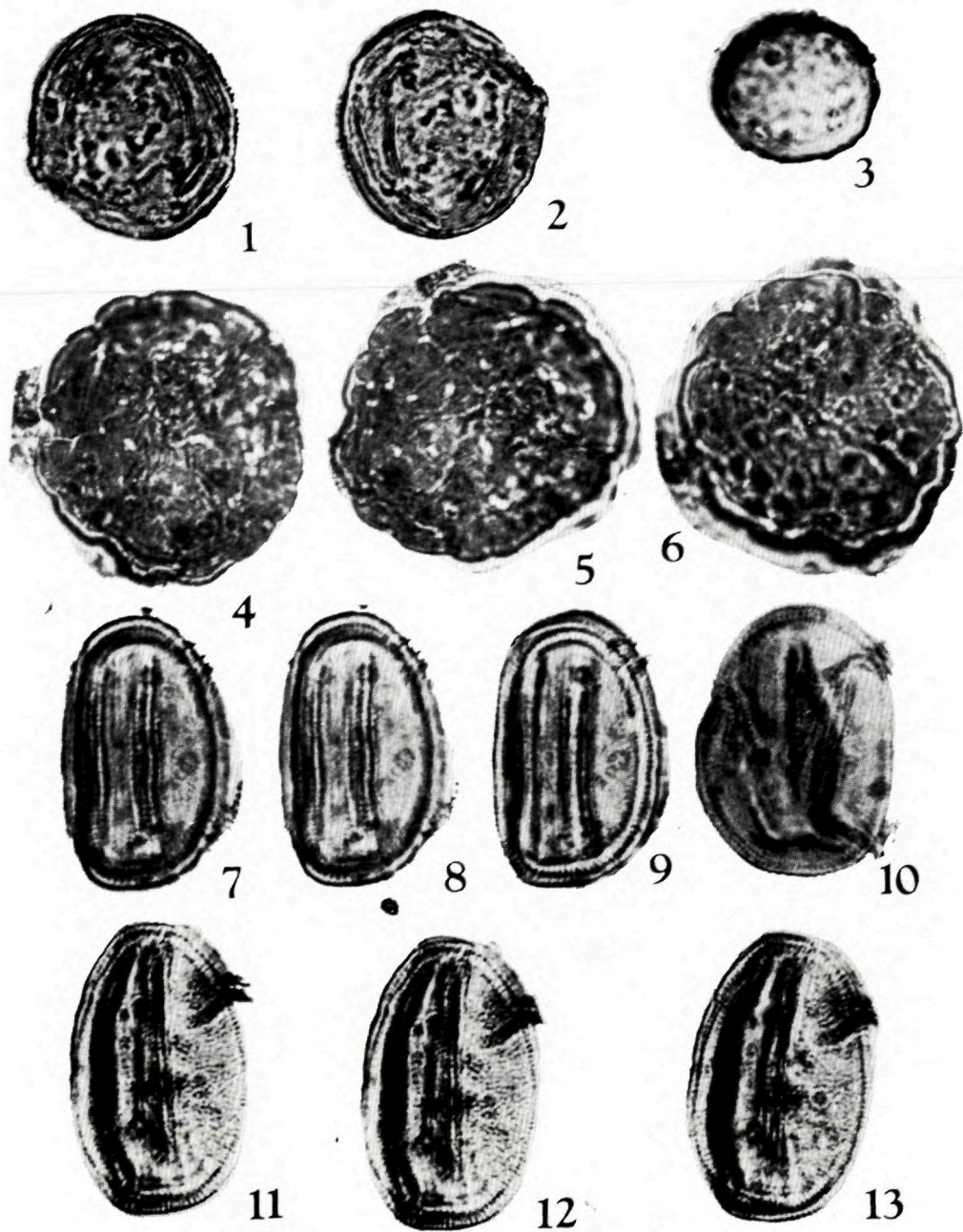
1, 2 *Tricolporopollenites slovakensis*; 3-10 *Rhoipites pseudocingulum*; 11, 12 *Araliaceopollenites edmundi*; 13, 14 *Tricolporopollenites macrodurensis* subsp. *baculaferus*



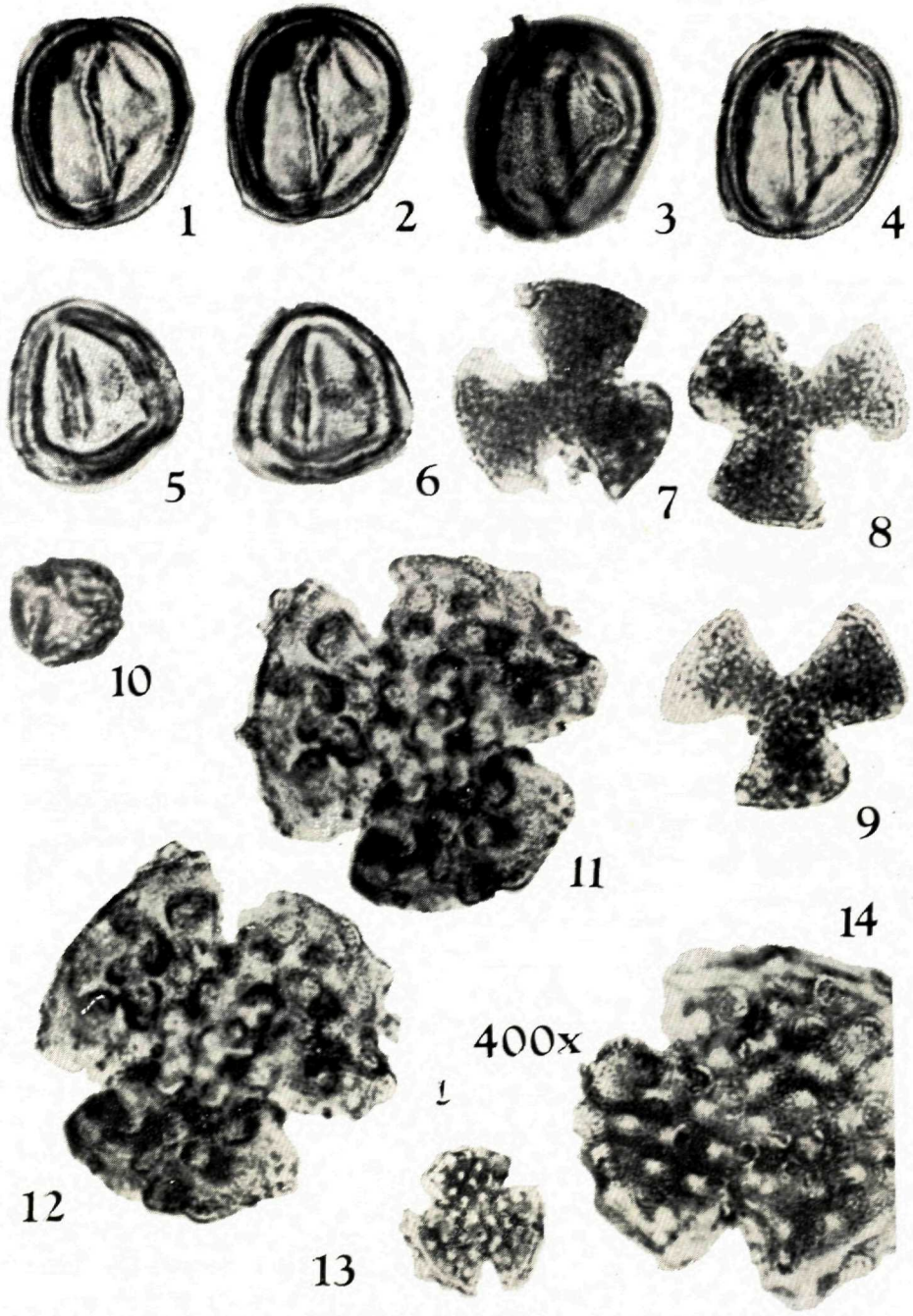
1-5 *Cornus* sp.; 6, 7 *Ilexpollenites* cf. *margaritatus*; 8-10 *Ilexpollenites* *propinguis*; 11-12 *Ilexpollenites* cf. *ilicis*



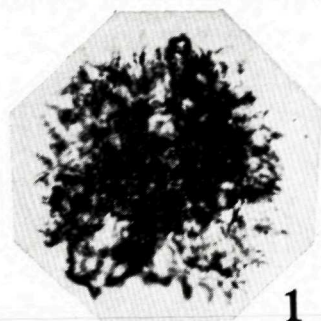
1 *Ilexpollenites iliacus* subsp. minor; 2-6 *Ilexpollenites* fsp.; 7-19 *Chenopodiipollenites* fsp. 1



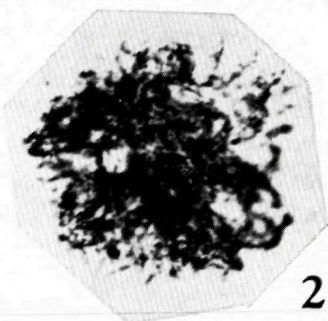
1, 2 *Chenopodipollenites multiplex*; 3 *Chenopodipollenites* fsp. 2; 4-6 *Peripodipollenites nigricans*; 7-13 *Labiatae*



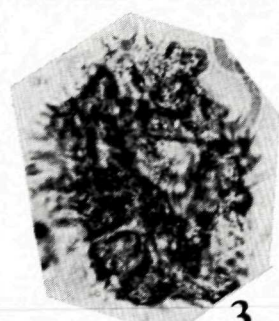
1-6 cf. *Labiatae*; 7-9 *Labiatae* fsp. 2; 10 *Rhamnaceae*; 11-14 *Compositoipollenites cirsioides*



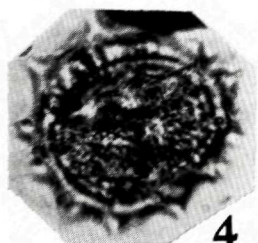
1



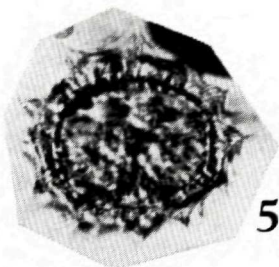
2



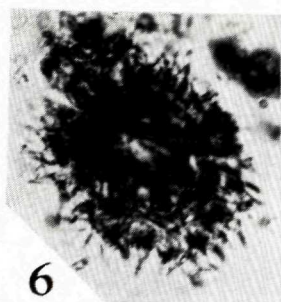
3



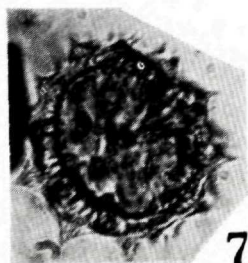
4



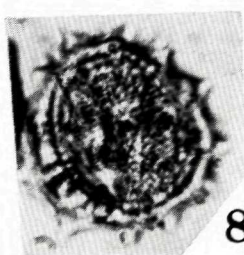
5



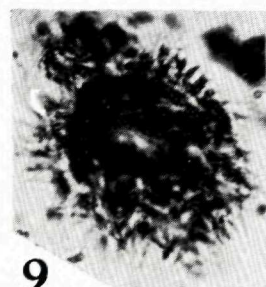
6



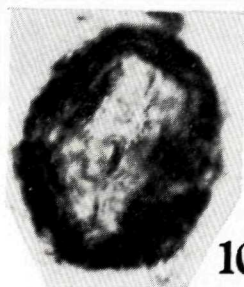
7



8



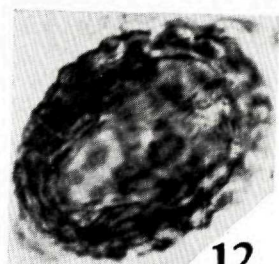
9



10

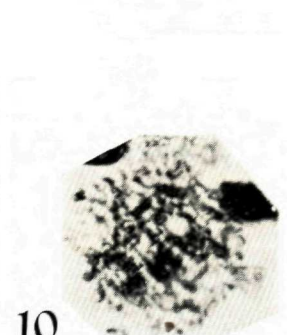
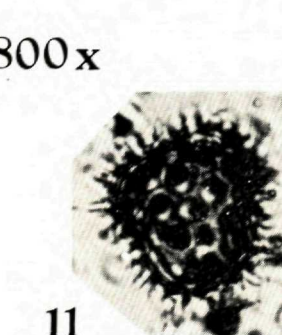
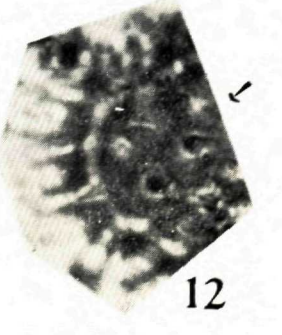
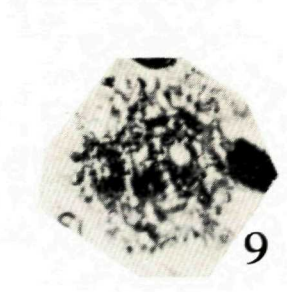
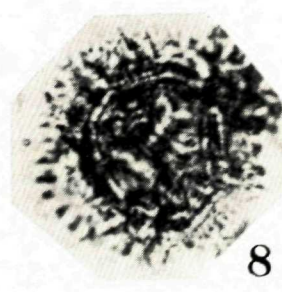
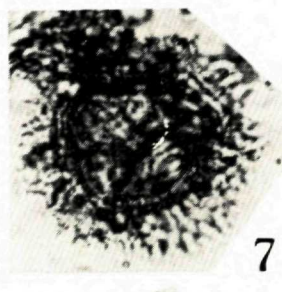
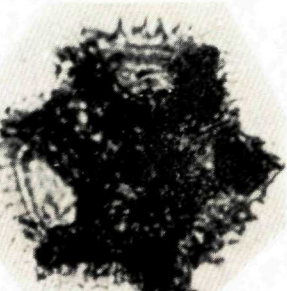
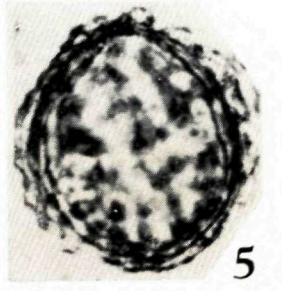
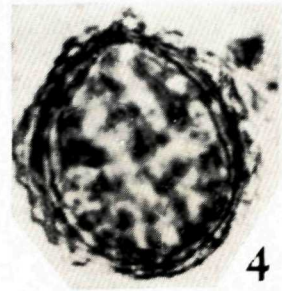
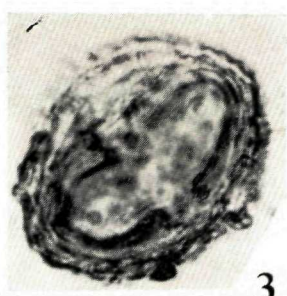
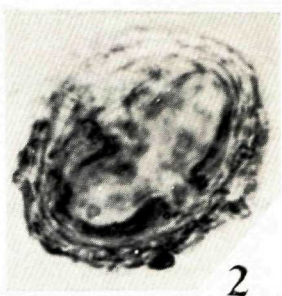
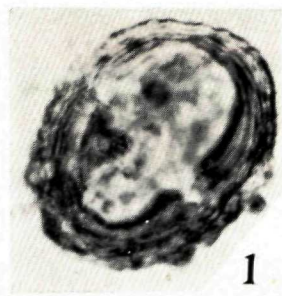


11



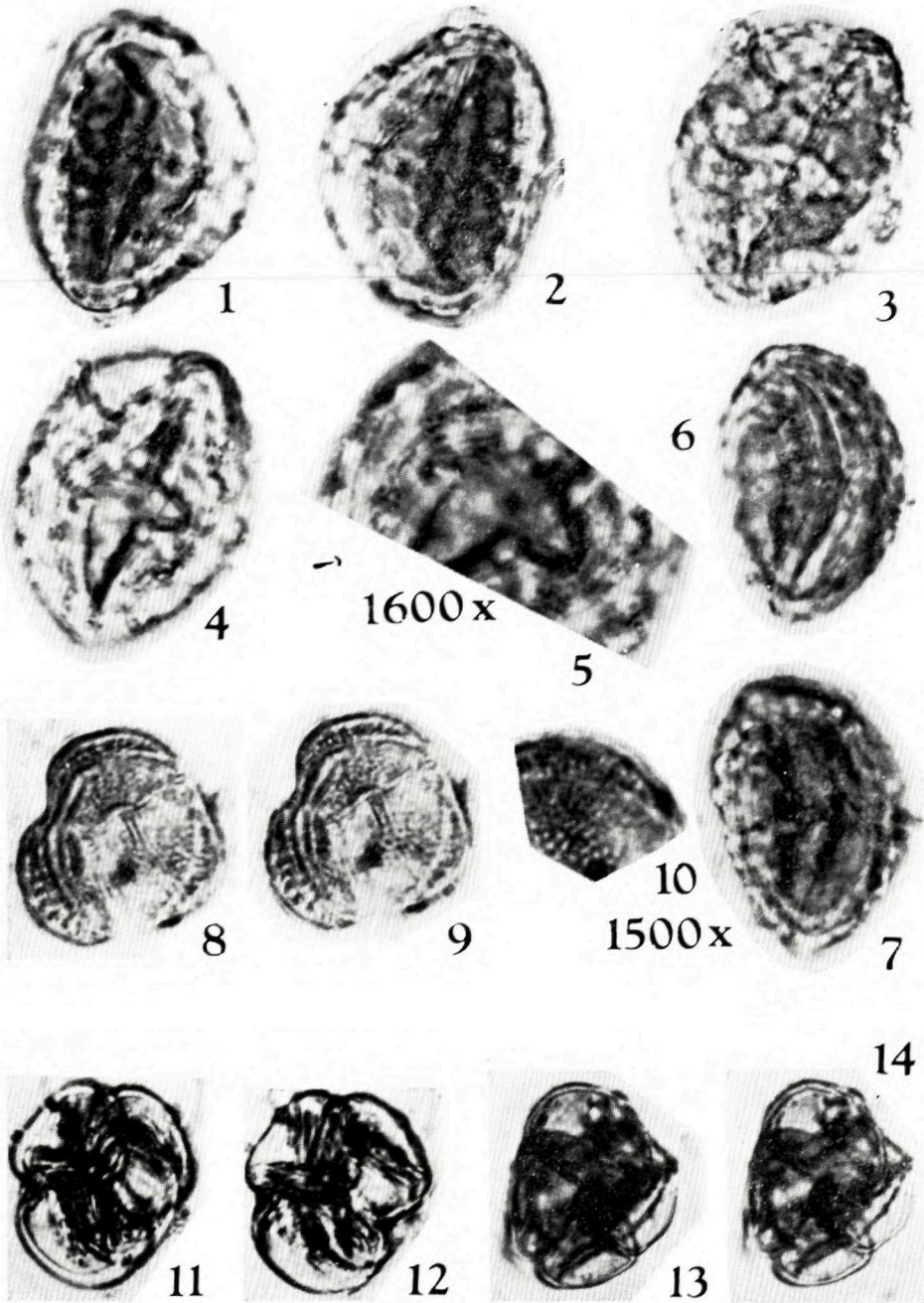
12

1-3 *Compositoipollenites* fsp. 1; 4, 5 *Tubifloridites* fsp. 2; 6, 9 *Compositoipollenites* fsp. 1; 7, 8 *Tubifloridites* fsp. 2; 10-12 *Tubifloridites* fsp. 1

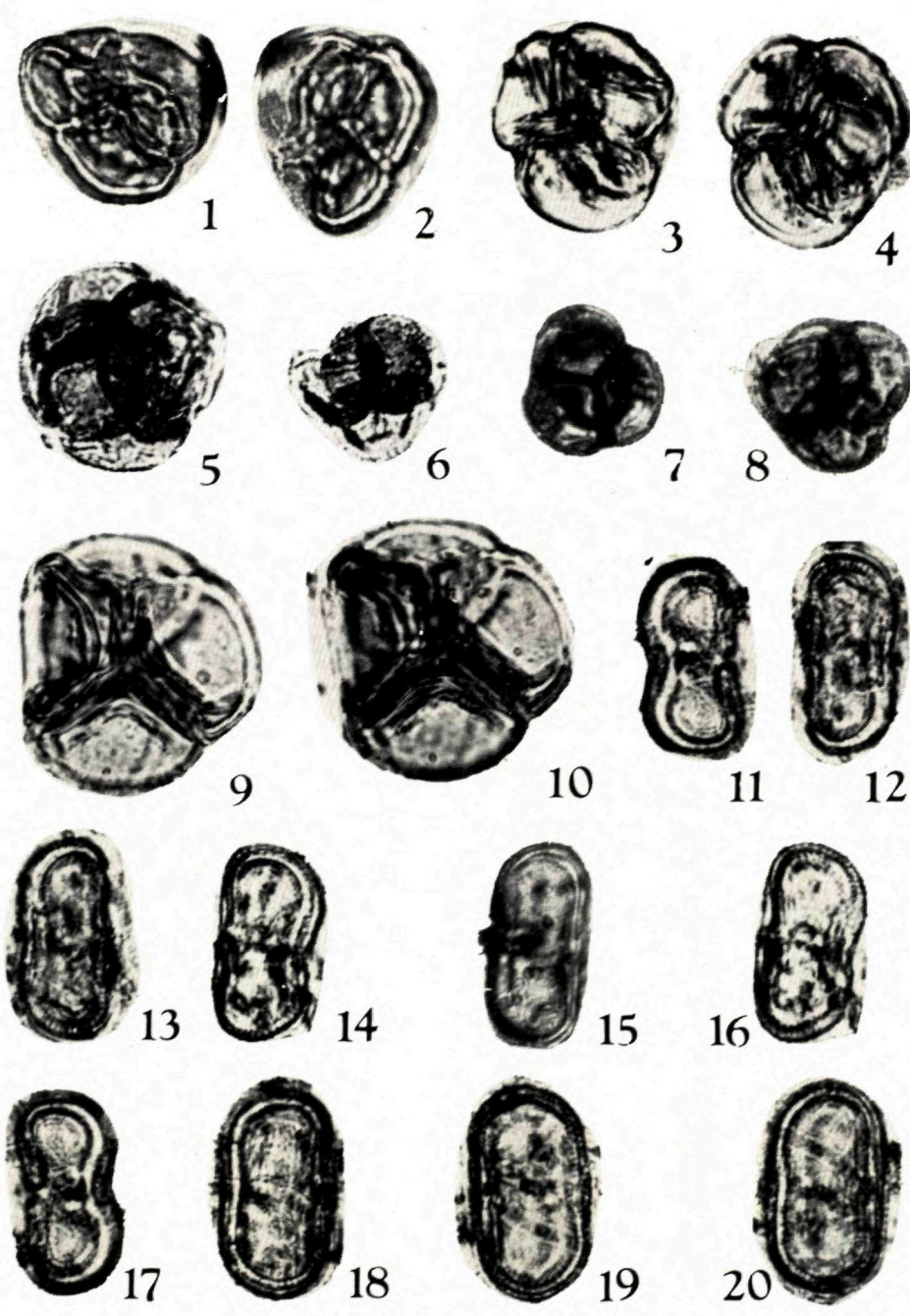


1800x

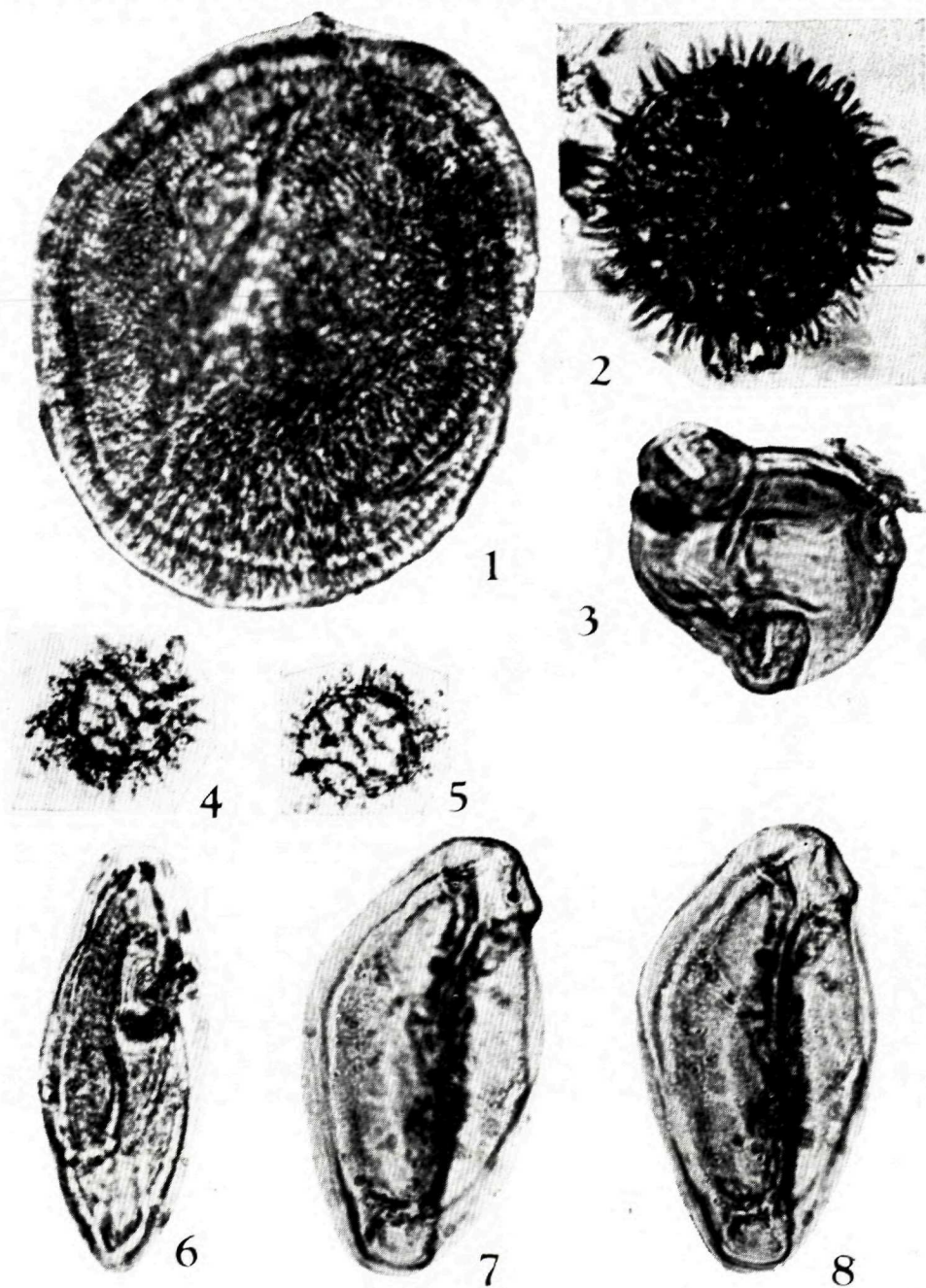
1-5 *Tubifloridites* sp. 1; 6 *Compositoipollenites* sp. 2; 7, 8 *Compositoipollenites* sp. 4; 9, 10 *Compositoipollenites* sp. 3; 11, 12 *Arctotis tipus*



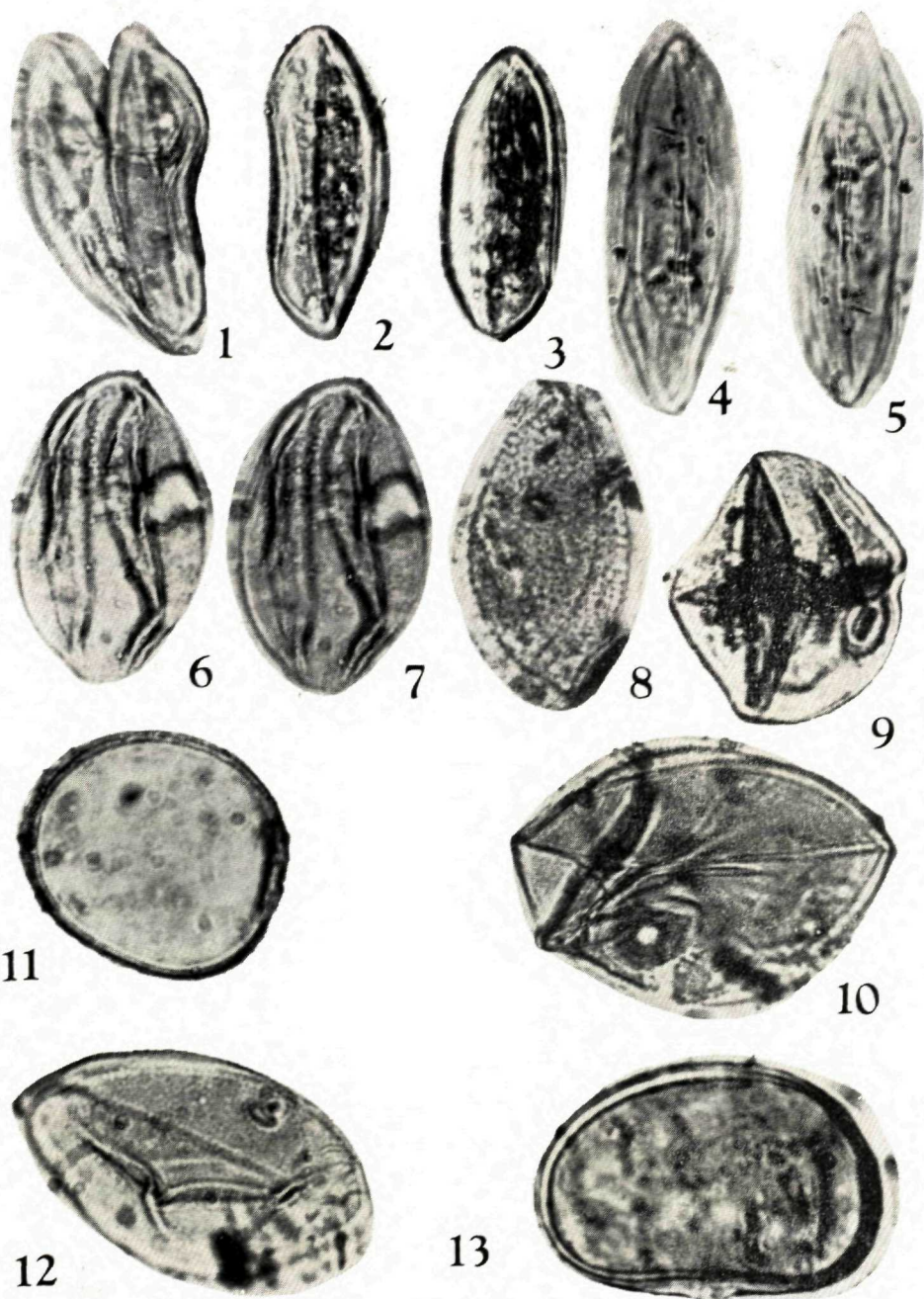
1-7 *Centaurea* fsp.; 8-10 *Artemisiapollenites* fsp.; 11-14 *Eriopites* fsp.



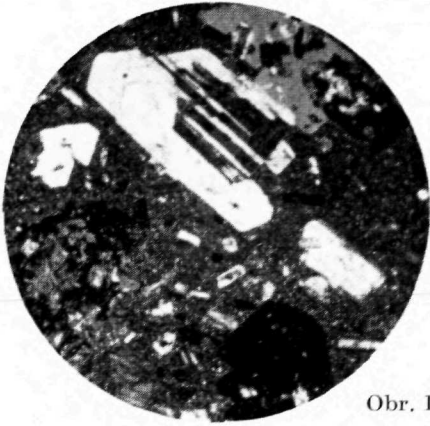
1-10 *Eriopites* fsp. ; 11-20 *Umbelliferae*



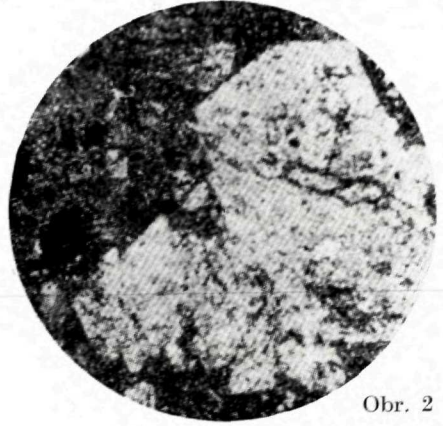
1 *Succisa* sp.; 2 cf. *Cucurbitaceae*; 3 *Jussiaepollenites champlainensis*; 4, 5 *Incertae sedis*?; 6-8 *Magnoliaepollenites*



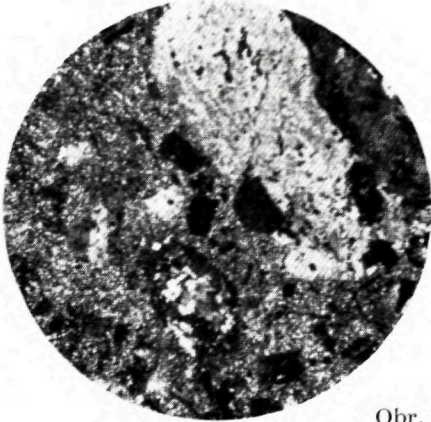
1-5 *Liliaceae*; 6-7 *Monocolpopollenites* fsp.; 8 *Monocolpopollenites* sp.; 9 *Graminides media*; 10 *Graminides* fsp.; 11-13 cf. *Phalaris*



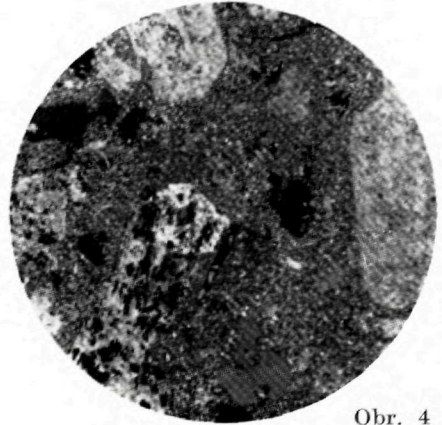
Obr. 1



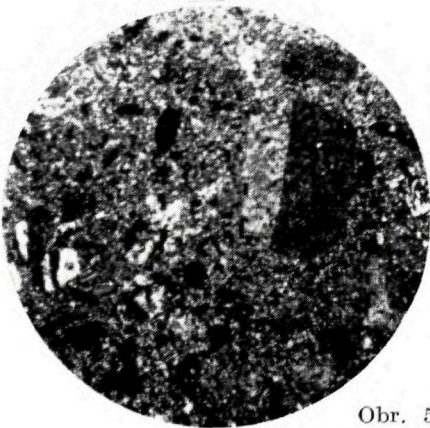
Obr. 2



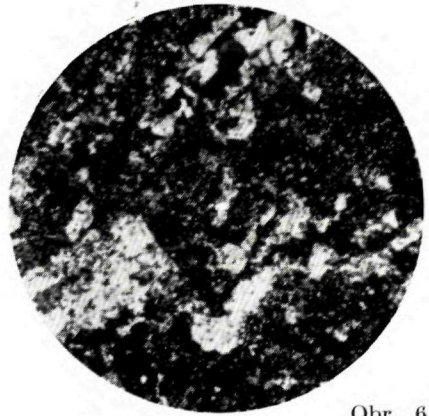
Obr. 3



Obr. 4



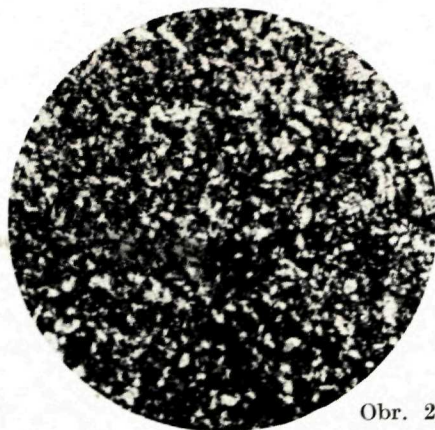
Obr. 5



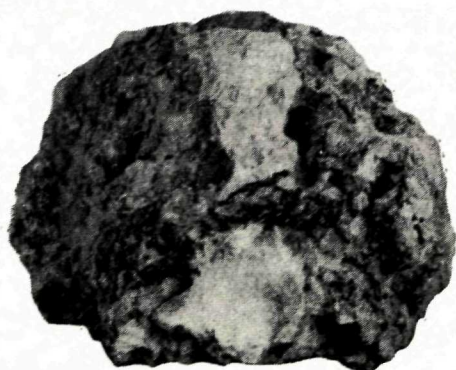
Obr. 6



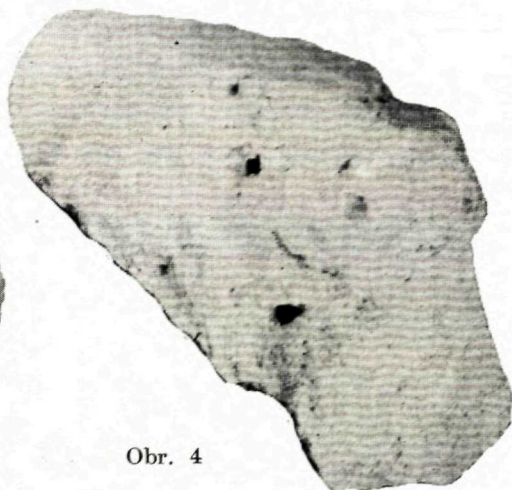
Obr. 1



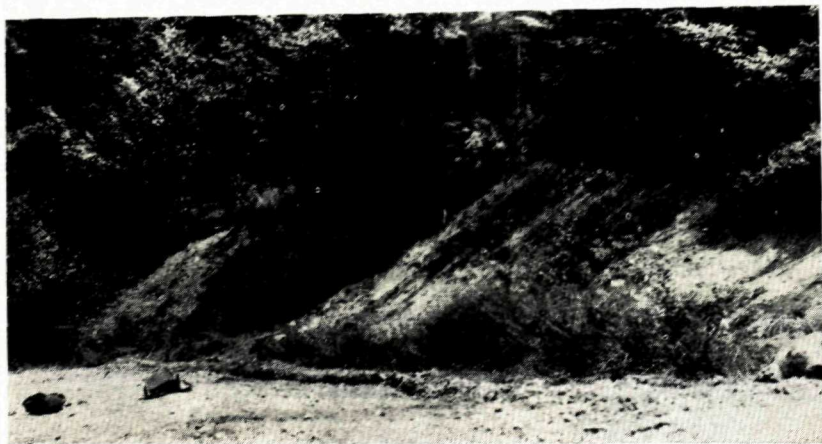
Obr. 2



Obr. 3



Obr. 4



Obr. 5

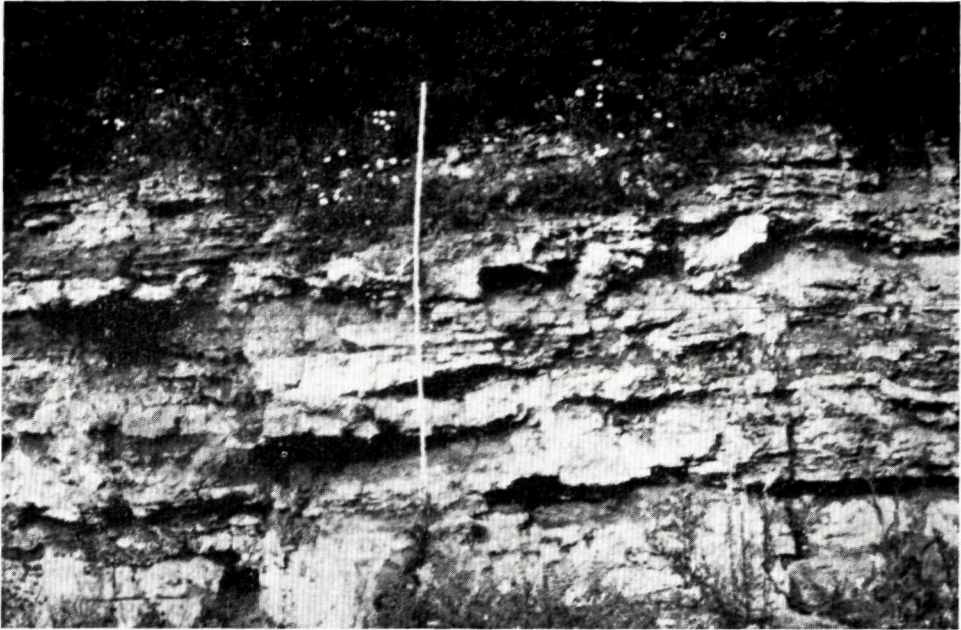


Fig. 1 View of the western wall of the travertine heap at the hill Čerená near Ludrová
(compare the sketch of the wall — text-fig. 5)

Obr. 1 Pohľad na západnú stenu travertínovej kopy na vršku Čerená pri Ludrovej
(porovnaj náčrt steny — text. obr. 5)

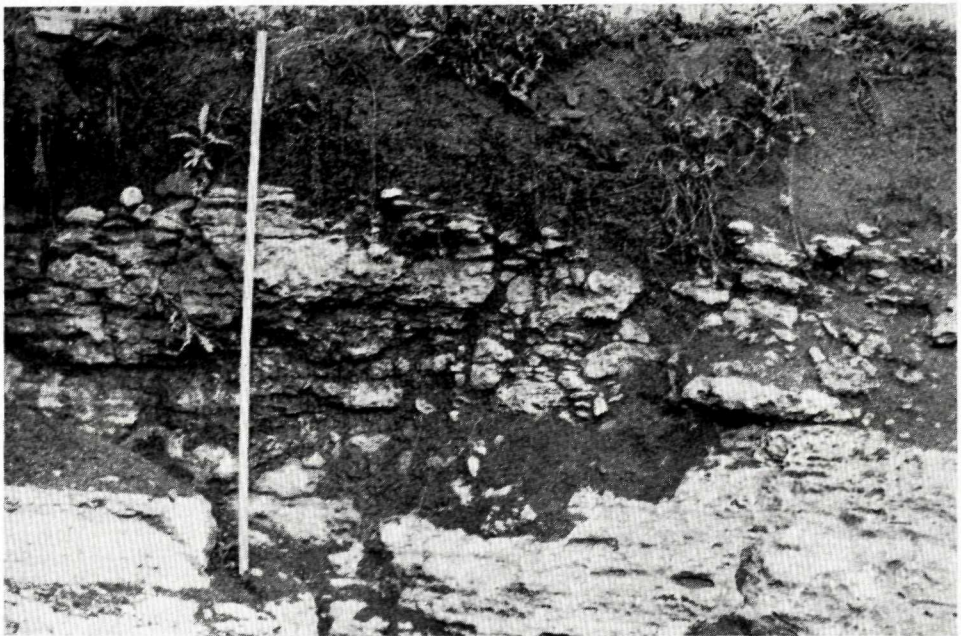


Fig. 2 Weathered surface of travertines with terra fusca on travertines of the hill Čerená
Obr. 2 Zvetraný povrch travertínov s terra fusca na travertínoch Čerená pri Ludrovej



Fig. 1 View of crater type travertines — Čertovica near Vyšné Sliache
Obr. 1 Pohľad na kráterový typ travertínov — Čertovica pri Vyšných Sliachoch



Fig. 2 Lúčky — Skala (quarry near the cemetery). Rich herbaceous vegetation on interglacial travertine surfaces
Obr. 2 Lúčky — Skala (kameňolom pri cintoríne). Bohatá bylinná vegetácia na plochách interglaciálnych travertínov

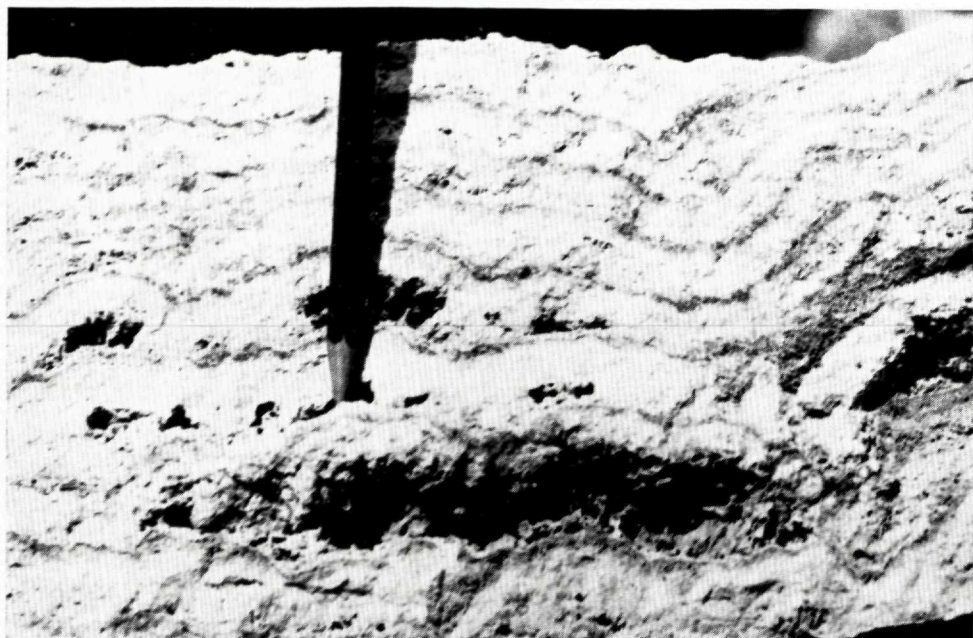


Fig. 1 Annual rhythmus in interglacial travertines in Lúčky — quarry near the cemetery (Skala)

Obr. 1 Ročné rytmy v interglaciálnych travertínoch v Lúčkach — kameňolom pri cintoríne (Skala)

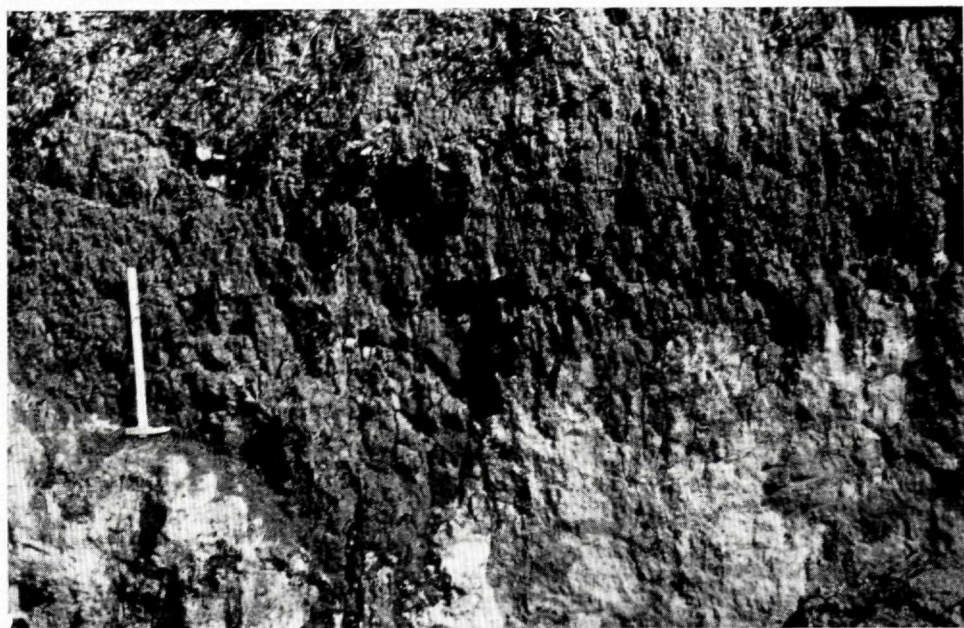


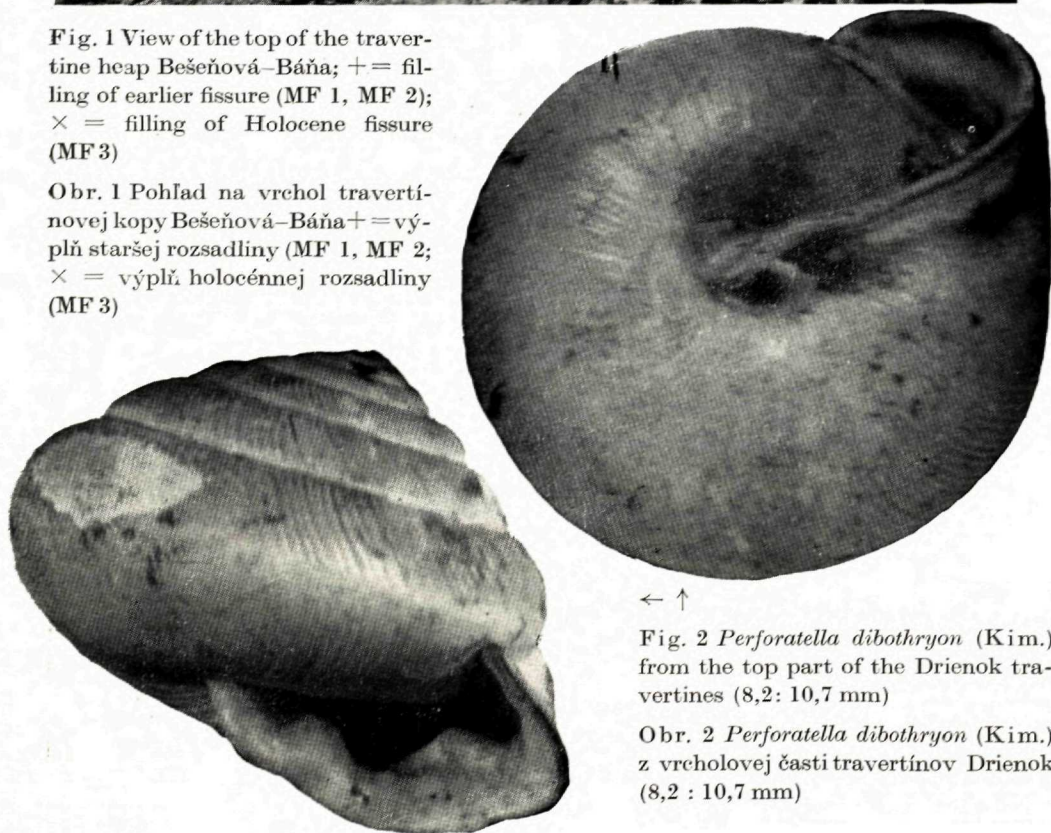
Fig. 2 Lúčky — Skaličky. Terra fusca on the lacustrine chalk (calcareous mud)

Obr. 2 Lúčky — Skaličky. Terra fusca na jazernej kriede



Fig. 1 View of the top of the travertine heap Bešeňová-Báňa; + = filling of earlier fissure (MF 1, MF 2); × = filling of Holocene fissure (MF 3)

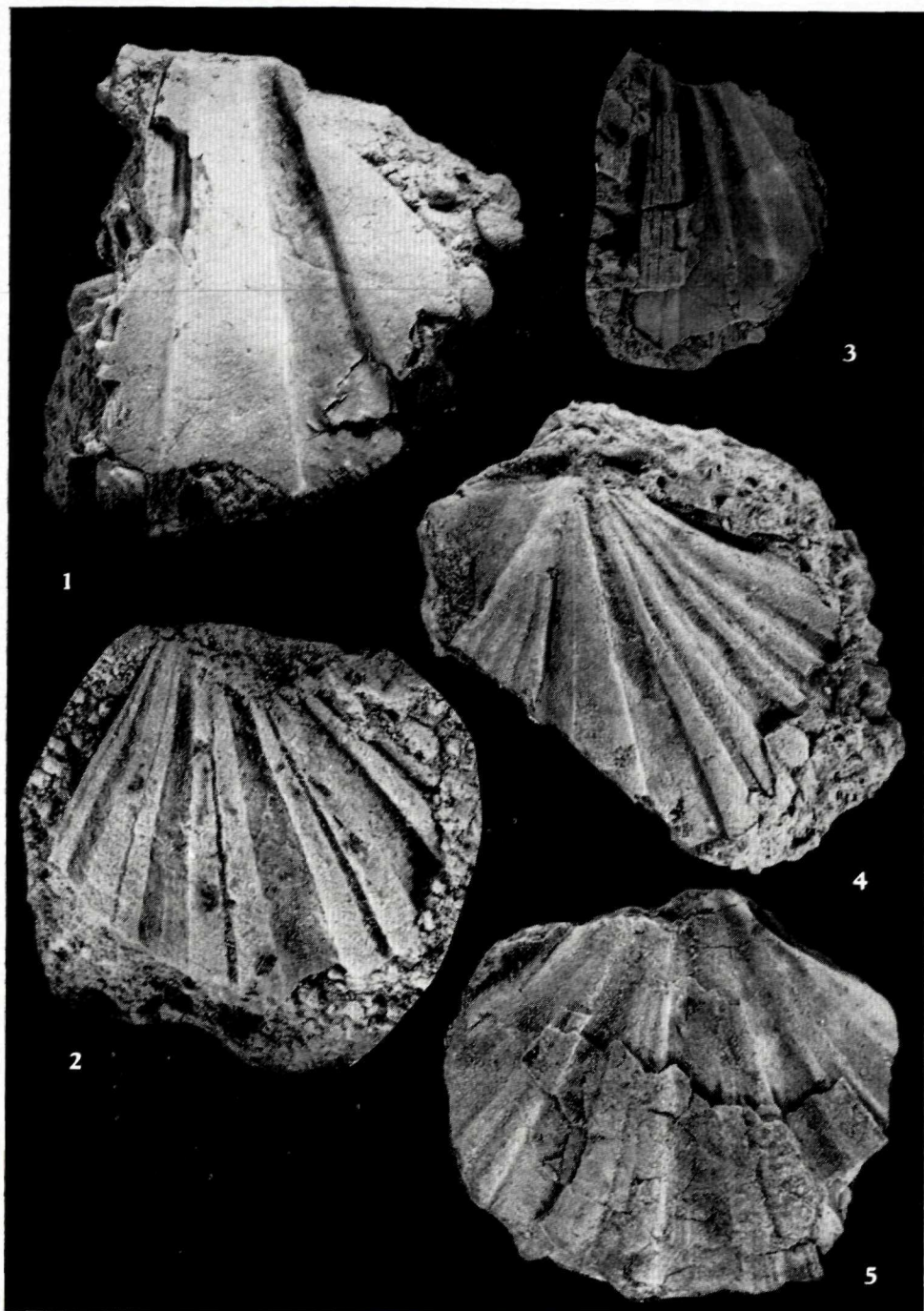
Obr. 1 Pohľad na vrchol travertínovej kopy Bešeňová-Báňa + = výplň staršej rozsadliny (MF 1, MF 2; × = výplň holocénnej rozsadliny (MF 3)

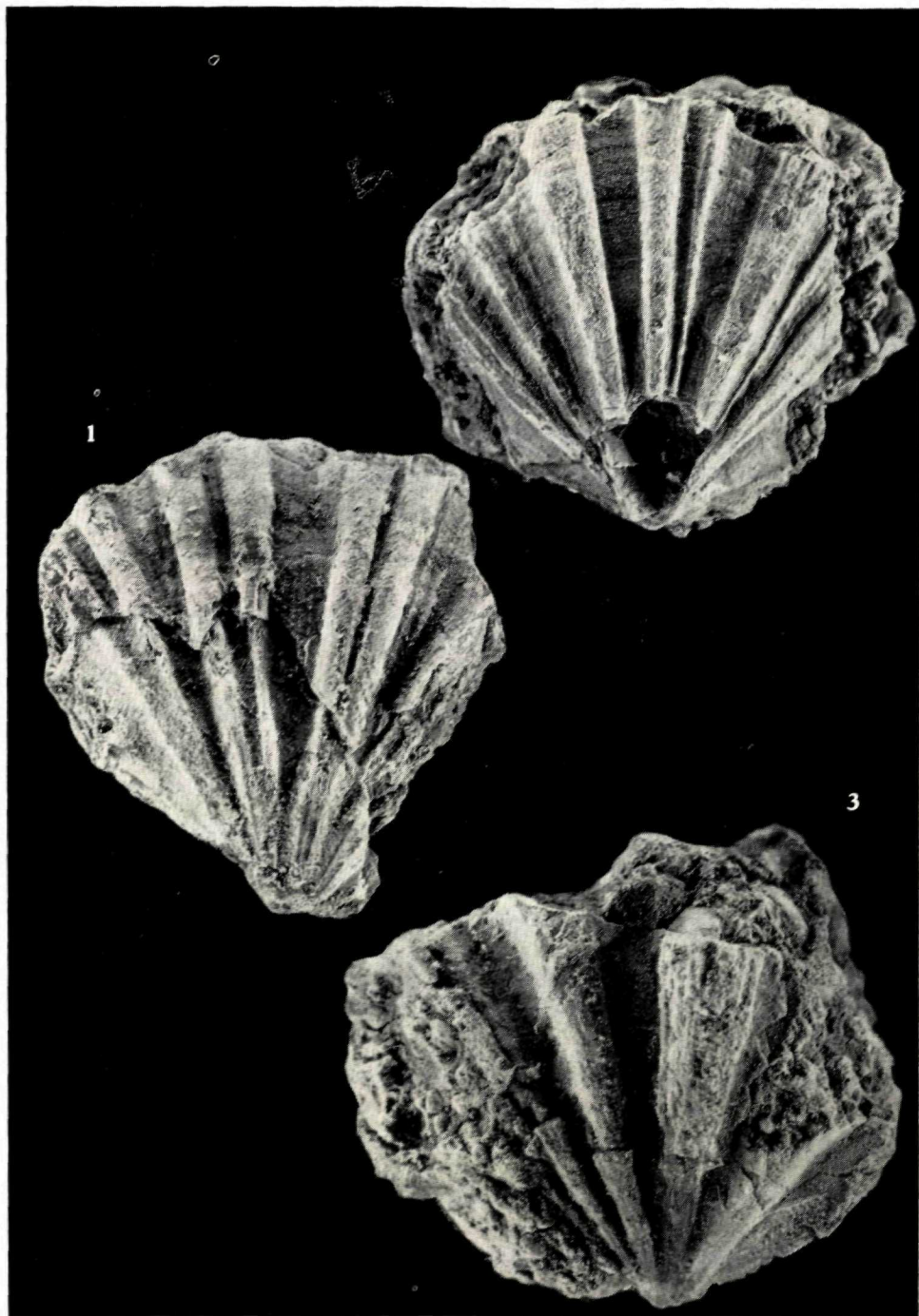


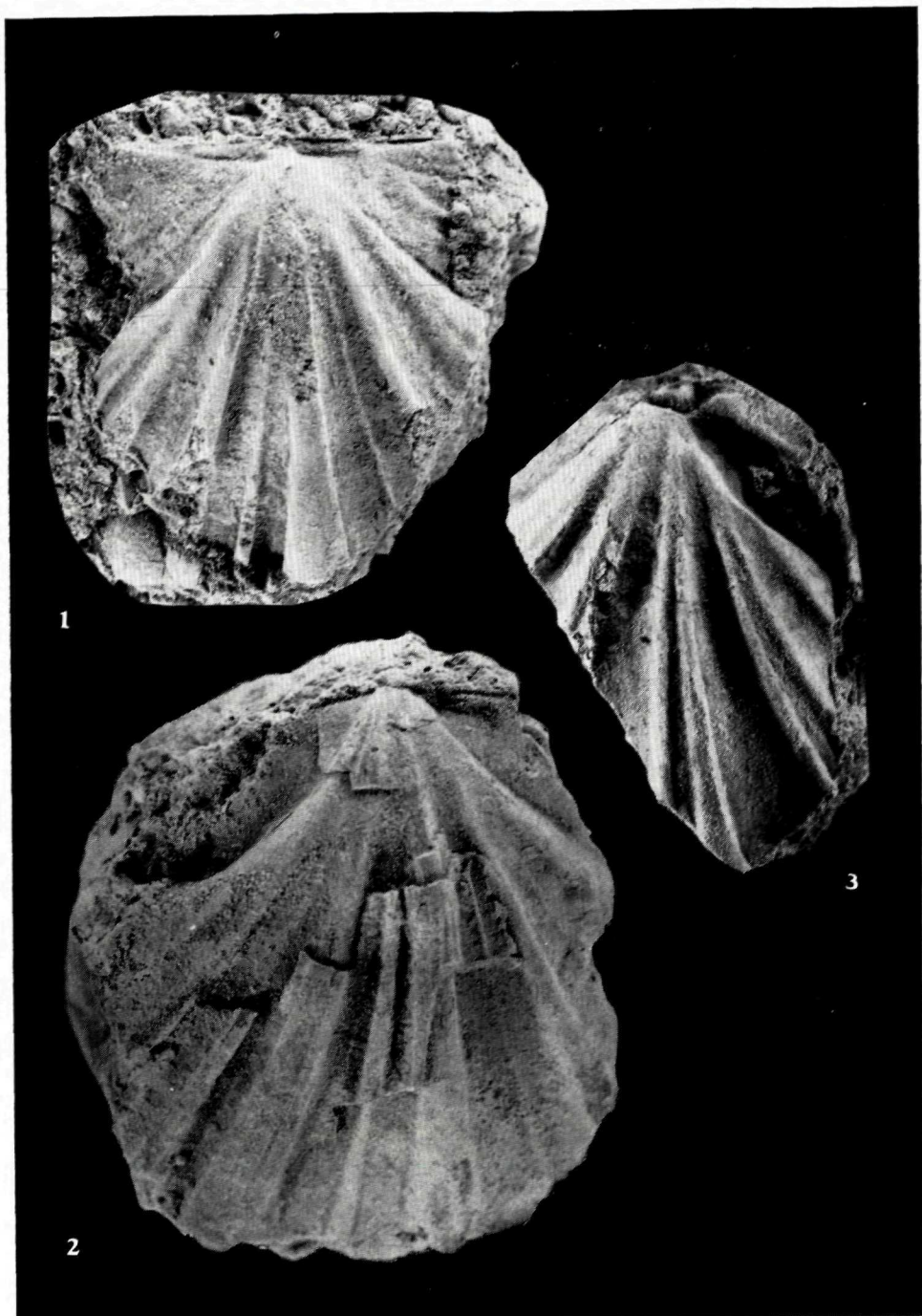
← ↑

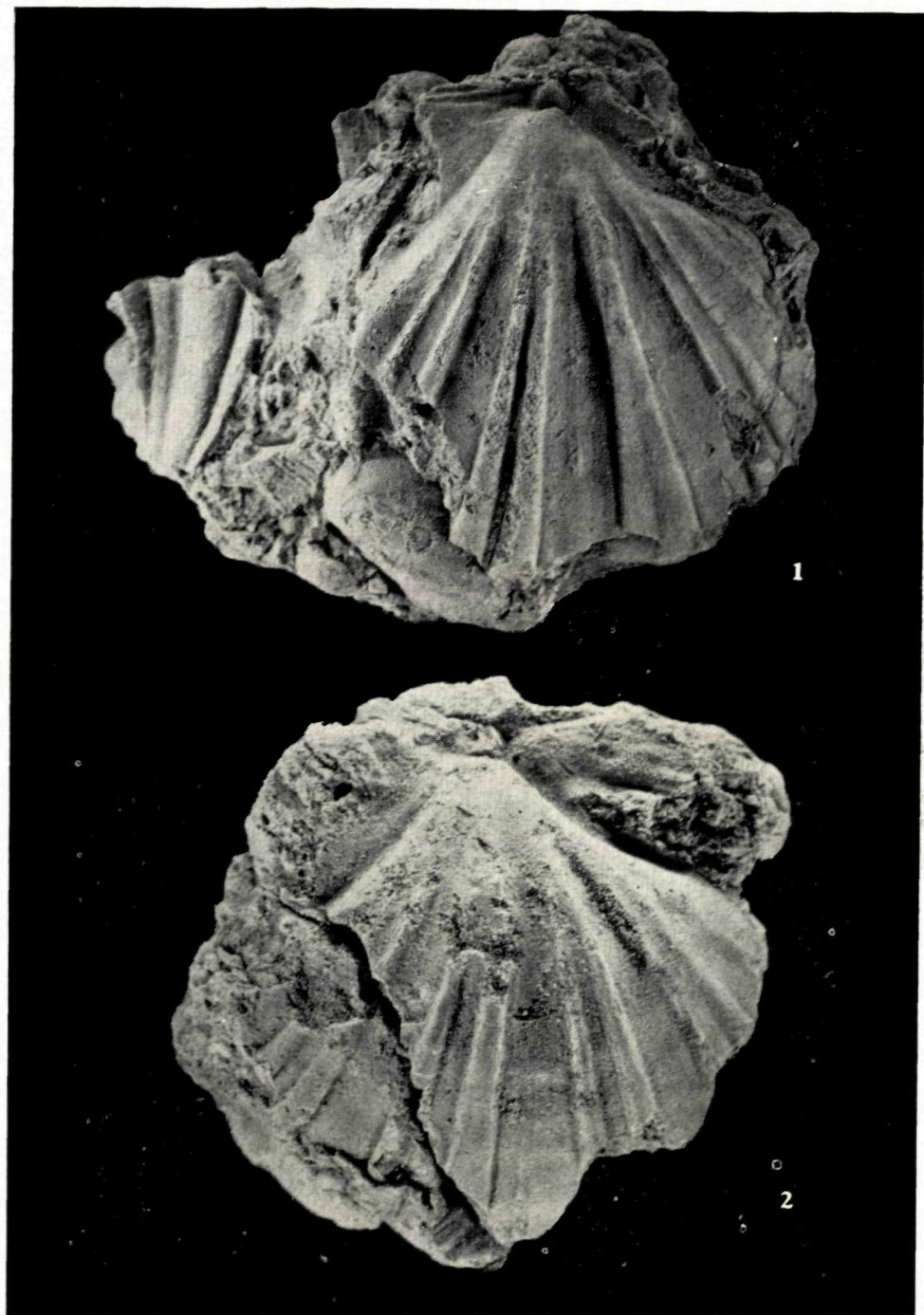
Fig. 2 *Perforatella dibothryon* (Kim.) from the top part of the Drienok travertines (8,2 : 10,7 mm)

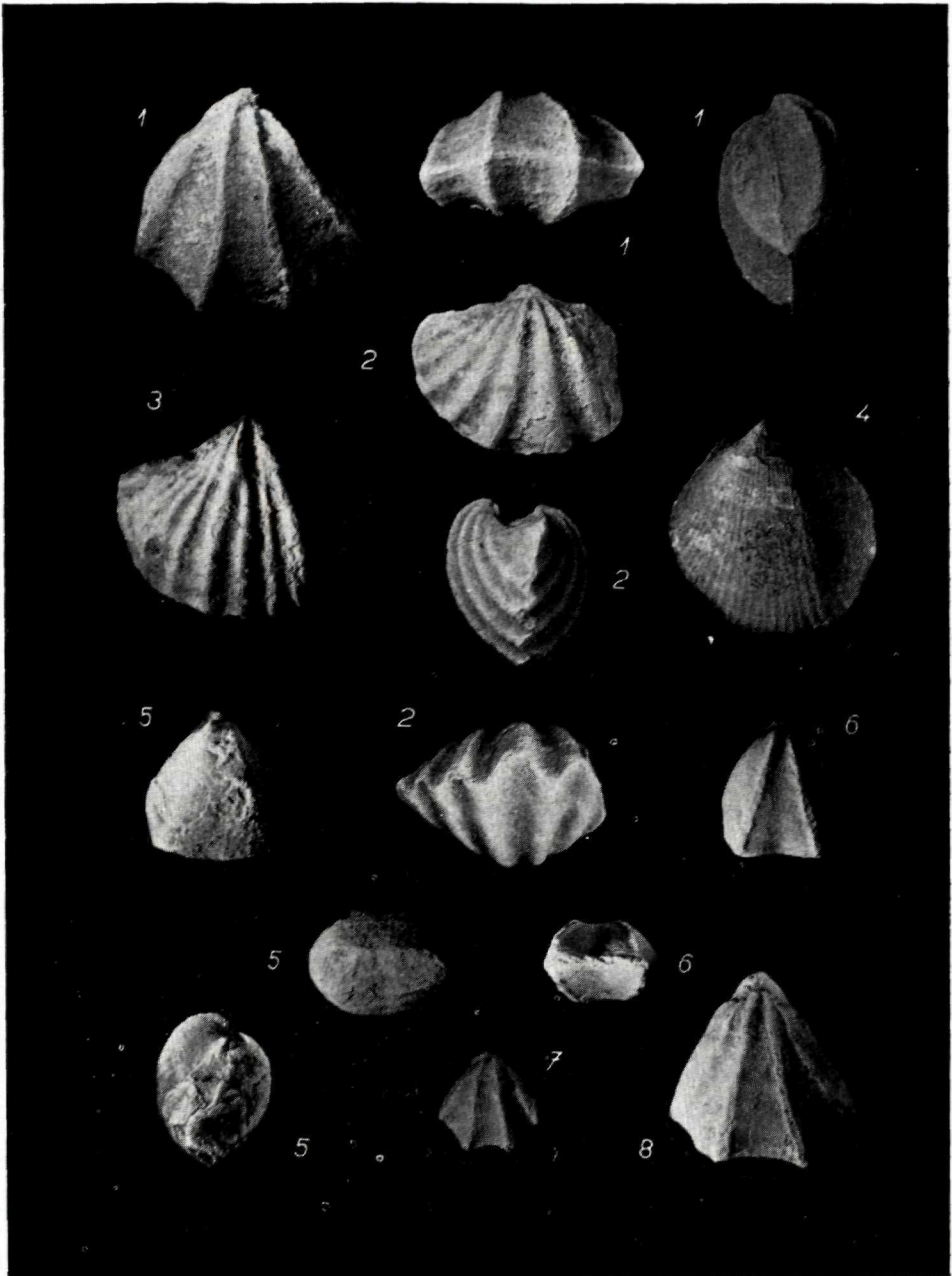
Obr. 2 *Perforatella dibothryon* (Kim.) z vrcholovej časti travertínov Drienok (8,2 : 10,7 mm)

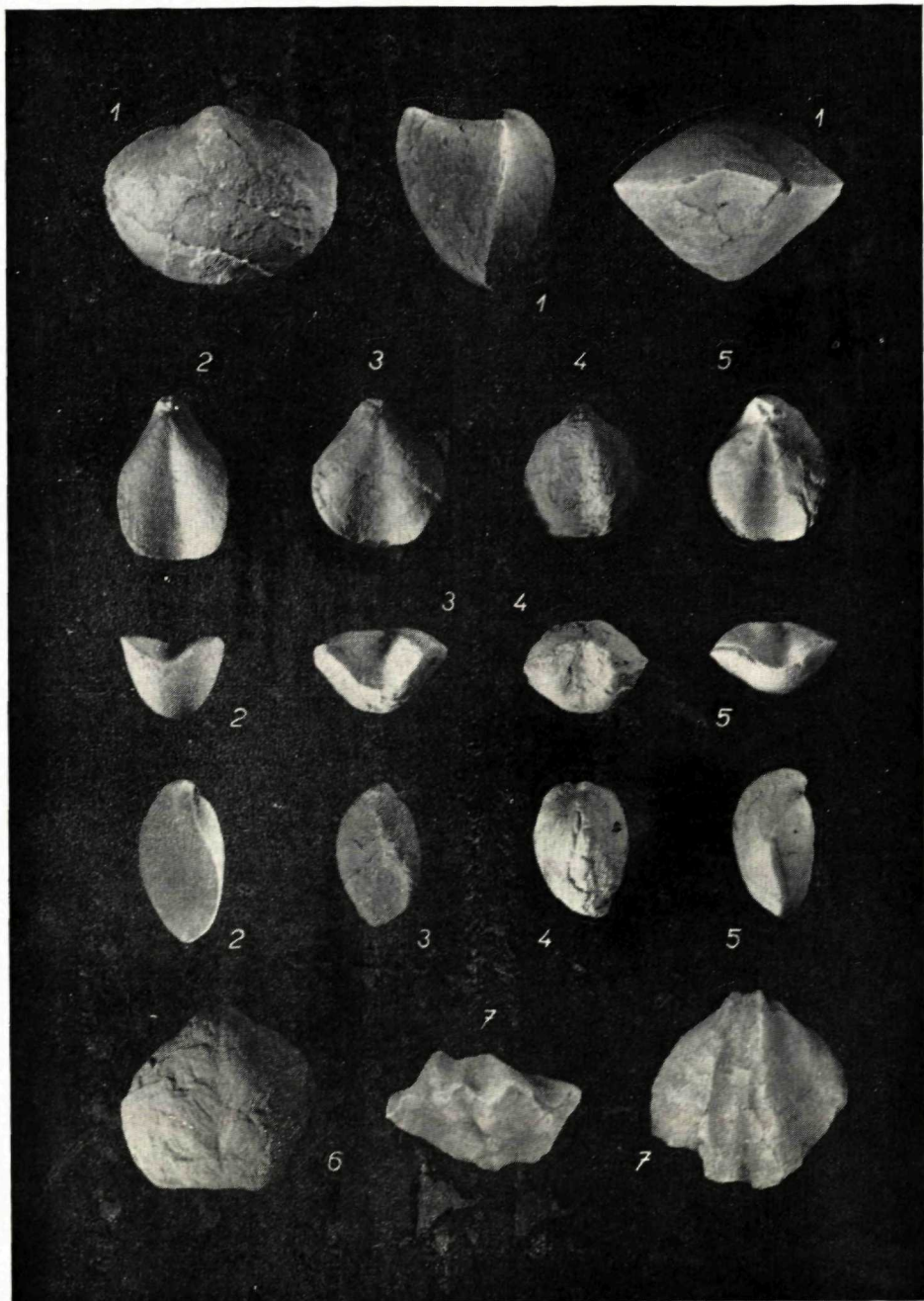


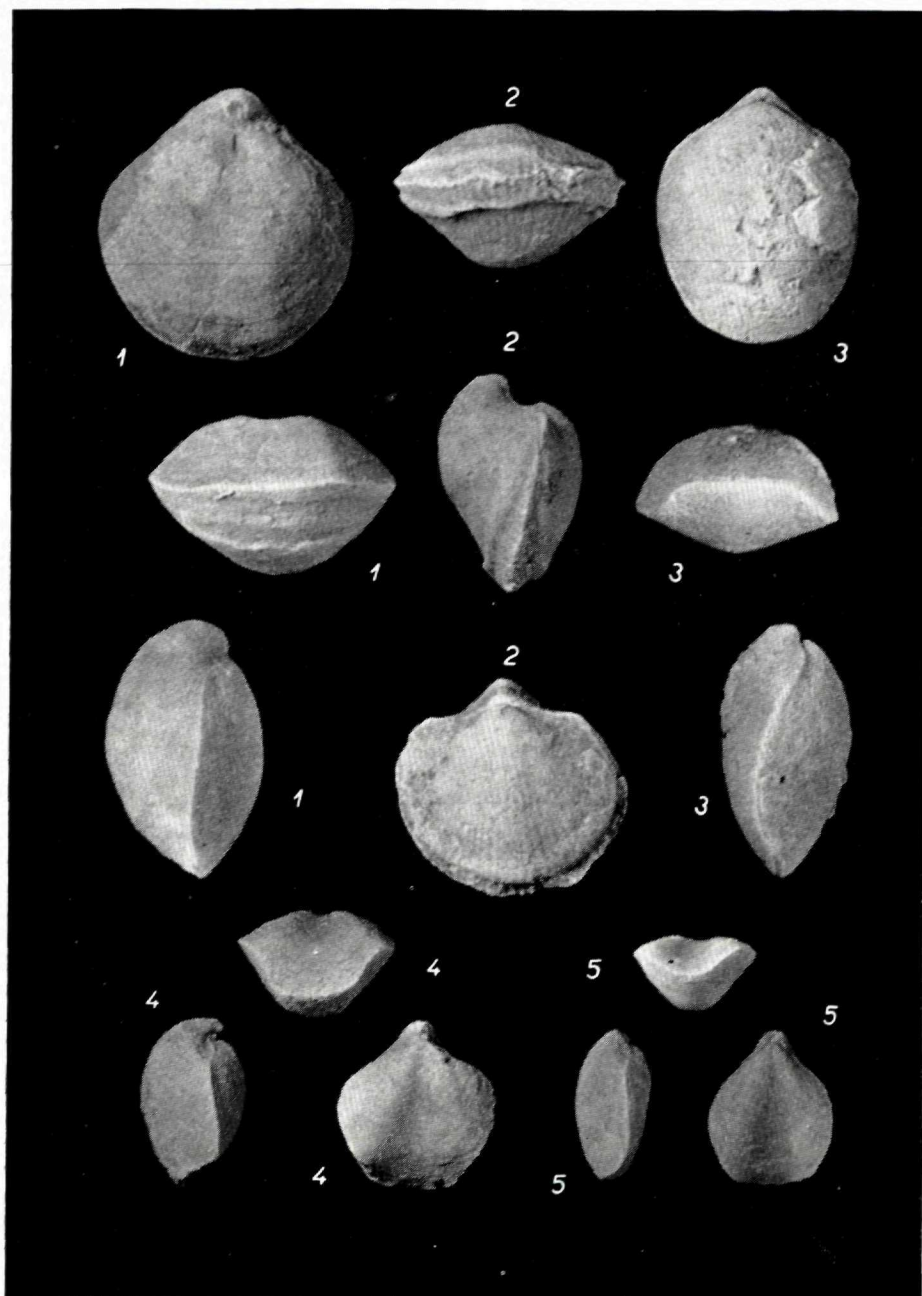












GEOLOGICKÉ PRÁCE, SPRÁVY 59

Vydal Geologický ústav D. Štúra v Bratislava roku 1972 vo Vydavateľstve Slovenskej
akadémie vied v Bratislave

Vedecký redaktor: RNDr. Ondrej Samuel, CSc.

Vytlačili Tlačiarenské závody Pravda, závod Bratislava písmom garmond Extended

AH 27,17, VH 27,69

Cena brož. Kčs 36,—